

73171

т. 4

вып. 2

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

МИНЕРАЛЫ

СПРАВОЧНИК

ТОМ IV

Выпуск 2

СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ
(смектиты, хлориты, смешанослойные)

СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ СО СЛОЖНЫМИ
ТЕТРАЭДРИЧЕСКИМИ РАДИКАЛАМИ

120260



МОСКВА «НАУКА»

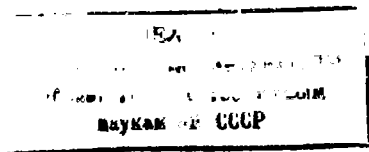
1992

Второй выпуск тома IV справочника «Минералы» содержит характеристику слоистых силикатов, не вошедших в первый выпуск тома IV (сметиты, хлориты, смешанослойные), и слоистых силикатов со сложными тетраэдрическими радикалами. Как и в предыдущих томах справочника, при составлении статей критически использованы опубликованные в СССР и за рубежом новейшие данные по структурам и другим свойствам минералов. Указаны условия нахождения их в природе с примерами месторождений, основные пути синтеза и применения в народном хозяйстве.

Справочник предназначен для минералогов, петрографов, геохимиков и других специалистов, занимающихся изучением минерального сырья. Ил. 194. Библиогр. 3540 назв.

Главный редактор
академик Ф. В. ЧУХРОВ

Ответственный редактор
кандидат геолого-минералогических наук
Н. Н. СМОЛЪЯНИНОВА



М 1804020000-299
042 (02)-92 408-90, II пол.

ISBN 5-02-002899-1
ISBN 5-02-003245-X

© Издательство «Наука», 19

ПРЕДИСЛОВИЕ

Во втором выпуске тома IV справочника «Минералы» приводится описание стойких силикатов, не вошедших в первый выпуск этого тома — смектитов, хлоритов, силикатов со смешанослойной структурой и со сложными тетраэдрическими радикалами. Их кристаллохимическая классификация разработана Ф. В. Чухровым и Б. Б. Звягиным. Материал изложен в том же порядке, что и в предыдущих томах.

Авторы выпуска — сотрудники ИГЕМ АН СССР и Минералогического музея им. А. Е. Ферсмана АН СССР.

Л. Н. Белова — группа уиксита—хейвиита.

Е. А. Борисова — монтмориллонит, сапонит (совместно с В. П. Петровым), введение к группе смектитов, мауритцит, слюда-монтмориллонит-вермикулит.

Б. Е. Боруцкий — родезит.

И. В. Витовская — нонтронит.

Ю. К. Воробьев — петалит (при участии В. И. Степанова), пренит, санборнит.

М. Д. Дорфман — дельхайелит, гидродельхайелит.

Л. П. Ермилова — волконскоит (дополнения), хризоколла.

Н. И. Забавникова — армстронгит, делиит, зусманит, илимаусит, карлтонит, кимрит, лейкофенит, группа лейкофана, лемуанит, группа макатита, натросилит, тяншанит, эвидимит, ягоит.

Б. Б. Звягин — структура стильномелана, дополнения к описанию структур других минералов.

В. И. Кудряшова — ахоит, икерит, мэколэит, науяказит, сколит, тунгусит.

Э. М. Куплетская — макдональдит (при участии Н. И. Забавниковой), пентагонит.

Н. Н. Мозгова — группа гизингерита.

И. В. Островская — группа хлорофеита-палагонита, группа хлоритов, смешанослойные силикаты (кроме алиэтита, кулькеита, каолинит-монтмориллонита).

Т. М. Павлова — беннистерит, ганofilлит, парсеттенсит.

В. П. Петров — смектиты (кроме нонтронита), совместно с Е. А. Борисовой, при участии Н. Н. Смольяниновой.

И. В. Рождественская — федорит, цеофиллит, составление списков минералов по элементам.

О. Л. Свешникова — экманит.

П. П. Смолин — алиэтит, кулькеит.

Н. Н. Смольянинова — группа рейерита, даванит, кавансит, латиумит, монтередианит, сажинит, сирлезит, терскит, тусканит.

М. Н. Соколова — группа палыгорскита.

П. П. Токмаков — вермикулит.

В. И. Финько — смешанослойный каолинит-монтмориллонит.

А. А. Черников — апофиллит, натроапофиллит, дополнения к смешанослойным силикатам.

М. Б. Чистякова — стильномелан.

З. В. Шлюкова — группа джиллеспита, группа пиросмалита.

Т. А. Яковлевская — маунтинит, уикенбергит, эвидимит (при участии Н. И. Забавниковой).

Описания кристаллических структур минералов отредактированы Б. Б. Звягным, данные инфракрасной спектроскопии — Е. В. Власовой, Т. А. Зиборовой, Е. С. Рудницкой, термических свойств — Г. О. Пилояном. В общем редактировании статей принимала участие Е. А. Борисова. Пересчеты химических анализов смектитов выполнены Е. А. Борисовой и Н. А. Панкиной, хлоритов — И. В. Островской. Библиографические ссылки унифицированы Н. С. Кулиш. В подготовке рукописи к печати принимали участие Л. Ф. Жукова, Н. С. Кулиш, Н. А. Панкина, И. В. Рождественская.

Как и в ранее опубликованных выпусках «Минералов», в списках литературы, прилагаемых к описанию минералов, не повторяются ссылки на следующие основные минералогические справочники, руководства и монографии (ссылки на эти работы даны в тексте в скобках):

- Бетехтин А. Г.* Минералогия. М.: Госгеолиздат, 1950. 956 с.
Брэгг У. Л., Кларингбулл Г. Ф. Структура минералов. М.: Мир, 1967. 389 с.
Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия Пер. с англ. под ред. Д. С. Белянкина. М.: Изд-во иностр. лит., 1953. 561 с.
Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптические свойства искусственных минералов/Пер. с англ. под ред. В. В. Лапина. М.: Мир, 1967. 526 с.
Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы/Пер. с англ. под ред. В. П. Петрова. М.: Мир, 1966. Т. 3. 316 с.
Кей Дж., Лэби Т. Таблицы физических и химических постоянных/Пер. с англ. под ред. К. П. Яковлева. 12-е изд. М.: Физматгиз, 1962. 247 с.
Лазаренко Е. К., Винар О. М. Минералогічний словник. Київ: Наук. думка, 1975. 773 с.
Ларсен Е., Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом/Пер. с англ. под ред. В. П. Петрова. М.: Недра, 1965. 463 с.
Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. 4-е изд. М.: Госгеолиздат, 1955. 248 с.
Трэггер В. Е. Оптическое определение породообразующих минералов Пер. с нем. под ред. Н. Д. Соболева. М.: Недра, 1980. 208 с.
Micas. Miner. Soc. Amer. Ed. S. W. Bailey Rev. Miner. 1984. Vol. 13. 584 p.
Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification Ed. G. W. Brindley, G. Brown. L., 1980. 495 p.
Dana E. S. System of mineralogy. 6th ed. N. Y.; L., 1892—1915. 1134 p. App. I—III. I — 1914. 75 p.; II — 1914. 114 p.; III — 1915. 87 p.
Doelter C. Handbuch der Mineralchemie. Dresden; L.: Verlag von Theodor Steinkopff, 1912—1931. Bd. 1. 1008 S.
Goldschmidt V. Atlas der Kristallformen. Heidelberg: Carl Winters Universitätsbuchhandlung, 1913. Bd. 2. 200 S.
Goldschmidt V. Krystallographische Winkeltabellen. B.: Verlag von Veit und Comp., 1897. 432 S.
Hey M. H. An index of mineral species and varieties arranged chemically. L.: Printed by Order of the Trustees of British Museum, 1955. 728 p.
Hintze C. Handbuch der Mineralogie. L.; B.: Verlag von Veit und Comp., 1897. Erg.-Bd. 2. 1842 S.; Hintze C., Linck G. B.; L.: Walter de Gruyter und Co, 1938. Erg.-Bd. 1. 760 S.; Hintze C., Chudoda C. 1954—1959. Erg.-Bd. 2. 808 S.; 1965. Erg.-Bd. 3. S. 152—256.
Strunz H. Mineralogische Tabellen. 5. Aufl. L.: Akademische Verlagsgesellschaft, Geest und Portig K.-G., 1970. 621 S. Пер. на рус. яз. под ред. А. С. Поваренных. М.: Гос. н-т. изд-во лит. по горн. делу, 1962. 532 с.

В тексте (например, в разделе «Синон.») иногда указываются фамилия (в русской транскрипции) исследователя и год публикации без библиографических данных.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

a, b, c — кристаллографические оси
 $a : b : c$ — отношение отрезков, отсекаемых единичной гранью (морфологическое отношение осей)

a_0, b_0, c_0 — параметры элементарной ячейки

a_{rh} — ребро ромбоэдрической ячейки

a_h, c_h — параметры гексагональной ячейки тригональных минералов

α, β, γ — углы между кристаллографическими осями

$L_2, 2, L_3, 3, L_4, 4, L_6, 6$ — оси симметрии в старом обозначении Германа—Могена

$L_{i3}=\bar{3}, L_{i4}=\bar{4}, L_{i6}=\bar{6}$ — инверсионные оси симметрии в разных обозначениях

P, m — плоскости симметрии в разных обозначениях

C — центр симметрии

φ, ρ — угловые сферические координаты кристаллов при установке оси c в вертикальном положении

φ_1, ρ_1 — угловые сферические координаты кристаллов при установке оси a в вертикальном положении

φ_2, ρ_2 — угловые сферические координаты кристаллов при установке оси b в вертикальном положении

(hkl) — простые формы и грани кристаллов

$[hkl]$ — ребра кристаллов и зоны

Z — число формульных единиц в элементарной ячейке

Ng, Nm, Np — оси индикатрисы двусосных минералов

Ne, No — оси индикатрисы одноосных минералов

n_g, n_m, n_p — показатели преломления двусосных минералов

n_e, n_o — показатели преломления одноосных минералов

$2V, 2E$ — истинный и кажущийся углы оптических осей

r, v — соответственно красный и синий свет (при дисперсии)

Rg, Rm, Rp — отражательная способность двусосных минералов

Ro, Re — отражательная способность одноосных минералов

λ — длина волны

Анал. — аналитик

Бл. — блеск

Восст. пл. — восстановительное пламя

Вычисл. — вычисленный

Гексаг. с. — гексагональная сингония (система)

Гексооктаэдр. — гексооктаэдрический

Гексатетраэдр. — гексатетраэдрический

Дв. ось — двойниковая ось

Дв. пл. — двойниковая плоскость

Диагн. исп. — диагностические испытания (название раздела)

Дигексаг. — дигексагональный

Дидодекаэдр. — дидодекаэдрический

Дипирамид. — дипирамидальный

Дитриг. — дитригональный

Диэдр. — диэдрический

Закр. тр. — закрытая трубка

Изл. — излом

Изм. — изменение (название раздела)

ИК — инфракрасный

Искусств. — искусственный, искусственное получение (название раздела)

Кл. — класс

Конц. — концентрированная

Козфф. — коэффициент

Куб. с. — кубическая сингония (система)

Микр. — микроскопическая характеристика (название раздела)

Монокл. с. — моноклиновая сингония (система)

Не обн. — не обнаружено

Н. о. — нерастворимый остаток

Окисл. пл. — окислительное пламя

Октаэдр. — октаэдрический

Опт. — оптика, оптический

О-в — остров

Откр. тр. — открытая трубка

Отл. — отличие (название раздела)

Пинакоид. — пинакоидальный

Пирамид. — пирамидальный

Пл. опт. осей — плоскость оптических осей

Повед. при нагр. — поведение при нагревании (название раздела)

П-ов — полуостров

П. п. — потеря при прокаливании

П. п. тр. — перед паяльной трубкой

Практ. знач. — практическое значение (название раздела)

Преф. — префектура

Пр. гр. — пространственная группа

Призм. — призматический

Пров. — провинция

Прох. — проходящий

Разб. — разбавленный

Разнов. — разновидность (название раздела)

Ромб. с. — ромбическая сингония (система)

Синон. — синонимы (название раздела)

Сл. — следы

Сп. — спайность

Средн. — среднее

Структ. и морф. крист. — структура и морфология кристаллов (название раздела)

Тв. — твердость

Теор. — теоретический

Тетраг. с. — тетрагональная сингония (система)

Тетраэдр. — тетраэдрический

Триг. с. — тригональная сингония (система)

Трикл. с. — триклинная сингония (система)

Уд. в. — удельный вес

Физ. св. — физические свойства (название раздела)

Физ.-хим конст. — физико-химические константы (название раздела)

Форм. ед. — формульная единица

Элем. яч. — элементарная ячейка

СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ

В настоящем выпуске тома IV продолжено начатое в первом выпуске описание слоистых силикатов, в структуре которых тетраэдрические катионы лежат в каждой сетке на одном уровне. Из них здесь описаны силикаты со слоями 2 : 1 (сметиты, хлориты) и силикаты со смешанослойной структурой.

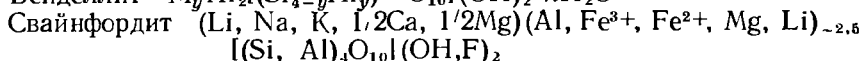
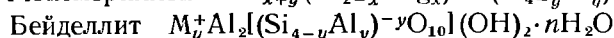
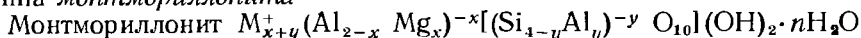
СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ С ТЕТРАЭДРИЧЕСКИМИ КАТИОНАМИ, ЛЕЖАЩИМИ В КАЖДОЙ СЕТКЕ НА ОДНОМ УРОВНЕ

СИЛИКАТЫ СО СЛОЯМИ 2 : 1

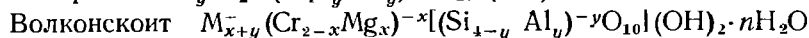
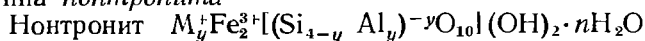
Структура типа сметитов

Диоктаэдрические сметиты

Группа монтмориллонита

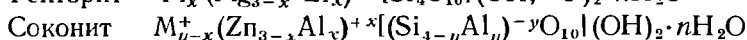
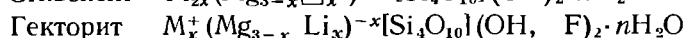
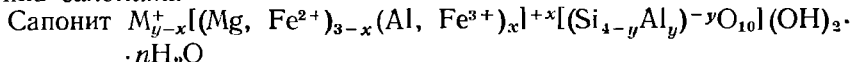


Группа нонтронита



Триоктаэдрические сметиты

Группа сапонита

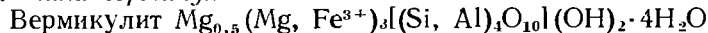


С невыясненной структурой

Х лорофеит

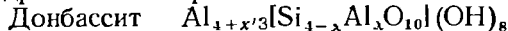
Палагонит

Структура типа вермикулита



Структура типа хлоритов

Диоктаэдрические хлориты



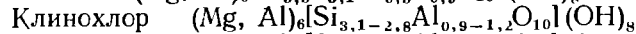
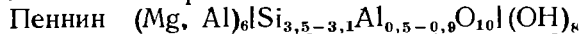
Дитриоктаэдрические хлориты

Группа судоита



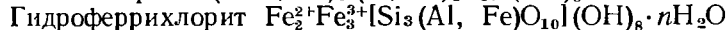
Триоктаэдрические хлориты

Магнезиальные хлориты



Магнезиально-железистые хлориты $(Mg, Fe^{2+}, Al)_6[(Si, Al)_4O_{10}](OH)_8$

Железистые хлориты $(Fe^{2+}, Al)_6[(Si, Al)_4O_{10}](OH)_8$



Хромовые хлориты $(\text{Mg, Cr, Al})_6[\text{Si, Al}]_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$

Никелевые хлориты

Нимит $\text{Mg}_2\text{Ni}_3\text{Al}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_8$

Никелевые гидroxлориты $(\text{Mg, Fe, Ni, Al})_6[\text{Si, Al}]_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Марганцевые хлориты

Пеннантит $\text{Mn}_{6-n}\text{Al}_n[\text{Si}_{4-n}\text{Al}_n\text{O}_{10}](\text{OH})_8$

Цинковые хлориты

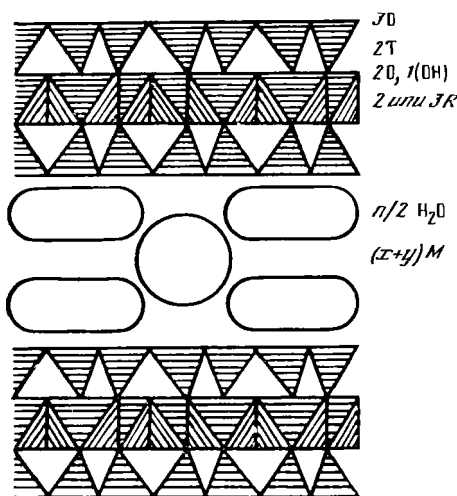
Бейлихлор $(\text{Zn}_{2,50}\text{Fe}_{1,20}^{2+}\text{Mg}_{0,76}\text{Mn}_{0,01}\text{Al}_{1,17}\square_{0,36})[\text{Si}_{3,55}\text{Al}_{0,45}\text{O}_{10}](\text{OH})_8$

СТРУКТУРА ТИПА СМЕКТИТОВ

Общая характеристика смектитов

Название «смектит» происходит от греч. *σμηθος* (смектос) — смазывать; первоначально (еще в XVII в.) применялось для обозначения глин, обладающих моющими свойствами. Кронштедт (1758) описал близкий к монтмориллониту минерал, названный им «смектис». Впоследствии для подобных минералов широкое распространение получило название «монтмориллониты» [1]. В дальнейшем оно стало употребляться для обозначения только диоктаэдрических разностей. В 1975 г. Номенклатурная комиссия Международной ассоциации по глинам [2] постановила использовать (впервые это сделал Браун в 1955 г. [3]) название «смектиты» (smectites) как общее для ди- и триоктаэдрических слоистых минералов с разбухающей решеткой, к которым ранее применялись названия «монтмориллониты», «монтмориллонит-сапониты», «монтмориллоноиды» — *montmorillonoides* [4].

Структуру смектитов можно представить в виде трехэтажных слоев, разделенных межслоевыми промежутками (фиг. 1). Соотношение образующих слоев тетраэдрических и октаэдрических сеток равно 2 : 1. В межслоевых промежутках находятся обменные катионы и молекулы воды. Природные смектиты обычно содержат один или два слоя молекул воды, при этом расстояние между слоями 2 : 1 составляет соответственно 12,5 и 15 Å. В результате поглощения воды происходит расширение решетки (внутрикристаллическое набухание). Поскольку водонасыщенные смектиты имеют более низкую свободную энергию, чем сухие, поглощение ими воды происходит весьма интенсивно. Некоторые исследователи полагают, что гидратация минералов этой группы происходит дискретно [5]. По данным Хорвата [6], набухание в значительной степени зависит от величины параметра элементарной ячейки b_0 : чем меньше b_0 , тем больше набухание. Следует также учитывать, что поглощенная смектитами вода может находиться не только в межслоевых промежутках, но и на поверхности и по краям отдельных частиц этих минералов. Анализ дифракционных характеристик водонасыщенного Na-монтмориллонита в области малоуглового рассеяния показал, что межслоевые молекулы H_2O составляют только 48—69% от общего содержания воды, а остальная ее часть заключена между пластинчатыми кристаллитами, сочленяющимися наподобие «карточного домика» [7]. Вопрос о структуре адсорбционной и межслоевой воды (является ли она жестко связанной или подвижной и в какой степени) до сих пор остается дискуссионным [5]. Предложено много различных вариантов расположения молекул воды по отношению к слоям 2 : 1 и обменным катионам [8—14]. По Хендриксу и Джефферсону [13], молекулы воды сочленены в гексагональные сетки, связанные с кремнекислородными слоями через атомы водорода. Маккензи [9] в качестве главного фактора, определяющего расположение молекул H_2O , рассматривает гидратацию обменных катионов. Согласно Майси [14], первоначально адсорбированная вода имеет структуру льда. По Баршаду [10], при значительной гидратации молекулы воды образуют гексагональные кольца, сходные с гексагональными кольцами атомов кислорода оснований кремнекислородных тетраэдров; при еще большей степени гидратации молекулы H_2O занимают также центры собственных и кремнекислородных колец. Межслоевые молекулы воды могут вытесняться и замещаться различными органическими и некоторыми неорганическими комплексами. Характерным свойством смектитов является также высокая способность к обмену межслоевых катионов в растворах, причем внутрикристаллическое набухание и катионный обмен тесно взаимосвязаны [15]. Экспериментально по-



Фиг. 1. Схема структуры смектита с двумя слоями H_2O между 2 : 1 слоями, проекция, перпендикулярная оси b (по Звягину)

лученные значения емкости катионного обмена лежат в пределах 80—120 мг экв/100 г. Допускается также, что часть обменных катионов (до 20%) удерживается по краям частиц минералов [16].

Общая кристаллохимическая формула (на 12 элементарной ячейки), согласно Дрицу и Звягину [17], может быть представлена в виде $M_{x+y}^+ R_q^x [T_q O_{10}] \cdot (\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, где M — межслоевые обменные катионы (в случае двухвалентных катионов — $1/2 M_{x+y}$, трехвалентных — $1/3 M_{x+y}$); R — октаэдрические катионы; T — тетраэдрические катионы; x и y — заряды соответственно октаэдрической и тетраэдрической сеток. В зависимости от величины q , т. е. от количества катионов в октаэдрах, смектиты, подобно другим слоистым силикатам, подразделяются на диоктаэдрические ($q=2$) и триоктаэдрические ($q=3$). К первым относятся монтмориллонит, бейделлит, свайнфордит, нонtronит, волконскит, ко вторым — сапонит, стивенсит, гекторит, соконит. Отрицательный заряд $(x+y)$ слоев 2 : 1 обусловлен изоморфными замещениями катионов большей валентности на катионы меньшей валентности: Si на Al в тетраэдрах; Al на Mg, Fe^{2+} в октаэдрах и т. д. Он компенсируется положительно заряженными межслоевыми катионами; кроме того, в случае триоктаэдрических смектитов он часто компенсируется положительным зарядом, возникающим в результате изоморфного замещения октаэдрических катионов меньшей валентности на катионы большей валентности (Mg на Al, Fe^{3+}). Отрицательный заряд другого типа обусловлен замещением гидроксильных групп на O^{2-} , что может быть следствием вхождения в октаэдрические позиции триоктаэдрических смектитов значительного количества Fe^{3+} [18]. В результате возникает дефицит протонов (z) в анионном радикале: $\text{O}_{10+z}(\text{OH})_{2-z}$. Кристаллохимические формулы таких смектитов предложено рассчитывать по кислороду, определив предварительно соотношение двух- и трехвалентного железа в минерале методом ЯГР-спектроскопии, а также количество структурной воды с помощью термогравиметрического анализа [19, 20].

Заряд структурных слоев 2 : 1 определяет физико-химические свойства и положение смектитов в классификации глинистых минералов [6, 21, 22]. Обычно он находится в пределах 0,2—0,7 [17]; у триоктаэдрических смектитов, в частности у сапонита, он может достигать и более высоких значений, вплоть до $x+y=1,0$, т. е. высокозарядный сапонит в этом отношении подобен низкозарядному вермикулиту [23]. Среди диоктаэдрических смектитов, согласно Дрицу и Коссовской [21], следует выделять особые разновидности с малой (0,3—0,45) и большой (0,45—0,85) величинами $x+y$. Для многих смектитов значение $x+y$ близко к 0,33; оно считается идеальным и для него рассчитывается теоретический состав минералов данной группы.

Поскольку структурные слои находятся на значительном расстоянии друг от друга и заряд их обычно невелик, они слабо взаимодействуют друг с другом; вследствие этого структура природных смектитов, как правило, отличается низкой степенью трехмерной упорядоченности и имеет лишь двухмерную периодичность чередования слоев. Параллельные слои 2 : 1 могут испытывать произвольные относительные смещения и различно ориентироваться. В этом случае на рентгенограммах наблюдаются рефлексы только двух типов (полосы двухмерной дифракции hk и базальные отражения $00l$), поэтому смектиты характеризуются лишь параметрами a_0 , b_0 и межслоевым расстоянием d_{001} [5].

Значения d_{001} находятся в сложной зависимости от температуры, относительной влажности среды и природы межслоевых катионов [24]. Изменение базального межслоевого расстояния при поглощении органических веществ является важным диагностическим свойством. Чаще всего для диагностики применяют этиленгликоль и глицерин; образовавшиеся комплексы имеют d_{001} около 16,9 и 17,8 Å соответственно и легко идентифицируются на рентгенограммах. Для различия ди- и триоктаэдрических смектитов, как и других слоистых силикатов, обычно используют d_{060} : у диоктаэдрических разностей $d_{060}=1,453-1,503$ Å, у триоктаэдрических — 1,503—1,543 Å. Значения a_0 и b_0 смектитов, различающихся по составу [24]:

| Минералы | Катионы в октаэдрах | Катионы в тетраэдрах | a_0 | b_0 |
|-------------------|--------------------------------------|----------------------|-------|-------|
| Диоктаэдрические | | | | |
| Монтмориллонит | $Al_{2-x}Mg_x$ | Si_4 | 5,17 | 8,95 |
| Бейделлит | Al_2 | $Si_{4-y}Al_y$ | 5,15 | 8,95 |
| Свайнфордит | $(Al, Mg, Li)_{\sim 2.5}$ | Si_4 | — | — |
| Нонтронит | Fe_2^{3+} | $Si_{4-y}Al_y$ | 5,24 | 9,13 |
| Волконскоит | $Cr_{2-x}Mg_x$ | $Si_{4-y}Al_y$ | 5,18 | 9,02 |
| Триоктаэдрические | | | | |
| Сапонит | $(Mg, Fe^{2+})_{3-x}(Fe^{3+}, Al)_x$ | $Si_{4-y}Al_y$ | 5,31 | 9,20 |
| Стивенсит | $Mg_{3-x}Li_x$ | Si_4 | 5,28 | 9,16 |
| Гекторит | $Mg_{3-x}Li_x$ | Si_4 | 5,25 | 9,18 |
| Сокоинит | $Zn_{3-x}Al_x$ | $Si_{4-y}Al_y$ | 5,35 | 9,28 |

Параметр b_0 увеличивается линейно с увеличением содержания железа [4, 25, 26]. Диспрайр [26] вывел следующее уравнение регрессии, применимое ко всем смектитам: $b_0(\text{Å})=8,953+0,087S\pm 0,015$ Å, где S — сумма Fe^{2+} , Fe^{3+} и Mg в октаэдрических и тетраэдрических позициях.

С увеличением заряда отмечается некоторое уменьшение межслоевого расстояния и увеличение трехмерной упорядоченности, что особенно характерно для сапонита и доказано Сюке с соавторами [23] на примере насыщенных натрием искусственно полученных сапонитов. Для сапонита из Козакова, ЧСФР, который после насыщения натрием дал порошковую рентгенограмму, соответствующую моноклинной ячейке ($a_0=5,333$, $b_0=9,233$, $c_0=15,42$ Å, $\beta=99,66^\circ$), установлено изменение упорядоченности слоев (вплоть до полной неупорядоченности), в зависимости от степени гидратации и природы межслоевых катионов [27]. Трехмерная упорядоченность была также обнаружена у образца бейделлита из рудника Блэк-Джек, шт. Айдахо, США, детально изученного Уэйром и Грин-Келли [28]. Согласно Звягину [29], возрастание степени упорядоченности структуры после удаления межслоевых молекул воды и максимального сближения слоев проявляется в электронограммах от текстур, полученных в вакууме при некотором наклоне препарата к первичному пучку электронов. Еще большего эффекта упорядочения структуры достигают путем насыщения образцов калием и многократного повторения циклов (70—100) смачивания—высушивания [30, 31].

По данным Ципурского и Дрица [31], структурные слои 2 : 1 диоктаэдрических смектитов могут быть трех типов. Для двух из них характерно чередование двух октаэдров, заселенных катионами, и одного вакантного, причем либо вакантный, либо один из заселенных является транс-октаэдром, а остальные — цис-октаэдрами (в транс-октаэдре гидроксильные группы располагаются в вершинах диагонали, а в цис-октаэдре — в вершинах ребра октаэдра). В слоях первого типа, где транс-октаэдры вакантны, тетраэдрические сетки связаны центром симметрии, а в слоях второго типа с заселенными транс-октаэдрами — осью второго порядка, параллельной оси b . В слоях третьего типа октаэдры заселены катионами статистически равномерно с вероятностью 2/3. На основе изучения большого количества природных образцов диоктаэдрических смектитов Ципурский и Дриц [31] наметили следующую тенденцию.

Слои первого типа (центросимметричные, транс-октаэдры вакантны) наблюдаются обычно у разностей, слоевой заряд которых обусловлен преимущественно тетраэдрическими замещениями (например, нонтронит, бейделлит), а слои второго типа (нецентросимметричные, транс-октаэдры заселены) — у разностей, слоевой заряд которых вызван октаэдрическими замещениями (например, некоторые монтмориллониты). Указанная закономерность, однако, часто нарушается. По-видимому, наряду с величиной и локализацией слоевого заряда важным фактором, контролирующим распределение катионов в октаэдрах, является природа обменных катионов [31, 32]. Так, в смектитах с двухвалентными обменными катионами транс-октаэдры практически всегда заселены [31].

Смектиты характеризуются широкими вариациями химического состава, что определяется различными изоморфными замещениями и обменом межслоевых катионов. В природных минералах последние представлены главным образом Na или Ca, в меньшей степени K, Mg, H⁺, иногда Li, Fe³⁺. Искусственно можно получить разности практически с любыми межслоевыми катионами (Al, Cs, Rb, Ag, Cu, NH₄⁺ и др.), за исключением кремния [33], а также комплексы с различными органическими веществами. По этому вопросу существует обширная литература; частично она приведена в разделах, где описаны отдельные минералы данной группы; теоретические аспекты образования, состава и свойств органических производных смектитов рассматриваются в работах [34, 35].

У «чистого» монтмориллонита в октаэдрических позициях находятся Al и Mg, в тетраэдрических — только Si. Замещение Si на Al в тетраэдрах приводит к образованию членов изоморфного ряда монтмориллонит—бейделлит; при этом, как правило, Mg в октаэдрах также замещается на Al, реже на Fe³⁺. Граница между крайними членами ряда точно не установлена. Условно в данном справочнике принято считать бейделлитом разности с Al^{IV} примерно 0,5 ед. на формулу и больше. Максимальное количество тетраэдрического Al соответствует 0,75 форм. ед. [25]. При увеличении содержания железа (в октаэдрах более единицы на формулу) алюминиевые диоктаэдрические смектиты переходят в нонтронит, причем Fe³⁺ может не только полностью замещать Al и Mg в октаэдрах, но и частично — Si в тетраэдрах, а также занимать часть межслоевых позиций [36]. Чухров и другие исследователи [17, 37] описали еще один железистый диоктаэдрический смектит Fe³⁺-смектит — г и д р о ф е р р и п и р о ф и л л и т, близкий к нонтрониту, но в отличие от последнего содержащий один слой воды между слоями 2 : 1 при наличии кальция в межслоевых промежутках и дегидратирующийся с образованием феррипирифилитоподобной структуры 2M, а не слюдоподобной 1M, характерной для нонтронита. Исходя из химического состава, изоморфные серии монтмориллонит—бейделлит—нонтронит являются непрерывными [38, 39]. Однако многие авторы [40—42] полагают, что в этих рядах существуют разрывы.

Вхождение Sr в октаэдры (более единицы на формулу) характерно для волконскоита; для свайнфордита типичен Li, который может занимать как октаэдрические, так и межслоевые позиции (в сумме более одной форм. ед.).

Видовое разнообразие триоктаэдрических смектитов обусловлено в основном составом катионов в октаэдрах. Магнезиальные разности представлены сапонитом, стивенситом и гекторитом. Для сапонита очень характерен широкий изоморфизм магния и железа. В структуре стивенсита предполагается наличие октаэдрических вакансий, вследствие неполного заселения этих катионных позиций магнием. В гекторите часть магния замещена литием, кроме того, типично замещение части гидроксильных групп ионами фтора. Еще один представитель триоктаэдрических смектитов — соконит — в качестве главного двухвалентного катиона содержит цинк.

Между диоктаэдрическими и триоктаэдрическими смектитами имеются переходы. Промежуточными между ними минералами, по-видимому, являются свайнфордит, у которого заселенность октаэдрических позиций (*q*) около 2,5, и стивенсит, отличающийся некоторым дефицитом катионов в октаэдрах (*q* < 3).

Другой пример ди-триоктаэдрических смектитов — недавно открытый железисто-медистый минерал — яхонтовит ($q=2,2-2,4$) [43], описанный ранее как железисто-медистый сапонит [44]. К промежуточным разностям относятся также высокомагнезиальный волконскоит из Иордании [45] и обогащенные железом смектиты, изученные Бригатти [25]. По мнению Бригатти, сумму октаэдрических катионов диоктаэдрических минералов нельзя считать строго равной 2 и при расчете формул не всегда следует относить избыток магния к межслоевым позициям. Непрерывность (как и прерывистость) ряда ди—триоктаэдрических смектитов достоверно не установлена [15]. Одни исследователи рассматривают их как непрерывную серию [15], другие полагают, что смесищность в этом ряду ограничена [46].

Следует отметить, что изучение состава, расчет формул и номенклатура смектитов в значительной степени осложнены тем, что эти минералы образуют между собой трудно разделяемые смеси, а также различные смешанослойные образования с другими минералами, например со слюдами, хлоритами.

Отличительной чертой смектитов являются исключительно малые размеры отдельных индивидов, которые, как правило, не превышают 1 мкм. Под электронным микроскопом они наблюдаются в виде листочков с неровными краями или прямоугольной формы (монтмориллонит, соконит, гекторит) и тончайших волокон (сапонит, свайнфордит). Толщина частиц соответствует одному или нескольким структурным слоям. В природе смектиты обычно встречаются в виде плотных агрегатов и землистых масс.

Сп., судя по слоистой структуре, должна быть весьма совершенной по (001), но из-за малых размеров частиц наблюдать ее обычно не удается. Изл. в агрегатах ровный или раковистый. На ощупь жирные. Во влажном состоянии мягкие, пластичные, в сухом — хрупкие. Тв. 1—2. Уд. в. 1,7—3, зависит от степени гидратации. Цв. чистых алюминиевых, магнезиальных, литиевых и цинковых смектитов белый; железо окрашивает их в желтые и буро-зеленые тона, медь и никель — в яблочно-зеленые. Нередко окраска связана с примесью других тонкодисперсных минералов. Черта белая или желтоватая. Бл. жирный, восковой, матовый, у волокнистых агрегатов — шелковистый.

В проходящем свете бесцветные, желтоватые, зеленоватые, бурые. Двуосные (—). $n_g=1,50-1,64$, $n_m=1,50-1,64$, $n_p=1,48-1,61$, $n_g-n_p=0,01-0,04$, $2V=0-30^\circ$. Показатели преломления возрастают при увеличении содержания железа [39] и уменьшении содержания межслоевой воды [5, 38].

Измерение показателей преломления иммерсионным методом следует вести очень быстро, поскольку смектиты интенсивно адсорбируют иммерсионные жидкости (как высоко-, так и низкопреломляющие), что мешает определению светопреломления и искажает получаемые значения.

Смектиты, подобно каолиниту, во влажном состоянии имеют специфический «глинистый» запах. Характерно очень сильное вспучивание в воде.

На ИК-спектрах смектитов присутствуют полосы поглощения, типичные для силикатов со слоистой структурой: $1200-900$ и $550-400$ см^{-1} (валентные и деформационные колебания Si—O, Si—O—Si, Si—O—Me) [47, 48]. Кроме того, для смектитов характерны полосы в областях $3700-3500$ и $3420-1640$ см^{-1} , отвечающие соответственно колебаниям гидроксильных групп структуры и молекул воды. При общей схожести ИК-спектры ди- и триоктаэдрических разностей несколько различаются. Наибольшие отличия отмечаются в диапазоне частот $400-550$ см^{-1} , где проявляются деформационные колебания связей Si—O—Si и Si—O—Me. Для диоктаэдрических смектитов типичны две полосы поглощения: 475 см^{-1} (Si—O—Si) и 520 см^{-1} (Si—O—Me), для триоктаэдрических — одна полоса 475 см^{-1} (Si—O—Si). Это объясняется тем, что двухвалентные катионы в триоктаэдрических разностях образуют такие ионные связи Si—O—Me, которые проявляются в более низкочастотной области (ниже 400 см^{-1}). ИК-спектры некоторых ди- и триоктаэдрических смектитов различаются также по положению и интенсивности полос поглощения, обусловленных валентными колебаниями групп OH: первым отвечает более интенсивные полосы 3620 см^{-1} , вторым — менее интенсивные полосы $3650-3700$ см^{-1} .

Дихронность этих полос вызвана тем, что в триоктаэдрических минералах группы ОН (вектор О—Н) расположены примерно перпендикулярно плоскости октаэдрической сетки, а в диоктаэдрических они наклонены в сторону вакантных октаэдров [49].

На ИК-спектры смектитов влияют изоморфные замещения в октаэдрах. Так, на примере румынских монтмориллонитов показано [50], что при увеличении количества Fe^{3+} в этих позициях интенсивность полосы поглощения 870 см^{-1} , вызванной колебаниями связей $Al-OH-Fe^{3+}$, возрастает. При малых содержаниях Fe^{3+} (менее 0,10—0,15 форм. ед.) эта полоса не проявляется на спектрах вообще. В области валентных колебаний групп ОН замещение Al на Fe^{3+} приводит к смещению полосы поглощения с 3640 до 3560 см^{-1} .

На кривых ДТА обычно фиксируются три эндотермических эффекта, обусловленных соответственно: 1 — потерей адсорбционной и межслоевой воды ($100-200^\circ$), 2 — потерей части гидроксильной воды ($500-700^\circ$), 3 — полным удалением гидроксильной воды с разрушением структуры минералов ($800-900^\circ$). Экзотермический эффект (около 1000°) связан, по-видимому, с образованием высокотемпературных фаз. Температура и форма эндотермических пиков варьируют в зависимости от исходной влажности и предварительной обработки образца, а также от природы обменных и октаэдрических катионов (см. с. 24).

Смектиты образуются в широком диапазоне физико-химических условий [51]. Они широко распространены в почвах, в разнообразных осадочных и вулканогенно-осадочных породах, среди продуктов изменения магматических пород, часто входят в состав гидротермальных образований. В последнее время установлено, что смектиты являются пороодообразующими минералами отложений осадочного чехла океанов (пелагические глины, карбонатные и кремнистые отложения, железо-марганцевые конкреции, рудоносные осадки), а также продуктами вторичных преобразований пород океанического дна [51—53].

Кристаллохимические особенности смектитов [51] могут отражать характер исходных пород или минералов, среды осадконакопления, механизм и физико-химические условия образования. Например, в осадочной оболочке (как на континентах, так и в океане) более распространены диоктаэдрические смектиты; триоктаэдрические представители этой группы часто связаны со специфическими обстановками относительно закрытых систем [54—56] и образуются при более высоких температурах и давлении. Для континентальных комплексов типичны магнезиальные, алюминиевые (коры выветривания, терригенно-глинистые и карбонатно-кремнистые формации) и алюминицево-железистые (вулканогенно-осадочные породы древних и современных геосинклиналей, бентонитовые глины гидротермальных полей) смектиты, а в океанах распространены преимущественно железистые разности, связанные с разложением базальтовых пород и деятельностью гидротермальных растворов в тектонически активных участках океанического дна [53, 54, 57, 58].

Смектиты могут служить критерием оценки роли терригенного и собственно океанического источников материала осадочного чехла океанов [51]. На различии континентальных и океанических диоктаэдрических смектитов (первые в качестве межслоевых катионов содержат в основном Ca и Na , а вторые — K) основана их роль индикатора признаков начальной стадии превращения океанической коры в кору континентального типа [54]. Содержание Al в тетраэдрах можно использовать как показатель кислотности—щелочности среды: щелочная среда способствует максимально возможному замещению Si на Al с образованием бейделлита; при $pH \sim 5,5$ образуются смектиты, в тетраэдрах которых замещение Si на Al не проявляется; при дальнейшем понижении pH растворов происходит образование каолинита [51, 59]. Изучение железистых смектитов в современных рудоносных осадках рифтовых зон и их преобразование при эпигенезе и метаморфизме представляют интерес для реконструкции условий формирования докембрийских железорудных месторождений, так как железистые хлориты — типичные минералы докемб-

рийских джеспилитов — являются, в сущности, метаморфизованными наследниками смектитов [51].

При повышении температуры и давления диоктаэдрические смектиты переходят в триоктаэдрические, а затем через смешанослойные минералы типа смектит—слюда или смектит—хлорит в слюды, хлориты [60, 61]. Температура такого преобразования в природных системах колеблется в пределах 50—100°. Важным фактором, вероятно, является и длительность процесса, так как в палеозойских и более древних отложениях смектиты очень редки [54, 62].

Синтезированы из гелей соответствующих составов; кроме того, могут быть получены за счет каолинита, вулканогенного стекла, слюд, цеолитов [23, 63—68].

Скопления некоторых смектитов представляют собой ценное полезное ископаемое. Наибольшее практическое значение имеет самый распространённый минерал этой группы — монтмориллонит, являющийся основным компонентом отбеливающих глин, которые широко используются в текстильной и пищевой промышленности, в сельском хозяйстве (см. также с. 35). Сокоцит и нонtronит коры выветривания могут быть соответственно сырьем на Zp и Ni. Своевременное обнаружение смектитов в толщах осадочных пород очень важно в строительном деле, поскольку сильное вспучивание грунтов, сложенных этими минералами, может привести к разрушению сооружений.

Л и т е р а т у р а

1. Kerr P. F. // Amer. Miner. 1932. Vol. 17, N 5. P. 192.
2. Brindley G. W., Pedro G. // AIPEA Newslett. 1976. N 12. P. 5.
3. Brown G. // Clay Miner. Bull. 1955. Vol. 2. P. 294.
4. MacEwan D. M. C. // Miner. Soc. London. Monogr. 1951. N 1. P. 1—342; Пер. на рус. яз.: Рентгеновские методы определения минералов глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. С. 103.
5. Грим Р. Е. // Минералогия глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1959. С. 3.
6. Horvath I. // Ninth Conf. Clay Miner. and Petrol., Zvolen, Aug. 31 — Sept. 3, 1982. Prague: Univ. Karlova, 1984. P. 53.
7. Suzuki Kenzi, Kawase Kaoru, Sakami Hiroshi, Iida Shozo // Rep. Gov. Ind. Res. Inst. Nagoya, 1985. Vol. 34, N 1/2. P. 27.
8. Hofmann U., Hausdorf A. // Ztschr. Kristallogr. 1942. Bd. 104, N. 4/5. S. 265.
9. Mackenzie R. C. // Min. Soc. Gr. Brit. Clay Miner. Bull. 1950. N 4. P. 115.
10. Barshad L. // Amer. Miner. 1949. Vol. 34, N 9/10. P. 675.
11. Hendricks S. B., Nelson R. A., Alexander L. T. // J. Amer. Chem. Soc. 1940. Vol. 62. P. 1457.
12. Mering J. // Trans. Faraday Soc. B. 1946. Vol. 42. P. 205.
13. Hendricks S. B., Jefferson M. E. // Amer. Miner. 1938. Vol. 23, N 12. P. 863.
14. Maccy H. H. // Trans. Ceram. Soc. 1945. Vol. 28. P. 90.
15. Mering J. // Smectites. Soil components. Inorganic components. B., 1975. Vol. 2. P. 97.
16. Чухров Ф. В. // Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР. 1955. С. 534.
17. Дриц В. А., Звягин Б. Б. // Материалы XII Всесоюз. совещ. по исслед. и использ. глин и глинистых минералов. Баку: ИГ АН АзССР, 1983. Т. 1. С. 19.
18. Дайняк Л. Г., Дриц В. А., Кудрявцев Д. И., Симанович И. М., Слонимская М. В. // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 6. С. 123; Там же. 1984. № 2. С. 110.
19. Дриц В. А., Дайняк Л. Г., Слонимская М. В. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 12. С. 87.
20. Дайняк Л. Г., Дриц В. А., Кудрявцев Д. И. // ДАН СССР. 1981. Т. 259, № 6. С. 1458.
21. Дриц В. А., Косовская А. Г. // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 6. С. 3.
22. Bailey S. W., Brindley G. W., Johns W. D., Martin R. T., Ross M. // Clays and Clay Miner. 1971. Vol. 19, N 2. P. 129.
23. Suquet H., Jiyama J. T., Kodama H., Pezerat H. // Ibid. 1977. Vol. 25, N 3. P. 231.
24. Мак-Юан Д. М. К. // Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965. С. 177.
25. Briqalti M. F. // Clay Miner. 1983. Vol. 18, № 2. P. 177.
26. Desprairies A. // Ibid. P. 165.
27. Suquet H., de la Calle C., Pezerat H. // Clays and Clay Miner. 1975. Vol. 23, N 1. P. 1.
28. Weir A. H., Green-Kelly R. // Amer. Miner. 1962. Vol. 47, N 1/2. P. 137.
29. Звягин Б. Б. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М.: Наука, 1964. 282 с.
30. Marty J., Gaultier J. P. // Ann. agron. 1976. Vol. 27. P. 1.
31. Ципурский С. И., Дриц В. А. // Минерал. журн. 1984. Т. 6, № 1. С. 3.
32. Безубов В. М., Кричари Г. А., Эйриш М. В. // Рентгенография минерального сырья. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1979. С. 58.

33. *Velde B.* // Developments in sedimentology. Amsterdam; Oxford; N. Y.; Elsevier, 1977. P. 60.
34. *Theng B. K. G.* The chemistry of clay-organic reactions. N. Y.; Toronto, 1974. 343 p.
35. *Theng B. K. G.* // Develop. Soil Sci. 1979. N 9. P. 362.
36. *Cardile C. M., Johnston J. H.* // Clays and Clay Miner. 1985. Vol. 33, N 4. P. 295.
37. *Чухров Ф. В., Звягин Б. Б., Дриц В. А., Гориков А. И., Ермилова Л. П., Гойло Э. А., Рудницкая Е. С.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 2. С. 5.
38. *Nagelschmidt G.* // Miner. Mag. 1938. Vol. 25, N 162. P. 140.
39. *Ross C. S., Hendricks S. B.* // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1945. N 205-B. P. 1.
40. *Grim R. E., Kulbicki G.* // Amer. Miner. 1961. Vol. 46, N 11/12. P. 1329.
41. *Brigatti M. F., Poppi L.* // Clay Miner. 1981. Vol. 16, N 1. P. 81.
42. *Poppi L., Brigatti M. F.* // Miner. et petrogr. acta. 1976—1977. Vol. 21. P. 43.
43. *Постникова В. П., Ципурский С. И., Сидоренко Г. А., Мохов А. В.* // Минерал. журн. 1986. Т. 8, № 6. С. 80.
44. *Яхонтова Л. К., Постникова В. П., Сидоренко Г. А., Власова Е. В.* // Минерал. журн. 1980. Т. 2, № 5. С. 71.
45. *Маккензи Р. К.* // Зап. ВМО. 1985. Т 114, вып. 2. С. 219.
46. *Weaver C. E., Pollard L. D.* // Develop. Sediment. 1975. N 15. P. 55.
47. *Farmer V. C.* // Infrared spectra of minerals. L.: Miner. Soc. 1974. P. 331.
48. *Caillete S., Henin S.* // Crystallogr. and Cryst. Chem. Mater. Layered Struct 1976. Vol. 2. P. 185.
49. *Velde B.* // Amer. Miner. 1983. Vol. 68, N 11/12. P. 1169.
50. *Craciun C.* // Spectrosc. Lett. 1984. Vol. 17, N 10. P. 579.
51. *Дриц В. А., Коссовская А. Г.* // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 1. С. 84.
52. *Cole T. G., Shaw H. F.* // Clay Miner. 1983. Vol. 18, N 3. P. 239.
53. *Parra M., Delmont P., Ferragne A., Latouche C., Pons J. C., Puechmaille C.* // Ibid. 1985. Vol. 20, N 3. P. 335.
54. *Дриц В. А., Коссовская А. Г.* // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 1. С. 3.
55. *Курносков В. Б., Холодкевич И. В.* // Материалы XII Всесоюз. совещ. по исслед. и использ. глин и глинистых минералов. Баку: ИГ АН АзССР, 1983. Т. 1. С. 26.
56. *Velde B.* // Develop. Sediment. 1985. N 40. P. 104.
57. *Badaut D., Besson G., Decarreau A., Rautureau R.* // Clay Miner. 1985. Vol. 20, N 3. P. 389.
58. *Бутузова Г. Ю., Лисицина Н. А., Градусов Б. П.* // ДАН СССР. 1976. Т. 231, № 2. С. 460.
59. *Градусов Б. П., Зотов А. В., Русинов В. Л.* // Там же. 1975. Т. 222, № 5. С. 1190.
60. *Кэпейкин Н. Н., Котов Н. В., Гойло Э. А., Франк-Каменецкий В. А.* // Рентгенография минерального сырья. М.: ВИМС, 1977. С. 140.
61. *Куковский Е. Г.* // Превращения слоистых силикатов. Киев: Наук. думка, 1973. С. 3.
62. *Шоболов С. Н.* // Тр. V пленума Всесоюз. комис. по исслед. и использ. глин. Ашхабад: Туркменистан, 1971. С. 143.
63. *Гойло Э. А., Котов Н. В., Франк-Каменецкий В. А.* // Рентгенография минерального сырья. М.: Недра, 1977. Сб. 11. С. 48.
64. *Трубин А. И.* // Тр. V пленума Всесоюз. комис. по исслед. и использ. глин. Ашхабад: Туркменистан, 1971. С. 134.
65. *Roy D. M., Roy R.* // Amer. Miner. 1955. Vol. 40, N 1/2. P. 147.
66. *Noll W.* // Chem. Erde. 1936. Vol. 10, N 2. S. 135.
67. *Harder H.* // Chem. Geol. 1976. Vol. 18, N 3. P. 169.
68. *Kotarneni S., Breval E.* // Clay Miner. 1985. Vol. 20, N 2. P. 181.

ДИОКТАЭДРИЧЕСКИЕ СМЕКТИТЫ

ГРУППА МОНТМОРИЛЛОНИТА

| | Сингония | a_0 | b_0 | β | Уд. в. |
|---|----------|-------|-------|---------|-----------|
| Монтмориллонит | Монокл. | 5,17 | 8,97 | 99°54' | 2,15—2,75 |
| $M_{x-y}^+(Al_{2-x}Mg_x)^{-x}[(Si_{4-y}Al_y)-yO_{10}] \cdot$ $\times(OH)_2 \cdot nH_2O$ | | | | | |
| Бейделлит | Монокл. | 5,18 | 8,99 | — | 1,95—2,62 |
| $M_y^+Al_2[(Si_{4-y}Al_y)^{-y}O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ | | | | | |
| Свайнфордит | Монокл. | — | — | — | — |
| (Li, Na, K, 1/2Ca, 1/2Mg) (Al, Fe ³⁺ , Fe ²⁺ , Mg, Li) _{-2,6} [(Si, Al) ₄ O ₁₀](OH, F) ₂ | | | | | |

Монтмориллонит Montmorillonite

$$M_{x+y}(Al_{2-x}Mg_x)^{-y}[(Si_{4-y}Al_y)^{-y}O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$$

M — обменные катионы, компенсирующие заряд, который составляет от 0,25 до 0,6 на форм. ед.

Назван по местности Монтмориллон во Франции [1].

Синон. Очень многие названия, которые давались в разное время монтмориллониту, относятся к смесям или к другим минералам.

Галапектит (галапектит) — galapectite (Брайтхаупт, 1832) — частично, большинство образцов относится к галлуазиту; деланцит, делановит — delanowite, delanovite (Кеннгот, 1853) — близок к монтмориллониту, содержит 4,40% MnO; дюбуиссонит — dubuissonite [2] — из окрестностей Нанта во Франции, близок к монтмориллониту, отличается отношением к кислотам и плавкостью; мескителит [3] — продукт изменения полевого шпата из окрестностей Мангуалди (Португалия) по составу близкий к монтмориллониту; самонит — samoite [4] — частично (самонит Силтманн) (1849) является лабрадоритом; эвнисит — eunisite, eunicite [5] — монтмориллонит из Бразилии; эринит — erinite (Томсон, 1836) — частично, монтмориллонит из Ирландии (эринит Лазуля (1876) — хлорит, эринит Хайдингера (1828) — арсенат меди).

Смеси: кимолит (цимолит) — cimolite, по Клапроту (1795) — глиноподобный водный силикат алюминия, по Гриму и Роуленду [6] — смесь монтмориллонита с алунином; по Хею (1955), кимолитом, очевидно, являются terra Lemnia — terra Lemnia (Кривен, 1784) и terra sigillata — terra sigillata сфрагдит — sphragdite (Кривен, 1808); конфоленсит — confolensite (Дюфрэнца, 1856), по Кайер и Энеу [7] — смесь монтмориллонита с каолинитом; стearгиллит — steargillite (Мейллет, 1862), по Хею (1955) — смесь монтмориллонита с каолинитом; термьерит — termierite, по Фриделю (1901) [8] считался галлуазитом, по Орселю (1956) [9] — смесь монтмориллонита с каолинитом и коллоидным кремнеземом.

Глины, сложенные преимущественно монтмориллонитом, объединяются под общим названием «отбеливающие глины». Обычно эти глины подразделяют на кальцево-монтмориллонитовые, которые ранее назывались сукновальные глины — Walkerde (Кривен, 1794) или фуллеровые земли — fuller's earth (название использовалось еще в древней Помпее), и натриево-монтмориллонитовые глины — бентониты. Название «бентонит» — bentonite введено в 1897 г. Найтом для обладающей высокой сорбционной способностью существенно монтмориллонитовой глины, установленной в меловых отложениях близ форта Бентон в шт. Вайоминг (США), синоним бентонита — тейлорит (тэйлорит) — taylorite (Найт, 1897), тейлорит Дана (1868) — $(K, NH_4)_2SO_4$. Существование промежуточных разновидностей привело к распространению названия «бентонит» на любую монтмориллонитовую глину. Многие монтмориллонитовые глины известны под самостоятельными (часто местными) названиями: мальчикин — malchikine — из третичных отложений окрестностей Мальчика (Кабардинская АССР), флоридин — floridin, floridine [10] — из шт. Флорида (США); мальтекит, мальтахцит — malthacite, malthazit (Брайтхаупт, 1837) — по Дана (1892), относится к фуллеровой земле, по Кайер и Энеу (1963) [7] — к монтмориллониту, не содержащему Mg, по Лазаренко и Вынар (1975) — к аллофану. В Крыму бентонитовые глины известны под названиями кил или кеффекилит — keffekilite — от тюркского названия мыла (Фишер, 1811) [11]; в Грузии — тавсабани-мица (глина для мытья головы); асканглина (глина с щелочноземельным монтмориллонитом) и аскангель (глина с щелочным монтмориллонитом) — из месторождения Аскана; гумбрин — gumbrine — из месторождения Гумбри [12], грузинскит — gruzinskite [13]; в Азербайджане — гильяби — giliabi, гильма (мыльная глина) [13]; в Средней Азии — тошовун, огланлин (или джебелит) [14].

Вероятно, монтмориллонитовыми глинами являются ландеванит — landervanite (Такруа, 1895) — розовая Mn-содержащая глина из Ландевана в Морбиане (Франция) и штольпенит (стольпенит) — stolpenite (Кеннгот, 1853) — из базальтов Штольпена (ГДР); близок к монтмориллониту нефедьевит — nefedyevite (nefediewite, nefedjevite) [15].

В качестве коммерческих названий для бентонитовых глин используются: амаргозит — amargosite [16] — глина из Амаргоза в Калифорнии, ардморит — ardmorit [17] — глина из Ардмора, шт. Южная Дакота (США); дауниалит (дониалит) — daunialite [18] — бентонитовая глина с 25% органогенного кремнезема из Капельнуова (Италия); глациалит — glacialite [19] — торговое название для фуллеровой земли из шт. Оклахома (США); вилкинит (вилконит) — wilkinite (wilkonite) [20] — название высокодисперсного бентонита, используемого при изготовлении бумаги; мета-бентониты и суббентониты — названия смектитовых глин, отличных по сорбционной способности от собственно бентонита.

Разнов. Обычно выделяются по главному обменному катиону: Са-монтмориллонит, Na-монтмориллонит и т. д. Иногда подчеркивается повышенное содержание какого-нибудь октаэдрического катиона, например: железистый монтмориллонит или ферримонтмориллонит [21]. В зарубежной литературе часто упоминаются типы монтмориллонита, названные по местности, где были обнаружены их характерные представители: Вайоминг, Чето, Чэймберс,

Тататилла, Отай. Монтмориллониты указанных типов несколько отличаются друг от друга по составу, величине и распределению слоевого заряда, рентгеновским характеристикам, поведению при нагревании [22—25]. В отечественной литературе эти названия не используются.

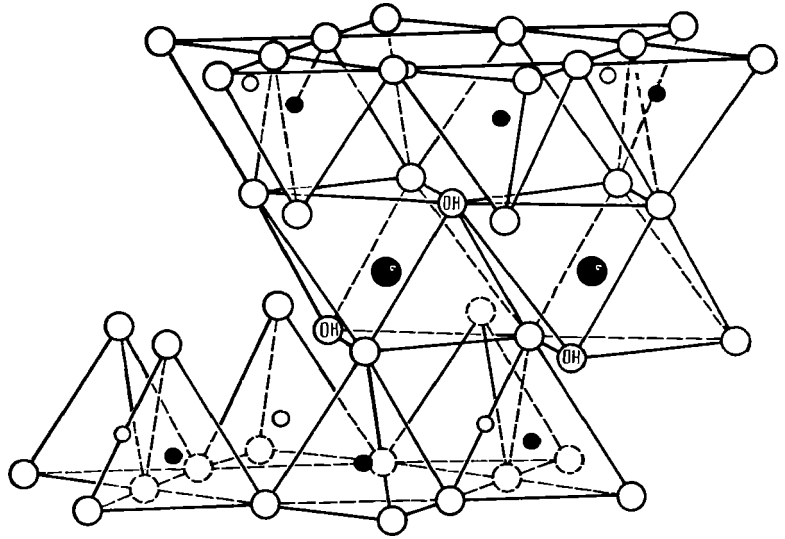
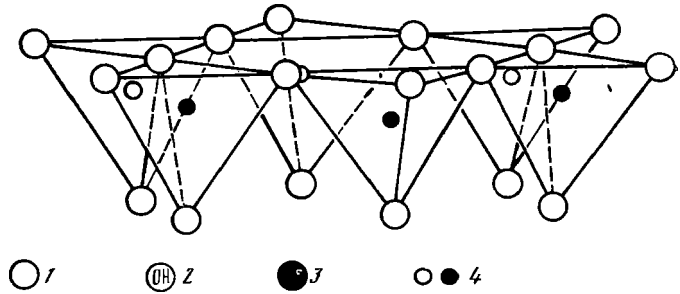
Характ. выдел. Землистые (скопления, прослой, прожилки, гнезда); очень редко отдельные чешуйки (размером до 0,25 мм) и их сростки, спутанно-волокнистые агрегаты [26, 27].

Изображение частиц, полученное при электронно-микроскопических исследованиях, зависит от способа препарирования образца [28]. В ранних работах в качестве типичной морфологической особенности кристаллитов указывается расплывчатость их очертаний [29, 30]. При отенении образца платиной установлено, что подобные облаковидные частицы представляют собой скопление более мелких удлинённых кристаллитов с четкими контурами; размеры последних 0,15—0,40×0,015—0,035 мкм, толщина 10—14 Å, т. е. отвечает одному или нескольким структурным пакетам [28]. Препарирование образцов методом высушивания с помощью низкотемпературного замораживания [31] позволило выявить, что характерным типом взаимодействия частиц между собой является прилегание их ребро к ребру с образованием беспорядочно ориентированных нитей. Гювенем [32] установлены кристаллиты с формами (001), (010), (110) — листочки, бруски, волокна. Гексагональные кристаллы обнаружены Наседкиным в изменённом перлите из месторождения Мухортала в Забайкалье [33]. Известны лейстовидные выделения монтмориллонита из Суррея, Англия [34]. В коре выветривания долеритов Мало-Ботуобинского района Якутии найдены глобулы диаметром 30—40 мкм [35]. Описаны сложные шарообразные образования монтмориллонита в продуктах подводного выветривания гиалокластической брекчии в Южной котловине Тихого океана [36], а также игольчато-глобулярные агрегаты в пустотах базальтов ложа Норвежского моря [26].

Некоторые авторы связывают форму сростков монтмориллонита со скоростью их кристаллизации; в этой связи выделено несколько типов агрегатов, наблюдаемых под электронным микроскопом [32, 37, 38]: 1) глобулы (тип Отай), состоящие из мелких, беспорядочно расположенных шаровидных зерен. Предположительно возникают при быстром появлении центров кристаллизации; 2) моховидные агрегаты (тип Чето), сложенные тонкими, изогнутыми и спутанными волокнистыми или лентообразными кристаллами. Являются результатом очень быстрой кристаллизации индивидов минерала; 3) скопления аластинков (тип Вайоминг), среди которых различаются рыхлые, компактные и сетчатые агрегаты. Образуются при медленном росте кристаллитов (компактные и сетчатые), а также при чередовании быстрого и медленного роста (рыхлые). Наиболее распространены агрегаты типов Вайоминг и Чето.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^3-C2/m . $Z=2$. $a_0 = 5,17 \pm 0,02$, $b_0 = 8,97 \pm 0,02$, $c_0 = 9,95 \pm 0,06$ Å, $\beta = 99^\circ 54' \pm 30'$ — данные для образца, высушенного в вакууме [39]. Параметр c_0 зависит от содержания H_2O и изменяется примерно от 9,6 Å (для полностью сжатой структуры) до 21,4 Å и более (при $2H_2O$ $c_0 \sim 12$ Å, при $4H_2O$ $c_0 \sim 15,5$ Å). Величина параметра b_0 зависит от замещения Al на Mg и Fe. Предложено несколько различных уравнений регрессии, описывающих взаимосвязь b_0 с содержанием общего железа, железа и магния, суммой катионов в октаэдрах [40—42]. Например, при увеличении содержания железа (при переходе к нонтрониту) b_0 увеличивается до 9,085 Å [42]. Параметры решетки также несколько меняются при вхождении в минерал различных обменных катионов [43, 44].

По существующим в настоящее время представлениям [32, 45—47], впервые высказанным в 1933 г. Гофманом, Энделлом и Вилмом [48], монтмориллонит структурно подобен пиррофиллиту и состоит из трехэтажных слоев или пакетов (фиг. 2). Два внешних этажа образованы связанными между собой в псевдогексагональную сетку тетраэдрами SiO_4 , вершины которых обращены внутрь пакетов. Внутренний этаж можно представить как октаэдрический слой гибсита $Al_2(OH)_6$, в нем две из каждых трех групп OH замещены атомами кислорода, находящимися в вершинах тетраэдров SiO_4 . Структурные слои (пакеты) непрерывные в направлениях осей a и b и наложены друг на друга в

Обменные катионы
и H_2O 

Фиг. 2.
Структура
монтмориллонита
(по Гсфману,
Энделлу
и др.)
1 — кислород;
2 — гидроксил;
3 — алюминий,
железо,
магний;
4 — кремний,
иногда алюминий

направлении оси c . Неоднократно высказывались соображения о том, что описанная структура не совсем отвечает свойствам монтмориллонита, в особенности емкости катионного обмена. Допускается возможность замещения некоторого количества атомов кислорода в основаниях тетраэдров группами OH [49]. По Эдельману и Фавейе [50], половина кремнекислородных тетраэдров проектируется вершинами в межслоевой промежутке. Однако эти варианты структуры хуже согласуются с химическими и рентгеноструктурными данными [47, 51]. Структурные слои несут, как правило, отрицательный заряд, возникающий в основном в результате изоморфного замещения Al на Mg и Fe^{2+} в октаэдрических позициях и в меньшей степени при замещении Si на Al в тетраэдрах. По данным Куковского [52], величина заряда зависит, помимо степени нестехиометричности, от расстояния нестехиометрично замещенного катиона до поверхности слоя. Отрицательный заряд слоев компенсируется межслоевыми катионами, которые могут легко обмениваться. В природном монтмориллоните это Ca , Na , Mg , K ; искусственно минерал может быть насыщен также Fe^{2+} , Fe^{3+} , Cu , Ni , Li , Ba , Cs , Rb , Al и др. [53, 54]. Способность к катионному обмену составляет обычно 80—130 мг-экв 100 г [55]. Иногда измеренная емкость катионного обмена превышает ожидаемую величину, рассчитанную по дефициту заряда в пределах монтмориллонитовых слоев. Частично это может быть связано с наличием ненасыщенных валентностей на краях чешуек, а также с более сложным механизмом адсорбции по сравнению с ионообменными реакциями [53, 56, 57]. По данным Чухрова и других исследователей [58], значительная часть обменных катионов располагается не в межслоевом про-

странстве, а на внешней поверхности кристаллитов. Следует также отметить, что все химические методы определения емкости катионного обмена влияют на степень окисления железа в структуре минерала, что приводит к уменьшению измеренной величины по сравнению с реальной и в свою очередь может служить причиной подобных противоречий [59]. Кроме того, емкость катионного обмена связана с размерами частиц минерала [60] и с природой обменного катиона (для Са она обычно выше, чем для Na).

Обмен Са, Na и Mg на К приводит к большему упорядочению структуры монтмориллонита [61]. Так, по мнению отдельных авторов [62], в случае обменных Са и Na соседние трехэтажные слои неупорядоченно развернуты один относительно другого на $\pm 2\pi/6$, а в случае замены их на К отмечается некоторое проявление порядка: около 20% слоев наложены друг на друга без разворота. Алиетти и Бриггати [63] считают, что общее влияние одновалентных катионов на структуру преобладает над влиянием двухвалентных катионов.

Данные о константах равновесия и свободной энергии Гиббса ионообменных реакций приведены в работах [64—66].

Помимо катионов, в межслоевое (межпакетное) пространство входит вода. При этом базальное межплоскостное расстояние d_{001} возрастает от 9,6 до 21 Å и более в зависимости от относительной влажности среды и характера обменного катиона [63, 67, 68]. По Брэдли [69], в межпакетном пространстве может находиться только целое число слоев молекул воды. В случае Са-монтмориллонита в межпакетном пространстве располагаются обычно два слоя молекул воды, т. е. 12—16 молекул H_2O на каждый ион Ca^{2+} [70]; базальное межплоскостное расстояние при этом достигает 15,5 Å [71]. Натриевые разности могут иметь один ($d_{001} \approx 12,5$ Å), два ($d_{001} \approx 15,5$ Å), три ($d_{001} \approx 19$ Å) и больше межпакетных слоев молекул воды [72, 73]. Некоторые исследователи полагают, что адсорбированная вода в монтмориллоните имеет структуру, подобную жидкости с повышенной плотностью, и слабо связана с кремнекислородными слоями [74]. По данным других исследователей [75—78], вода может быть координированной, т. е. жестко связанной, и некоординированной. Координированные молекулы воды образуют гидратную оболочку вокруг отдельных обменных катионов [75] или, возможно, частично опущены из межслоевого промежутка в гексагональные кольца кремнекислородных тетраэдров [76]. Некоординированная вода более подвижна и находится в естественном для нее состоянии. Координированные и некоординированные молекулы воды различаются по характеру рассеяния нейтронов [75].

Эйриш с соавторами [79, 80] предложили кристаллохимическую модель структуры монтмориллонита, в основе которой лежат единство и взаимная связь двух подструктур — трехэтажного силикатного слоя и гидратноионных слоев, построенных из межслоевых катионов и молекул воды в определенной координации. Специфика такой структуры заключается в том, что возникающий в результате изоморфных замещений избыточный отрицательный заряд локализован на определенном кислородном ионе групп ОН силикатного слоя. Между этим ионом и межслоевой молекулой воды, частично погруженной в гексагональную плоскость сетки из кремнекислородных тетраэдров, существует водородная связь донорно-акцепторного типа. В свою очередь, эта молекула воды образует водородные связи с другими молекулами воды, объединяющимися в межслоевом пространстве в своеобразный гидратный слой. Наряду с этим проявляется координация молекул воды межслоевыми катионами, которая зависит от природы последних. В результате каждый межслоевой катион оказывается включенным в координатный комплекс со сложной системой связей [79, 80].

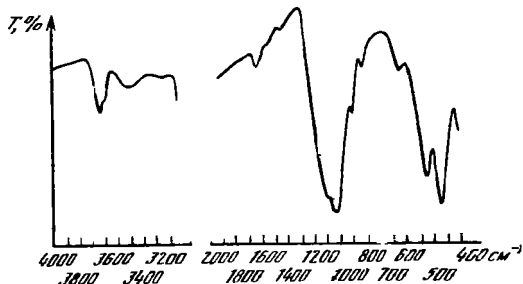
Кроме катионов и воды, монтмориллонит может адсорбировать органические вещества и некоторые неорганические комплексы. Это свойство в последнее время находит все большее применение (см. **Практ. знач.**), ему посвящено много специальных работ [46, 73, 81—99]. Механизм адсорбции и структура органофильных комплексов до конца не ясны. Различается адсорбция ионных и полярных молекул [87]. Предполагается, что первые (например,

содержащие ионы аммония) удерживаются с помощью ионных связей. Полярные молекулы (гликоль и др.) образуют собственные слои в межпакетном пространстве [100, 101]. Вероятно, происходит вытеснение органическими комплексами межслоевой воды [89]. Вхождение слоев органических соединений закономерно увеличивает параметр c_0 и d_{001} , что используется для диагностики минерала (см. Отл.). Например, после смачивания глицерином базальное межплоскостное расстояние d_{001} у монтмориллонита увеличивается до 17,7 Å, а у галлуазита и вермикулита оно при этих же условиях составляет соответственно 11 и 14,5 Å [102].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Изл. плотных агрегатов землистый, часто раковистый. Агрегаты с раковистым изломом при раздавливании дают мелкие обломки с острыми краями. Жирный на ощупь. Тв. 1—2, измеряется с большим трудом и зависит от влажности образца. Уд. в. сухого ~2,4, влажного ~1,8. Воздушно-сухого железистого ~2,7. У розового монтмориллонита из Хибин (хим. анализ 14) уд. в. 2,26 [103], у белого и розового из Старого Почаева (Волынь) соответственно 2,68 и 2,75 [104], у розового из Ловозерского массива (хим. анализ 15) 2,15 [30].

Уд. в. зависит от методики его измерения. При использовании пикнометра сказываются сорбционные свойства минерала. В тяжелых жидкостях в зависимости от поглощения из них легких или тяжелых составляющих монтмориллонит становится более тяжелым или более легким: это проявляется уже через 1—2 мин после погружения минерала в жидкость. Показано [105], что монтмориллонит тонет в жидкости Клеричи с уд. в. 3,55, поглотив из нее таллий (до 15% от своего веса).

Цв. белый, серый, розовый, желтовато-розовый до ярко-оранжевого, голубоватый до синего, черный, бурый, желтый, красноватый, зеленый, зеленовато-коричневый, нередко пятнистый. Связан с примесями различных железосодержащих минералов, углистых частиц, органических соединений и, возможно, с элементами-примесями (Сг, Ni, Co) [106]. Кривые светопоглощения некоторых интенсивно окрашенных монтмориллонитовых глин Украины приведены в работе [104]. Черта белая, реже сероватая или желтоватая. Бл. у разностей с раковистым изломом жирный, смоляной, землистый; у волокнистых агрегатов шелковистый. Землистые разности непрозрачны; агрегаты с раковистым изломом просвечивают в краях.



Фиг. 3. ИК-спектр монтмориллонита из месторождения Огланлы (данные лаборатории ИК-спектроскопии ИГЕМ АН СССР)

Диэлектрик. Люминесцирует только после насыщения люминофором-красителем, при этом монтмориллонит легко отличается от минералов, не обладающих способностью поглощать люминофор [107]. Как пример можно привести яркую зелено-желтую люминесценцию в ультрафиолетовых лучах Na-монтмориллонита, обработанного цинкураилацетатом [108, 109].

Ультрафиолетовые спектры поглощения разбавленных суспензий монтмориллонита имеют плечо при 245 нм. Интенсивность поглощения находится в прямой зависимости от содержания Fe^{3+} в октаэдрических позициях, что подтверждается исчезновением поглощения при восстановлении Fe^{3+} парами гидразина и появлением его вновь после обработки H_2O_2 [110].

ИК-спектр (фиг. 3) характеризуется полосами (cm^{-1}): 3640—3610 — валентные колебания групп OH; 3420—1640 — валентные и деформационные колебания молекул H_2O ; 1040 — валентные колебания Si—O тетраэдрической сетки (основная полоса); 920 — колебания связи Al—OH; 675 — валентные колебания Si—O—Si; 530 — колебания Si—O—Al; 480 — деформационные колебания Si—O.

Сравнение ИК-спектров монтмориллонитовых глин из Асканского и Таганского месторождений [111] показало, что в спектре таганского образца, содержащего значительно больше тетраэдрического алюминия (0,49 форм. ед.) и близкого в этом отношении к бейделлиту, резче выражена полоса при 3620 см^{-1} , вызванная колебаниями групп OH, и более интенсивны полосы Al—OH (925 см^{-1}), Si—O—Al (530 см^{-1}), Si—O ($1050—480 \text{ см}^{-1}$). Для Са-монтмориллонита в области валентных колебаний структурных гидроксильных групп октаэдрической сетки ($3700—3600 \text{ см}^{-1}$) характерны два максимума, а для Na-монтмориллонита — один [58]. Широкая полоса при $3570—3225 \text{ см}^{-1}$ обусловлена, очевидно, сорбционной водой. По данным Мдивнишвили [58, 111], тот факт, что эта полоса широкая, свидетельствует о нахождении молекул воды не только в межслоевом пространстве, но и на внешней поверхности частиц, в частности, на ребрах кристаллитов.

Исследование монтмориллонита методом ближней ИК-спектроскопии показало наличие полос, обусловленных жестко и слабо связанными молекулами H_2O ($1456, 1910$ и 1978 нм) и гидроксильными группами (1410 и 2206 нм) [112].

В спектрах ЭПР наблюдаются интенсивные полосы поглощения, которые относятся к ионам Fe^{3+} , жестко связанным в кристаллической решетке, и к избыточным ионам Fe^{3+} , локализованным на поверхности частиц или в ионообменных позициях [113, 114, 115]. Полосы первых находятся в области слабых полей (g -фактор $3—8$). В них различаются по меньшей мере три типа сигналов. Сигналы первого типа ($H=1650 \text{ Э}$, g -фактор $=4.2$) обусловлены ионами Fe^{3+} , находящимися в окружении двух гидроксильных групп в цис-позициях и четырех ионов кислорода октаэдров. Сигналы второго типа чувствительны к влиянию обменных катионов и зависят от ориентировки пленки в магнитном поле: при параллельной ориентировке $H=825 \text{ Э}$, g -фактор $=7.6$; при перпендикулярной — $H=1900 \text{ Э}$, g -фактор $=3.2$. Предполагается, что они относятся к ионам Fe^{3+} в октаэдрической координации, на них сказывается влияние некомпенсированного отрицательного заряда. Сигналы третьего типа ($H=1300 \text{ Э}$, g -фактор 4.9), которые видны при ориентировке пленки под углом 45° к магнитному полю, обусловлены ионами Fe^{3+} в почти таком же окружении, как и в первом случае, с той лишь разницей, что часть гидроксильных групп находится в транс-позициях. После обезвоживания нагреванием разности с различными обменными катионами ведут себя по-разному [114]: спектр К-монтмориллонита не изменяется, в спектрах Са- и Ва-разностей уменьшается интенсивность полос для сигналов второго типа, в случае Li- и Na-монтмориллонита исчезают сигналы в поле 825 и 1900 Э , а возрастает интенсивность полосы 1650 Э ; форма спектра становится нечувствительной к ориентировке пленки в магнитном поле. Это объясняется погружением обменных катионов в гексагональные пустоты и приближением их к ионам кислорода, где локализован избыточный заряд. После регидратации форма спектра не восстанавливается только у Li-монтмориллонита, так как Li необратимо фиксируется в октаэдрической сетке.

Мёссбауэровский спектр состоит из двух наложенных друг на друга дублетов: 1 — более интенсивный с изомерным сдвигом $\delta = 0,33 \text{ мм/с}$ и квадрупольным расщеплением $E_Q = 0,74 \text{ мм/с}$; 2 — менее интенсивный с $\delta = 0,55 \text{ мм/с}$ и $E_Q = 1,62 \text{ мм/с}$ [115]. Эти дублеты могут быть связаны с неэквивалентным размещением ионов железа в структуре минерала. Так, по мнению Гречишкина с соавторами [115], один дублет соответствует ионам железа в тетраэдрической координации, а второй — в искаженной октаэдрической. Однако большинство исследователей [59, 79, 116] считают, что доказательств присутствия тетраэдрического железа нет и два дублета обусловлены несколькими различными октаэдрическими позициями Fe^{3+} . Эйриш и Двореченская [79] выделяют несколько положений октаэдров Fe^{3+} в зависимости от их локализации между Si-тетраэдрами и Al-октаэдрами, Al-октаэдрами и Fe-октаэдрами, только Fe-октаэдрами и т. д. Розенсон и Хеллер-Калаи [59, 116] различают октаэдрически координированные ионы Fe^{3+} в транс-позиции M(1) и цис-позиции M(2), причем распределение Fe^{3+} по этим позициям частично определяется относительной ковалентностью связей. Кроме того, этими исследователями указан дублет, соответствующий октаэдрически координированному Fe^{2+} в позициях M(1) или M(2). Применение метода мёссбауэровской спектроскопии при изучении монтмориллонита см. также в работах [117—119].

Микр. В шлифах в прох. свете имеет бесцветную, желтую или желтую с красным отливом окраску, что позволяет отличать монтмориллонитовые глины от каолининовых (последние обычно серые, даже и в несколько более толстых, чем обычно, шлифах). В результате псевдоадсорбции монтмориллонит может быть бурым. Иногда бурая окраска обусловлена углистым веществом. Железистый монтмориллонит оливково-зеленый или бурый с плеохроизмом в бурых тонах $Ng \ll Nm \gg Np$.

Двусный (—). $2V=0-30$, реже до 60° и более, пл. опт. осей (010). Np почти \perp (001). Светопреломление меняется в очень широких пределах, зависит от содержания воды и особенно от содержания железа. Данные по изменению светопреломления при обезвоживании минерала в процессе нагревания приведены в работе [103]: при 20 $n=1,503$, при 200 и потере в весе 12,94 абс. % $n=1,526$, при 300 и потере 13,26 абс. % $n=1,532$ и т. д. Увеличение содержания железа приводит к возрастанию показателей преломления. График зависимости n_g и n_p от содержания Fe_2O_3 в ряду монтмориллонит—нонтронит приведен в работах [172, 120].

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|-------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| n_g | 1,508 | 1,508 | 1,512 | 1,515 | 1,516 | 1,527 | 1,532 | 1,558 |
| n_m | — | — | — | — | 1,516 | 1,526 | — | — |
| n_p | 1,492 | 1,490 | 1,495 | 1,503 | 1,493 | 1,503 | 1,513 | 1,536 |
| $n_g - n_p$ | 0,016 | 0,018 | 0,017 | 0,012 | 0,023 | 0,024 | 0,019 | 0,022 |

1—Курултыкен, Восточное Забайкалье [121]; 2—Ильковцы, Закарпатье (хим. анализ 17) [122]; 3—Кортоумова гора, окрестности Львова [104]; 4—Куфтиньон, Ловозеро (хим. анализ 15) [30]; 5—место рождения не указано [123]; 6—Монтмориллон, Франция [123]; 7—Саригохское, Армения (хим. анализ 4) [124]; 8—железистый монтмориллонит, Завалье, Среднее Побужье (хим. анализ 3) [21].

В шлифах монтмориллонитовых глин нередко наблюдается расположение листочков глинистого минерала параллельно слоистости и сланцеватости; для разрезов, перпендикулярных сланцеватости, характерно высокое двупреломление и пятнистое угасание; разрезы, параллельные сланцеватости, могут быть почти изотропными, в них особенно отчетливо различимы примеси кварца, слюды, углистые частиц и др.

Хим. Теор. состав для формулы на 12 элементарной ячейки $Na_{0,33} \cdot (Al_{1,67}Mg_{0,33})(Si_4O_{10})(OH)_2$ [120]: Al_2O_3 — 23,19; MgO — 3,68; Na_2O — 2,74; SiO_2 — 65,48; H_2O — 4,91. Состав реальных образцов обычно сильно отличается от теоретического. Во многих случаях это объясняется примесями кварца, кальцита, доломита, гидрослюд. Вариации состава собственно монтмориллонита определяются изоморфными замещениями и вхождением в него различных обменных катионов.

Для тетраэдров характерно замещение Si (до 18 в формуле, т. е. до 0,5 форм. ед.) на Al с образованием промежуточных членов ряда монтмориллонит—бейделлит. В октаэдрических позициях Al чаще всего замещается на Mg или Fe, что обуславливает переход соответственно к сапониту и нонтрониту. Повышенное содержание Mg в октаэдрах (до 0,7 форм. ед.) установлено в образцах с о-ва Кимолос, Греция (хим. анализ 1) [125]. При близких содержаниях Fe_2O_3 и Al_2O_3 , т. е. когда одна половина октаэдрических позиций занята Al, а другая — Fe^{2+} , выделяется особая разновидность монтмориллонита — ферримонтмориллонит (ferrimontmorillonite) — ferrimontmorillonite (ferromontmorillonite), примером которого может служить образец из Завалье в Среднем Побужье, содержащий 13,13% Fe_2O_3 и 13,17% Al_2O_3 (хим. анализ 3) [21]. Для ферримонтмориллонита типичен и более широкий изоморфизм Si и Al в тетраэдрических позициях. К образцам, по составу промежуточным между бейделлитом и нонтронитом, относится ферримонтмориллонит из донных океанических осадков, описанный Бутузовой и др. [126]: Al_2O_3 — 15,56% (Al^{IV} — 0,80, Al^{VI} — 0,66 форм. ед.), Fe_2O_3 — 14,00% (0,84 форм. ед.).

Существенное количество Al в октаэдрах может замещаться также на Sr и Zr, что приводит к образованию рядов монтмориллонит—волконскоит или монтмориллонит—соконит. Промежуточным членом первого из этих рядов

является хромсодержащий монтмориллонит из коры выветривания ультраосновных пород бассейна Южного Буга: K_2O — 0,24; MgO — 3,07; CaO — 0,55; MnO — сл.; FeO — 0,29; NiO — 0,09; Al_2O_3 — 15,79; Fe_2O_3 — 5,11; Cr_2O_3 — 9,24; SiO_2 — 44,48; TiO_2 — 0,28; H_2O^+ — 9,18; H_2O^- — 9,57; CO_2 — 2,74; сумма — 100,63 (анал. Ромашина и Титова) [127]. Монтмориллонит из змеевиков шт. Юта (США) содержит 1,67% Cr_2O_3 [128].

Из второстепенных элементов-примесей в октаэдрические позиции могут входить в небольших количествах Mn , Co , Ni , Ti [129].

В позиции обменных катионов, помимо Na (в приведенной формуле 0,33), обычно входят Ca , K и Mg , реже — Al , Fe^{3+} , Fe^{2+} , Zn , Be и др. В некоторых случаях эти положения занимает ион водорода. Искусственно в качестве обменных могут быть практически любые катионы, за исключением Si [54, 130]: Na , Ca , Mg , Ba , Li , Ag , Rb , Cs , Sr , ионы аммония, водорода и т. д. Кроме того, обработкой монтмориллонита различными веществами могут быть получены его органические и другие производные (см. также Структ. и морф. крист.).

Преобладание в составе минерала того или иного обменного катиона иногда подчеркивается его названием. Наиболее широко распространены кальциевый монтмориллонит (Ca -монтмориллонит) — *calciumontmorillonite* (Ca -*montmorillonite*); повышенное количество кальция (до 3,5% CaO) известно, например, в монтмориллоните из почв СССР [131]. Другой распространенной разновидностью является натриевый монтмориллонит (Na -монтмориллонит) — *sodiumontmorillonite* (Na -*montmorillonite*) с 2—5% Na_2O [132]. Известны также магниевый монтмориллонит (магнезиальный монтмориллонит, Mg -монтмориллонит) — *magnesiumontmorillonite* (*magnesium montmorillonite*, Mg -*montmorillonite*), содержащий до 15,30% MgO , и калиевый монтмориллонит (K -монтмориллонит) — *kaliumontmorillonite* (*potash-montmorillonite*, K -*montmorillonite*), содержащий (например, в известняках ордовика Пенсильвании) до 4,6% K_2O [133].

Состав монтмориллонита, определяемый тем или иным обменным основанием, отражается и в названиях монтмориллонитовых (бентонитовых) глин, поскольку он сильно влияет на их свойства. Различают щелочные (обменный катион, в основном Na) и щелочноземельные (обменный катион обычно Ca) бентонитовые глины. Щелочные глины более дисперсные, сильно разбухающие, с высокой способностью к тиксотропии; у щелочноземельных эти свойства выражены слабее, но сорбционная способность их выше [134—136].

Двойственность положения многих катионов в структуре монтмориллонита создает большие трудности при расчете его кристаллохимических формул.

Анализы (приведены в порядке возрастания Al_2O_3 , рассчитаны на 22 заряда):

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|-----------|---------|--------|---------|--------|--------|---------|----------|-------|----------|
| Na_2O | 1,37 | 1,38 | 0,22 | 2,64 | 0,29 | 0,34 | 2,11 | 0,2 | 0,20 |
| K_2O | 0,28 | 2,16 | He обн | 1,31 | 0,44 | 2,29 | 0,42 | 1,0 | 0,17 |
| MgO | 6,22 | 2,65 | 2,30 | 2,50 | 3,51 | 2,64 | 4,45 | 3,2 | 4,06 |
| CaO | 1,33 | 1,69 | 0,82 | 2,67 | 0,90 | 1,05 | 1,25 | 2,1 | 2,28 |
| MnO | 0,01 | — | 0,04 | 0,05 | 0,14 | 1,21 | 0,04 | — | 0,11 |
| FeO | — | 1,31 | 0,14 | 0,14 | 0,01 | сл. | 0,14 | — | 0,70 |
| Al_2O_3 | 12,08 | 12,90 | 13,17 | 14,54 | 15,78 | 16,46 | 17,06 | 18,2 | 18,51 |
| Fe_2O_3 | 4,75 | 10,00 | 13,13 | 3,81 | 5,34 | 11,33 | 3,00 | 8,1 | 1,70 |
| SiO_2 | 50,19 | 54,53 | 46,50 | 57,08 | 50,08 | 48,84 | 53,07 | 60,1 | 50,28 |
| TiO_2 | — | 0,55 | 0,40 | 0,76 | 0,47 | 0,57 | 0,42 | — | 0,04 |
| P_2O_5 | — | — | — | 0,25 | — | 0,19 | 0,04 | — | — |
| H_2O^+ | } 23,77 | } 7,24 | } 14,62 | } 5,74 | } 8,53 | } 7,49 | } 14,30 | } 6,5 | } 21,88 |
| H_2O^- | | | | | | | | | |
| Сумма | 100,00 | 100,00 | (99,40) | 99,77 | 99,95 | (99,68) | (99,43)* | 99,4 | 100,14** |

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Si | 3,96 | 3,91 | 3,75 | 4,04 | 3,89 | 3,62 | 3,87 | 3,90 | 3,82 |
| Al ^{IV} | 0,04 | 0,09 | 0,25 | — | 0,11 | 0,38 | 0,13 | 0,10 | 0,18 |
| Al ^{VI} | 1,08 | 1,00 | 1,00 | 1,21 | 1,33 | 1,06 | 1,34 | 1,29 | 1,48 |
| Fe ³⁺ | 0,28 | 0,54 | 0,80 | 0,20 | 0,31 | 0,63 | 0,16 | 0,40 | 0,10 |
| Fe ²⁺ | — | 0,08 | 0,01 | 0,01 | — | — | 0,01 | — | 0,04 |
| Ti | — | 0,03 | 0,02 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | — | — |
| Mn | — | — | — | — | 0,01 | 0,08 | — | — | 0,01 |
| Mg | 0,73 | 0,28 | 0,28 | 0,26 | 0,40 | 0,29 | 0,48 | 0,31 | 0,46 |
| Ca | 0,11 | 0,13 | 0,07 | 0,20 | 0,07 | 0,08 | 0,10 | 0,15 | 0,18 |
| Na | 0,21 | 0,19 | 0,03 | 0,36 | 0,04 | 0,05 | 0,30 | 0,02 | 0,03 |
| K | 0,03 | 0,20 | — | 0,12 | 0,04 | 0,22 | 0,04 | 0,08 | 0,02 |

* В том числе SO₃—0,17. ** В том числе SO₃—0,21.

1—Mg-монтмориллонит, о-в Кимолос (Греция), анал. не указан [125]; 2—Fe-монтмориллонит из океанических осадков района Восточно-Тихоокеанского поднятия, анал. не указан [137]; 3—Fe-монтмориллонит, Завалье, Среднее Побужье, анал. Рафальская (в оригинале сумма 100,50%) [21]; 4—бутыльно-зеленый Na-монтмориллонит, центральная часть Саригюхского месторождения (АрмССР), анал. не указан, спектральным анализом установлены V, Си, Pb, Zn, Cr, Ni, Co, Mo [124]; 5—монтмориллонит с примесью галлуазита, месторождение Цуруока, преф. Ямагата (Япония), анал. не указан, обменные основания: Ca—3,4; Mg—29,4; Na—1,1; K—1,1; Al—0,6; сумма—65,6 мг-экв/100 г [138]; 6—Fe-монтмориллонит из кремнисто-глинистых отложений Атлантического океана (район Средне-Атлантического хребта), анал. не указан (в оригинале сумма 100,4%) [139]; 7—зеленовато-серый Na-монтмориллонит из песчаников Меченской синеклизы (северо-восточная часть Русской плиты), анал. Бабушкин (в оригинале сумма 100,01%) [140]; 8—«фуллерова земля», Мед-Стоун, Южная Англия, анал. не указан [141]; 9—«аскан-глина», продукт изменения эценовых трахитовых туфов, из верхней части Асканского месторождения (ГССР), анал. не указан [142].

| | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|------|-------|-------|---------|-------|-------|
| Na ₂ O | 0,11 | 3,08 | 1,09 | 0,06 | 0,31 | 0,84 | Не обн. | 0,06 | 0,02 |
| K ₂ O | 0,47 | 0,95 | 0,46 | 0,60 | 1,53 | 0,84 | » | 0,34 | 0,21 |
| MgO | 3,06 | 2,06 | 1,88 | 3,3 | 4,55 | 3,01 | 3,33 | 3,25 | 1,40 |
| CaO | 1,39 | 0,90 | 0,82 | 2,3 | 2,47 | 2,87 | 2,80 | 0,56 | 2,69 |
| MnO | 0,20 | 0,03 | 0,03 | — | 0,01 | 0,01 | — | — | — |
| FeO | 0,52 | 0,80 | 0,21 | — | — | — | 0,25 | 0,43 | 0,02 |
| Al ₂ O ₃ | 20,18 | 20,61 | 21,23 | 21,6 | 21,75 | 22,30 | 22,62 | 22,91 | 24,58 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,18 | 3,32 | 3,78 | 0,83 | 0,27 | 0,36 | 1,72 | 1,30 | 0,70 |
| SiO ₂ | 53,34 | 60,58 | 62,88 | 50,0 | 50,57 | 48,99 | 47,00 | 55,16 | 48,31 |
| TiO ₂ | 0,66 | 0,64 | 0,49 | — | 0,03 | — | — | 0,11 | 0,01 |
| P ₂ O ₅ | — | 0,07 | — | — | — | — | — | — | — |
| H ₂ O ⁺ | 6,03 | 5,78 | — | 8,0 | 7,89 | 6,67 | 22,07 | 9,72 | 21,65 |
| H ₂ O ⁻ | 6,20 | — | 7,55 | 12,8 | 10,74 | 14,64 | | 6,31 | |

| | | | | | | | | | |
|------------------|--------|---------|--------|---------|--------|----------|-------|--------|-------|
| Сумма | 99,65* | 99,66** | 100,42 | 99,56** | 100,12 | 100,86** | 99,79 | 100,15 | 99,59 |
| Si | 3,78 | 3,91 | 3,99 | 3,74 | 3,69 | 3,67 | 3,59 | 3,83 | 3,64 |
| Al ^{IV} | 0,22 | 0,09 | 0,01 | 0,26 | 0,31 | 0,33 | 0,41 | 0,17 | 0,36 |
| Al ^{VI} | 1,47 | 1,48 | 1,58 | 1,64 | 1,56 | 1,64 | 1,62 | 1,70 | 1,82 |
| Fe ³⁺ | 0,22 | 0,16 | 0,18 | 0,05 | 0,01 | 0,02 | 0,10 | 0,07 | 0,04 |
| Fe ²⁺ | 0,03 | 0,04 | 0,01 | — | — | — | 0,01 | 0,02 | — |
| Ti | 0,03 | 0,03 | 0,02 | — | — | — | — | — | — |
| Mn | 0,01 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Mg | 0,32 | 0,20 | 0,18 | 0,37 | 0,49 | 0,34 | 0,38 | 0,33 | 0,16 |
| Ca | 0,10 | 0,06 | 0,05 | 0,18 | 0,19 | 0,23 | 0,23 | 0,04 | 0,28 |
| Na | 0,01 | 0,38 | 0,13 | 0,01 | 0,04 | 0,12 | — | 0,01 | — |
| K | 0,04 | 0,08 | 0,04 | 0,06 | 0,14 | 0,08 | — | 0,03 | 0,02 |

В том числе п. п. п.—3,31. ** В том числе [CO₂—0,84. ** В том числе SO₃—0,07. ** В том числе SO₃—0,33.

10—кальдера Узон (Камчатка), анал. Горбачева [143]; 11—Средне-Тюнгское месторождение, Вилюйская синеклизы, анал. Охлопкова [144]; 12—месторождение Южное, Тургайский прогиб, анал. Гудошников, возможна примесь кристобалита, спектральным анализом установлены Pb—0,004%, Си—0,008, Zn—0,03, Ba—0,09, В—0,0008% [145]; 13—Или, шт. Невада (США), анал. Илмор, Боттс, Хлоэ, Атис.

Смят [146]; 14 — розовый монтмориллонит, Хибинь, анал. Мокрецова, спектральным анализом обнаружены Sr и Be [103]; 15 — розовый монтмориллонит из пегматитов, гора Куфтуньон, Ловозерский массив (Кольский полуостров), анал. Семенов, спектральным анализом установлены $\text{BeO} = 0,01$, $\text{TR}_2\text{O}_3 = 0,2\%$, а также Ti, Zn, Ga, Zr, Cu, Ba [30]; 16 — оранжевый монтмориллонит, Тунятау (УзССР), анал. не указан [147]; 17 — с. Ильковцы (Закарпатье), анал. не указан [122]; 18 — Чукуртали, северо-восточная часть Кураминского хребта (УзССР), анал. Мухова, спектральным анализом установлены Be, Cu, Ga, Sr, Ba, La, Ce, V, Mn [148].

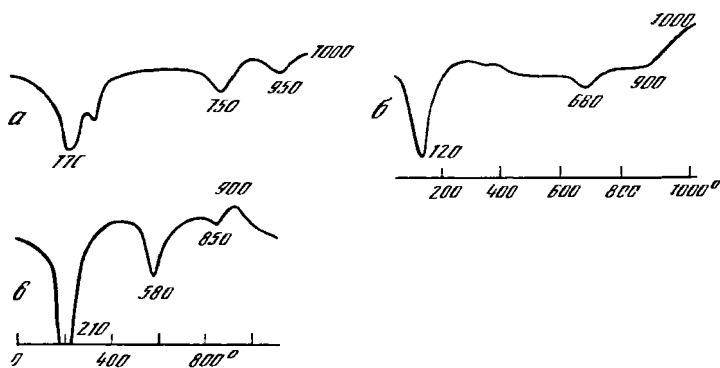
Большое количество химических анализов приводится в работах [7, 22, 23, 25, 32, 47, 72, 120, 142, 149].

Диагн. исп. Характерен землистый запах. Высокопластичен, разбухает и размокает в воде. Кусок плотной монтмориллонитовой глины через 1—2 ч в воде распадается на отдельные частицы, которые после взбалтывания остаются во взвеси многие часы или даже дни. Ферримонтмориллонит полностью растворяется в 10% HCl при нагревании в течение 30 мин [138].

Окрашивается органическими красителями [150]. Наиболее обычные разности (натриевые, кальциевые, магниевые) приобретают с метиленовым голубым, а также с метиленовым голубым при добавлении KCl соответственно фиолетово-синюю и голубовато-зеленую окраску; H- и K-монтмориллониты в обоих случаях становятся зеленовато-голубыми, как и бейделлит [103, 151]. На кривых поглощения после реакции с метиленовым голубым появляется максимум при 590 нм, а после добавления KCl — при 650—670 нм и около 616 нм [152]. Бензидином окрашивается в синий цвет, хризоидином — в желто-оранжевый [30].

Са-монтмориллонит не плавок, Na- и Mg-разновидности остекловываются в п.п.тр. (начало плавления первой при 950—1000°, второй при 800—850°) [103].

Повед. при нагр. На кривых ДТА (фиг. 4) фиксируются три эндотермических эффекта [30, 111, 153—155]. Наиболее низкотемпературный из них (до 200°



Фиг. 4. Кривые ДТА монтмориллонита

а — монтмориллонит с повышенным содержанием Са и Mg, Чакманташ, Узбекистан (по Моисеевой); б — Na-монтмориллонит, Виллюйская сннеклиза (по Ивенсену); в — ферримонтмориллонит, Завальс, оригинал хим. анализа 3 (по Геренчук)

связан с выделением гигроскопической и межслоевой воды. Ему отвечают максимальные потери веса [30, 156]. Размер и характер этого пика на кривой зависят от природы обменного катиона и его гидратации. Чем толще гидратная оболочка, тем больше пик сдвинут в высокотемпературную область: например, у искусственно полученных K-, Na-, Ni-, Co-, Cu-, Zn-форм он меньше и находится около 100°; у Ca-, Li-, Fe³⁺, Al-, Cr-разностей он смещен к 200° и часто раздвоен [157]. Кривые ДТА вайомингского монтмориллонита, насыщенного различными обменными катионами (Li, Na, K, Cs, Be, Mg, Ca, Sr, Ba), приведены в работе [54]. На форму и расположение первого эндотермического пика существенное влияние оказывает и начальная влажность образцов. При ее увеличении он смещается в область более низких температур, а после превышения некоторой предельной гигроскопичности влияние влажности сказыв-

ваются сильнее, чем влияние обменных катионов; двугорбость пика, характерная для кальциевой и других разновидностей, исчезает, и на кривых наблюдается один большой низкотемпературный эндотермический пик [158]. Кроме того, на реакцию выделения межслоевой воды влияет давление. Так, при давлении 1 кбар на кривой ДТА Na-монтмориллонита фиксируются два эффекта — при 40 и 100 [78].

Второй эндотермический эффект (около 650°) соответствует удалению гидроксильной воды. Температура его тоже сильно зависит от состава монтмориллонита. При увеличении содержания магния она повышается до 700—750°, примесь железа снижает ее до 600° (у ферримонтмориллонита из Завалья (хим. анализ 3) — 550—600° [21]). Для Sr-содержащих разновидностей этот эффект проявляется около 500° [157] (для образца из коры выветривания ультраосновных пород бассейна Южного Буга (см. с. 22) — 550—570° [127]). У Zn-монтмориллонита эффект при 700° очень слабый, у Ni- и Cu-форм он отсутствует [157]. Отмечаемый иногда двойной пик дегидроксилизации, вероятно, обусловлен смесью двух представителей монтмориллоновой группы или двух разновидностей монтмориллонита, отличающихся по составу [159]. До 600° основа структуры минерала сохраняется. Это подтверждается тем, что после такого прогревания большая часть воды может быть поглощена вновь и свойства монтмориллонита могут быть восстановлены.

Третий эндотермический эффект (800—900°) относительно небольшой; он связан, по-видимому, с потерей остатка гидроксильной воды и с разрушением структуры минерала [153]. Наиболее интенсивен этот эффект у магниевых разновидностей; у натриевого монтмориллонита он обычно слабый или отсутствует [157, 160]. Мессбауэровские спектры монтмориллонита после нагревания показывают, что до перекристаллизации его структура проходит стадию метастабильного состояния [79].

Экзотермический эффект (900—1000°) связан с образованием новых фаз. По данным Эйриша и др. [161], высокотемпературные фазы представлены главным образом шпинелью, в меньшей степени кварцем, кристобалитом и муллитом; по Гриму и Кульбицкому [22], для монтмориллонита типа Чето характерен β -кварц, кристобалит, кордиерит; монтмориллонит типа Вайоминг переходит в кристобалит и муллит. На характер продуктов экзотермической реакции влияют скорость нагревания образца, его предварительная обработка, дефектность исходной структуры, в частности увеличение скорости нагревания способствует образованию шпинели и муллита [161].

Реакции дегидратации и дегидроксилизации монтмориллонита изучены также с помощью термогравиметрического и термогигрометрического анализов [162, 163]. Последний показал наличие у минерала большого количества слабо связанной воды, ее высокая потеря зафиксирована даже при комнатной температуре.

Обезвоживание монтмориллонита при нагревании приводит к сжатию решетки. После нагревания до 100—200° базальное межплоскостное расстояние d_{001} уменьшается до 10 Å; нагревание до 500° вызывает дальнейшее уменьшение d_{001} до 9,6 Å [155]. Эта особенность минерала используется в диагностических целях (см. Отл.) [102]. Продукт дегидратации монтмориллонита с параметром $c_0 = 10$ Å, полученный при 400°, назван метамонтмориллоном — *metamontmorillonite* (Штрунц, 1957). Методами микродифракции электронов и рентгеновского анализа установлено увеличение параметров a_0 и b_0 вследствие обезвоживания [79]. Многие исследователи полагают, что при дегидратации происходит перераспределение обменных катионов [164—167]. Кроме того, с обезвоживанием при нагревании связано увеличение светопреломления минерала (см. Микр.) [103, 168], а также уменьшение емкости катионного обмена [169] и изменение спектров ЭПР (см. Физ. св. и физ.-хим. конст.).

Наход. Монтмориллонит является важнейшим минералом многих осадочных пород — глин, глинистых сланцев, мергелей, различных эвапоритов. Большое количество монтмориллонита содержится в почвах.

Образование минерала может происходить в результате гидротермального изменения пород, подводного преобразования вулканических пеплов, туфов и осадочных отложений, раскристаллизации коллоидно-дисперсных продуктов выветривания. Для его возникновения особенно благоприятны низкие и средние температуры, щелочная или нейтральная среда [170].

На основании генетической классификации, предложенной Кирсановым и другими исследователями [170, 171], месторождения бентонитов подразделяются на: 1 — гидротермально-метасоматические, 2 — вулканогенно-осадочные, 3 — терригенно- и коллоидно-осадочные, 4 — элювиальные (выветривания и выщелачивания).

К первому типу относятся Саригюхское месторождение в Армении, Цихис-Убанское в Грузии, Даш-Салахлинское в Азербайджане, Хаттари в Японии и др. Из поздних гидротермальных щелочных растворов, очевидно, образовался белый монтмориллонит полостей рудных жил свинцово-цинкового месторождения Курултыкен (Восточное Забайкалье) [121]. Аналогичное происхождение имеет волокнистый кальциевый монтмориллонит из пустот флюоритовых жил месторождения Славянка (Благоевский округ, Болгария) [172]. Продуктом гидротермального изменения трахиандезитов является зеленый ферримонтмориллонит из Глейшенберг-Клаузе (Штирия, Австрия), встречающийся совместно с сапонитом, карбонатами и рутилом [173]. В результате современной гидротермальной деятельности образовались монтмориллониты Йелоустонского национального парка в США [174], Гавайских островов [175], Исландии [176], Новой Зеландии [177], Камчатки [178, 179]. На сольфатарных полях кальдеры Узон (Камчатка) обнаружены современные каолинит-монтмориллонитовые отложения с четко выраженной вертикальной зональностью: на поверхности преобладает каолинит с примесью алуниита и опала, а ниже 2,5 м — монтмориллонит (хим. анализ 10) с примесью цеолитов и кварца; зоне каолинита соответствует наиболее кислая среда, зоне монтмориллонита — нейтральная и слабощелочная [143].

Ко второму и третьему генетическим типам можно отнести Гумбрийское месторождение в Грузии, Огланлинское в Туркмении, Азкамарское в Узбекистане, Пыжевское и Черкасское на Украине, Биклянское в Татарии, Блэк-Хилл и Биг-Хорн (шт. Вайоминг, США), Рагадан и Тель-Хаджар в Сирии и др. Аутигенный монтмориллонит в осадочных породах часто встречается вместе с аллотигенным и трудно отличим от него [180, 181]. Например, по Карповой [182, 183], в осадочных породах Большого Донбасса содержится как аутигенный, так и аллотигенный монтмориллонит; аутигенный слагает пленочные, поровые и кристификационные выделения с одинаковой оптической ориентировкой индивидов в агрегатах. Честер с соавторами [184] показал, что в глинистых осадках дна океана близ южной части Африканского континента монтмориллонит на 2/3 аутигенный; предполагается, что он мог образоваться при изменении вулканического материала. В современных осадках Тихого океана [185] границы распределения осадков с монтмориллонитом, образовавшимся за счет вулканитов, явно не зависят от привноса терригенного материала. Аутигенным, возможно, является монтмориллонит донных осадков Калифорнийского залива [126]; здесь, вероятно, проявилась и гидротермальная переработка пород.

Очень часто монтмориллонитовые глины залегают в виде мощных пластов среди других осадочных пород. Хьюит [186] показал, что такие пласты образуются, как правило, в результате изменения вулканического пепла. Позднее пепловая природа исходного материала пластовых монтмориллонитовых глин была доказана для большинства месторождений. Обзор ранних работ по этому вопросу см. [187]. Связь с туфовым материалом доказана для месторождений Гумбри [142, 188], Огланлы [11, 189] и др. Грим и Гювен [32] показали, что глины осадочного происхождения формируются в лагунах, в морских и пресноводных бассейнах; возможно образование монтмориллонита при постседиментационных изменениях более ранних минералов [190]. Монтмориллонит установлен в разрезах многих угольных бассейнов: например, в СССР — в

в Карагандинском, Донецком, Печорском, за рубежом — в шт. Оклахома, США [191].

К четвертому генетическому типу относятся месторождения бентонитов, сформировавшиеся в результате выветривания магматических пород, выщелачивания мергелей и других карбонатно-глинистых образований: Сахаринское в Челябинской обл., Разгонское в Иркутской обл., Бранянское в Чехословакии, Карлополис в Бразилии, Баликер в Австралии и др. Монтмориллонит известен в нижней зоне древней коры выветривания волюнского габбро [192, 193] и нефелиновых сиенитов горы Куфтньюн, Ловозеро (хим. анализ 15) [30]. В коре выветривания ультраосновных пород бассейна Южного Буга встречен голубовато-зеленый Sr -содержащий монтмориллонит (см. с. 22) в виде мономинеральных стяжений и в смеси с галлуазитом, нонтронитом, гётитом [127]. Монтмориллонитизация в связи с выветриванием происходит в условиях современного почвообразования [134, 194]; наиболее часто монтмориллонит отмечается в тех почвах, в которых содержится вулканический пепел (например, в Японии) [195, 196].

Данные о бентонитовых месторождениях различных геологических эпох [197] показывают, что ~60% их относятся к палеогену и неогену, значительно меньше месторождений мелового возраста (~30%) и только 10% бентонитов имеют палеозойский возраст. Число известных бентонитовых месторождений в СССР достигает нескольких сотен, а указания на монтмориллонит в осадочных породах исчисляются тысячами. Ниже приводятся примеры нахождения отечественных и зарубежных монтмориллонитовых глин.

На Украине выделяются шесть бентонитоносных провинций [198]: 1 — Закарпатский прогиб; 2 — Предкарпатский прогиб, Львовская мульда и Волыно-Подольская плита; 3 — Причерноморская впадина; 4 — Украинский щит; 5 — Крым; 6 — Донбасс. В пределах Закарпатского прогиба известны миоценовые проявления Солотвинской впадины (Вышковское, Тячевское, Глубокий Поток), образовавшиеся при гальмиролитическом разложении пирокластического вулканического материала [199—201]. В Горбском месторождении бентониты (Са- и Mg-монтмориллонит с примесями галлуазита, каолинита, гидрослюда, кварца и полевого шпата) залегают в виде линзы мощностью до 24 м среди плиоценовых туффитов и углистых глин [198]. В окрестностях Львова на Кортоумовой горе монтмориллонит слагает горизонт глин по вулканическому пеплу; генетически к ним близки слои монтмориллонита у сел Новоселки, Верина и Борки Домниковские [104]. На Волини монтмориллонитовые глины отмечаются среди нижнесарматских отложений близ Кремница и Старого Почаева [104]. В центральной части Украинского щита расположено Черкасское месторождение, приуроченное к отложениям нижнего и среднего миоцена. В пределах месторождения выделено 5 горизонтально залегающих слоев мощностью до 10 м. Слои различаются по количественным соотношениям слагающих их минералов, в основном монтмориллонита и палыгорскита, а также гидрослюда, кварца и кальцита [198, 202]. В Крыму бентонитовые глины, известные под названием «кил», образовались за счет верхнемеловых вулканических туфов [203, 204]. В Бахчисарайском районе у подножия горы Тепе-Кермен находится Кудринское туфогенно-осадочное месторождение. На глубине здесь залегают щелочной бентонит (Na-монтмориллонит с гидрослюдой, кварцем, кристобалитом и кальцитом), а в приповерхностной части и на поверхности — щелочноземельный бентонит [205]. Монтмориллонитовые глины Донбасса связаны с осадочными и туфогенно-осадочными отложениями верхней юры и триаса (Григорьевское месторождение) [182, 183, 188]. Небольшие месторождения относительно низкокачественных бентонитов известны в Белоруссии [206] и Молдавии [207, 208].

Богаты монтмориллонитовыми глинами Кавказ и Закавказье. На Северном Кавказе в 15 км к юго-востоку от Налчика (Кабардино-Балкарская АССР) находится Гепергежское месторождение, где щелочные бентониты образуют 5 пластов общей мощностью около 30 м среди палеоценовых отложений [209]. В Дагестане известно несколько месторождений (Джинабинское, Хала-Гор-

ское, Урминское и др.) светлых, зеленовато-желтых и серовато-зеленых бентонитов, сформировавшихся путем преобразования пирокластического материала на дне моря. Бентониты образуют прослой и пласты мощностью от 0,1—0,7 до 1—2,5 м в осадочных толщах. С монтмориллонитом встречаются гидрослюда, каолинит и хлорит [210]. Из месторождений Грузии [142] наибольшей известностью пользуется Асканское месторождение монтмориллонитовых глин, расположенное к востоку от г. Махарадзе в окрестностях с. Аскан. В верхах разреза развиты существенно каолиновые глины, ниже залегает «асканглина» (хим. анализ 9) [142], сложенная кальциевым монтмориллонитом, а еще ниже — натриевый монтмориллонит — «аскангель». В районе имеются и другие залежи подобного типа. Генезис их не совсем ясен. Концепции образования глин в результате гидротермальной переработки эоценовых трахитовых туфов [211—213] противоречит приуроченность залежей к поверхностям выравнивания, где развита третичная красноцветная кора выветривания, а также наличие вертикальной зональности и переход внизу в свежие породы [134, 214]. В Западной Грузии развиты альбские и сеноманские щелочноземельные бентониты (месторождения Гумбри, Чунешы, Кумистави) [215]. Глины месторождения Гумбри (Цхалтубский район) приурочены к сеноманским туфогенно-осадочным отложениям; бентониты слагают два пласта — зеленовато-серый («гумбрин») и розовый, их суммарная мощность достигает 6 м [188, 213]. Глины Кумиставского месторождения (Цхалтубский район), в отличие от глин других месторождений Гумбрийской группы, сложены монтмориллонитом с клиноптилолитом; примеси опала и кристобалита незначительны [216]. Группа месторождений монтмориллонитовых глин расположена в Ахалцихской котловине, выполненной третичными осадками. Наиболее крупное из них Аральское (Адигенский район) представлено серией пластов щелочноземельных бентонитов суммарной мощностью до 110 м, залегающих в верхнеэоценовых туфах [188]. Ряд месторождений бентонитовых глин приурочен к стыку административных границ Грузии, Армении и Азербайджана [217, 218], где развиты третичные и меловые вулканогенные породы, местами подвергшиеся гидротермальному изменению. Из этих месторождений наиболее известны Даш-Салахлинское, Саригюхское, Ноембрянское. В Даш-Салахлинском месторождении (Казахский район Азербайджана) гидротермальные глины образовались по липарито-дацитовым и трахилипаритовым пирокластическим породам, выполняющим впадину между верхнемеловыми вулканическими постройками. Монтмориллонит составляет до 90—95% от всей массы глин. Мощность залежи от 100 до 500 м, на ее периферии глины переходят в слабо измененные туффиты [219]. Саригюхское месторождение (Иджеванский район Армении) расположено к югу от Даш-Салахлинского. Промышленные залежи сформировались путем переработки субинтрузивных андезито-базальтовых порфиритов в континентальных условиях на глубине 250—550 м щелочными растворами (рН ~ 9—10) с температурой порядка 250—300° [220]. Собственно бентониты (хим. анализ 4) натриевые, высокодисперсные, находятся в центральной залежи, по краям сменяются слабо бентонитизированными породами [124]. Ноембрянское месторождение расположено в одноименном районе Северной Армении в окрестностях с. Калач среди вулканогенно-осадочных образований нижнего сантона и сантона—кампана. Специфика этого месторождения заключается в том, что монтмориллонит здесь наряду с мономинеральными слоями слагает цеолит-бентонитовые породы мощностью от 18 до 85 м [213]. В пределах южного крыла Аллавердинского антиклинория в Северной Армении находится Атанское месторождение. Бентониты мощностью 5—27,5 м приурочены к среднеэоценовой вулканогенно-осадочной толще [221].

Более 100 месторождений и проявлений известны в Поволжье [222, 223]. Например: в Татарской АССР — Бикляное (между городами Набережные Челны и Нижнекамск) и Нурлатское (у г. Нурлат-Октябрьский), в Куйбышевской области — Смышляевское и др. Почти все поволжские месторождения приурочены к отложениям позднего плиоцена. Их формирование происходило в краевых частях Акчагыльского залива в относительно слабо соленых мелко-

родных пеллуконитовых лагунно-морских заливах и бухтах. Содержание монтмориллонита в поволжских глинах достигает 70—80%. Предполагается, что монтмориллонит в них терригенный, из размывавшихся осадков палеозоя и мезозоя [222, 223]. В Ростовской области выявлено Тарасовское месторождение щелочноземельных бентонитов эоценового возраста. По генезису оно саходное [224].

На юге Уральской горной системы в Тургайском прогибе на Убаганской площади монтмориллонитовые глины (хим. анализ 12) залегают среди нижне-среднетриасовых вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений (месторождение Южное и др.). Убаганские глины серые, вишневые, пестрые, высокодисперсные, чаще всего натриевые, содержат примесь кристобалита. Предполагается, что эти глины образовались либо путем гидротермально-метасоматического изменения кислого и среднего пирокластического материала [145], либо при процессах выветривания [225].

В Восточном Казахстане находится Приманракская группа месторождений, приуроченных к верхнемеловым и палеогеновым отложениям. Суммарная мощность глин достигает 15—20 м, происхождение их аутигенное [226, 227]. Особенно ценные глины установлены в Таганском месторождении, содержание монтмориллонитовых минералов в них превышает 90% [213]. Известны третичные бентониты Мангышлака [228], Каракалпакии (к северо-востоку от Комсомольска-на-Устьурте) [229] и другие проявления монтмориллонитовых глин в Казахстане, Таджикистане, Киргизии, Узбекистане (Бештюбе, Бельтау) [230—235].

В Небит-Дагском районе Туркмении расположено одно из старейших разрабатываемых месторождений бентонитов — Огланлинское [188, 189, 236]. Бентониты слагают пластовую залежь невыдержанной мощности (от 0 до 30—35 м, в среднем 10—12 м). Залежь имеет сложное строение, местами она разделяется на 2—3 пласта, разобщенных вмещающими породами, которые представлены средне- и верхнеэоценовыми глинистыми мергелями. Серые и зеленовато-серые бентониты образовались в результате изменения (вероятно, в мелководном море) вулканического туфа, что доказывается признаками замещения монтмориллонитом стекла и реликтами порфировых вкрапленников первичных туфов. Источник вулканического материала не совсем ясен, так как ближайшие к району Огланлы вулканы в период бентонитизации имелись только на Кавказе или в центральной части Ирана [134].

В Восточных районах СССР бентониты пользуются довольно большим распространением, но изучены они хуже, чем аналогичные глины других регионов [237]. Монтмориллонитовые глины не очень высокого качества выявлены в Кузбассе [238]. Среди нижнемеловых отложений (туфы, песчаники) Уральского района Хабаровского края в верхних частях слоя каменных углей залегают щелочноземельные бентониты в виде пласта мощностью до 16 м [188, 239]. В Читинской области слой бентонитовых глин мощностью 4 м обнаружен на глубине около 70 м в отложениях нижнего мела у с. Ново-Ильинское (Чернышевский район); глины высокопластичные, воскоподобные, кальциево-магниево-натриевые, представляют собой продукт изменения туфов [240]. В Зейско-Буреинской депрессии монтмориллонитовые глины, образовавшиеся путем переотложения третичных туфов, имеются на горе Точильной, в районе станции Архара и в других местах [241, 242]. В Магаданской области монтмориллонитовая глина (мощность около 2 м) обнаружена в отложениях мела на 2—4 м ниже пласта угля [243, 244]. В Сахалинской области в верхнемiocеновых отложениях среди пелловых туфов и аргиллитов залегают пласты щелочноземельных бентонитов, переслаивающихся с бурыми углями (Вахрушевское месторождение) [188, 245].

Широко распространены бентонитовые глины и за рубежом. В Польше главнейшие месторождения находятся в Карпатах (Кросно, Хмельник); глины образовались по вулканическому стеклу [246, 247]. Слои бентонитоподобных глин мощностью до 13 м имеются в отложениях карбона (порембские слои) в Бытомской мульде. В окрестностях Бытома имеются калиевые разности бен-

тонита [248, 249]. Практически чистые монтмориллониты встречаются в меловых осадках (Пундув, Пила, Муняковицы), несколько хуже по качеству монтмориллонитовые глины познанских (плиоценовых) отложений районов Турека и Конины [250].

В Болгарии в районе Кирджали нижнетретичные риолитовые и андезитовые туфы и лавы подверглись гидротермальной переработке с образованием каолинита в центральной части зоны изменения и монтмориллонита на периферии; кроме того, в гидротермально-измененных участках встречаются кварц, барит и кальцит [251]. В Старозагорском округе близ с. Златна-Ливада образование белых бентонитов связано с изменением пирокластического материала [252].

Довольно богата монтмориллонитовыми глинами Румыния. Частично они относятся к тому же типу, что и глины Советского Закарпатья. Залежи бентонитов имеются в областях Марамуреш, Алба, Хунедоара, Караш-Северин, Тимиш [253]. Они преимущественно образовались при разложении кислых и основных туфов. Монтмориллонит щелочноземельный, реже щелочной, находится в ассоциации с галлуазитом, каолинитом, иллитом, серицитом и мусковитом. В районе г. Бая-Маре (Марамуреш) известно месторождение Орашул-Ноу, бентониты которого сформировались по существенно перлитовым пирокластическим породам тортона. Натриевые бентониты долины Киоарули образовались по андезитам и андезито-дацитам. В области Хунедоара большое поле монтмориллонитизированных туфов, представленных слоями мощностью до 4—5 м, расположено около г. Алба-Юлия. Несколько пластов бентонитизированных верхнетретичных туфов прослежены близ г. Хунедоара [254].

В Чехословакии крупные месторождения монтмориллонитовых глин известны в Восточной Словакии в районе Кузмице, Лестовице и с. Нижний Грабовец [255]. Они возникли при гидротермальном изменении андезитовых и дацит-риолитовых туфов и пород экструзий. Другая группа месторождений того же типа находится в районе Зволена (Средне-Словацкая область). Кроме того, месторождения бентонитов найдены среди третичных вулканитов (щелочные базальтоиды) Чешских Средних гор и Доуповских гор в бассейне р. Лобы. Наиболее крупное из них — месторождение Рокле (Доуповские горы) [255—259].

В Венгрии монтмориллонитовые глины встречаются в Токайских горах, где, как и в прилегающих частях Закарпатья и Словакии, имеются многочисленные андезитовые, андезит-дацитовые и риолитовые туфы и другие вулканиты, в результате гидротермальной переработки которых образовались глины. За счет экструзивных пород образовался бентонит в районе селений Мад, Комлошки и в Вегардо, за счет туфов — в районе Нагитетена. Наиболее изучено месторождение Комлошки, где кальциевый монтмориллонит сопровождается опалом и сульфидами [260, 261].

В ГДР промышленно ценные бентонитовые глины не известны. Как керамзитовое сырье используются содержащие монтмориллонит юрские глинистые сланцы.

Богата месторождениями монтмориллонитовых глин Югославия. В большинстве случаев это Са-бентониты. Они добываются в Истрии, Хорватии, Боснии. В Словении бентонитом и цеолитами замещены олигоценые туфы. В Сербии бентониты приурочены преимущественно к угленосным отложениям. В Македонии близ Кривой Полянки залегают слои верхнеплиоценовых монтмориллонитовых глин (до 85% монтмориллонита) мощностью до 5 м [32].

В Англии давно известны «фуллеровы земли» (Са-монтмориллониты) в верхнемеловых отложениях Лондонского бассейна и юрских осадках Сомерсета [34, 141, 262]. В Беркшире отмечены два слоя бентонита мощностью до 3—4 м; содержание монтмориллонита 80—85%, примеси — клиноптилолит и кварц. У Натфилда и в Суррее глины твердые, восковидные, голубые, при выветривании становятся желтыми. Источником вулканического пепла, за счет которого они образовались, видимо, был древний вулкан в Нидерландах [141, 262].

В Дании в окрестностях г. Хидсона бентонит обнаружен среди эоценовых осадков. На Фарерских островах монтмориллонитовые глины залегают среди молодых базальтов [32, 263].

В Штирии (Австрия) бентониты образовались в результате изменения миоценовых вулканических туфов и пеплов [173, 264].

В ФРГ крупные месторождения Са- и Mg-бентонитов имеются в Верхней Баварии между городами Майнбург, Мосбург и Ландсхут. Глины образуют линзы в верхнетортонских молассовых осадках — песке, щебне и мергеле. Мощность залежей около 3 м. Содержание монтмориллонита колеблется от 63 до 100%, примеси — кварц, слюда, хлорит, полевой шпат [265].

Во Франции [32] бентониты известны в нижнеэоценовых отложениях Парижского бассейна, департамента Воклюз и в ряде других мест. В третичных отложениях они встречаются в Пиренеях, в Лимузене, в департаменте Вьенна.

Монтмориллонитовыми глинами богата Италия. Одно из крупных месторождений — Ла Форна — находится на западном берегу о-ва Понца. Мощность залежи более 6 м; в верхних ее частях бентонит синеватый, мягкий, почти мономинеральный (монтмориллонитовый), на глубине он становится белым, твердым, утрачивает пластичность, включает примеси кварца и кристобалита. В пределах о-ва Сардиния (Италия) различают три основные зоны развития бентонитов [266, 267]: северо-западная часть острова в районе г. Сасари (месторождение Ури); южная часть острова (пров. Кальяри); центральная часть острова (серия месторождений Сарчидано-ди-Лакони). Описаны монтмориллонитовые глины Апулии близ г. Фоджа, которые образуют линзовидные слои во флишевых отложениях. Глины сформировались в процессе переотложения продуктов разрушения гидротермально переработанных вулканитов. В состав бентонитов, помимо монтмориллонита, входят тридимит, кальцит, кварц, плагиоклазы, авгит [268].

В Греции выходы бентонитов имеются на многих вулканических островах. Широко известны бентониты о-ва Милос (80 км к юго-востоку от Афин). Они залегают в отложениях плиоцена, сложены обычно Са-монтмориллонитом с примесями кристобалита, каолинита и галлуазита; образовались за счет липаритов, дацитов и связанных с ними стекловатых (перлитовых) туфов. Бентонитовые глины встречены также на островах Кимолос и Поливос (к северо-востоку от Милоса); смектиты в этих глинах представлены монтмориллонитом с несколько повышенным содержанием магния (хим. анализ I) и бейделлитом [32, 125]. На Кипре Са-монтмориллонитовые глины с пиритом, являющиеся результатом гидротермальной переработки вулканического пепла, залегают у горы Трулли и у сел. Камбия [32].

В Испании Са-бентониты известны в Кабо-де-Гата и Родалькилар (пров. Альмерия) [269]; образовались по риолито-дацитам. Смектит замещает в основном плагиоклаз, находится в ассоциации с кварцем, амфиболом, биотитом, тридимитом, цеолитами и каолинитом. Аналогичные глины имеются в Восточной Испании. Описаны меловые осадочные бентониты провинции Гранада [32].

В Португалии монтмориллонит обнаружен в прожилках, секущих биотитовые граниты, в районе Брага [270].

В Турции Na-бентонит известен близ Резадийе в районе Токат; в меловых осадках монтмориллонитовые глины встречаются в районе Эскишехир и Канлири [32].

В Израиле во впадине Махтеш-Рамон (пустыня Негев) среди сеноманских морских осадков имеются слои бентонита, образовавшегося за счет вулканического материала [271].

В Индии нижнетретичные натриевые монтмориллонитовые глины залегают среди известковых песков близ Акли (шт. Раджастхан). Известны слои Са-Mg-бентонитов по туфам в миоценовой красноцветной формации Верхний Сивалик в шт. Дхамму и Кашмир [272]. Описаны бентониты из штатов Бихар, Гуджарат, Мадрас [273].

Все монтмориллонитовые глины Японии [274, 275] образовались за счет

миоценовых (реже олигоценых) туфов и пемз, а также лавовых образований. Различают монтмориллонитовые глины двух типов: бентониты (резко преобладает Na-монтмориллонит) и «кислые глины» (смесь Mg-, Ca-, H-монтмориллонита и галлуазита). В свою очередь, среди бентонитов выделяют разности, образовавшиеся в морских бассейнах путем седиментации и в результате гидротермальной переработки пород; первые образуют протяженные пласты, вторые — небольшие тела. «Кислые глины» рассматриваются как продукты выветривания бентонитов и вулканических пород [274]. В преф. Ямагата находится месторождение Ое, где мощность пласта Na-бентонита местами достигает 7 м, примеси — кристобалит и кварц, реже цеолиты. В этой же провинции в месторождении Чуруока «кислые глины» залегают на поверхности миоценовых вулканических пеплов. В преф. Гумма находится месторождение Na-монтмориллонита Аннака; вулканические туфы здесь подверглись замещению селадонитом, клиноптилолитом, анальцимом и монтмориллонитом. В преф. Ниигата имеется несколько месторождений Na-монтмориллонита, наиболее крупное из них — Микава, оно образовалось путем гидротермальной переработки вулканического туфа или риолита. В той же префектуре известны Mg-, Ca- и H-монтмориллониты, являющиеся продуктами выветривания вулканических туфов и брекчий (месторождения Накайо, Сибата, Оми). В преф. Фукуока на о-ве Кюсю находится месторождение Мицумаки, где в туфовой толще общей мощностью до 100 м заключено 6 слоев Na-бентонита мощностью 2,5—6,0 м. Монтмориллонит месторождения Добуяма (преф. Мияги) образовался по вулканическому стеклу риолитовых пемзовых туфов в процессе их гидротермального изменения [275]. Монтмориллонит содержится во многих почвах Японии, образовавшихся на вулканических породах [274].

Описаны бентониты восточной части Китая. В пров. Цзянсу Ca-монтмориллонит слагает гидротермальные жилы, распределение которых контролируется сбросом; материнскими породами являются гранит-порфиры [276]. В пров. Шаньдун бентониты, среди которых выделяются осадочные и экзогенно-континентальные, приурочены к периферии мезо-кайнозойского бассейна Чжаолай в центральной и западной частях п-ова Чжаодун [277].

В Алжире и Марокко монтмориллонитовые глины встречаются в меловых и третичных осадках, переслаивающихся с пирокластическими образованиями и вулканическими туфами [32]. В Алжире слой бентонита мощностью до 5 м встречается среди пепловых осадков в 25 милях восточнее г. Мостаганем. В районе г. Оран риолиты, тела которых окружены третичными осадками, подверглись гидротермальному замещению монтмориллонитом, каолином и галлуазитом. В Марокко в районе г. Таурирт монтмориллонитовые глины развиты по вулканическому пеплу. Ca-бентонит добывается в районе Бени-Укила. Большой известностью пользуется монтмориллонитовая глина «гассул», добываемая в местности Тамдифелт.

В США главные месторождения бентонитов приурочены к верхнемеловым и третичным отложениям. Основными районами добычи служат штаты Южная Дакота, Вайоминг, Монтана. Известны месторождения и в штатах Техас, Миссисипи, Аризона, Невада, а также более мелкие месторождения в штатах Иллинойс, Джорджия, Делавэр, Калифорния и на Аляске [32, 120, 278, 279]. В районе Блэк-Хилла (шт. Южная Дакота) монтмориллонитовые глины заключены в толще нижне- и верхнемеловых морских отложений мощностью до 1200 м (сланцы, мергели, глинистые песчаники). Выделено 12 слоев бентонита мощностью до 3 м и более. Бентонит светло-желтый или зеленоватый, восковидный в кусках, на воздухе синеет. Свойства его по разрезу несколько меняются. Исходным материалом для бентонита был риолитовый пепел, в глине содержатся реликты пепловых частиц, слюда, полевой шпат, кварц, каолинит, цеолит. В шт. Аризона находится месторождение Чето; монтмориллонит (слой мощностью до 6 м) здесь образовался по плиоценовым лагитовым туфам. На плато Колорадо бентониты встречены в триасовых осадках. В шт. Невада (в пустыне Амаргоса) известны монтмориллониты, возникшие за счет миоцено-плиоценовых вулканических пеплов [156]. В медно-порфировом руднике близ

Или (шт. Невада) Са-монтмориллонит (хим. анализ 13) с мусковитом и каолинитом образует псевдоморфозы по плагиоклазу в гидротермально-измененных породах [146]. Близ Гектора (шт. Калифорния) монтмориллонит встречается вместе с гекторитом, выделившимся из горячих растворов с Li и F в травертинах [280]. В северо-восточной части долины Миссисипи в песках верхнемеловой формации Эутау заключены слои воскоподобных голубоватых монтмориллонитовых глин. Са-монтмориллониты, возникшие при изменении туфов, образуют пласты в округах Гонсалес и Лафейет, шт. Техас. В шт. Вайоминг бентониты приурочены к меловой свите бентон [32, 120, 278, 279].

До 8% монтмориллонита содержится в каолинах прибрежной полосы США (штаты Джорджия, Южная Каролина) [281]. В Андерсонвилле (шт. Джорджия) в верхней части каолин-бокситовой формации обнаружены пизолиты, в которых монтмориллонит находится в ассоциации с каолинитом и гиббситом [282]. Предполагается, что пизолиты образовались при погружении бокситов ниже уровня моря.

На Гавайских островах монтмориллонит является составной частью осадков кратерного оз. Уэй, представляет продукт выветривания тефры [283]. Кроме того, в районе Мауна-Кеа монтмориллонит совместно с сапонитом входит в состав высокогорных почв; образовался из гидротермальных растворов или при таянии ледникового льда на горячих продуктах извержений [284].

В Канаде [32] монтмориллонитовые глины, широко распространенные в меловых и нижнечетвертичных отложениях провинций Манитоба, Саскачеван и Альберта, сформировались за счет вулканического пепла. В месторождении Пембина (пров. Манитоба) добываются Н-бентониты. В пров. Британская Колумбия слои бентонита мощностью около 1 м переслаиваются с лигнитовыми углями; происхождение его связывается с изменением вулканических пеплов.

В Колумбии монтмориллонитовые глины отмечены среди осадков третичной формации Гонда в окрестностях г. Толима [32], на Кубе — среди меловых известняков близ Родаса в пров. Лас-Вильяс [285].

В Мексике бентонитовые глины широко распространены в центральном вулканическом районе. В шт. Мичоакан они развиты по андезитам и пирокластическим породам сходного состава; местами бентониты, образованные по вулканогенным конгломератам, входят в состав третичных осадков [286].

В Перу в районе Паракое, департамент Паско, бентонитовые глины сформировались в результате изменения переотложенного пирокластического материала; залегают в виде линз и прослоев в олигоценовых осадочных отложениях (песчаниках, конгломератах). Монтмориллонит встречается с клиноптилолитом, кристобалитом, опалом, плагиоклазом [287].

В Аргентине хлоритизированный монтмориллонит, развитый по вулканическим туфам, известен в триасовых отложениях Мендосы (пров. Сан-Хуан) [288]. В Патагонии бентониты, образовавшиеся по вулканическому пеплу, встречаются среди осадков палеоцена и эоцена; в глинах нередко реликты неизмененного пепла. Монтмориллонит находится в ассоциации с цеолитами [32, 289].

Самое крупное месторождение Бразилии — Браву — расположено в северо-восточной части страны в районе Боа-Виста, шт. Парнаиба. Монтмориллонит совместно с нонтронитом слагает залежь мощностью 10 м [290].

В Австралии в шт. Квинсленд слой бентонитовых глин мощностью до 2,5 м установлен в пермских отложениях к западу от Рокгемптона. В верхнеюрских отложениях бентониты вскрыты в Майлсе; они слагают трехметровый слой, образовались за счет туфов [291]. В шт. Новый Южный Уэльс к западу от Сиднея На-бентонит залегают на болотистом такыре. В районе Мельбурна обнаружены монтмориллонитовые глины, являющиеся продуктом переработки даек, которые прорывают сматые в складки аргиллиты, алевролиты и песчаники. Монтмориллонит совместно с полевым шпатом, биотитом, анатазом, гематитом, гиббситом и апатитом образует псевдоморфозы по фенокристаллам амфибола [292]. К северо-западу от Боггабри из нижнепермских отложений добывается Са-бентонит, развитый по вулканитам. В Австралии известен еще

ряд проявлений монтмориллонита [293], в частности совместно с нонтронитом и глауконитом он входит в состав пермских осадков о-ва Тасмания, причем отдельные слои состоят целиком из монтмориллонита [294].

В Новой Зеландии бентонит имеется на о-ве Северный в районе Восточного мыса и у Поверти-Бей; группа месторождений, связанных с верхнесеноманскими, а также ниже- и среднеэоценовыми осадочными породами, расположена на о-ве Южный в районах Кекеранчу и Блюслин [32].

Монтмориллонит, как уже отмечалось, является одним из основных компонентов донных осадков современных морей и океанов [36, 126, 295—297]. Например, он встречается в миоцен-четвертичных отложениях Черного моря, где его количество увеличивается вниз по разрезу [298]. В районе Восточно-Тихоокеанского поднятия выделено несколько минеральных провинций: монтмориллонитовая, вытянутая вдоль оси поднятия; хлорит-иллит-монтмориллонитовая, расположенная восточнее и западнее первой; иллит-монтмориллонитовая, близ Калифорнийского побережья [299]. Монтмориллонит из океанических осадков, как правило, обогащен железом (хим. анализы 2 и 6) [137, 139].

Изм. При контакте с водой, растворами солей и при нагревании происходит окисление Fe^{2+} до Fe^{3+} . Происходящее при этом уменьшение заряда решетки может компенсироваться депротонированием структурных групп ОН или уменьшением числа обменных катионов. Способность к окислению железа зависит от природы последних; в общем случае окисление увеличивается с увеличением поляризационных свойств катионов [59]. При выветривании железо часто обособляется в виде гётита, окрашивая минерал в желтый цвет; обменный натрий обычно вытесняется кальцием. Разности с повышенным содержанием октаэдрического магния легко изменяются до так называемого неидеального (анормального) монтмориллонита — non-ideal (anormal) montmorillonite [23], отличающегося низкой температурой дегидроксидации ($\sim 550^\circ$), или до смешанослойного каолинит-монтмориллонита; разности с низким содержанием октаэдрического магния более устойчивы [300]. «Неидеальный» монтмориллонит иногда переходит в галлуазит через смешанослойные образования, причем в процессе выветривания количество слоев галлуазита в них постепенно увеличивается [301]. В Австралии в зоне выветривания Мп-содержащих рудных тел установлено топотаксическое замещение монтмориллонита бернесситом [302].

При метаморфизме монтмориллонит сначала переходит в триоктаэдрический магниевый смектит и частично замещается кварцем и полевым шпатом, затем образуется хлорит (в богатой магнием щелочной среде) или слюда, например фенгит (в среде, богатой калием) [303].

В гидротермальных условиях при различном химизме среды монтмориллонит преобразуется в слюды, триоктаэдрические смектиты, смешанослойные фазы с упорядоченным и неупорядоченным переслаиванием компонентов [304, 305].

Переход в триоктаэдрический смектит, а затем в хлорит основан на унаследовании трехэтажного мотива слоистой структуры [306]. Замещения Si на Al в тетраэдрах и Al на Mg и Fe в октаэдрах приводят к увеличению скорости преобразования минерала [307—309]. Увеличение количества тетраэдрического Al с 0,11—0,15 до 0,31—0,33 форм. ед. понижает температуру перехода монтмориллонита в иллит с 500 до 400—200° [307]. Изменению монтмориллонита частично препятствует сорбция органических веществ [310].

Структура монтмориллонита легко разрушается при механическом воздействии. Так, уже в первые 10 мин ударного измельчения минерала изменяется структурное положение обменных катионов, в течение 80 мин измельчения происходят изменения в состоянии групп ОН (они остаются на поверхности дегидратированной матрицы в виде молекул воды), а после 180 мин измельчения структура полностью разрушается (частицы разделяются по плоскости *ab*, разрываются по плоскостям *ac* и *bc*) [311].

Искусств. Монтмориллонит синтезируется довольно легко из различных исходных материалов даже при низких температурах. Впервые синтез его

был проведен Ноллем [132] при температуре 300 и давлении 87 атм в отсутствие калия и натрия (для исключения образования соответственно слюды и анальцима). При нормальных условиях синтез проведен Седлецким [131, 312]. Седлецкий получил гель состава монтмориллонита, названный промонтмориллоном (*promontmorillonite*), смешивая силикат натрия с алюминатом натрия и воздействуя на смесь однонормальным раствором $MgCl_2$ (рН до 5,6). При длительном нахождении геля в воде (около четырех лет) через промежуточную форму — гидромонтмориллонит — *hydromontmorillonite* — кристаллизовался минерал, рентгенограмма которого соответствует монтмориллонитовой [312]. Юсупова [313] синтезировала монтмориллонит из смеси керолита и бёмита (соотношение 2,36 : 1,20); в течение нескольких дней смесь растиралась, затем заливалась раствором едкого натра с добавлением углекислого кальция и выдерживалась в течение двух лет. Синтез минерала из гелей с участием обменных Na, Ca, Mg и других катионов провели Рой и др. [308, 314, 315]. Гранкуистом и Поллаком [316] из диатомита и байерита в водном растворе при 300° и различном давлении был получен алюминиевый монтмориллонит. Удалось регулировать скорость роста частиц и скорость образования кристаллических зародышей. Проведен синтез монтмориллонита с использованием стекол, чистых окислов и различных минералов при повышенных и нормальных температурах [317, 318].

Левинсон [319] получил монтмориллонит в водной среде из смеси доломита, каолинита и кварца; продуктами реакции были также кальцит и CO_2 ; кристаллы монтмориллонита образовались при 300° за два дня, а при 175° — за 5 дней.

Исследование состава конечных продуктов синтеза в зависимости от количества магния в шихте выполнено Хардером [320]. При различных исходных содержаниях MgO были получены монтмориллонит, иллит или хлорит. Синтез проводился при температуре ниже 60° из соосажденных гелей. Вначале синтезированное вещество было рентгеноаморфным, при температуре 60° рефлексы монтмориллонита проявились через 10 дней, при 20° хорошие рентгенограммы получились через год. Было показано, что содержание магния в шихте, соответствующее его содержанию в морской воде, достаточно для получения монтмориллонита; это согласуется с возможностью его аутигенного образования.

Практ. знач. Монтмориллонитовые глины относятся к важнейшим полезным ископаемым. С древних времен они применялись при валянии шерстяных изделий (сукна, войлока) для очищения шерстинок от жира, препятствующего их сцеплению [134]. Отсюда произошли соответствующие названия: «сукновальные глины», «фуллеровые земли» (см. **Синон.**).

Добыча бентонитов интенсивно растет как в нашей стране, так и за рубежом в связи с расширением областей их применения [134]. Наиболее мощная промышленность бентонитов существует в США, откуда во многие страны экспортируются как сырые глины, так и изготовленные из них продукты.

В настоящее время монтмориллонитовые глины используются в основном в качестве связующего и сорбирующего материала [321]. Как связующий материал они применяются для приготовления литейных форм [255, 322], изготовления окатышей (шариков диаметром 15—17 мм) из обогащенных железных и других руд (глина играет роль связующего материала и осушителя) [323, 324], производства керамических изделий (связующее вещество керамической шихты); добавка монтмориллонита позволяет также снизить содержание железа в фарфоре и повысить его качество [325, 326]. В инсектофунгицидах монтмориллонитовая глина играет роль наполнителя и клеящего вещества, закрепляя ядохимикаты на поверхности растений [134]. Способность Na-монтмориллонитовых глин давать густую суспензию используется для приготовления буровых растворов [327], наполнения пластмасс, резин, бумаги, красок и других изделий [81, 328, 329], приготовления различных медицинских препаратов [255, 330]. Высокая сорбционная способность Ca-монтмориллонитовых глин используется при изготовлении катализаторов для крекинга нефти [331—333], для очистки нефтяных, растительных и животных масел [334], сточных вод [255],

очистки («оклейки») сахарных сиропов и вин [328, 335], получения высококачественной фотографической желатины [336], при изготовлении различных моющих паст [255].

Весьма перспективно применение бентонитов в сельском хозяйстве [255], в частности для сорбции легко разлагающихся белковых веществ с целью повышения калорийности комбикормов [337, 338]. За рубежом широко применение бентонитов находят как подстилка в животноводстве и особенно в клеточном птицеводстве. Бентониты не только поглощают жидкие отходы животноводства, но и превращаются в ценнейшие удобрения; внесение их в почву резко улучшает ее структуру [339]. Возможная область применения монтмориллоновых глин в сельском хозяйстве — «засев» облаков и туманов (для их удаления) вместо используемых в настоящее время нодистого серебра и свинца, сернистой меди и ряда токсичных органических веществ [340].

Широкое применение бентониты находят в строительном деле, например для защиты стенок каналов от утечки воды [341]. Исследование монтмориллоновых глин имеет большое значение при инженерно-геологических оценках территорий, характеристики устойчивости и прочности склонов [342, 343]. Монтмориллоновые глины применяются в производстве керамзита и некоторых специальных цементов [344].

Требования промышленности к монтмориллоновым глинам в разных областях их применения достаточно высоки и различаются между собой. Поэтому каждый потребитель использует сырье, получаемое только из определенных месторождений. Иногда свойства глин можно улучшить, обрабатывая их различными реактивами. Например, перед использованием глины в качестве наполнителя пластмасс или резин ее гидрофобизируют, обрабатывая органическими веществами.

Отл. Определить монтмориллоновую природу глин можно по вспучиванию от капли воды на ровной поверхности ее плотного агрегата (каолинитовая глина обычно только впитывает воду) и расползанию куска глины в стакане воды с получением устойчивой суспензии при встряхивании [345]. Очень показательна кривая ДТА, характер которой в ряде случаев позволяет определить и примесь каолинита. Для идентификации минерала по кривым ДТА предложен дополнительный параметр, равный интервалу между температурами последнего эндотермического и первого экзотермического эффектов, т. е. между температурой дегидроксидизации и температурой образования новой кристаллической фазы. По этому параметру монтмориллонит существенно отличается от нонтронита, бейделлита, сапонита, но близок к волконскоиту и антигориту [346].

Решающим для диагностики монтмориллонита является рентгеновское изучение, особенно изучение продуктов обжига при 500—600°, а также образцов, предварительно насыщенных органическими веществами [347]. Чтобы отличить монтмориллонит от бейделлита, используется «литневый тест» [23, 348], основанный на повторном набухании бейделлита в глицерине после насыщения его литием и нагревания. При этом d_{001} у монтмориллонита не изменяется, так как он становится ненабухающим; d_{001} у бейделлита увеличивается до 17,7 Å (см. с. 49). Существует рентгеновская методика количественного определения содержания монтмориллонита в смеси с другими глинистыми минералами [349]. В целях диагностики рекомендуется пользоваться рефлексом 060 с относительной погрешностью 15%.

Для характеристики практически важных свойств монтмориллоновой глины необходимы ее общий химический анализ и определение состава группы обменных катионов.

Разнов. Данные о разновидностях монтмориллонита приведены в разделах основного текста.

Монтмориллонитом, по-видимому, является так называемый нефедьевит — nefeduevite, который впервые был описан Пузыревским [15] из Кличкинского рудника в Забайкалье, а затем Ферсманом [350] из окрестностей Троицкосавска и Кяхты (Бурятская АССР), где он встречен вместе с цеолитами в базальтовых породах. К нефедьевиту

Феррсагем [350] отнесен также ш тольпенит — stolpenite — из базальтоидов Штольпен. (ДФ). По данным Феррсега [351], феррседевитом является глина из Лабинского района на Северном Кавказе. Феррседевит представляет собой нежно-розовые сплошные массы, жирные на ощупь, под электронным микроскопом его частицы имеют вид лейст длиной 1,5—5 мкм [352]. Образец из Троицкосавска содержит (анал. Цилядзева) (%): MgO — 4,61; CaO — 2,83; Al_2O_3 — 17,75; Fe_2O_3 — 0,62; SiO_2 — 51,33; H_2O^+ — 13,66; H_2O^- — 9,51; сумма — 100,31. Формула $Ca_{0,28}(Mg_{0,52}Fe_{0,04}Al_{1,48})[Si_{3,90}Al_{0,10}O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$.

Тибискумит — tibiscumite — из Румынии [353] тоже, очевидно, следует считать монтмориллонитом.

Минерал относится к монокл. с. $a_0=5,15$, $b_0=8,93$, $c_0=23,15 \text{ \AA}$, $\beta=98,62^\circ$. Хим. анализ (%): N_2O — 2,65; K_2O — 0,15; MgO — 2,00; CaO — 1,75; Al_2O_3 — 21,29; Fe_2O_3 — 4,80; S_2O_3 — 60,02; H_2O — 7,31; сумма — 99,97. Формула: $(Ca_{0,13}Na_{0,36}K_{0,01})(Al_{1,55}Fe_{0,24}Mg_{0,01})[Si_{3,85}Al_{0,15}O_{10}](OH)_2 \cdot 0,65H_2O$. Наиболее интенсивные линии дифрактограммы: 11,441 (100) (002); 4,480 (50) (020); 3,157 (70) (122, 105); 2,550 (50) (200, 009); 2,492 (42) (201, 035); 1,491 (50) (00). При нагревании до 300—700° базальный рефлекс 002 уменьшается до 9,68 Å [353].

Межплоскостные расстояния Na-монтмориллонита [140]*

УФС-55А, РКД-57,3, $d=0,35$ мм, Си-излучение без фильтра

| hkl | l | $d(\text{Å})$ | hkl | l | $d(\text{Å})$ | hkl | l | $d(\text{Å})$ |
|-------|------|---------------|----------|-----|---------------|----------|-----|---------------|
| 001 | 10 | 12,35 | 201 | 6 | 2,567 | | 1 | 1,595 |
| | 3 | 4,88 | 202 | 3 | 2,470 | 060; 330 | 8 | 1,493 |
| 020 | 7 | 4,44 | 204 | 1 | 2,236 | 400; 200 | 3 | 1,291 |
| | 3[ш] | 3,09 | | 1 | 2,065 | | 1 | 1,278 |
| | 2 | 2,817 | 240; 310 | 3 | 1,692 | 420; 350 | 2 | 1,244 |
| | 1 | 2,695 | 241 | 3 | 1,646 | | | |

* Оригинал хим. анализа 7.

Л и т е р а т у р а

1. Lecœur A. A., Saktet D. // Ann. chim. et phys. 1847. Vol. 21. P. 376.
2. Eclat C. // Bull. Soc. sci. natur. France. 1904. Vol. 4. P. 141.
3. Mcrio de Jesus A. // Comm. Serv. Geol. Port. 1936. Vol. 19. P. 136.
4. Ross C. S., Kerr P. F. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1934. N 185-G. P. 144.
5. De Paiva Netto J. E. // Engenharia, miner. e met. 1955. Vol. 22. N 128. P. 99; Amer. Miner. 1957. Vol. 42. N 5/6. P. 441.
6. Grim R. E., Kulbicki B. A. // Amer. Miner. 1942. Vol. 27, N 12. P. 814.
7. Caillere S., Henin S. // Mineralogie des argiles. P.: Masson, 1963. P. 199.
8. Friedel G. // Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr. 1901. Vol. 24. P. 6.
9. Orcl J., Henin S., Caillere S. // Ibid. 1956. Vol. 79, N 7/9. P. 435; Amer. Miner. 1957. Vol. 42, N 7/8. P. 586.
10. Hefler G. // Technologie der Fette und Ole. B.: Springer, 1906. Bd. 1. S. 662.
11. Гуткеев Н. Н. // ДАН СССР. 1929. № 1. С. 7.
12. Твалчрелидзе А. А. // Изв. Тбилис. ун-та. 1923. Vol. 3. P. 329; Минеральные ресурсы Грузии. Тифлис: Техника да шрса, 1933. С. 148.
13. Иванова В. П. // Тр. Ин-та минералогии, петрографии, кристаллографии. 1940. С. 116.
14. Мерабишвили М. С. // Бентонитовые глыбы. Тбилиси: Мецниереба, 1979. С. 3.
15. Пузыревский П. // Зап. Минерал. с-та. 1872. Т. 7. С. 15.
16. Melhase J. // Eng. Mining J. Press. 1926. Vol. 121. P. 841; Miner. Mag. 1928. Vol. 21, N 122. P. 557.
17. Spence H. S. // Mines Branch. Canada. 1924. N 626. P. 4; Miner. Mag. 1928. Vol. 21, N 122. P. 550, 582.
18. Andreatta C. // Ind. miner. Ital. Oltremare, Faenza, 1943. N 4. P. 23; Miner. Mag. 1946. Vol. 27, N 194. P. 263.
19. Merrill G. P. // Rep. US Nat. Mus. 1901. P. 337.
20. Wells S. D. // Pap. N. Y. 1920. Vol. 27, N 14. P. 19.
21. Геренчук Н. К., Мельник Ю. М. // Минерал. сб. Львов, 1978. № 32, вып. 1. С. 90.
22. Grim R. E., Kulbicki G. // Amer. Miner. 1961. Vol. 46, N 11/12. P. 1329.
23. Schultz L. G. // Clays and Clay Miner. 1969. Vol. 17, N 3. P. 115.
24. Landgraf K.-F. // Chem. Erde. 1979. Bd. 38, N. 3. S. 97, 233.
25. Brigatti M. F., Poppi L. // Clay Miner. 1981. Vol. 16, N 1. P. 81.
26. Харин Г. С., Шевченко А. Я., Зангалис К. П. // Океанология. 1979. Т. 19, вып. 3. С. 431.
27. Сонкин Л. С., Возианова Т. Г., Фоканова Н. М. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 3. С. 139.
28. Русько Ю. А. // Зап. Укр. отд-ния ВМО. 1962. Вып. 1. С. 60.
29. Nixon H. L., Weir A. N. // Miner. Mag. 1957. Vol. 31, N 236. P. 4 13.

30. Семенов Е. И. // Тр. ИМГРЭ. 1959. Вып. 2. С. 124.
31. McAtee J. L., Presley T. S., Lemons K. // Amer. Miner. 1982. Vol. 67, N 7/8. P. 848.
32. Grim R. E., Güven N. // Develop. Sediment. 1978. N 24. P. 3.
33. Петров В. П. // Водные вулканические стекла и поствулканические минералы. М.: Наука, 1967. С. 7.
34. Neumann V. S. // Clay Miner. 1976. Vol. 11, N 1. P. 3.
35. Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д. // ДАН СССР. 1981. Т. 256, № 1. С. 168; Литология и осадочные полезные ископаемые Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976. С. 113.
36. Курносов В. Б., Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Шевченко А. Я., Нарнов Г. А. // ДАН СССР. 1976. Т. 231, № 4. С. 985.
37. Güven N. // Clays and Clay Miner. 1974. Vol. 22, N 2. P. 155.
38. Güven N., Pease R. W. // Ibid. 1975. Vol. 23, N 3. P. 187.
39. Звягин Б. Б., Пинскер З. Г. // ДАН СССР. 1949. Т. 68, № 1. С. 65.
40. Мак-Эван Д. М. // Рентгеновские методы определения минералов глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. С. 103.
41. Desprairies A. // Clay Miner. 1983. Vol. 18, N 2. P. 165.
42. Brigatti M. F. // Ibid. P. 177.
43. Stul M. S., Mortier W. J. // Clays and Clay Miner. 1974. Vol. 22, N 5/6. P. 391.
44. Ravina I., Low P. F. // Ibid. 1977. Vol. 25, N 3. P. 201.
45. Hendricks S. B. // J. Geol. 1942. Vol. 50, N 3. P. 276.
46. Mering J. // Soil Component. Inorg. Component B., 1975. Vol. 2. P. 97.
47. Грим Р. Е. // Минералогия глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1959. С. 73.
48. Hofmann U., Endell K., Wilm D. // Ztschr. Kristallogr. 1933. Bd. 86, H. 5/6. S. 340.
49. McConnell D. // Amer. Miner. 1950. Vol. 35, N 3/4. P. 166.
50. Edelman C. H., Favejee J. C. L. // Ztschr. Kristallogr. 1940. Bd. 102, H. 6. S. 417.
51. Brown G. // Miner. Soc. Gr. Brit. Clay Miner. Bull. 1950. N 4. P. 109.
52. Куковский Е. Г., Лагали Г., Вайсс А. // Минерал. сб. Львов, 1971. № 25, вып. 1. С. 11.
53. Takahashi Yoshiaki, Imai Hidzo // Soil Sci and Plant Nutr. 1983. Vol. 29, N 2. P. 111.
54. Poinsignon C., Yuon J., Mercier R. // Isr. J. Chem. 1982. Vol. 22, N 3. P. 253.
55. Atkins M. P., Smith J. H., Westlake D. J. // Clay Miner. 1983. Vol. 18, N 4. P. 423.
56. Miller S. E., Heath G. R., Gonzalez R. D. // Clays and Clay Miner. 1982. Vol. 30, N 2. P. 111.
57. Sansom K. G., Smith R. G., White D. // Trans. Brit. Ceram. Soc. 1988. Vol. 67, N 3. P. 93.
58. Мдивнишвили О. М., Махарадзе Л. В., Вяхирез Н. П. // Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970. С. 119.
59. Rozenson I., Heller-Kalai L. // Clays and Clay Miner. 1978. Vol. 26, N 2. P. 88.
60. Куковский Е. Г. // Теоретические и генетические вопросы минералогии и геохимии. Киев: Наук. думка, 1963. С. 74.
61. Ципурский С. И., Дриц В. А. // Минерал. журн. 1984. Т. 6, № 1. С. 3.— То же на англ. яз. // Clay Miner. 1984. Vol. 19, N 2. P. 177.
62. Besson G., Tchoubar C. // Bull. Miner. 1980. Vol. 103, N 3/4. P. 429.
63. Alietti A., Brigatti M. F. // Miner. et petrogr. acta. 1979. Vol. 23. P. 145.
64. Benson L. V. // Environ. Geol. 1982. Vol. 4, N 1. P. 23.
65. Inoue Atsuyuki, Minato Hideo // Clays and Clay Miner. 1979. Vol. 27, N 6. P. 393.
66. Talibudeen O., Goulding K. W. T. // Ibid. 1983. Vol. 31, N 1. P. 37.
67. Волков Ф. Е. // Тр. НИИ пром. стр-ва. 1975. Вып. 16. P. 86.
68. Pons C. H., Rousseaux F., Tchoubar D. // Clay Miner. 1982. Vol. 17, N 3. P. 327.
69. Bradley W. F., Grim R. E., Clark G. L. // Ztschr. Kristallogr. 1937. Bd. 97, H. 3. S. 216.
70. Ormerod E. C., Newman A. C. D. // Clay Miner. 1983. Vol. 18, N 3. P. 289.
71. Parker J. C., Lelazny L. W., Amos D. F. // Clays and Clay Miner. 1980. Vol. 28, N 2. P. 135.
72. Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. // Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966. Т. 3. С. 266.
73. Brindley G. W., Ruston M. // Amer. Miner. 1958. Vol. 43, N 7/8. P. 627.
74. Hawkins R. K., Egelstaff P. A. // Clays and Clay Miner. 1980. Vol. 28, N 1. P. 19.
75. Hall P. L., Ross D. K., Tuck J. J., Hayes M. H. B. // Proc. VI Intern. Clay Conf., Oxford, 1978. Amsterdam, 1979. P. 121.
76. Pons C.-H., Tchoubar C., Tchoubar D. // Bull. Miner. 1980. Vol. 103, N 3/4. P. 452.
77. Burchill S., Hall P. L., Harrison R., Hayes M. H. B., Langford J. I., Smedley R. J., Ross D. K., Tuck J. J. // Clay Miner. 1983. Vol. 18, N 4. P. 373.
78. Koster van Groos A. F., Guggenheim S. // Amer. Miner. 1984. Vol. 69, N 9/10. P. 872.
79. Эйрши М. В., Двореченская А. А. // Геохимия. 1976. № 4. С. 597.
80. Эйрши М. В., Эйрши З. Н., Беззубов В. М., Евдокимова Н. В., Пегляков Е. Н. // Бентониты. М.: Наука, 1980. С. 117.
81. Чекин С. С., Саломтин Н. Д., Берхич С. И., Иванов В. П. // Там же. С. 131.
82. Оразмурадов А. О., Мухамедкулиев А. К., Мухамедназарова О., Мурадov Т. // Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук. 1977. № 6. С. 93.
83. Гончарова Т. О., Колосов И. В., Каплин В. Т. // Гидрохимические материалы. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1977. № 65. С. 89.

84. Пшеничная Н. Ф., Эйриш М. В. // Исследование и использование глин и глинистых минералов. Алма-Ата: Наука, 1970. С. 46.
85. Арипов Э. А., Агзамходжаев А. А. Активные центры монтмориллонита и хемосорбция. Ташкент: Фаи, 1983. 163 с.
86. Green-Kelly R. // Clay Miner. 1970. Vol. 8, N 4. P. 405.
87. Chou Ch., McAtee J. L. (Jr.) // Clays and Clay Miner. 1969. Vol. 17, N 6. P. 339.
88. Jernigan D. L., McAtee J. L. (Jr.) // Ibid. 1975. Vol. 23, N 3. P. 169.
89. Klapata Z. // Spraw. pos. komis. PAN. Od. Krakow i e, 1974 (1975). Vol. 18, N 2. S. 543.
90. Chassin P., Nakaya N., Leberre B. // Clay Miner. 1977. Vol. 12, N 3. P. 261.
91. Siffert B., Kessaissia Salitha // Ibid. 1978. Vol. 13, N 3. P. 255.
92. Eltantawy I. M., Baverez M. // Clays and Clay Miner. 1978. Vol. 26, N 4. P. 285.
93. Anielski J., Lason M., Zietkiewicz J., Zyla M. // Miner. pol. 1979 (1981). Vol. 10, N 2. S. 49.
94. Kato Churo, Kuroda Karuyuki, Misawa Masahiro // Clays and Clay Miner. 1979. Vol. 27, N 2. P. 129.
95. Burba J. T., McAtee J. L. (Jr.) // Ibid. 1981. Vol. 29, N 1. P. 60.
96. Annabi-Bergaya F. // Agronomie. 1982. Vol. 2, N 10. P. 947.
97. Jones T. R. // Clay Miner. 1983. Vol. 18, N 4. P. 399.
98. Berlinger H., Glasselly Gy. // Acta mineral.-petrogr. Szeged. 1977. Vol. 23, N 1. P. 159.
99. Jordan J. W. // Miner. Mag. 1949. Vol. 28, N 205. P. 598.
100. Bradley W. E. // J. Amer. Chem. Soc. 1945. Vol. 67. P. 975.
101. Mac-Ewan D. M. C. // Trans. Faraday Soc. 1948. Vol. 44, pt 6. P. 349.
102. Brindley G. W., Brown G. // Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification. L.: Miner. Soc. 1980. P. 169.
103. Дорфман М. Д. // Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-ургитах горы Юкспор Хибинского массива. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 88.
104. Пскун Ю. Ф. // Минералогия бентонитовых глин западных областей УССР. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956. С. 3.
105. Rodda J. L. // Amer. Miner. 1952. Vol. 37, N 1/2. P. 117.
106. Lagaly G., Fernandez Gonzalez M., Weiss A. // Clay Miner. 1976. Vol. 11, N 3. P. 173.
107. Иванова А. А. // Исследование и использование глин и глинистых минералов. Алма-Ата: Наука, 1970. С. 270.
108. Hseung J., Yeh C. C. // Amer. Miner. 1949. Vol. 34, N 11/12. P. 896.
109. Brown B. W. // Ibid. N 1/2. P. 98.
110. Chen Y., Shaked D., Vanin A. // Clay Miner. 1979. Vol. 14, N 2. P. 93.
111. Мдивнивили О. М. // Кристаллохимия поверхности глинистых минералов. Тбилиси: Мецниереба, 1978. С. 2.
112. Cariati F., Erre L., Micera G., Piu P., Gessa C. // Clays and Clay Miner. 1981. Vol. 29, N 2. P. 157.
113. Манк В. В., Карушкина А. Я., Овчаренко Ф. Д., Васильев Н. Г. // ДАН СССР. 1974. Т. 218, N 4. С. 921.
114. Манк В. В., Овчаренко Ф. Д. // Там же. 1976. Т. 231, N 3. С. 715.
115. Гречишкин В. С., Зангалис К. П., Мурин И. В., Емельянов Е. М., Сивков В. П., Харин Г. С. // Океанология. 1979. Т. 19, вып. 3. С. 438.
116. Rowson I., Heller-Kallai L. // Clays and Clay Miner. 1977. Vol. 25, N 2. P. 94.
117. Helsen J. A., Coodman B. A. // Clay Miner. 1983. Vol. 18, N 2. P. 117.
118. Malathi N., Puri S. P. // J. Phys. Soc. Jap. 1969. Vol. 26, N 3. P. 680.
119. Uhlig L. D., Page A. L. // Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 1961. Vol. 25. P. 278.
120. Röss C. S., Hendricks S. B. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1945. N 205-B. P. 23.
121. Басарова Г. И. // ДАН СССР. 1969. Т. 187, № 4. С. 882.
122. Терсенько В. С., Пестякин К. Н., Лукска М. И. // Минерал. сб. Львов, 1978. № 32, вып. 1. С. 51.
123. Лерсен Е. С., Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. Л.: СНИИ, 1937. 310 с.
124. Авакян Г. С. // Бензены в керхиселовых отложениях Северной Армении. Ереван: Агастан, 1977. С. 3.
125. Alietti A., Erigaiti M. F. // Miner. et petrogr. acta. 1982. Vol. 26. P. 39.
126. Бутузова Г. Ю., Лисицкая Н. А., Грабсуев Б. П. // ДАН СССР. 1976. Т. 231, № 2. С. 460.
127. Лиссе Ю. С. // Эсп. Укр. студ-ния ЕМО. 1962. Вып. 1. С. 46.
128. McCord D. // Clays and Clay Miner. 1954. Vol. 2. P. 152.
129. Vogt K., Kiser H. M. // Clay Miner. 1978. Vol. 13, N 1. P. 25.
130. Velde F. // Geveler. Sediment. 1977. N 21. P. 60.
131. Седлецкий И. Д. // ДАН СССР. 1940. Т. 26. № 2. С. 248.
132. Noll W. // Chem. Erde. 1926. Bd. 10, N 2. S. 135.
133. Allen V. T. // J. Geol. 1932. Vol. 40, N 3. P. 263.
134. Петров В. П. // Бентониты. М.: Наука, 1980. С. 3.
135. Bain J. A. // Clay Miner. 1971. Vol. 9, N 1. P. 1.
136. Чухр св Ф. Б. // Кселлоды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 534.
137. Рат св М. А., Тимофеев Н. В., Ренгартен Н. В. // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1983. Вып. 387. С. 15.

138. Sudo T., Shimoda S. // Develop. Sediment. 1978. N 26. P. 1.
139. Косовская А. Г., Гущина Е. Б., Дриц В. А., Дмитрик А. Л., Ломоза О. С., Серебренникова Н. Д. // Литология и полез. ископаемые, 1975. № 6. С. 12.
140. Хлыбов В. В. // Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. 1981. Вып. 36. С. 92.
141. Jeans C. V., Merriman R. J., Mitchell J. G. // Clay Miner. 1977. Vol. 12, N 1. P. 11.
142. Твалчредидзе А. А. // Бентонитовые глины Грузинской ССР. Тбитиси: Техника да шрома, 1941. С. 1; Неметаллические ископаемые СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1941. Т. 4. С. 648.
143. Градусов Б. П., Зотов А. В., Русинов В. Л. // ДАН СССР. 1975. Т. 222, № 5. С. 190.
144. Ивенсен В. Ю., Ивенсен Г. В., Коробицына В. Н. // Там же. 1980. Т. 252. № 3. С. 694; Бюл. НТИ Якут. фил. СО АН СССР, 1979. С. 38.
145. Коробов А. Д. Бентонитовые глины месторождения Южное. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1978. 55 с.
146. Fournier R. O. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 5/6. P. 771.
147. Смирнова С. К. // Зап. Узб. отд-ния ВМО. 1970. Вып. 23. С. 105.
148. Моисеева М. И. // Там же. 1971. Вып. 24. С. 116.
149. Weaver C. E., Pollard L. D. // Develop. Sediment. 1975. N 15. P. 55.
150. Веденева Н. Е. // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1952. Вып. 1. С. 173; Метод исследования глинистых минералов с помощью красителя и его применение в литологии. М.: Госгеотехиздат, 1952. 44 с.; ДАН СССР. 1950. Т. 71, № 1. С. 141.
151. Морозов А. Н., Королев Ю. М. // Тр. Всесоюз. н.-и. геол.-развед. нефт. ин-та. 1960. Вып. 27. С. 251.
152. Макаров Н. Н., Супрычев В. А. // ДАН СССР. 1963. Т. 151, № 1. С. 181.
153. Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розинова Е. Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 393 с.
154. Smykatz-Kloss W. Differential thermal analysis. В: S:ringler, 1974. 185 p.
155. Mackenzie R. C. // Bull. Groupe franç. argiles. 1957. Vol. 9, N 4. P. 7, Miner. Soc. London. Monogr. 1957. N 2. P. 456.
156. Khoury H. N., Eberl D. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1931. Bd 141, H. 2. S. 134.
157. Муксинов Т. Х., Таджиев Ф. Х., Экирээ М. З. // Использование и использование глинистых минералов. Алма-Ата: Наука, 1970. С. 46.
158. Куприна Г. А. // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1972. № 6. С. 76.
159. Porpi L., Brigatti M. F. // Miner. et petrogr. acta. 1976—1977. Vol. 21. P. 43.
160. Котельников Д. Д., Рабичова В. Т. // Рентгенография минерального сырья. М.: ВИМС. 1985. С. 56.
161. Эйриш М. В., Двореченская А. А., Пшеничная Н. Ф. // Исследование и использование глинистых минералов. Алма-Ата: Наука, 1970. С. 51.
162. Creer M. H., Hardy J. B. C., Rooksby H. P., Still J. E. // Clay Miner. 1971. Vol. 9, N 1. P. 19.
163. Venigopal J. S., Hirannaiah B. V., Mjumler S. K. // J. Geol. Soc. Ind. 1932. Vol. 23, N 3. P. 123.
164. Horvath I. // Miner. slov. 1978. Sv. 10, N 3. S. 239.
165. Gaultier J.-P., Mamy J. // C. r. Acad. sci. D. 1978. Vol. 287, N 8. P. 767.
166. Fijał J., Olkiewicz S. // Miner. pol. 1978 (1979). Vol. 9, N 2. S. 39.
167. Sposito G., Prost R., Gaultier J.-P. // Clays and Clay Miner. 1983. Vol. 31, N 1. P. 9.
168. Винчелл А. Н., Винчелл Г. // Оптическая минералогия. М.: Изд-во иностр. лит., 1953. С. 380.
169. Юсупова С. К. // ДАН СССР. 1946. Т. 51, N 8. С. 633.
170. Курсанов Н. В., Ратеев М. А., Ализде Х. А. и др. Генетические типы и закономерности распространения месторождений бентонитов в СССР. М.: Недра, 1981. С. 5.
171. Курсанов Н. В., Сабитов А. А. // Бентониты. М.: Наука, 1980. С. 17.
172. Бонев И. // Геохимия, минералогия и петрология. 1979. Кн. 11. С. 66.
173. Heritsch Haunz // Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark. 1976. Bd. 106. S. 31.
174. Fenner C. N. // J. Geol. 1936. Vol. 44, N 3. P. 225.
175. Fan P. E. // Develop. Sediment. 1979. N 27. P. 369.
176. Kristmannsdottir H // Ibid. P. 359.
177. Steiner A. // Econ. Geol. 1953. Vol. 48, N 1. P. 1.
178. Куибс Д. С. // Тр. XXI Междунар. геол. конгр. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. Вып. 2. С. 146.
179. Трухин Ю. П., Петрова В. В. Некоторые закономерности современного гидротермального процесса. М.: Наука, 1976. 178 с.
180. Уивер Ч. Е. // Вопросы минералогии глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. С. 403.
181. Миллз Ж. Геология глин (выветривание, седиментация, эрозия). Л.: Недра, 1968. 359 с.
182. Карпова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных оглобленях. М.: Недра, 1972. 175 с.
183. Карпова Г. В. Глины. их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970. С. 69.
184. Chester R., Stoner J. H., Jonson L. R. // Nature. 1974. Vol. 249, N 5455. P. 335.
185. Горбунова Э. Н. // Океанология. 1963. Т. 3, вып. 5. С. 870.
186. Hewitt D. F. // J. Wash. Acad. sci. 1917. Vol. 7. P. 196.
187. Hauser E. A., Reynolds H. H. // Amer. Miner. 1939. Vol. 24, N 9. P. 590.

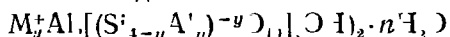
- 188 *Мачабели Г. А.* // Бентониты. М.: Наука, 1980. С. 24.
189. *Ротко М. А., Тицнов К. В.* // Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М.: Недра, 1972. С. 129.
190. *Боголюбова Л. И., Тимофеев П. П.* // Литология и полез. ископаемые. 1965. № 5. С. 31.
191. *Рекшинская Л. Г., Фелксса А. Н., Ибансва Н. В., Ксньшсва Р. А.* // Новое в современной литологии: (Материалы науч. заседаний секции осадочных пород МОИП). М.: Наука, 1981. С. 100.
192. *Бучинская Н. И.* Древняя кора выветривания северо-западной части Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1972. 135 с.
193. *Тарасенко В. С., Бойко Д. Д., Проскурин Г. П.* // Бентониты. М.: Наука, 1980. С. 58.
194. *Корнблом Э. А., Дементьева Т. Г.* // Материалы XI Всесоюз. совещ. по изуч. и использ. глин и глинистых минералов. М.: ИГЕМ АН СССР, 1976. С. 124.
195. *Jun-ichi-Masui* // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1960. Vol. 44, N 6. P. 263.
196. *Sudo T., Hayashi H., Matsuoka M.* // Proc. XXI Intern. Geol. Congr. Copenhagen, 1960. P. 21.
197. *Шоболов С. П.* // Тр. V Пленума Всесоюз. комис. по исслед. и использ. глин. Ашхабад: Туркменистан, 1971. С. 143.
198. *Теодорович Ю. Н., Кириченко Л. П., Мазур А. К., Луканцевер А. Л.* // Бентониты. М.: Наука, 1980. С. 39.
199. *Любка М. И.* // Там же. С. 49.
200. *Кириченко Л. П., Любка М. И.* // Там же. С. 54.
201. *Любка М. И.* // Минерал. сб. Львов, 1978. № 32, вып. 2. С. 65.
202. *Овчаренко Ф. Д., Кириченко Н. Г., Островская А. Б., Довгий М. Г.* // Черкасское месторождение бентонитовых и палыгорскитовых глин. Киев: Наук. думка, 1966. С. 3.
203. *Лебединский В. И., Кириченко Л. П.* // Материалы XI Всесоюз. совещ. по изуч. и использ. глин и глинистых минералов. М.: ИГЕМ АН СССР, 1976. С. 134.
204. *Кириченко Л. П.* // Материалы XI конгр. Карпато-Балканской ассоц. Киев: Наук. думка, 1977. С. 310.
205. *Лебединский В. И., Кириченко Л. П., Ладан А. Н.* // Литология и полез. ископаемые. 1977. № 5. С. 131.
206. *Белькошич П. И., Верзал А. И.* // Природные минеральные сорбенты. Киев: Изд-во АН УССР, 1960. С. 181.
207. *Жеру М. И.* // Плиоценовые бентониты Молдавии и их практическое значение. Кишинев: Штиинца, 1976. С. 3.
208. *Мурзаев П. М., Хубка А. Н.* // Изв. АН МССР. 1963. № 8. С. 75.
209. *Токмакова П. И.* // Бентониты. М.: Наука, 1980. С. 88.
210. *Керимов Г. К., Эфендиев И. Э.* // Тр. Ин-та геологии Даг. фил. АН СССР. 1978. № 15. С. 19.
211. *Ратеев М. А., Градусов Б. П.* // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 1. С. 51.
212. *Мачабели Г. А.* // Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые М.: Наука, 1965. С. 133.
213. *Мачабели Г. А., Мерабишвили М. Г., Квирикадзе Г. А.* // Генезис, геолого-экономическая и технологическая оценка месторождений бентонитов СССР. Тбилиси: Мешинереба, 1981. С. 7.
214. *Белянкин Д. С., Петров В. П.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1950. № 2. С. 33.
215. *Перадзе Р. В., Роква М. Л., Магалашвили Г. А.* // Сбощ. АН ГССР. 1978. Т. 90, № 2. С. 409.
216. *Перадзе Р. В., Джанелидзе Т. В., Магалашвили Г. А.* // Там же. 1984. Т. 113, № 1. С. 81.
217. *Исмаильев М. А.* Глины Азербайджана. Баку: Азнефтеиздат, 1957. 320 с.
218. *Сеидов А. Г., Джафаров С. М., Исмаилов Н. Н., Алиева Д. Н.* // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1978. № 2. С. 122.
219. *Гамзаев О. Д., Аливаде Х. А., Гаджиев Т. Г., Дадашев Ф. М.* // Бентониты. М.: Наука, 1980. С. 82.
220. *Авакян Г. С.* // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1982. Т. 35, № 2. С. 52.
221. *Кунглов С. Я.* // Геология и разведка 1981. № 6. С. 158.
222. *Кирсанов Н. Е.* // Глины, их минералогия, структура и практическое значение. М.: Наука, 1970. С. 228.
223. *Семеновский Ю. В.* // Тр. Казан. геол. ин-та 1966. Вып. 13. С. 1.
224. *Кацнельсон Ю. Я., Нурков А. А., Якушев Б. В.* // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 3. С. 49.
225. *Тажигаева П. Т., Сералин Р. С., Раев В. Г., Макаров В. Б.* // Материалы XI Всесоюз. совещ. по изуч. и использ. глин и глинистых минералов. М.: ИГЕМ АН СССР, 1976. С. 62.
226. *Ерофеев В. С.* // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1964. № 2. С. 18.
227. *Мачабели Г. А.* // Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970. С. 233.
228. *Батталова Ш., Есскбойников М. Е., Ликерова А. А.* // Вестн. АН КазССР. 1962. № 10. С. 35.

229. *Муксинов Т. Х.* // Тр. Средне-аз. НИИ геологии и минерал. сырья. 1977. Вып. 29. С. 54.
230. *Ахмедов К. С.* // Бентониты Узбекистана. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1953. С. 3.
231. *Тесленко Г. И.* // Материалы по геологии, минералогии и использованию глин. М.: ИГЕМ АН СССР, 1960. С. 89.
232. *Закиров М. З.* // У зб. геол. журн. 1964. № 4. С. 17; 1965. № 3. С. 51; 1977. № 1. С. 17.
233. *Курбаниязов К. К., Закиров М. З.* // Бентониты Каракалпакии. Ташкент: Фан, 1979. С. 3; Современное состояние природных ресурсов Каракалпакии. Ташкент: Фан, 1977. С. 3.
234. *Сартбаев М. К., Кокта И.* // VII Conf. Clay Miner. and Petrol., Karlovy Vary, 1976 Geologica. Prague, 1977. P. 403.
235. *Смирнова С. К.* // Минералы Узбекистана. Ташкент: Фан, 1976. Т. 3. С. 323.
236. *Тиунов К. В.* // Тр. V пленума Всесоюз. комис. по исслед. и использ. глин. Ашхабад: Туркменистан, 1971. С. 161.
237. *Краснова Л. В., Быкова В. Т., Новенко Л. М.* // Бентониты. М.: Наука, 1980. С. 231.
238. *Будников В. И., Казанский Ю. П., Лежнин А. И.* // ДАН СССР. 1960. Т. 131, № 6. С. 1417.
239. *Шарудо И. И., Москвин В. И.* // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 1. С. 91.
240. *Блох А. М.* // ДАН СССР. 1959. Т. 128, № 5. С. 1042.
241. *Дельякова Е. А.* // Разведка и охрана недр. 1960. № 4. С. 10.
242. *Финько В. И.* // Вопросы изучения и развития сырьевой базы графита, стекольных, керамических и строительных материалов. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 67.
243. *Шоболов С. П.* Неметаллические полезные ископаемые. М.: ВИНТИ, 1969. 79 с.
244. *Китовский С. С.* // Кылыма. 1937. № 2. С. 36.
245. *Бродская Н. Г., Захарова М. А.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 7. С. 51.
246. *Gischa I., Koszarcki L.* // Kwart. geol. 1960, Wol. 4, N 1. S. 181.
247. *Heřlik W.* // Ibid. 1959. Wol. 3, N 4. S. 778.
248. *Bolewski A., Michalek Z., Stopa S. Z.* // Prz. geol. 1964. Sv. 11, N 7. S. 333.
249. *Budkiewicz M., Tukarski Z.* // Kwart. geol. 1971. Wol. 15, N 1. S. 172.
250. *Klapyta Z.* // Pol. Akad. nauk. Pr. miner. 1975. N 43. S. 1.
251. *Atanasov G., Goranov A., Stefanov D.* // God. Sof. Univ. Geol.-geogr. fak. 1972. Vol. 64, N 1. P. 202.
252. *Брънкин К., Бояджиев Р.* // Строит. материалы и силикат. пром-ст, 1982. Т. 23, № 5. С. 9.
253. *Tinis V.* // Mater. Constr. 1977. Vol. 7, N 3. P. 136.
254. *Brana V.* Zacamintele nemetalifere din Romania. Buc.: Tehnica, 1967. 333 p.
255. Бентонитовые глины Чехословакии и Украины. Киев: Наук. думка, 1966. 203 с.
256. *Gregor M., Cicel B.* // Bentonit a jeho využitie vydavat. Br.: Slov. Akad. vied., 1969. S. 3.
257. *Kavka J.* // Acta Univ. carol. Geol. 1978. N 3/4. P. 491.
258. *Černa D., Sindelař J.* // Geol. průz. 1983. Sv. 25, N 8/9. S. 228.
259. *France J.* // Ztschr. angew. geol. 1982. Bd. 28, H. 2. S. 51.
260. *France J.* // Ibid. 1982, H. 3. S. 122.
261. *Петров В. П., Чухров Ф. В.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 6. С. 152.
262. *Hallam A., Sellwood B. W.* // Miner. Mag. 1970. Vol. 37, N 292. P. 950.
263. *Sabine P. A.* // Clay Miner. 1971. Vol. 9, N 1. P. 97.
264. *Ebner F., Gräf W.* // Berg- und Hüttenmänn. Monatsh. 1983. Bd. 128, N 6. S. 197.
265. *Vogt K.* // Geol. Jb. D. 1980. H. 39. S. 47.
266. *Piras A.* // Atti I Congr. intern. sulle bentonitri, Sassari-Cagliari, 1978. Sassari, 1980. P. 175.
267. *Ginesu S., Crubessi O., Marchi M., Passino A. M., Pulina M. A.* // Ibid. P. 203.
268. *Ippolito F., Pozzuoli A., Bonardi G., Zuppetta A., Reyes E., Huertas F., Linares J.* // Ibid. P. 183.
269. *Reyes E., Huertas F., Linares J.* // Ibid. P. 125.
270. *Lopes Nunes J. E., Sequeira Braga M. A.* // Bol. Mus. e Lab. miner., geol. Fac. cienc. Univ. Lisboa. 1979 (1980). Vol. 16, N 1. P. 69.
271. *Nathan Y.* // Proc. Intern. Clay Conf. Jerusalem, 1966. Vol. 1. P. 149.
272. *Khosla S. N., Gupta C. S., Bedi R. K.* // J. Ceram. Soc. Jap. 1978. Vol. 86, N 989. P. 34.
273. *Narayanamurthy N., Madhavan P. R.* // Metals and Miner. Rev. 1978. Vol. 17, N 9. P. 316.
274. *Takeshi H.* // Develop. Sediment. 1978. N 26. P. 221; *Takeshi H., Kato Ch.* // Clays of Japan. Tokyo: Geol. Surv. Jap. 1969. P. 103; *Takeshi H., Fujii N., Fujinuki T.* // Proc. Intern. Clay Conf., Japan. Tokyo, 1969. Vol. 1. P. 369.
275. *Ossaka J., Hirabayashi J., Okada K., Kato M.* // J. Miner. Soc. Jap. 1981. Special N. P. 170.
276. *Fang Yesen, Fang Jinman* // Sci. geol. sin. 1982. N 4. P. 429.
277. *Zhang Chengji* // Geol. Rev. 1982. Vol. 28, N 1. P. 60.
278. *Knechtel M. M., Patterson S. H.* // US Geol. Surv. Bull. 1962. N 1082. P. 893.
279. *Roberson H. E.* // J. Sediment. Petrol. 1964. Vol. 34, N 2. P. 401.
280. *Эймс Л. Л., Санд Л. Б., Голдич С. С.* // Вопросы минералогии глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. С. 212.
281. *Hinckley D. N., Bates T. F.* // Clays and Clay Miner. 1960. Vol. 9. P. 18.

282. *Manker J. P., Ccfer H. E.* // *Ibid.* 1980. Vol. 28, N 5. P. 397.
 283. *Fan Pcw-Fcong* // *Pacif. Sci.* 1978. Vol. 32, N 2. P. 219.
 284. *Ugolini F. C.* // *Geol. rom.* 1976. Vol. 15. P. 521.
 285. *Cech F., Martiny E.* // Investigation of argillaceous rocks in the locality of Rodas. Havana: Univ. Fac. sci. Mem. 1963. P. 1.
 286. *De Pablo Galan L.* // *Develop. Sediment.* 1979. N 27. P. 475.
 287. *Carr M., Castilla F., Sancher P.* // *Bol. Soc. geol. Peru.* 1979. N 61. P. 145.
 288. *Bossi G. E.* // *Clays and Clay Miner.* 1972. Vol. 20, N 5. P. 251.
 289. *Mason M., Sand L. B.* // *Amer. Miner.* 1960. Vol. 45, N 3/4. P. 341.
 290. *Rocha de Oliveira e Silva* // *Ceramica.* 1977. Vol. 23, N 96. P. 285.
 291. *Симпсон Б.* // Полезные ископаемые Австралии и Папуа—Новой Гвинеи. М.: Мир, 1980. Т. 2. С. 516.
 292. *Cole W. F., Lancucki C. J.* // *Clays and Clay Miner.* 1976. Vol. 24, N 2. P. 79.
 293. *Юрен Р.* // Полезные ископаемые Австралии и Папуа—Новой Гвинеи. М.: Мир, 1980. Т. 2. С. 526.
 294. *Hale G. E. A., Brill K. G.* // *Proc. Roy. Soc. Tasmania.* 1955. Vol. 89, N 30. P. 231.
 295. *Логвиненко Н. В., Лазуркин В. М., Герасимов В. Н.* // VI Conf. Clay Miner. and Petrol., Prague-Kutna Hora, 1973. *Geologica. Prague,* 1974 (1975). P. 395.
 296. *Нестерова М. П., Щербаков Ф. А., Шевченко А. Я.* // VII Conf. Clay Miner. and Petrol., Karlovy Vary, 1976. *Geologica. Prague,* 1977. P. 299.
 297. *Adamson A. C.* // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D. C.): US Gov. print. off., 1983. Vol. 69. P. 551.
 298. *Шлыков В. Г., Курприн П. Н., Щербаков Ф. А.* // Изв. вузов. Геология и разведка. 1979. № 4. С. 66.
 299. *Горбунова Э. Н., Лисицын А. П.* // ДАН СССР. 1981. Т. 261, № 6. С. 1402.
 300. *Uno Y., Takeshi H.* // *J. Miner. Soc. Jap.* 1981. Spec. N. P. 156.
 301. *Yoshimura T., Kohyama N.* // *Ibid.* P. 210.
 302. *Ostwald J.* // *Neues Jb. Mineral. Monatsh.* 1984. N. 1. S. 9.
 303. *Хейров М. Б.* // Изв. АН АзССР. Сер. физ.-техн. и мат. наук. 1976. № 3. С. 107.
 304. *Хитаров Н. И., Пугин В. А.* // *Геохимия.* 1966. № 7. С. 790.
 305. *Гойло Э. А., Котов Н. В., Франк-Камецецкий В. А.* // Рентгенография минерального сырья. М.: Недра, 1977. Сб. 11. С. 48.
 306. *Копейкин Н. Н., Котов Н. В., Гойло Э. А., Франк-Камецецкий В. А.* // Рентгенография минерального сырья. М.: ВИМС, 1977. С. 140.
 307. *Frank-Kamenetski V. A., Kotelnikova E. N., Kotov N. V., Starke R.* // *Krist. und Techn.* 1979. Bd. 14, N 3. S. 303.
 308. *Ames L. L., Sand L. B.* // *Amer. Miner.* 1958. Vol. 43, N 7/8. P. 641.
 309. *Eberl D., Whitney G., Khoury H.* // *Ibid.* 1978. Vol. 63, N 3/4. P. 401.
 310. *Шлыков В. Г., Лукаш В. Я.* // *Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология.* 1984. № 1. С. 58.
 311. *Cížel V., Kranz G.* // *Clays and Clay Miner.* 1981. Vol. 16, N 2. P. 151.
 312. *Седлецкий И. Д.* // ДАН СССР. 1937. Т. 17, № 7. С. 371.
 313. *Юсупова С. К.* // Там же. 1950. Т. 75, № 3. С. 445.
 314. *Roy R., Osborn E. F.* // *Amer. Miner.* 1954. Vol. 39, N 11/12. P. 853.
 315. *Roy D. M., Roy R.* // *Ibid.* 1955. Vol. 40, N 3/4. P. 147.
 316. *Granquist W. T., Pollack S. S.* // *Ibid.* 1967. Vol. 52, N 1/2. P. 219; То же на рус. яз. // Вопросы минералогии глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. С. 240.
 317. *Трубин А. И.* // Тр. V пленума Всесоюз. комис. по исслед. и использ. глин. Ашхабад: Туркменистан, 1971. С. 134.
 318. *Трубин А. И., Давыдова Э. П.* // Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук. 1971. № 4. С. 42.
 319. *Levinson A. A., Vian R. W.* // *Amer. Miner.* 1966. Vol. 51, N 3/4. P. 495.
 320. *Хардер Г.* // Междунар. геохим. конгр.: Доклады. М., 1973. Т. 4, кн. 1. С. 338.
 321. *Rinaldi A., Sasciagli I.* // *Atti I Congr. intern. sulle bentoniti, Sassari—Cagliari,* 1978. Sassari, 1980. P. 455.
 322. *Калашникова А. Я.* // Бентониты. М.: Наука, 1980. С. 180.
 323. *Докучаев П. Н.* // Там же. С. 169.
 324. *Цибизов А. Н., Поддубный А. П.* // Там же. С. 162.
 325. *Полужктова Е. Ф.* // Совещание по исследованию и использованию глин. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1957. С. 104.
 326. *Энелунд А. Э.* // Бентониты. М.: Наука, 1980. С. 185.
 327. *Рябенко В. И., Литяева Э. А., Матицын В. И.* // Там же. С. 188.
 328. *Уоррел У.* // Глины и керамическое сырье. М.: Мир, 1978. С. 96, 170.
 329. *Ляпин В. В., Швец Л. В., Данилова Д. А., Лецинская Г. И.* // Бентониты. М.: Наука, 1980. С. 193.
 330. *Давыдова В. А., Кирсанов Н. В.* // Там же. С. 208.
 331. *Батталова Ш. Б.* // Там же. С. 220.
 332. *Držaj V.* // VIII Conf. Clay Miner. and Petrol., Teplice, 1979. *Geologica. Prague,* 1981. P. 223.
 333. *Adams J. M., Clarr T. V., Clement D. E.* // *Clay Miner.* 1983. Vol. 18, N 4. P. 411.
 334. *Уманская А. Н., Ключкин В. В., Шмидт А. А., Аскинази А. И.* // Бентониты. М.: Наука, 1980. С. 203.

335. Батталова Ш. Б., Дуймагамбетова С. Д. // Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970. С. 257.
336. Залезняк П. Н., Овчаренко Ф. Д., Иванов В. О., Кирсанов Н. В., Сунчалеева С. С., Андреева Е. Г. // Бентониты. М.: Наука, 1980. С. 197.
337. Козманишвили Д. Г., Сулейманов В. А. // Там же. С. 241.
338. Гочиташивили К. Р., Қазитгдзге В. В. // Там же. С. 245.
339. Шарафеева Ф. Г. // Там же. С. 251.
340. Фабкова М. // VII Conf. Clay Miner. and Petrol., Karlovy Vary, 1976. Geologica. Prague, 1977. P. 451.
341. Приклонский В. А. // Совещание по исследованию и использованию глин. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1957. С. 40.
342. Горькова И. М. // Там же. С. 42.
343. Сергеев Е. М. // Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970. С. 162.
344. Мчедлов-Петросян О. П., Попов В. М. // Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970. С. 241.
345. Konta J. // Acta Univ. Carol. Geol. 1962. N 1. P. 188.
346. Smykatz-Kloss W. // Therm. Anal. Proc. VII Intern. Conf. Ontario, 1982. Vol. 1. P. 518.
347. Мак-Юан Д. М. К. // Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965. С. 177.
348. Green-Kelly R. // Miner. Mag. 1955. Vol. 30, N 228/229. P. 604; Nature. 1952. Vol. 170, N 4339. P. 1130.
349. Дьяконов Ю. С. // Рентгенография минерального сырья. М.: Госгеолтехиздат, 1963 Сб. 3. С. 85.
350. Ферман А. Е., Цитлядзева Л. // Изв. Рос. Акад. наук. Сер. 6. 1913. Т. 7, № 11. С. 677.
351. Ефремов Н. Е. // Зап. ВМО. 1936. Т. 65, вып. 1. С. 109.
352. Блах А. М., Сидоренко Г. А. // ДАН СССР. 1930. Т. 135, № 3. С. 701.
353. Ghergari L., Nicolescu S. // Stud. Univ. Babes-Bolyai. Ser. geol.-geogr. 1987. Vol. 32, N 2. P. 29.

Бейделлит Beidellite



M^+ — обменные катионы Na, K, $1/2Ca$, компенсирующие заряд тетраэдрического слоя

Назван по местности Бейделл в шт. Колорадо (США) [1].

Ларсен и Уэрри [1] назвали бейделлитом минерал, описанный ими ранее [2] как леверьерит. Основанием для его выделения под новым названием была химический состав и оптические свойства [3, 4]. Позднее Росс и Хендрикс [5] показали, что бейделлит — конечный, наиболее богатый алюминием член монтмориллонитовой группы. Так как некоторые образцы бейделлита из Бейделла представляют собой смеси [6], многие авторы, следуя Гриму [7], исключали бейделлит из числа минералов [8, 9]. В 1962 г. Уэйл и Грин-Келли [10] установили, что далеко не все образцы глины из Бейделла являются смесями и что бейделлит из рудника Блэк-Джек в шт. Айдахо (США) при совершенной своей однородности полностью отвечает характеристике, которую дали бейделлиту Росс и Хендрикс [5]. В Советском Союзе дискуссия [11—16] о природе бейделлита привела к признанию представления Росса и Хендрикса.

В настоящее время существование бейделлита как самостоятельного минерального вида не вызывает сомнения и признается всеми исследователями.

Точная диагностика бейделлита должна основываться на детальном изучении состава и структурных особенностей минерала, чтобы исключить механические смеси и смешанослойные сростания монтмориллонита с гидрострой (или с катионитом) [17—19]; следует с осторожностью относиться также и к случаям, когда бейделлит диагностировался на основании только менее интенсивного (по сравнению с монтмориллонитом) окрашивания образцов красителями по методу Веденевской [17, 20, 21].

Синон. Парагаллуазит — parahallovsite [22]; возможно, железным бейделлитом являются: аммерсуит — ammersooite [23], эльбрусуит — elbrussite [24]. Смеси бейделлита с другими минералами: рейсевинит (рацевинит, рейсвинит) — racewinite [25], риландит — rilandite [23].

Характ. выдел. Землистые агрегаты; выполяет трещинки и пустоты, иногда слагает отдельные пласты.

Структ. и морф. крист. Монакл. с. C_2^1-C2 [27] или C_{2h}^1-C2/m [28]. $Z=2$. Бейделлит имеет более упорядоченную по сравнению с монтмориллонитом структуру, о чем свидетельствует наличие hkl рефлексов на порошковых рентгенограммах; наиболее отчетливо это проявляется у катионозамещенных бейделлитов. Примером может служить порошковая рентгенограмма Са-замещенного бейделлита, насыщенного глицерином, из Блэк-Джек, шт. Айдахо (США)

[10, 29] (см. с. 49). Подобная рентгенограмма (с hkl) имеется для воздушно-сухого NH_4 -замещенного бейделлита из Суонси (Австралия) [30].

Есть указания [31], что к упорядочению структуры и увеличению интенсивностей рефлексов приводит использование также цезия в качестве обменного катиона.

Параметры ячейки для бейделлита из Блэк-Джек (хим. анализ 2) [10]: $a_0=5,18$, $b_0=8,99$, $c_0=15,1 \text{ \AA}$ (воздушно-сухого), $c_0=17,57 \text{ \AA}$ (насыщенного глицерином), $18,6 \text{ \AA}$ (насыщенного водой), $9,55 \text{ \AA}$ (нагретого до 280°); у воздушно-сухого бейделлита из Бейделла, шт. Колорадо, США (хим. анализ 8): $a_0=5,17$, $b_0=9,00$, $c_0=15,2 \text{ \AA}$ [32].

Базальные межплоскостные расстояния (λ) бейделлита (1 — из Сейгоси, Япония [33]; 2 — из Суонси, Австралия [30]):

| № п/п | Природный | | Mg-замещенный | | K замещенный | | Na-замещенный | | NH_4 -замещенный | |
|-------|----------------|-----------------------|----------------|-----------------------|----------------|-----------------------|----------------|-----------------------|---------------------------|-----------------------|
| | Воздушно-сухой | Насыщенный глицерином | Воздушно-сухой | Насыщенный глицерином | Воздушно-сухой | Насыщенный глицерином | Воздушно-сухой | Насыщенный глицерином | Воздушно-сухой | Насыщенный глицерином |
| 1 | 15,1 | 17,0 | 15,2 | 17,4 | 12,4 | 14,7 | — | — | — | — |
| 2 | 14,37 | 17,81 | — | — | — | — | 12,67 | 17,89 | 12,08 | 17,39 |

Под электронным микроскопом типичный бейделлит из рудника Блэк-Джек, по Уэйру и Грин-Келли [10], в основном сложен тонкими удлиненными пластинками длиной от 30 до 0,1 мкм.

При темнопольном освещении установлено [34], что частицы бейделлита (толщиной от 50 до 500 \AA) из рудника Блэк-Джек дислоцированы и только некоторые участки сохранили целостность; предполагается, что дислокация кристаллов бейделлита в направлении [010] обусловлена структурными различиями отдельных слоев, отражающими, в свою очередь, неоднородность их состава (главным образом в связи с замещением Si—Al). В бейделлите из месторождения Унтер-Рупрот (ФРГ) различимы псевдогексагональные частицы толщиной 10 \AA [35].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. совершенная; вид частиц бейделлита под электронным микроскопом позволяет предположить, что они образовались при расщеплении более толстых частиц по плоскости спайности. Сухие куски хрупкие, их излом обычно раковистый. Тв. 1—2. В сухом виде с трудом царапается ногтем; смоченный водой мягок, пластичен. Уд. в. 1,95—2,62, зависит от пористости образца, его влажности, характера жидкости, в которой ведется определение (адсорбция тяжелых жидкостей изменяет уд. в.). Цв. белый, зеленовато-серый, розовый, буровато-желтый, бурый. Черта светлее, чем цвет образца в массе. Бл. компактных выделений жирный. Режется и приполировывается ножом. Не магнитен. Не люминесцирует, но может поглощать люминесцирующие красители.

ИК-спектр поглощения практически не отличается от ИК-спектра монтмориллонита [36, 37]. Свободная энергия образования (ΔG_f°): K- и Na-насыщенного бейделлита —2491,3 и —2484,0 \pm 3,2 ккал/моль соответственно [38]. По Несбитту [39], свободная энергия образования (ΔG_f°) Na-бейделлита = —1277760 кал/моль, Ca-бейделлита = —1278470 кал/моль, Mg-бейделлита = —1274505 кал/моль; энтальпия реакции образования (ΔH_f°) соответственно для Na-, Ca- и Mg-бейделлитов —1368170, —1368485 и —1364735 кал/моль; энтропия (S°) = 58,34, 56,93 и 56,41 кал/моль·град.

Микр. В некоторых шлифах видна параллельная ориентировка частиц [1]. В прох. свете обычно бурый из-за дисперсионного эффекта. Плеохроизм не заметен или очень слабый. Двуосный (—). Показатели преломления не могут являться надежной характеристикой бейделлита, они меняются в зависимости от железистости образца, степени насыщенности его водой, а также от характера иммерсионной жидкости, которая может адсорбироваться минералом в процессе измерения. Для бейделлита из Блэк-Джек, шт. Айдахо, США (хим. анализ 2) [4], и бейделлита с о-ва Милос, Греция [9], соответственно: $n_g=1,50$ и 1,562 при 50% относительной влажности воздуха, $n_g=1,540$ и 1,539 посл

нагревания до 100°. По данным других авторов (условия, при которых проводились измерения, не указаны): $n_g=1,52$, $n_p=1,51$, $n_g-n_p=0,01$ [40]; $n_g=1,564$, $n_p=1,552$, $n_g-n_p=0,012$ [41]; $n_{ср}=1,589$ [3], $1,532$ [42], $1,531$ ($n_g-n_p=0,002-0,004$) [43]. $2V$ малый, $9-16^\circ$ [1,41].

Хим. Характерная особенность состава бейделлита — большое содержание в нем алюминия (до 36% Al_2O_3), который занимает октаэдрические позиции и от 1/8 до 1/3 тетраэдрических позиций. В отличие от монтмориллонита недостаток положительных зарядов, который компенсируется обменными основаниями, создается не в октаэдрических, а в тетраэдрических позициях.

На основании математической обработки данных 28 химических анализов бейделлита Бригатти и Поппе [44] указали следующие пределы содержания основных катионов в октаэдрической и тетраэдрической позициях бейделлитов (на форм. ед.): $Al^{IV} - 0,25-0,55$, $Al^{VI} - 2,00-1,50$, $Fe_{общ}^{VI} - 0,00-0,30$, $Mg^{VI} - 0,00-0,30$. Сравнительные данные для 77 образцов монтмориллонита [44]: $Al^{IV} - 0,00-0,22$, $Al^{VI} - 1,10-1,72$, $Fe_{общ}^{VI} - 0,00-0,30$, $Mg^{VI} - 0,15-0,60$.

При замещении Al на Fe^{3+} возникает железистый бейделлит (феррибейделлит) — iron-beidellite (ferribeidellite) [3], по составу промежуточный между бейделлитом и нонтронитом. В феррибейделлитах из базальтов Спокана, шт. Вашингтон (США), и из донных осадков Калифорнийского залива содержится соответственно: $Al_2O_3 - 12,22$, $Fe_2O_3 - 18,54\%$ [5] и $Al_2O_3 - 15,56$, $Fe_2O_3 - 14,0\%$ (хим. анализ 9) [45].

При большом количестве магния образуется магнезиальный бейделлит (магнезиобейделлит) — magnesium beidellite (magnesiobeidellite) [46]. Может содержать Cr_2O_3 (до 5,02%) — хромбейделлит — chromebeidellite [47], иногда некоторое количество NiO [46, 48], а также CaO, MnO и др.

Промежуточным между бейделлитом и нонтронитом, очевидно, является Ni-сmekтит (описан под названием «нонтронит») из медно-никелево-кобальтового месторождения Токантит, шт. Гояс (Бразилия), содержащий 14,90% Al_2O_3 , 15,95% Fe_2O_3 и 5,44% NiO [46].

Zn-бейделлитом, по-видимому, надо считать описанные под названием «Zn-монтмориллонит» образцы из Воздвиженского месторождения в Восточном Забайкалье (с ZnO — 3,65%, $Al_2O_3 - 26,00$, $Fe_2O_3 - 7,02\%$) [49] и из шт. Висконсин, США (с ZnO — 3,82%, $Al_2O_3 - 21,79$, $Fe_2O_3 - 9,73\%$) [50]. Расчет химических анализов этих образцов показал следующее распределение катионов по октаэдрическим и тетраэдрическим позициям соответственно: $(Ca_{0,12}K_{0,07})(Mg_{0,17}Zn_{0,20}Fe_{0,08}^{2+}Fe_{0,40}^{3+}Al_{1,44})(Si_{3,12}Al_{0,88})$ и $(Ca_{0,12}K_{0,01})(Mg_{0,20}Zn_{0,92}Fe_{0,58}^{3+}Al_{1,28})(Si_{3,24}Al_{0,76})$.

Обменная емкость катионов разных образцов бейделлита составляет (мг·эquiv/100 г): 72 [51], 95 [30], 130 [10]; у Li-, K-, Mg-, Cu-, Sr-форм бейделлита она сохраняется при нагревании до 700° [52]. Например, у уральского Li-насыщенного бейделлита в интервале температур 25—500° обменная емкость находится в пределах 68,5—63,8 мг·эquiv/100 г [53].

Многочисленные искусственно полученные ионообменные H-, K-, Na-, Li-, Cs-, NH_4 -, Ca-, Mg-, Ba-, Sr-, Cu-формы бейделлита послужили объектами для изучения физико-химических свойств и некоторых структурных особенностей минерала [10, 30, 31, 35, 38, 39, 52, 54 и др.].

Ве в качестве обменного катиона обнаружен [55] в бейделлите, образовавшемся по Ве-содержащему альбиту; предполагается, что Ве захватывался не только из самого альбита при его изменении, но и в результате сорбции из подземных вод. Содержание ВеО в исходном альбите 0,013, в бейделлите 0,033%.

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 * | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|----------|-------|----------|-------|-----------|--------|---------|--------|-----------|
| Na ₂ O | 3,98 | 0,10 | 0,15 | — | 0,20 | 0,74 | 0,16 | 0,97 | 2,49 |
| K ₂ O | 0,11 | 0,12 | 0,23 | — | 0,36 | 2,35 | 0,09 | сл. | 2,72 |
| MgO | 0,10 | 0,16 | 1,73 | 0,48 | 1,39 | 5,07 | 0,86 | 0,70 | 4,83 |
| CaO | 0,02 | 2,76 | 0,42 | 0,79 | He обн. | 2,40 | 1,41 | 2,75 | 1,09 |
| FeO | — | — | 1,44 | — | 0,32 | — | 0,28 | — | He обн. |
| Al ₂ O ₃ | 36,11 | 27,84 | 27,71 | 27,86 | 27,26 | 23,36 | 22,79 | 20,27 | 15,56 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,50 | 0,70 | 2,39 | 1,72 | 2,26 | 3,67 | 5,71 | 8,68 | 14,00 |
| SiO ₂ | 59,30 | 45,32 | 47,44 | 46,12 | 46,95 | 43,70 | 45,83 | 47,28 | 40,24 |
| Li ₂ O | — | — | 0,90 | — | сл. | 0,25 | 0,46 | — | 0,62 |
| H ₂ O | — | 14,48 | — | 22,15 | 10,55 | 9,59 | 9,79 | 6,65 | 4,14 |
| H ₂ O ⁻ | — | 8,16 | — | — | 11,10 | 9,36 | 12,55 | 13,07 | 11,71 |
| Сумма | 100,12 * | 99,64 | 99,73 2* | 99,12 | 100,43 3* | 100,49 | (99,93) | 100,37 | 100,90 4* |
| Si | 3,45 | 3,46 | 3,42 | 3,49 | 3,50 | 3,38 | 3,54 | 3,58 | 3,20 |
| Al | 0,55 | 0,54 | 0,58 | 0,51 | 0,50 | 0,62 | 0,46 | 0,42 | 0,80 |
| Fe | 1,92 | 1,96 | 1,78 | 1,98 | 1,89 | 1,41 | 1,61 | 1,39 | 0,66 |
| Ca | 0,02 | 0,04 | 0,13 | 0,09 | 0,12 | 0,21 | 0,33 | 0,50 | 0,84 |
| Li | — | — | 0,09 | — | 0,02 | — | 0,02 | — | — |
| Na | — | — | 0,05 | — | — | 0,01 | 0,03 | — | 0,03 |
| Mg | 0,01 | 0,02 | 0,18 | 0,05 | 0,15 | 0,58 | 0,10 | 0,08 | 0,57 |
| K | 0,12 | 0,23 | 0,03 | 0,06 | — | 0,18 | 0,12 | 0,22 | 0,09 |
| Cl | 0,45 | 0,02 | 0,02 | — | 0,03 | 0,10 | 0,02 | 0,14 | 0,38 |
| S | 0,01 | 0,01 | 0,02 | — | 0,03 | 0,07 | 0,01 | — | 0,27 |

* Анализ прокаленного Na-замещенного бейделлита; п. п.—6,3. 2* В оригинале: в том числе п. п.—0,50, H₂O—5,82. 3* В том числе MnO—0,01, Cl—0,03. 4* В том числе MnO—1,24, BaO—0,80, P₂O₅—0,12, SO₃—1,33.

1—рудник Блэк-Джек, шт. Айдахо (США), анализ не указан; есть небольшая примесь кварца, обменная емкость 130 мг-экв/100 г [10]; 2—Блэк-Джек, шт. Айдахо (США), анализ Шэннон [4]; 3—описан как монтмориллонит, из мезозойских отложений восточной части Западно-Сибирской низменности ($n_g=1,585$, $n_p=1,570-1,573$, $n_r=1,560$), анализ Кудрна [56]; 4—из перматитовой жилы, гора Куйвчорр (Кольский полуостров), анализ Казакова [40]; 5—псевдоморфозы по раковинам, Понтокок, шт. Миссисипи (США), анализ Фэргайлд [57]; 6—богатый магнием бейделлит, гора Юкспор, Хибинский массив (Кольский полуостров), анализ Бондарева, спектроскопически установлены (сл.): Sr, Ba, V, Be, Zr, Cu [42]; 7—Бейделлит, Капан, Закарпатье, в оригинале сумма 99,63 (по Диру, 1966); 8—Бейделлит, округ Сагуач, шт. Колорадо (США), анализ Уэрри [2]; 9—феррибейделлит (описан как аутигенный монтмориллонит), из донных осадков к югу от Калифорнийского залива, анализ не указан [45].

Кроме того, химические анализы бейделлита см. в работах [58, 59].

Диагн. исп. В воде размокает, иногда увеличиваясь в объеме В кислотах не растворяется.

Повед. при нагревании. На кривых ДТА бейделлита первый эндотермический эффект (около 200°) соответствует выделению адсорбированной воды, второй и третий (~570 и ~700°) — гидроксильной воды; экзотермический эффект (при 900—920°) свидетельствует о распаде структуры минерала [30, 40].

Температура образования ненабухающих модификаций для бейделлита, замещенного Li, K, Cu²⁺, Mg, Cr³⁺, равна 700° [52].

Нахождение. По условиям нахождения в природе практически не отличается от других смектитов. Однако во всех случаях крайне важным является высокая степень насыщенности минералообразующей среды глиноземом. Например, в очень узких линейных зонах выветривания Хибинского нефелин-сиенитового массива, секущих относительно малоглиноземистые породы, наблюдается монтмориллонит, при прохождении тех же линейных зон через богатые глиноземом нефелиновые сиениты появляется бейделлит, а около оливинсодержащих пород обычен сапонит [42].

Бейделлит известен в зонах аргиллизации около некоторых рудных месторождений, в гидротермально аргиллизированных риолитах и их туфах, в трещинах и пустотах тех же пород с цеолитами и другими минералами, в туфах,

превращенных в смектиты в процессе отложения вулканического материала, в древних корах выветривания, в почвах.

Примером нахождения бейделлита в зонах аргиллизации около рудных месторождений может служить месторождение Блэк-Джек в шт. Айдахо (США) [10]. В золото-серебряном месторождении Сейгоси (Япония) бейделлитовые глины образуют прожилки мощностью 1—2 мм в гидротермальных жилах, а также находятся во вмещающих их андезитах. Для этих глин определены $d_{001} = 15,4$ и $15,1$ А и $d_{060} = 1,491$ А. Химический анализ показал, что алюминий занимает не только октаэдрические ($Al_{1,99}^{VI}$), но частично и тетраэдрические позиции ($Al_{0,33}^{IV}$) [33]. Глины из Сейгоси считаются бейделлитовыми, однако электронно-микроскопические снимки показали наряду со смектитовыми присутствие частиц галлуазита, что позволяет считать образцы из Сейгоси «кислой глиной» — продуктом выветривания бентонита с образованием галлуазита по смектиту [33, 60].

Бейделлитом является минерал бентонитовых глин, добываемых на о-вах Эгейского моря: Милосе, Поливосе и Кимолосе [51]. Из этих бейделлитовых глин наибольшей известностью пользуются милосские. Образовались они в результате изменения плиоценовых стекловатых вулканических туфов, перлитов, липаритов и дацитов. В бейделлитовых глинах сохранились остатки неизмененных материнских пород.

К пустотам в риолитовых туфах приурочен бейделлит Каменского месторождения (близ г. Нальчика на Северном Кавказе); окраска этого бейделлита бурая, он сильно набухает при смачивании водой [41]. Бейделлит из месторождения Унтер-Рупсрот в ФРГ [35] представляет собой розовую глину в трещинах столбчатой отдельности фанолита и в его пустотах; находится вместе с кальцитом, шабазитом, нонтронитом и анальцимом. Минерал типа бейделлита ($Al_{0,62}^{IV}$ и $Al_{1,87}^{VI}$) найден в гидротермальной зоне риолита в Митсумата, преф. Нагасаки (Япония) [61].

Бейделлит с алюминием, замещающим примерно 1/4 тетраэдрического кремния ($Al_{1,29}^{IV}$), слагает третичные бентонитовые глины, залегающие между потоками базальта под слоем угля на о-ве Сюдерё (Фарерские острова) [62]. В глинах содержится, кроме бейделлита, около 13% аморфного вещества и до 20% каолинита. В ассоциации с углем сложенный бейделлитом бентонит встречен также в Новом Южном Уэльсе (Австралия) близ пос. Суонси среди осадков верхней перми и нижнего триаса [30]; бентонит буровато-серый, компактный, часто с органическим веществом; в шлифах видны пирокластические частицы; расчет химического анализа мелкой фракции, полученной отмучиванием, показал, что минерал является бейделлитом с формулой $(Ca_{0,19} K_{0,05}) (Al_{1,67} Fe_{0,17}^{3+} Mg_{0,17} Ti_{0,005}) (Si_{3,71} Al_{0,29}) O_{10} (OH)_2$.

В древних корах выветривания бейделлит известен на Южном Урале — в коре выветривания основных и ультраосновных пород Халиловского и Аккермановского месторождений [48], в Хибинском массиве на горе Юкспор (Кольский полуостров) — в линейной коре выветривания нефелиновых сиенитов [42]. Хибинский бейделлит (хим. анализ 7) несколько обогащен магнием, но по распределению Al в октаэдрических и тетраэдрических позициях представляет собой типичный бейделлит ($Al_{1,41}^{VI}$, $Al_{0,62}^{IV}$) [11].

В Ловозерском массиве (Кольский полуостров) бейделлитом ($Al_{1,95}^{VI}$, $Al_{0,52}^{IV}$) является зеленовато-серый глинистый минерал, образующий выделения (с примесью каолинита и галлуазита) размером 1×1 см в пегматитовой жиле на горе Куйвчорр [42].

Оливково-зеленый хромбейделлит (с 5% Cr_2O_3) — встречен в коре выветривания серпентинитов на Северном Кавказе (по правому берегу р. Малки у Чегет-Лахрана); слагает горизонт мощностью 0,2—0,4 м между окварцованным змеевиком и углистыми прослоями [47].

Колдаев и др. [43] считают бейделлитом глину, образовавшуюся вместе с хлоритом по плагиоклазу в коре выветривания верхнекарбонных габброидов Бельгау в Казахстане. Однако диагностика этой глины недостаточно точная: рентгеновским методом доказана лишь принадлежность глинистого мине-

рала к смектитам ($d_{001}=12,8 \text{ \AA}$, после насыщения этиленгликолем — $17,3 \text{ \AA}$). В коре выветривания гранитных пегматитов на Урале известен бейделлит по альбиту [55]. Описаны [5, 57] своеобразные псевдоморфозы бейделлита по створкам раковин из Понтокока, шт. Миссисипи (США) (хим. анализ 6). С другими глинистыми минералами иногда встречается в почвах [63—66 и др.].

Изм. В зоне гипергенеза переходит в «кислые глины» — смесь смектита и галлуазита.

Искусств. Бейделлит искусственно получен рядом исследователей [67—72] из $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ -геля в среде средней щелочности при температурах $300\text{—}350\text{—}390^\circ$ и разных давлениях водяного пара (87, 167, 260, 1936 атм). По Франк-Каменецкому и др. [72], максимальное содержание бейделлита установлено в продуктах преобразования наиболее богатого кремнеземом геля ($\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 = 1 : 9$) при $300\text{—}350^\circ$, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2000 \text{ кг/см}^2$ и экспозиции 30 сут; существенное влияние имеют добавки щелочных и щелочноземельных катионов.

Бейделлит синтезирован из альбита в присутствии насыщенной углекислотой воды в интервале температур $250\text{—}350^\circ$ при $P_{\text{CO}_2} = 17,82\text{—}35,64 \text{ кг/см}^2$ [73], а также из цеолитов при обработке их растворами хлоридов Mg, Ca, K и Na [52, 74]. Вяхиревым [75] бейделлит получен как продукт гидротермальной переработки каолинита.

Показано [63], что в гидротермальных условиях ($T=100\text{—}500^\circ$, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1\text{—}2 \text{ кбар}$) бейделлит при обработке его хлоридами K, Na, Ca, Mg преобразуется в слюдяную (K, Na) или упорядоченно-смешанослойную (Ca, Mg) фазы.

В экспериментах Франк-Каменецкого и др. [72] в результате гидротермальной обработки каолинита (при 450° и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \text{ кг/см}^2$ в течение 3 сут) по нему образовалась неупорядоченная смешанослойная фаза типа пирофиллит—бейделлита.

Практ. знач. Используется как адсорбент и наполнитель.

Отл. От монтмориллонита отличается на основании детального химического и рентгено-структурного исследования. Для отличия от монтмориллонита может использоваться методика Грин-Келли [76, 77]: насыщенный литием минерал (в виде ориентированного агрегата) нагревается до $200\text{—}250^\circ$, а затем насыщается глицерином. После этого у бейделлита значение d_{001} увеличивается до $17,7 \text{ \AA}$, у монтмориллонита сохраняется первоначальным — $9,5 \text{ \AA}$.

Разное поведение монтмориллонита и бейделлита объясняется тем, что при нагревании монтмориллонита Li легко переходит из межслоевых промежутков в незанятые октаэдрические позиции, компенсируя тем самым отрицательные заряды слоев; у бейделлита нейтрализация отрицательного заряда тетраэдрического слоя литием не проявляется, в результате чего Li-форма бейделлита полностью сохраняет после нагревания свои ионообменные свойства.

Подобно бейделлиту ведут себя при использовании метода Грин-Келли нонтронит и сапонит, т. е. минералы, у которых отрицательный электростатический заряд сосредоточен не только в октаэдрических, но одновременно и в тетраэдрических слоях [53, 78].

Al-замещенный монтмориллонит, сохраняя способность к разбуханию в глицерине, не может необратимо сорбировать Li, и к нему метод Грин-Келли, так же как и к обычному монтмориллониту, неприменим [79].

Межплоскостные расстояния Са-замещенного, насыщенного глицерином бейделлита из рудника Блэк-Джек, шт. Айдахо (США) [10, 29]

| hkl | l | $d^*(\text{A})$ | hkl | l | $d(\text{A})$ | hkl | l | $d(\text{A})$ |
|--------------------|-----|-----------------|-------------------------|-----|---------------|--------------------|-----|---------------|
| 001 | 10 | 17,57 | 203 | 8 | 2,36 | 245 | 1 | 1,528 |
| 020; 110; } 021 | 10 | 4,42 | 204; 040; } 220 | 2 | 2,24 | 060; 330 | 10 | 1,498 |
| 022 | 10 | 3,95 | 041; 042 | 2 | 2,19 | 400; 260 | 8 ш | 1,293 |
| 023 | 10 | 3,54 | 240; 310; } 150; 241 | 6 | 1,693 | 420; 350; } 170 | 8 | 1,243 |
| 024 | 2 | 3,17 | 242 | 8 | 1,663 | 440; 080 | 2 | 1,122 |
| 025 | 1 | 2,76 | 243 | 6 | 1,623 | 370; 510 | 2 | 1,028 |
| 020; 130; } 201 | 8 | 2,57 | 244 | 1 | 1,573 | 460; 530; } 190 | 2 ш | 0,979 |
| 022 | 10 | 2,52 | | | | 390; 600 | 4 | 0,864 |

* Рассчитаны, исходя из орторомбической ячейки. $a_0=5,19$, $b_0=8,99$, $c_0=17,57 \text{ \AA}$.

Л и т е р а т у р а

1. *Larsen E. S., Wherry E. T.* // J. Wash. Acad. sci. 1925. Vol. 15, N 21. P. 465.
2. *Larsen E. S., Wherry E. T.* // Ibid. 1917. Vol. 7, N 8. P. 208.
3. *Ross C. S., Shannon E. V.* // Ibid. 1925. Vol. 15, N 21. P. 467.
4. *Shannon E. V.* // US Nat. Mus. Proc. 1922. Vol. 62, art. 15. P. 4
5. *Ross C. S., Hendricks S. B.* // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1945. N 205-B. P. 35.
6. *Grim R. E., Rowland B. A.* // Amer. Miner. 1942. Vol. 27, N 11/12. P. 746—801.
7. *Grim R. E.* Clay mineralogy. N. Y.: McGraw-Hill Book Co, 1953. 384 p.; Пер. на рус. яз.: М.: Изд-во иностр. лит., 1956. 454 с.
8. *Mackenzie R. C.* // Agrochimica. 1957. Vol. 1. P. 308.
9. *Caillere S., Henin S.* // Bull. Groupe franç. argiles. 1957. Vol. 9, N 4. P. 77.
10. *Weir A. H., Green-Kelly R.* // Amer. Miner. 1962. Vol. 47, N 1/2. P. 137.
11. *Куковский Э. Г.* // Исследование и использование глин. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1958. С. 92.
12. *Куковский Э. Г.* // Совещание по исследованию и использованию глин: Тезисы. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1968. С. 16.
13. *Звягин Б. Б.* // Исследование и использование глин. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1958. С. 102—107; *Звягин Б. Б., Франк-Каменецкий В. А.* // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1959. № 13. С. 396.
14. *Куковский Э. Г.* // Мин. сб. Львов. геол. о-ва. 1960. № 14. С. 394.
15. *Франк-Каменецкий В. А.* // Исследование и использование глин. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1958. С. 713.
16. *Лазаренко Е. К.* // Там же. С. 34.
17. *Зхус И. Д.* // ДАН СССР. 1954. Т. 96, № 4. С. 797.
18. *Михайлов Б. М.* // Там же. Т. 98, № 4. С. 645.
19. *Ананьев В. П., Выродов И. П.* // Там же. 1961. Т. 141, № 2. С. 445.
20. *Веденева Н. Е., Рамеев Н. А.* // Там же. 1955. Т. 100, № 3. С. 559.
21. *Веденева Н. Е., Викулова М. Ф.* Метод исследования глинистых минералов с помощью красителей и его применение в литологии. М.: Госгеолиздат, 1952. 44 с.
22. *Сердюченко Д. П.* // Вопросы петрографии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1953. Т. 2. С. 100.
23. *Van der Marel H. W.* // Soil Sci. 1954. Vol. 78, N 3. P. 172, 176.
24. *Mickey J. J.* // Zentr.-Bl. Miner. A. 1930. N 7. S. 293.
25. *Winchell A. N.* // Econ. Geol. 1918. Vol. 13, N 8. P. 611.
26. *Henderson E. P., Hess F. L.* // Amer. Miner. 1933. Vol. 18, N 5. P. 202.
27. *Besson G., Tchoubar C.* // C. r. Acad. sci. D. 1972. Vol. 275, N 5. P. 633.
28. *Güven N., Pease R. W.* // Clay Miner. 1975. Vol. 10, N 6. P. 427.
29. *Brindley G. W., Brown G.* // Miner. Soc. London. Monogr. 1980. N 5. P. 1.
30. *Hamilton J. D.* // Clay Miner. 1971. Vol. 9, N 1. P. 107.
31. *Besson G., Glaeser R., Tchoubar C.* // Ibid. 1983. Vol. 18, N 1. P. 11.
32. *Nagelschmidt G.* // Miner. Mag. 1938. Vol. 25, N 162. P. 140.
33. *Nagasawa K., Noro H., Ito M.* // Miner. J. Jap. 1981. Vol. 10, N 5. P. 233.
34. *Güven N., Pease R. W., Murr J. E.* // Clay Miner. 1977. Vol. 12, N 1. P. 67.
35. *Nixon H. L., Weir A. H.* // Miner. Mag. 1957. Vol. 31, N 236. P. 413.
36. *Farmer V. C.* The infrared spectra of minerals. L.: Miner. Soc., 1976. 539 p.
37. *Van der Marel H. W., Beutelspracher H.* // Atlas of infrared spectroscopy of clay minerals and their admixtures. Amsterdam: Elsevier, 1976. P. 113.
38. *Misra U. K., Upchurch W. J.* // Clays and Clay Miner. 1976. Vol. 24. N 6. P. 327.
39. *Nesbitt H. W.* // Canad. Miner. 1977. Vol. 15, pt 1. P. 22.
40. *Семенов Е. И.* // Тр. ИМГРЭ. 1959. Вып. 2. С. 124.
41. *Ананьев В. П., Юровская Л. А.* // Материалы совещания по исследованию и использованию глин. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1958. С. 617.
42. *Дорфман М. Д.* // Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолитуртитах горы Юкспор Хибинского массива. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1962. С. 97, 100.
43. *Пак А. И., Колдаев А. А.* // Минералы Узбекистана. Ташкент: Фан, 1976. Т. 3. С. 331; *Колдаев А. А., Котов Н. В., Пак А. И., Ясколко Т. И.* // Металлогения и геохимия Узбекистана. Ташкент: Фан, 1977. С. 130.
44. *Brigatti M. F., Porpi L.* // Clay Miner. 1981. Vol. 16, N 1. P. 81.
45. *Бутузова Г. Ю., Луцицына Н. А., Градусов Б. П.* // ДАН СССР. 1976. Т. 231, № 2. С. 460.
46. *Bosio Nivaldo J., Hurst Vernon J., Smith Robert L.* // Clays and Clay Miner. 1975. Vol. 23, N 5. P. 400.
47. *Сердюченко Д. П.* // Зап. Минерал. о-ва. 1933. Т. 62, вып. 2. С. 376; *Сердюченко Д. П.* // Учен. зап. Рост. ун-та. 1936. Вып. 7. С. 1.
48. *Ульянов Д. Г., Грицаенко Г. С., Крутов Г. А., Петрова Е. А., Шишулина М. Г.* // Тр. ВИМС, 1937. Вып. 118. С. 105.
49. *Дубинина В. Н., Корнилович И. А.* // Материалы ВСЕГЕИ. Н. С. 1959. Вып. 26. С. 19.
50. *Ross C. S.* // Amer. Miner. 1946. Vol. 31, N 9/10. P. 411.
51. *Grim R. E., Güven N.* // Develop. Sediment., 1978. N 24. P. 3.
52. *Мдивнишвили О. М., Махарадзе Л. В., Вяхирев Н. П.* // Рентгенография минерального сырья и кристаллохимия минералов. М.: ВИМС, 1979. С. 113.

53. Васильев Н. Г., Овчаренко Ф. Д., Бунтова М. А. // ДАН СССР. 1973. Т. 213, № 5. С. 1113.
54. Васильев Н. Г., Овчаренко Ф. Д., Бунтова М. А. // Там же. 1974. Т. 216, № 5. С. 1048.
55. Григорьев Н. А., Айзикович А. Н. // Геохимия. 1973. № 7. С. 1099.
56. Казанский Ю. П., Пероззо Г. Н., Соколова М. Ф. // ДАН СССР 1960. Т. 135, № 4 С. 948.
57. Ross C. S., Stephenson L. W. // Amer. Miner. 1939. Vol. 24, N 6. P. 393.
58. Chen Pei-yan, Wan Hsien-ming, Brindley G. W. // Clay Miner. 1976. Vol. 11, N 3. P. 221.
59. Schultz L. G. // Clays and Clay Miner. 1969. Vol. 17, N 3. P. 115.
60. Takeshi H. // Develop. Sediment. 1978. N 26. P. 221.
61. Muchi M., Nuruyn V. // Bull. Fukuoka Univ. Educ. 1975. Vol. 25, pt 3. P. 101.
62. Sabine P. A. // Clay Miner. 1971. Vol. 9, N 1. P. 97.
63. Vieira e Silva J. M., Domingues H.C. // Comun. Serv.geol. port. 1982. Vol. 68, N 1. P. 29.
64. Ross G. J., Mortland M. M. // Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 1966. Vol. 30, N 3. P. 337.
65. Ozkan A. J., Ross G. J. // Soil Sci. Soc. Amer. J. 1979. Vol. 43. P. 1242.
66. Curtin D., Smillie G. W. // Clays and Clay Miner. 1981. Vol. 29, N 4. P. 277.
67. Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А., Клочкова Г. Н. // Тез. докл. Междунар. геохим. конгр. М.: ВИНТИ, 1971. Т. 2. С. 768.
68. Noll W. // Chem Erde. 1936. Bd. 10, H. 2. S. 129, 154.
69. Ewell R. H., Insley H. // US Bur. Stand J. Res. 1935. Vol. 15. P. 173.
70. Томашенко А. Н. // Сборник НСО. М.: Изд-во МГУ, 1972. № 8. С. 135.
71. Roy R., Osborn E. F. // Amer. Miner. 1954. Vol. 39, N 11/12. P. 853.
72. Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Томашенко А. Н. // Геохимия. 1973. № 8. С. 1153.
73. Norton F. H. // Amer. Miner 1939. Vol. 24, N 1. P. 1.
74. Komarneni S., Breval E. // Clay Miner. 1985. Vol. 20, N 2. P. 181.
75. Вяхирев Н. П., Гогишвили В. Г., Мдивнишвили О. М. // Тр. Кавк. ин-та минерал. сырья. Сер. технол. 1965. Вып. 6(8). С. 55.
76. Green-Kelly R. // J. Soil Sci. 1953. Vol. 4, N 2. P. 233.
77. Malla P. B., Douglas L. A. // Clays and Clay Miner. 1987. Vol. 35, N 3. P. 232.
78. Мак-Юан Д. М. К. // Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965. С. 177.
79. Муравьев В. И., Сахаров Б. А. // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 128.

Свайнфордит Swinefordite

$(\text{Li}, \text{Na}, \text{K}, 1/2\text{Ca}, 1/2\text{Mg})(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Li})_{-2,5}[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$

Назван в 1975 г. в честь профессора геологии Ады Свайнфорд (США) [1].

Характ. выдел. Только что извлеченные из трещин горных пород образцы свайнфордита имеют вид гелеобразных скоплений, которые на воздухе через несколько часов превращаются в волокнистые агрегаты. Именно последние и названы свайнфордитом. Известны псевдоморфозы свайнфордита по сподумену.

Структ. и морф. крист. Монокл. с C_{2h}^3-C2/m . $Z=2$. Структура весьма неупорядоченная. Представляет собой стабильную (при влажности воздуха меньше 60%) фазу с $d_{001}=12,96 \text{ \AA}$. Гелеобразное протовещество переходит в свайнфордит через ряд промежуточных фаз с d_{001} 40; 19,6; 16; 14,5 \AA . При насыщении этиленгликолем базальное расстояние свайнфордита увеличивается до 18,03 \AA . Прогревание минерала при 450 и 578° приводит к уменьшению d_{001} до 9,8 \AA . После прогревания при 450° уже через час после нахождения образца на воздухе d_{001} минерала становится равным 11,3 \AA , а через месяц — 13 \AA ; после прогревания при 578° d_{001} достигает 11,3 \AA только через 6 мес и 13 \AA по истечении года.

Физ. св. Изл. неровный. Тв. около 1. Уд. в. не определен из-за большой пористости образца. Цв. гелеобразного вещества до его перехода в свайнфордит зеленовато-желтый, светло-оливковый. Цв. свайнфордита зеленовато-серый до серовато-оливкового, при 450° становится светло-коричневым, при 650° — серебристо-серым, при 900° — белым. Черта белая. Бл. матовый.

ИК-спектр свайнфордита близок ИК-спектру других смектитов и характеризуется полосами поглощения 3620, 3435, 1635, 1095, 1020, 810, 780, 510, 470, 420 см^{-1} [1].

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветен. Плеохроизм: по Nm — почти бесцветный, по Ng — светло-желтовато-бурый. Np почти $\parallel c$, $Nm=a$. Двуосный —). $n_g=1,526$, $n_m=1,524$, $n_p=1,492$, $2V=29-45^\circ$.

В электронно-микроскопических препаратах оказывается состоящим из изогнутых и свернутых лент. В сканирующем электронном микроскопе наблюдаются скопления лент.

Хим. Особенностью состава свайнфордита является повышенное содержание лития, занимающего в структуре октаэдрические положения и межслоевые промежутки. Допускается, что свайнфордит представляет собой твердый раствор между диоктаэдрическими и триоктаэдрическими смектитами. Обменная способность катионов для оригиналов хим. анализов 1 и 2 составляет 102 и 92,67 мг·экв/100 г; количество обменных оснований (мг·экв/100 г) для этих образцов соответственно: Mg — 7,00—10,43; Ca — 38,6—47,74; Li — 91,0—7,85; Na — 20,4—10,67; K — 1,42.

Значительно меньшее количество обменного Li во втором образце, который был проанализирован после нагревания до 150°, объясняется переходом при нагревании значительной части лития из межслоевых промежутков в октаэдрические позиции структуры. Отсюда и несколько большая триоктаэдричность прогретых образцов.

Из предположения, что на обменный Li приходится 28,67% от всего количества Li, и из расчета, что все количество Ca, Na и K и часть Mg являются обменными, Тиеном с соавторами [1] для полной ячейки выведена средняя формула свайнфордита: $(Ca_{0,23}Mg_{0,05}Na_{0,11}Li_{0,72}K_{0,06})(Al_{1,67}Fe_{0,15}^{3+}Fe_{0,09}^{2+}Mg_{1,31}Li_{1,76})(Si_{7,66}Al_{0,34})O_{20}(OH_{3,35}F_{0,65})$.

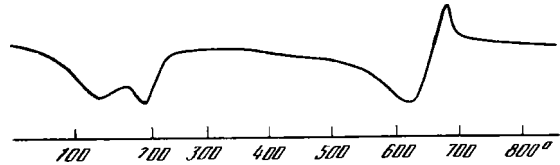
Анализы свайнфордита из пегматита горы Кингс, шт. Северная Каролина, США (рассчитаны на 22 заряда):

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|--------------------------------|-------|--------|-------|---------|-------|
| Li ₂ O | 4,7 | 4,58 | 5,66 | 4,29 | 4,43 |
| Na ₂ O | 0,63 | 0,27 | 0,59 | 0,53 | 0,10 |
| K ₂ O | — | 0,14 | 0,48 | 0,11 | 0,03 |
| MgO | 6,8 | 7,38 | 7,12 | 6,43 | 6,52 |
| CaO | 0,8 | 1,71 | 2,58 | 0,47 | 2,59 |
| MnO | — | 0,07 | 0,29 | — | — |
| FeO | — | — | 0,57 | — | 3,67 |
| Al ₂ O ₃ | 13,1 | 14,68 | 14,13 | 13,87 | 15,75 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,9 | 1,79 | 1,98 | 1,97 | — |
| SiO ₂ | 54,1 | 59,46 | 60,59 | 56,73 | 60,54 |
| TiO ₂ | — | — | 0,04 | — | — |
| H ₂ O ⁺ | 15,6 | 9,94 | 5,64 | 8,17 | 6,04 |
| H ₂ O ⁻ | | — | — | — | — |
| F | 1,49 | — | — | — | — |
| Сумма | 99,12 | 100,02 | 99,67 | (92,57) | 99,67 |
| — O = F ₂ | 0,62 | | | | |
| | 98,50 | | | | |
| Si | 3,85 | 3,86 | 3,81 | 3,91 | 3,84 |
| Al ^{IV} | 0,15 | 0,14 | 0,19 | 0,09 | 0,16 |
| Al ^{VI} | 0,94 | 0,98 | 0,86 | 1,04 | 1,02 |
| Fe ³⁺ | 0,10 | 0,09 | 0,09 | 0,10 | — |
| Fe ²⁺ | — | — | 0,03 | — | 0,19 |
| Mn | — | — | 0,01 | — | — |
| Li | 1,34 | 1,20 | 1,43 | 1,19 | 1,13 |
| Mg | 0,72 | 0,71 | 0,67 | 0,66 | 0,62 |
| Ca | 0,06 | 0,12 | 0,17 | 0,03 | 0,18 |
| Na | 0,09 | 0,03 | 0,07 | 0,07 | 0,01 |
| K | — | 0,01 | 0,04 | 0,01 | — |
| F | 0,33 | — | — | — | — |

1—3—материал очищен отмучиванием в дистиллированной воде, после чего обр. 1 высушен при комнатной температуре, обр. 2 и 3—при 150°; 4, 5—материал не был подвергнут отмучиванию, высох на месте взятия в горной выработке, сумма хим. анализа 4 в оригинале 99,21; анал: 1—Старки, 2.4—Гэйлл, 3,5—Неллен; в обр. 1 спектроскопически обнаружены Mn, Ti, Ba, Be, Cr, Cu, Sn, Sr, V, Ga.

Повед. при нагр. На кривой ДТА (фиг. 5) зафиксированы три эндотермических эффекта (125, 200, 625°) и экзотермический (680°). Эндотермические эффекты при 125 и 200° отвечают потере сорбированной воды и переходу части магния из межслоевых пространств в октаэдрические позиции; эндотермический эффект при 620—630° связан с потерей гидроксильной воды. Экзотермический эффект при 680° вызван фазовым превращением. Кривая ТГА показывает, что потеря веса до 340° составляет 11,0%, при 340—665° — 07%; 665—780 — 2,4%; 780—1000° — 0,2%; при охлаждении теряется 5,1% воды.

Фиг. 5. Кривая ДТА свайнфордита (по Тьену и др.)



Нахожд. Известен только в горах Кингс в шт. Северная Каролина (США) — в районе развития сподуменсодержащих пегматитовых жил. Встречен в карьере в виде налетов на стенках трещин и в мелких карманах около трещин; вмещал сподумен и другие литиевые минералы в пегматитах. Находится в ассоциации с швейцеритом и вивианитом.

Отл. Типична кривая нагревания, показательны условия нахождения вместе с минералами лития; однако без полного химического анализа определить минерал невозможно. От гекторита отличается более высоким содержанием алюминия и меньшим — магния.

Межплоскостные расстояния свайнфордита [1]
Cu K α -излучение, D=114,6 мм

| hk | I | d (Å) | hk | I | d (Å) | hk | I | d (Å) |
|--------|----|-------|------------|---|-------|------------|---|--------|
| 001 | 10 | 12,96 | 005 | 2 | 2,51 | 26; 40 | 5 | 1,304 |
| 002 | 3 | 6,27 | 22; 04 | 3 | 2,27 | 35; 17; 42 | 3 | 1,256 |
| 11; 02 | 9 | 4,53 | 006 | 1 | 2,14 | 08; 44 | 1 | 1,127 |
| 004 | 8 | 3,09 | 31; 15; 24 | 5 | 1,713 | 19; 35; 46 | 1 | 0,984 |
| 13; 20 | 5 | 2,62 | 33; 06 | 9 | 1,508 | 39; 60 | 1 | 0,8715 |

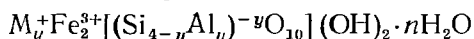
Л и т е р а т у р а

1 Tien P. L., Leavens P. B., Helen J. A. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, № 7/8. P. 511; Яковлевская Т. А. // Зап. ВМО. 1977. Т. 106, Вып. 1. С. 83.

ГРУППА НОНТРОНИТА

| | Сингония | a ₀ | b ₀ | β | Уд. в. |
|---|----------|----------------|----------------|-------|-----------|
| Нонтронит M _y ⁺ Fe ₂ ³⁺ [(Si _{4-y} Al _y) ^{-y} O ₁₀] × ×(OH) ₂ · nH ₂ O | Монокл. | 5,20—5,26 | 9,00—9,13 | ~100° | 1,73—2,70 |
| Волконсконт M _{x+y} ⁺ (Cr _{2-x} Mg _x) ^{-x} [(Si _{4-y} × ×Al _y) ^{-y} O ₁₀] (OH) ₂ · nH ₂ O | Монокл. | 5,16 | 8,94 | — | 2,05—2,21 |

Нонтронит Nontronite



M^+ — обменные катионы, компенсирующие заряд тетраэдрического слоя

Назван Бертье в 1827 г. по месту находки в Нонтроне (Франция) [1].

Синон. Глазурит — *glasurite* (Кноп, 1892); граменит, граминит — *gramenite*, *graminite* (Кранц, 1857) — феррибейделлит; замбонинит — *zamboninite* (Бауер, 1901); моренсит — *morencite* [2, 3]; мюллерит — *müllerite* (Замбонини, 1899) — по содержанию алюминия представляет собой феррибейделлит; пингуйт — *pinguite* [2, 4]; стильпнохлоран — *stilpnochloran* [2, 5]; унгарит — *ungvarite* (*unghvarite*, *unghwarite*) (Глокер, 1833) — синоним хлоропала; фаратсихит — *faratsihite* (Лакруа, 1915) — смесь нонтронита с каолинитом [6, 7]; феттбол — *fettbol* — разновидность хлоропала (Фрейсслебен, 1832); хлоропал — *chloropal* — более раннее название нонтронита [4] и его смесей с минералами свободного кремнезема [8—11]; по Шнайдерхену [12]. хлоропал — смесь 1/4 нонтронит и 3/4 кристобалита; хоферит — *hoferite* [13].

Характ. выдел. Землистые и восковидные скрытокристаллические агрегаты. Под электронным микроскопом частицы имеют форму лейст, листочков [14] (иногда с неровными краями), а также лент или коротких планок (фиг. 6), волокон, собранных в сноповидные агрегаты [15—18]; размеры частиц до 40 мкм (в среднем 15 мкм), ширина лент 0,1—0,6 мкм, отношение их длины к ширине 1 : 10, 1 : 40 до 1 : 60 [19]. Маршалл с соавторами [17] для частиц фракции 0,2—0,05 мкм указал ширину $1080 \pm 140 \text{ \AA}$, толщину $140 \pm 30 \text{ \AA}$ и длину $0,0567 \text{ мкм}$, для частиц из фракции $< 0,5 \text{ мкм}$ — длину $3050 \pm 270 \text{ \AA}$ и ширину $720 \pm 80 \text{ \AA}$. Некоторые частицы обнаруживают полосчатость, параллельную их удлинению [19].

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^2 - C2/m$. $Z=2$. Грюнер [2] рассчитал для нонтронита параметры: $a_0=5,23$ и $b_0=9,06 \text{ \AA}$. Параметры элементарной ячейки по данным электронографии и рентгенографии у нонтронита со следами упорядоченности структуры: $a_0=5,20-5,24$, $b_0=9,00-9,08$, $c_0=\sim 10 \text{ \AA}$, $\beta=\sim 100^\circ$ [20]; у нонтронита без определенного порядка расположения слоев: $a_0=5,24$, $b_0=9,13 \text{ \AA}$ [21]; у трехмернопорядоченного нонтронита: $a_0=5,25$, $b_0=9,10$, $c_0=10,14 \text{ \AA}$, $\beta=100,97^\circ$ [15]. Такие же значения параметров a_0 и b_0 получены Эгглетоном [22] для нонтронита из псевдоморфоз по геденбергиту. У высокожелезистых нонтронитов из Венесуэлы [23]: $a_0=5,264$, $b_0=9,117 \text{ \AA}$, $d_{(001)}$ от 9,2 до 15,8 \AA — зависит от числа слоев воды и природы межслоевых катионов [24], с глицерином разбухает с увеличением d_{001} до 17,8 \AA , с этиленгликолем — до 15,4 \AA ; $d_{(001)}$ образцов, нагретых до 500° , зависит от состава группы межслоевых катионов и может уменьшаться до 9,2—9,8 \AA .

Значения b_0 см. также при хим. анализах.

Витовская [25] для 36 изученных образцов нонтронита предложила приближенную формулу зависимости величины параметра b_0 от общего числа атомов железа на формулу: $b_0=8,925+0,105Fe^{3+} \text{ \AA}$, где $Fe_{окт}^{3+}+Fe_{тетр}^+>1$. Эта зависимость на графике выражается прямой линией (фиг. 7).

Нонтронит, как и все минералы группы смектитов, настолько плохо окристаллизован, что детальное рентгеновское изучение его структуры оказалось невозможным. Порошковые рентгенограммы позволяют отличать его по отражению 06 от триоктаэдрических членов группы смектитов, а по характеру базальных рефлексов, которые получены для ориентированных агрегатов, прогретых до 50° , — от Na-монтмориллонита: у нонтронита более интенсивны нечетные рефлексы, особенно пятый (не считая 001), а у Na-монтмориллонита — четные, особенно четвертый [26]. Новые возможности структурного анализа нонтронитов предоставил метод электронографии, в частности применительно к образцам, обработанным K-содержащими растворами с многократно повторяемыми смачиванием и высушиванием. Методом электронной дифракции произведено изучение порядка—беспорядка в структуре безводного K-нонтронита; установлено наличие неупорядоченности в направлении оси c , распределены процентные соотношения частиц с разной величиной ой базального расстояния: $c_0=10 \text{ \AA}$ составляют 75%; $10,8 \text{ \AA}$ — 25%; $12,5 \text{ \AA}$ — 5% [27].

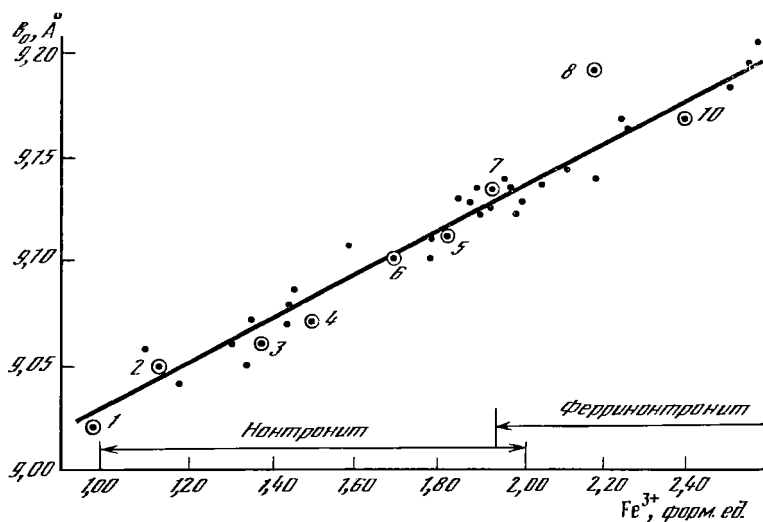


Фиг. 6. Форма частиц нонтронита из Прибайкалья под электронным микроскопом (по Русько)

Среди нонтронитов выделяются три группы с различной координацией валентностью железа [28]. Нонтрониты первой группы содержат только ионы трехвалентного железа и лишь в октаэдрах. Положения в них железа, судя по тем квадрупольным дублетам на мёссбауэровских спектрах, не эквивалентны трактовались [29—31] как цис- и транс-позиции. В отличие от Розенсона, Гудмана и Бруно [29—31] Бессон с соавторами [32] пришли к выводу, что транс-позиции 2 : 1 слоев вакантные и практически все октаэдрические катионы железа в нонтроните локализованы в цис-позициях. Бессон с соавторами [32] выделили два из выделенных в мёссбауэровских спектрах дублета с ионами железа, в ближайшей координации которых либо содержатся, либо не содержатся ионы Al, замещающие Si в тетраэдрах. Железу в тетраэдрах отвечает на спектре величина квадрупольного расщепления (0,42 мм/с). Уточнить присутствие Fe^{3+} в тетраэдрических позициях позволяют также данные ИК-спектроскопии [30, 31, 33]. Анализ отношений интенсивностей основных компонентов мёссбауэровских спектров позволил предположить, что изоморфные тетраэдрические катионы R^{3+} имеют тенденцию не к равномерному или упорядоченному распределению, как считали Розенсон с соавторами [31], а к сегрегации (концентрации по различным доменам). Вывод о слабой упорядоченности структуры нонтронита подтверждается данными ИК-спектроскопии [34].

Появление в мёссбауэровских спектрах слабого дублета с аномально высоким для катиона Fe^{3+} значением $\Delta = 1,14$ мм/с Гудман с соавторами [30], Коу и Ридман [35], Бессон с соавторами [32] связывают с возможно примесью рентгеноаморфного геля водной окиси железа.

Нонтрониты второй группы отличаются более высокой железистостью и, так же как нонтрониты первой группы, содержат только ионы трехвалентного железа; однако эти ионы занимают, помимо октаэдрических, некоторые тетраэдрические позиции структуры [29, 30]. Мёссбауэровские спектры таких нонтронитов отличаются от спектров нонтронитов первой группы еще более значительным уширением линий и слабым разрешением дублетов, что свидетельствует о неоднородном окружении ионов железа в решетке и, возможно, о различной симметрии координационных сфер вокруг них [36].



Фиг. 7. Зависимость параметра b_0 нонтронитов от общего содержания Fe^3 в октаэдрических и тетраэдрических позициях (по Витовской)

1—10 — номера химических анализов

Мёссбауэровские спектры, полученные при очень низких температурах (4,2—1,3 К), подтверждают нахождение железа в двух неэквивалентных циклооктаэдрических, тетраэдрических, а также межслоевых позициях структур нонтронита [37].

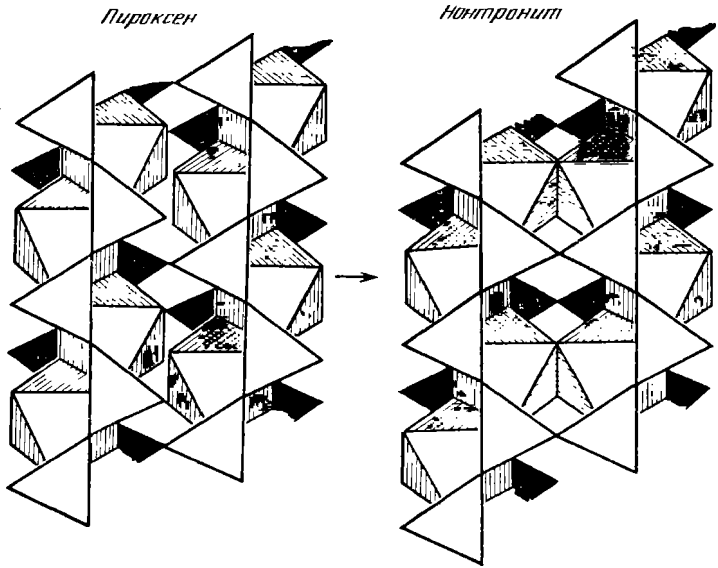
Третью группу составляют высокожелезистые нонтрониты, в октаэдрических позициях структуры которых, помимо Fe^{3+} , содержатся также ионы Fe^{2+} . Соответственно в мёссбауэровских спектрах появляется дополнительный хорошо разрешенный дублет 2,58—2,81 мм/с [38]. Вхождение в октаэдрические позиции нонтронитов третьей группы наряду с Fe^{3+} заметных количеств Fe^{2+} , приближает структуру к триоктаэдрической. Это отражается не только на величине параметра b_0 , но и на характере ИК-спектра минерала. Основная полоса валентных Si—O-колебаний сдвигается до 1005 см^{-1} , а в области деформационных колебаний связей Si—O—Me характерный для диоктаэдрических слоистых силикатов дублет $475\text{—}530\text{ см}^{-1}$ сливается в одну полосу [38].

Обработка кислотами не вызывает существенных изменений структуры нонтронита [39]. При обработке щелочами увеличиваются размеры элементарной ячейки минерала по оси b ; эти изменения обратимы при слабых и необратимы при сильных концентрациях щелочей [40]. Обработка различными восстановителями образцов нонтронита, не содержащих Fe^{2+} , ведет к соответствующим изменениям его структуры, наиболее полным в щелочных условиях и под действием Na-дитионита. Эти изменения отчетливо фиксируются на мёссбауэровских и ИК-спектрах [31, 41, 42]. Последние свидетельствуют об ослаблении связей между слоями и увеличении симметрии тетраэдров в образцах, подвергшихся действию восстановителей [41].

Известны топотаксические псевдоморфозы нонтронита по призматическим кристаллам геденбергита из скарнов Австралии [22]. На примере этих псевдоморфоз наглядно показана преемственность структуры и последовательное ее преобразование при переходе геденбергита в нонтронит (фиг. 8).

Физ. св. и физ.-хим. конст. Изл. неровный, землистый, в воздушно-сухих восковидных образцах раковистый. Во влажном состоянии минерал мягкий, пластичный, парафиноподобный; с водой набухает, дает пластичную массу, при высыхании твердеет, становится рыхлым или хрупким; полируется ногтем. Тв. от <1 до $2\frac{1}{2}$, обычно около 1 [8]; в призматических псевдоморфозах по геденбергиту <1 [22]. Уд. в. от 1,727 до 2,7, обнаруживает прямую зависимость от содержания железа [8, 43] и обратную — от степени гидратации

Фиг. 8. Схема преобразования структуры пироксена в структуру нонтронита (по Эгглену).
 ●●● — плоскость, нормальная к плоскостям (100) пироксена
 ○○○ — плоскость (001) нонтронита



Цв. бледно-желтый, желто-зеленый, светло-зеленый, яблочно-зеленый, оливково-зеленый до зелено-черного. Цв. черты чижиково-зеленый, ржавато-зеленый. Бл. рыхлых разновидностей матовый, плотных — восковой, жирный. Непрозрачен, просвечивает в краях. Оптический спектр желто-зеленого нонтронита содержит полосы поглощения 10 700, 15 000, 27 700 и 29 200 см⁻¹, которые отвечают основным запрещенным по спину *d-d*-переходам иона Fe³⁺ в октаэдрических слоях структуры [45].

Гемкость катионного обмена меняется от 20 до 120 мг·экв/100 г и зависит от заряда слоя. ИК-спектры нонтронита (фиг. 9) характеризуются обычными для минералов группы диоктаэдрических смектитов полосами поглощения 1000—501. Однако типичные для нонтронита изоморфные замещения, в частности замещение Si в тетраэдрах не только на Al, но и на Fe³⁺, приводят к некоторым изменениям его ИК-спектров [30, 33, 46, 47]. Основная полоса валентных колебаний Si—O тетраэдрического слоя, которая в образцах нонтронита без Fe³⁺ находится около 1020—1030 см⁻¹, сдвигается до 1000 см⁻¹ в образцах, где Fe³⁺ около 30% [30]. При этом несколько расширяются также полосы деформационных колебаний Si—O и Si—O—Me в интервале 400—700 см⁻¹ [30, 31, 33]. Соотношение между содержанием Fe³⁺ в тетраэдрических позициях и чистотой валентных колебаний связей Si—O в различных нонтронитах [30]:

| № | Fe ³⁺ в тетраэдрических позициях (% от общего содержания Fe) | | Частота валентных антисимметричных колебаний Si—O (см ⁻¹) | № п/п | Fe ³⁺ в тетраэдрических позициях (% от общего содержания Fe) | | Частота валентных антисимметричных колебаний Si—O (см ⁻¹) |
|---|---|-------------------|---|-------|---|-------------------|---|
| | Мессбауэровский анализ | Химический анализ | | | Мессбауэровский анализ | Химический анализ | |
| 1 | 32 · 3 | 29 | 1001 | 5 | 15 · 2 | 21 | 1009 |
| 2 | 28 · 3 | 22 | 1003 | 6 | 9 · 2 | 3 | 1027 |
| 3 | 27 · 2 | 24 | 1006 | 7 | 6 · 3 | 0 | 1021 |
| 4 | 19 · 2 | 23 | 1006 | | | | |

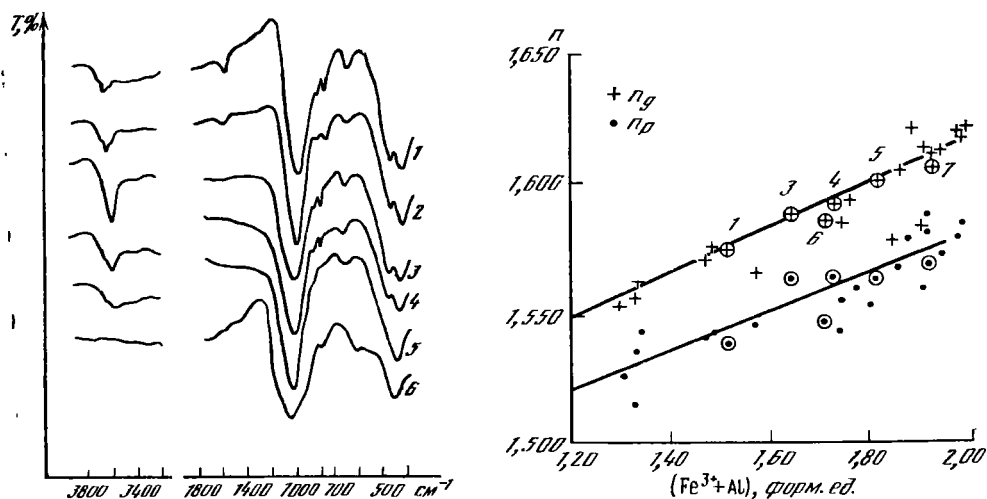
1 — Намит-Вэлли, шт. Калифорния (США); 2 — пр-в. Ке'п (ЮАР), 3, 4 — Кюгас, Кап-ля провинция (ЮАР); 5 — Клаусталь-Целлерфельд (ФРГ); 6 — Гарфилд, шт. Вашингтон (США); 7 — шт. Вашингтон (США).

Полосы, отвечающие колебаниям ОН-групп в интервале 760—960 см⁻¹, одни авторы [30, 48—50] связывают с колебаниями групп ОН октаэдрического слоя нонтронита, другие [31, 32, 41, 49, 50] — с примесью рентгеноаморфных или структурно слабо упорядоченных гидроокислов железа. В пользу последнего предположения говорит тот факт, что в отличие от остальных эти полосы ИК-спектра исчезают необратимо после удаления из образцов рентгеноаморфной

фазы с помощью обработки кислотой [31], щелочью [40] или восстановителями [31, 41, 42]. Восстановленное железо, находящееся в структуре нонтронита судя по данным мёссбауэровской спектроскопии, под действием H_2O_2 вновь полностью окисляется. Кроме того, при нагревании образца до 200° [49, 50] и 400° [51] полосы ИК-спектра $825-875\text{ см}^{-1}$, отвечающие присутствию рентгеноаморфной или слабо раскристаллизованной фазы существенно железистого состава, утрачивают интенсивность или исчезают. ΔG° нонтронита -1081 ккал/моль [52]; расчет проведен авторами с использованием значений $\Delta G^\circ Fe(OH)_3 = -170$ ккал/моль и $\Delta G^\circ Al_2Si_2O_5(OH)_4 = -910$ ккал/моль [53].

Микр. В шлифах в прох. свете желтый, желто-зеленый, ярко-зеленый до темно-зеленого и зеленовато-бурого. Плеохроизм слабый: по Ng — темные зеленые тона, по Np — светлые желтоватые, иногда бесцветен. Двусосны (—). Удлинение (+). $n_g = 1,552-1,625$, $n_p = 1,527-1,590$, $n_g - n_p = 0,024-0,045$ (см. при хим. анализах). Обнаруживается [28] прямая зависимость показателей преломления от суммы содержаний трехвалентных катионов (Fe^{3+} , Al, Cr) в октаэдрических позициях структуры (фиг. 10). Плохо окристаллизованные разности двупреломляют слабо ($n_g - n_p = 0,003$). Показатели преломления при нагревании до 700° увеличиваются, а выше 700 уменьшаются [54]. $2V = 25-70^\circ$. В нонтроните по геденбергиту $2V_{измер} = 20-26^\circ$, $2V_{вычисл} = 24^\circ$ (при сохранении реликтов геденбергита значения $2V$ достигают 66°) [22]. В ферринонтроните из Венесуэлы $2V = 35^\circ$ [23]. Дисперсия $r > v$.

Хим. Si тетраэдров структуры частично замещается Al, реже Fe^{3+} , возможно, Cr; Fe^{3+} октаэдров замещается Al, Mg, Fe^{2+} , Ni, Zп, Cu и рядом других элементов. Нонтронит из коры выветривания ультраосновных пород содержит Ni, иногда Cr и повышенные количества элементов-примесей Sc, Be, Ti, V. Например, в уральских нонтронитах содержится (%): Ni — 1,0—3,0 [55, 56] Cr — 0,4—0,7 [56], Sc — 0,002—0,003 [57], Ti — 0,005—0,03 [55, 56], V — 0,01—0,005 [58]; в нонтроните из Австралии [59]: Ni — 0,5—2,1, Cr — 0,05—0,5, Sc — 0,002—0,005, V — 0,003—0,006%. В нонтронитах коры выветривания щелочных ультраосновных пород Чадобецкого поднятия в Восточной Сибири определены (%): Cr_2O_3 — 0,15, NiO — 0,05, Nb_2O_5 — 0,055 [60]; в нонтронитах из зоны окисления свинцово-цинковых месторождений Центрального Казахстана (%): Zn (1,0—7,6), Cu (0,05—0,3), Pb (0,03—0,75), Ni (0—0,07).



Фиг. 9. ИК-спектры нонтронитов, содержащих Fe^{3+} только в октаэдрических позициях (по Витовской)

1 — образец в естественном состоянии; 2 — прогретый до 100° ; 3 — до 200° ; 4 — до 300° ; 5 — до 400° ; 6 — до 830°

Фиг. 10. Зависимость показателей преломления нонтронитов от содержания Fe^{3+} и Al в октаэдрических позициях (по Витовской)

1, 3—7 — номера химических анализов

Ca (0—0,07), Ti (0,005—0,5), V (0,002—0,005), Ag (0—0,007), Be (0—0,0007) [61]. В нонтроните, образующем псевдоморфозы по гранату в казахстанских месторождениях, содержится до 3,87% ZrO (при 0,47% ZrO в неизменном гранате) [62]. Судя по результатам вытеснения поглощенных оснований солями, Zr и Si входят в структуру нонтронита, а Pb сорбируется минералом. Установлена зависимость содержания Zr в нонтронитах от содержания алюминия в тетраэдрических позициях; содержание Ti зависит от общего содержания алюминия в минерале [61].

В зависимости от катионов, занимающих тетраэдрические позиции, выделяется собственно нонтронит, а люмононтронит — alumonontronite [61], ферринонтронит — ferrinontronite [34], хромонтронит — chromontronite [63]. По составу октаэдрической сетки среди собственно нонтронитов можно выделить железистые, маложелезистые, магниевые, никельные, цинковые, медистые, хромистые, титанистые, марганцовистые разновидности. По данным Витовской [28], граница поля собственно нонтронита определяется составами: $(Fe_{1,6}Al_{0,33})$ — для железо-алюминиевого члена ряда, $(Fe_{1,0}Mg_{0,6})$ — для безалюминиевого и $(Fe_{1,00}Al_{0,67}Mg_{0,33})$ — для железо-алюминий-алюминиевого. Железо-алюминиевый нонтронит при увеличении содержания Al переходит в феррибейделлит, безалюминиевый при увеличении содержания Mg — в феррисапонит, железо-магний-алюминиевый — в смешанные образования и далее в монтмориллонит [25].

Нонтрониты в указанной области составов характеризуются постоянством закономерностей изменения показателей преломления в основном в зависимости от суммы $(Fe^{3+}, Al, Cr)_{окт}$ (см. фиг. 10), а также изменения параметра b_0 в зависимости от суммы $Fe_{окт}^{3+} + Fe_{тетр}^{2+}$ (см. фиг. 7). Дальнейшие изменения количественных соотношений компонентов при переходе к бейделлиту, монтмориллониту и сапониту ведут к скачкообразному изменению оптических свойств и значений параметра b_0 минералов. Разрыв смеситов твердых растворов при образовании минералов группы диоктаэдрических смектитов, в частности между нонтронитом и бейделлитом, показан также Бригатти и Поппи [64] с помощью методов математической статистики.

Ранее существовало представление о полной серии твердых растворов в группе монтмориллонита [2, 11].

Анализы (расположены в порядке увеличения содержания Fe_2O_3):

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|-----------|---------|---------|---------|----------|--------|---------|---------|--------|---------|--------|
| Fe_2O_3 | — | 0,39 | 0,17 | 0,30 | 0,65 | — | 0,04 | 3,03 | 0,03 | 0,17 |
| FeO | — | 0,02 | 0,74 | 0,25 | 0,06 | 0,30 | 0,01 | 0,8 | 1,68 | 0,07 |
| CaO | 5,50 | 3,28 | 3,85 | 2,84 | 1,72 | 2,49 | 0,66 | 1,30 | 3,75 | 0,05 |
| MgO | 1,28 | 0,95 | 0,54 | 1,32 | 2,80 | 1,51 | 2,07 | 0,5 | Не обн. | 2,53 |
| Al_2O_3 | — | — | Не обн. | 0,16 | Сл. | 0,03 | 0,01 | — | 0,09 | — |
| SiO_2 | 0,91 | Не обн. | 0,06 | 1,72 | 0,43 | — | — | 3,14 | — | 2,41 |
| Cr_2O_3 | — | — | — | 0,02 | — | — | — | — | — | — |
| SnO_2 | Сл. | 2,62 | 1,10 | 0,50 | — | — | — | — | — | — |
| $CaCO_3$ | 10,06 | 8,02 | 3,19 | 9,67 | 5,25 | 0,36 | 5,48 | 2,3 | 0,027 | Сл. |
| Fe_3O_4 | 1,18 | 2,80 | 0,45 | 0,61 | — | — | — | — | — | — |
| Fe_2O_3 | 15,91 | 19,02 | 21,72 | 24,92 | 28,27 | 29,69 | 29,89 | 30,51 | 36,24 | 37,88 |
| Fe_2O_3 | 43,99 | 46,64 | 46,77 | 40,30 | 40,85 | 53,12 | 41,41 | 32,9 | 50,39 | 41,41 |
| Fe_2O_3 | 0,22 | — | Не обн. | 0,44 | 0,10 | — | 0,01 | — | 0,01 | 0,16 |
| Fe_2O_3 | — | — | — | — | 0,09 | Не обн. | Не обн. | — | — | — |
| Fe_2O_3 | Не обн. | — | Не обн. | — | — | — | 0,51 | — | — | — |
| Fe_2O_3 | — | — | 0,02 | 0,15 | 0,17 | — | — | — | — | — |
| Fe_2O_3 | 6,44 | 6,21 | 6,25 | — | 7,72 | 12,5 | 19,89 | — | — | 6,11 |
| Fe_2O_3 | 14,11 | 9,47 | 14,25 | 9,69 | 12,36 | | | — | — | — |
| Fe_2O_3 | — | — | 0,06 | — | — | — | — | — | — | — |
| Fe_2O_3 | — | — | — | 7,16 | — | — | — | 21,5 | 7,70 | — |
| Fe_2O_3 | 99,60 | (99,42) | 99,17 | (100,05) | 100,47 | 100,00 | 99,98 | 98,93* | 99,95** | 100,16 |

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|-------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|
| Уд. в. | 2,031 | 2,18 | — | — | 2,03 | 2,20 | 2,28 | — | — | — |
| b_0 | 9,02 | 9,05 | 9,06 | 9,05 | 9,09 | 9,11 | 9,13 | 9,18 | 9,09 | 9,17 |
| n_g | 1,575 | 1,571 | 1,589 | 1,594 | 1,601 | 1,545 | 1,605 | 1,600 | — | 1,623 |
| n_p | 1,534 | 1,554 | 1,565 | 1,564 | 1,563 | 1,540 | 1,567 | — | — | 1,580 |
| $n_g - n_p$ | 0,041 | 0,017 | 0,024 | 0,030 | 0,038 | 0,045 | 0,038 | — | — | 0,043 |

* В том числе $\text{CuO} - 0,53$, $\text{ZnO} - 2,1$, $\text{Mn}_2\text{O}_4 - 0,32$. ** В том числе $\text{P}_2\text{O}_5 - 0,04$.

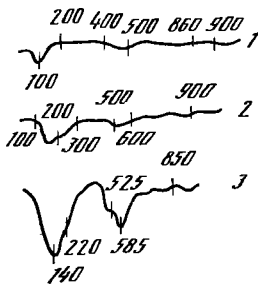
Пересчет анализов на 22 заряда

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Si | 3,57 | 3,65 | 3,90 | 3,28 | 3,46 | 4,00 | 3,51 | 3,14 | 3,73 | 3,48 |
| Al^{IV} | 0,43 | 0,35 | 0,10 | 0,72 | 0,53 | — | 0,49 | 0,26 | — | — |
| $\text{Fe}_{\text{IV}}^{3+}$ | — | — | — | — | 0,01 | — | — | 0,60 | 0,27 | 0,52 |
| Cr | — | 0,17 | — | 0,04 | — | — | — | — | — | — |
| Al^{VI} | 0,53 | 0,39 | 0,21 | 0,21 | — | 0,03 | 0,06 | — | — | — |
| $\text{Fe}_{\text{VI}}^{3+}$ | 0,97 | 1,12 | 1,56 | 1,52 | 1,80 | 1,68 | 1,91 | 1,59 | 1,75 | 1,87 |
| Fe^{2+} | 0,06 | — | — | 0,12 | 0,03 | — | — | 0,25 | — | 0,17 |
| Ti | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,01 |
| Ni | — | 0,16 | 0,07 | 0,03 | — | — | — | — | — | — |
| Cu | — | — | — | — | — | — | — | 0,04 | — | — |
| Zn | — | — | — | — | — | — | — | 0,15 | — | — |
| Mg | 0,66 | 0,33 | 0,48 | 0,34 | 0,22 | 0,28 | 0,08 | 0,18 | 0,41 | 0,01 |
| Ca | 0,11 | 0,08 | 0,05 | 0,11 | 0,25 | — | 0,19 | 0,05 | — | 0,23 |
| Na | — | 0,06 | 0,03 | 0,05 | 0,15 | — | 0,01 | 0,56 | — | 0,03 |
| K | — | — | 0,08 | 0,03 | 0,01 | 0,03 | — | 0,09 | 0,16 | 0,01 |

1 — ярко-травяно-зеленый, сплошные массы, воскоподобный, из коры выветривания Уфалейского серпентинитового массива (Урал), анал. Цимлянская [55]; 2 — темно-оливково-зеленый, парафиноподобный, псевдоморфозы по хлориту, из коры выветривания Уфалейского серпентинитового массива (Урал), анал. Цимлянская, в оригинале сумма 99,49 [55]; 3 — желтовато-бурый, сплошные массы, из коры выветривания серпентинитов Урала, анал. Бальшина [8]; 4 — серо-зеленый чешуйчатый, псевдоморфозы по актинолиту, [из коры выветривания актинолитовых пород района Сурских магнитных аномалий (УССР), в оригинале сумма 100,35 [65]; 5 — ярко-желто-зеленый, плотные массы из прожилков в трещинах графитосодержащих кристаллических пород, Приазовский район (УССР), анал. Романишина [19]; 6 — светлый желтый, псевдоморфозы по пироксену, Каиберра (Австралия), анал. Эгглетон [22]; 7 — желто-зеленый из жил среди выветрелого базальта, Гарфилд, шт. Вашингтон (США), анал. Дэвидсон [33, 66]; 8 — яблочно-зеленый, из бурого ила геотермальных соленосных отложений Красного моря, анал. Бишф [34]; 9 — из глубоководных впадин юго-задной части Тихого океана [18]; 10 — ярко-зеленый, плотные массы, из пустот и прожилков в кварцеватых породах массива Саган-Хушинский, о-в Ольхон, оз. Бай-ял анал. Зумуруева [67].

Диагн. исп. Минерал сплюсчивается или сваливается в ступке под пестиком, полируется при трении; набухает с водой; в пламени паяльной трубки почти не плавится; в HCl разлагается с трудом, образуя студень кремнезема. При нагревании, начиная с 400° , приобретает бурю окраску.

Повед. при нагр. Нагревание до $100-200^\circ$ ведет к заметному упорядочению структуры: на ИК-спектрах нагретых образцов становятся более отчетливыми полосы, отвечающие валентным колебаниям связей групп OH октаэдрического слоя [51]; мессбауэровский спектр остается без изменения [68]. В отличие от других минералов группы монтмориллонита увеличение интенсивности дублета на мессбауэровском спектре и уменьшение параметра b_0 нонтронита при нагревании свыше 350° происходит постепенно. При этом структура нонтронита начинает разрушаться раньше, чем достигается его полная дегидратация, связанная, как установлено ИК-спектроскопией [68], с удалением OH октаэдрического слоя. После нагревания до 800° на ИК-спектрах нонтронита появляются полосы слабо упорядоченного α -кristобалита ($1080-1000$, 800 , 620 , 460 см^{-1}) и очень слабые полосы гемита ($800-900 \text{ см}^{-1}$). Выше 950° образуется магнетит ($a_0 = 8,35-8,37 \text{ \AA}$), незначительное количество кварца и немного гематита. При нагревании до 1250° , кроме магнетита, кварца и гематита, появляется α -кristобалит [69]. При нагревании нонтронита прежде всего

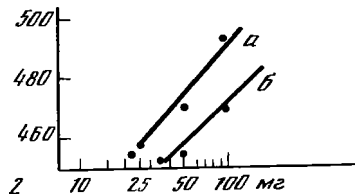
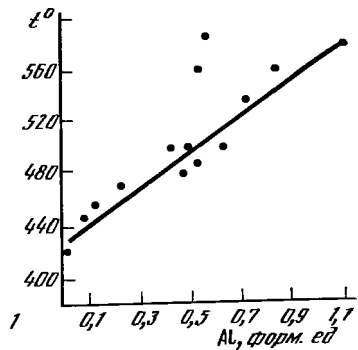


Фиг. 11. Кривые ДТА нонтронитов

1 — нонтронит, практически не содержащий Al (по Витовской); 2 — нонтронит с $Al_{0,4}$ в тетраэдрах (по Витовской); 3 — нонтронит с повышенным содержанием Fe^{3+} в октаэдрах (по Русько)

Фиг. 12. Зависимость второго эндотермического эффекта в нонтронитах

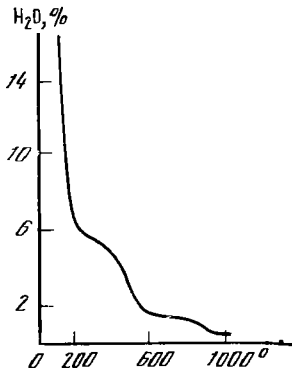
— от общего содержания Al в нонтроните (по Смикацу и Клоссу); 2 — от величины навески (по Смикацу и Клоссу); а — нонтронит из шт. Вашингтон (США), б — из Гарца



Фиг. 13. Кривая обезвоживания нонтронита (по Хухрову)

ослабляются связи между тетраэдрическими и октаэдрическими слоями; сохранение последних способствует формированию структуры типа шпинели [70, 71]. Существует представление [51], что часть кварца, α -кristобалита и особенно гематита формируется за счет примеси железо-кремниевой рентгеноаморфной фазы.

Для кривых ДТА нонтронита (фиг. 11) характерны пониженные по сравнению с другими спектилитами температуры максимумов эндо- и экзотермических эффектов. Эндотермические эффекты при 110—120 и 180—190° отвечают уда-



лению из минерала соответственно адсорбированной и межслоевой воды. Особенно значительно пониженной (до 475°) является температура эндотермического эффекта, отвечающего потере нонтронитом структурной воды при почти полном отсутствии в нем Al в тетраэдрах (см. фиг. 11, 1, $Al_{0,1}^{IV}$ [18, 55]). С увеличением количества Al в тетраэдрических позициях (см. фиг. 11, 2, $Al_{0,4}^{IV}$ [55]), а также Fe^{3+} в октаэдрах (см. фиг. 11, 3, $Al_{0,5}^{IV}Fe_{1,8}^{VI}$ [19]) появляется тенденция к повышению температуры эндотермического эффекта до 500—585°. Зависимость температуры эндотермического эффекта около 500° от общего содержания Al в структуре подтверждена экспериментально (фиг. 12, 1) [72] при этом установлена также важная роль величины навески (фиг. 12, 2). Полуширина прогиба эндотермического эффекта, отвечающего потере межслоевой воды нонтронитом, служит мерой дисперсности выделений минерала [72]. Экзотермический эффект с максимумом около 880° связан с аморфизацией минерала, а при 1250° — с формированием α -кristобалита. При обезвоживании (фиг. 13) нонтронит теряет: до 110° — около 3,5% веса (главным образом это адсорбированная вода); до 190—200° происходит основная (около 12—14%) потеря веса (удаление межслоевой воды); от 200 до 470—550° теряется около 2,5—3,0% веса (дегидроксидация) с разупорядочением структуры до аморфизации вещества.

О термическом анализе нонтронита см. также [72, 73]. Изменения в структуре нонтронита при обезвоживании отчетливо прослеживаются на ИК-спек-

рах (см. фиг. 9) [51] и рентгенограммах [69]. Обезвоженный и прогретый до 800° нонтронит превращается в темно-бурый магнитный порошок.

Находж. Широко распространен в зоне гипергенеза различных пород; содержится в коре выветривания, зоне окисления, почвах, а также в современных океанических, морских и озерных осадках. Формирование основной массы нонтронита связано с выветриванием ультраосновных пород. Почти мономинеральные нонтронитовые глины в виде пластов и линз мощностью от 0,5 до 5 м и более залегают в верхних частях профиля площадной коры выветривания ультрабазитов. Вверх по разрезу коры выветривания содержание магния в минерале падает, а содержание алюминия — растет. Благодаря высокому содержанию никеля нонтронитовые глины, сформированные по гарсбургитам, дунитам и их серпентинизированным разностям, могут представлять собой никелевую руду. Для зоны нонтронитовых глин в профиле выветривания серпентинитов характерно сонахождение скрытокристаллического нонтронита с рентгеноаморфной фазой существенно железистого состава [74]. Содержание Ni в рентгеноаморфной фазе выше, чем в скрытокристаллическом нонтроните.

Формирование зоны нонтронитов в коре выветривания происходит вблизи уровня грунтовых вод при близких к нейтральным pH и содержании в растворах около 35 мг/л SiO_2 и около 10 мг/л MgO. Основной механизм образования нонтронита — синтез вещества из растворов и аморфных продуктов разложения породы [25, 56]. Выше зона нонтронитов сменяется Fe-охрами.

В СССР мощная и протяженная зона нонтронитов известна в типичных профилях площадной коры выветривания серпентинитов на Кемпирсайском и Халиловском массивах Южного Урала [25, 75, 76] и серпентинитовых телах Побужья (Украина) [77—79]. Кроме того, нонтронит в коре выветривания ультраосновных пород известен в Бурыктальском [80, 81] и Бугеткольском [82] массивах Северного Казахстана, Белининском массиве Алтая [83], в пределах Кельбаджарского и Лачинского районов Азербайджана [84] и во многих других районах СССР.

За рубежом нонтронитовые глины отмечены в коре выветривания серпентинитовых массивов Югославии [85].

В коре выветривания современных тропических областей зона нонтронитов известна на некоторых ультраосновных массивах Кубы [86], Новой Каледонии [87], Австралии [88], Бразилии [89], Шри-Ланки [90], Индии [91] и других регионов; она формировалась преимущественно в условиях относительно замедленного дренажа на холмистых предгорьях. Нонтронит в коре выветривания щелочных ультраосновных пород известен на Чадобецком поднятии в Восточной Сибири [60].

В коре выветривания основных пород нонтронит менее распространен, более обычен в них каолинит. Нонтронит формируется только в условиях более слабого (по сравнению с условиями образования каолинита) дренажа, в нижних частях профиля выветривания, где растворы щелочные и содержат повышенное количество Mg. По Аллену и Шейду [66], при выветривании базальтов района Колумбия-Ривер, шт. Вашингтон (США), нонтронит замещал их стекло, плагиоклаз и идингсит. Нонтронитизации стекла при выветривании способствовало его предварительное замещение палагонитом. Наиболее интенсивно нонтронитизация проявилась между подушками базальтов. В Эксельсиоре, Колфаксе, Гарфилде, Манито, кроме того, нонтронит обнаружен [66] в виде жил и прожилков в базальтах; жилки каолинита более поздние по отношению к нонтронитовым.

Нонтронит в тесной ассоциации с каолинитом известен в корах выветривания базальтов и амфиболитов Украины [65, 92, 93], пироксенитов, амфиболитов и амфиболовых гнейсов о-ва Ольхон на Байкале [94]; имеет фиштакково-зеленый цвет, относительно крупночешуйчатый, с высоким двупреломлением образует жилки, гнезда и линзы среди каолинизированных пород [26, 67, 94]. В ассоциации с монтмориллонитом и сапонитом встречен в районе Вестервальда (ФРГ) [95] среди выветрелых базальтов в виде агрегатов размером 8—12 см. Образование нонтронита в третичных песчаниках близ Гёттингена связывается

с выветриванием перекрывающих базальтов [12]; в районе распространения среднесловацких неовулканитов Чехословакии нонтронит приурочен к зонам нарушения в пироксенитовых андезитах и их пирокластах, находится в ассоциации с бейделлитом и монтмориллонитом [96].

Нонтронит с повышенным содержанием алюминия широко распространен среди выветрелых базальтов и андезитов в Северной Италии [97], Австралии, Новой Зеландии, на Гавайских островах и Фиджи [98]; встречается также в виде прожилков мощностью до 2 см в выветрелых гранодиоритах районов Сейдау и Баутцена (ГДР) [99]. В коре выветривания нефелиновых сиенитов Хибинского массива на Кольском полуострове нонтронит образовался по эгирин-авгиту [100]; в коре выветривания сиенитов района Геливары (Швеция) — по геденбергиту, амфиболу и плагиоклазу [101]; в коре выветривания лабрадоритов Калифорнии — по геденбергиту [102]. Почти безалюминиевый (0,1% Al_2O_3) нонтронит встречен в мощной существенно монтмориллонитовой коре выветривания по монтичеллитовым породам Ковдорского массива на Кольском полуострове [103]; источником железа считаются мелкие вкрапления свинца и магнетита в этих породах.

Весьма распространен нонтронит среди продуктов выветривания графит-содержащих метаморфических сланцев. Таковы выделения этого минерала (кременисто-нонтронитовые стяжения размером 2—5 см) в месторождении Балтатарак в Семипалатинском районе Казахстана [10]. На Завальевском и Петровском месторождениях УССР в коре выветривания графитовых сланцев имеется зона нонтронитовых глин.

Нонтронит, образовавшийся при выветривании гранатовых скарнов (с участием сернокислых растворов), известен в свинцово-цинковых месторождениях Центрального Казахстана [62]. В зоне выветривания гранат-волластонитовых скарнов на Балканском месторождении (Урал) образует овальной формы тела размером 2,5—3 м; характерна тесная ассоциация его с более низким стивенситом [104]. Отмечен в Австралии среди скарнов по силурийским известковым песчаникам; слагает топотаксические псевдоморфозы по геденбергиту, у поверхности замещен гётитом и кварцем [22].

В зоне окисления кварцевых жил в окрестностях Свердловска находится ассоциация с малахитом, азуриком, ковеллином и железной слюдкой; жилы нонтронитом пересекают контакт роговообманковых габбро, габбро-амфиболитов и амфиболитов с биотитовым и биотит-геденбергитовым гранитом [105].

Нонтронит встречен в некоторых пегматитах, подвергшихся гипергенному изменению. На Кольском полуострове в пегматитах со сфалеритом на горе Мелха [106] яблочно-зеленый нонтронит, содержащий до 4,85% ZnO , образует округлые выделения размером до 0,5 см; в пегматитах горы Кутньон известны псевдоморфозы нонтронита по эвдиалиту, заключенному в массе катаплента [106]. Как продукт выветривания диопсида, тремолита и пирита, послужившего источником железа, нонтронит обнаружен среди метасоматически измененных аркозовых кварцитов и доломитов на медном месторождении Бингэм шт. Юта (США) [107]. В виде псевдоморфоз по волластониту с вкрапленниками граната обнаружен в зоне окисления контактовых месторождений меди и магнетита в Мексике [33].

Важную роль нонтронит играет в осадочных месторождениях железных руд. В рудах месторождения Пис-Ривер, пров. Альберта (Канада), он составляет около 35% [38]; характерна ассоциация его с сидеритом, опалом, гётитом и аморфным фосфатом железа.

Хорошо известен нонтронит в современных океанических, морских и озерных осадках. Нонтронит седиментационного происхождения обнаружен в Чад среди дельтовых отложений р. Чари. Полагают [108], что он образуется путем замещения оолитов, слесженных гидроокислами железа, благодаря подвижности кремнезема рекой Чари. Однако данные о нахождении нонтронита внутри оолитов и увеличение количества железистых оолитов с приближением к дельте реки, свидетельствуют скорее о замещении нонтронита гётитом в условиях более эврируемых вод с более высоким Eh.

В современных осадках оз. Малави [109] и Красного моря [34, 110, 111] в Восточно-Африканской рифтовой зоне нонтронит образовался в результате разгрузки горячих термальных рассолов, несущих кремнезем и двухвалентное железо (выпадение химического осадка на дне водоемов). При этом все Fe^{2+} (в оз. Малави) или только часть его (Красное море) окисляется до Fe^{3+} с образованием высокожелезистых нонтронитов в ассоциации с аморфными гидроокислами железа.

Безалюминиевый нонтронит (хим. анализ 9) известен из глубоководных впадин юго-западной части Тихого океана; его возраст (определен по стронциевому методу) составляет около 12 млн лет [18].

Нонтронит океанического фундамента и перекрывающих его глубоководных осадков хорошо известен в пределах областей гидротермальной деятельности, связанной с центрами растяжения океанической коры Тихого, Атлантического и Индийского океанов [18, 111—114]. На основании анализа обширной литературы [111] выделяют три способа образования аутигенного нонтронита в океане: 1) преобразование вулканических базальтов, пеплов и стекол под действием ювенильных и морских вод; отмечается [115] образование нонтронита преимущественно по высокожелезистым базальтам (по обычным базальтам формируются триоктаэдрические смектиты); 2) низкотемпературное взаимодействие гидроокислов железа гидротермального происхождения с биогенным кремнеземом микрофауны (примером может служить нонтронит во впадине Бауэра восточно-экваториального бассейна и экваториального пояса марганцевых конкреций Тихого океана); 3) непосредственное осаждение из гидротермальных растворов близ границы раздела осадок—вода или при их взаимодействии с пелагическими осадками.

По данным некоторых авторов [116], однотипный химический состав нонтронитов океанических отложений может свидетельствовать о постоянстве состава растворов и их глубинном источнике.

Температура образования нонтронита, по данным изотопного анализа, равна $15—57^{\circ}$ для осадков и 40° для залегающих ниже базальтов. Поскольку нонтронитовые слои залегают выше содержащих сульфиды осадков и перекрываются гидроокислами марганца, считают [117], что Eh образования нонтронита может находиться в пределах от $-0,1$ до $-0,6$, pH 6—9, а концентрация кремнезема составляет около 2,0—2,8 мг/л [114, 118].

Нонтрониты, сформировавшиеся в различных условиях, обладают некоторыми типоморфными особенностями. Для нонтронитов кор выветривания ультраосновных пород типична темно-оливково-зеленая окраска, плотное сложение, повышенное содержание никеля и магнезия и пониженное — алюминия; в верхних горизонтах кор выветривания, переходных к зоне охр, где нонтронит находится с гётитом, содержание магнезия в нем резко падает, а алюминия возрастает, он является алюмононтронитом, отличается более упорядоченной кристаллической структурой, содержит пониженное количество межслоевой воды [118]. Нонтрониты из коры выветривания основных пород более светлые, ярко-желто-зеленые, содержат больше алюминия и примеси элементов, характерных для исходных пород. Нонтрониты зоны окисления медно-свинцово-цинковых месторождений содержат повышенные количества цинка, меди, свинца. Типоморфным признаком нонтронитов зоны окисления пиритовых пород могут служить высокое содержание железа, почти полное отсутствие магнезия и пониженное содержание алюминия.

В нонтронитах инфильтрационного происхождения (образующихся путем синтеза из фильтрующихся растворов в порах и трещинах пород) Fe^{3+} занимает не только октаэдрические, но и тетраэдрические позиции структуры. Высокожелезистыми (с Fe^{3+} и Fe^{2+} в октаэдрических позициях) являются нонтрониты современных озерных и морских отложений, однако в отличие от инфильтрационных нонтронитов степень их окристаллизованности невелика.

Изм. Нонтронит в коре выветривания при увеличении интенсивности фильтрации растворов становится неустойчивым и гидrolитически расщеп-

ляется с выделением кремнекислоты и окислов железа, происходит так называемое обохривание нонтронита [119].

Искусств. Впервые нонтронит был синтезирован Земятченским в 1869 г. действием раствора сульфата железа на каолинит при температуре 165—190° в течение 14—16 дней [119]. Юэлл и Инсли [120] получили его из смеси силикагеля и окисла железа при температуре 350° и давлении 167 атм в течение 6 дней. Гамильтон и Фуртвенглер [121] синтезировали нонтронит состава $\text{Na}_2\text{O} - 2,9$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 31,1$, $\text{SiO}_2 - 47,4$, $\text{H}_2\text{O} - 18,7\%$ из соосажденных смешанных гелей. выпадающих при добавлении раствора FeCl_3 к разбавленному раствору $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_7$ (до конечного отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 = 1 : 4$) с последующим нагреванием полученного рентгеноаморфного геля в бомбе; оптимальной для получения кристаллического нонтронита была температура 200°. При 175—290° в течение 24 ч получалось неопределенное зелено-бурое вещество с примесью нонтронита, количество которого возрастало с повышением pH раствора; при 350° нонтронит распадался на гематит и кремнезем. Под микроскопом синтетический нонтронит состоял из радиально-лучистых агрегатов волокон с $n_g = 1,640$, $n_p = 1,617$, $n_g - n_p = 0,023$. Кривые ДТА синтетического нонтронита отличаются от кривых природных нонтронитов низкими температурами эндотермических эффектов, которые объясняются отсутствием в минерале алюминия.

В опытах Хардера [117] нонтронит получен при нормальных температуре и давлении в результате старения свежериготовленных гидроокисно-кремнистых осадков при различных pH и Eh. Более быстрому синтезу нонтронита способствовали значения $\text{pH} > 6$ (главным образом 7—9).

Практ. знач. Нонтронит из коры выветривания ультраосновных пород может являться никелевой рудой. Разрабатываются методы использования нонтронита при агломерации железных руд [122—124]. Применяется в качестве сорбента в газовой хроматографии [125].

Отл. От монтмориллонита отличается темной зеленой до зелено-черной окраской, от хлорита — плотным сложением, парафиноподобным обликом многих агрегатов, отсутствием макроскопически видимой чешуйчатости, низкой твердостью, образованием с водой пластичной массы, набуханием с глицерином и характером кривых ДТА и ИК-спектров. От Al-монтмориллонита отличается большим значением параметра b_0 (9,02—9,18 Å), пониженной температурой второго эндотермического и экзотермического максимумов на кривых ДТА, составом продуктов нагревания.

Межплоскостные расстояния нонтронитов

Условия съемки: 1—Fe-излучение, без фильтра, $D = 86$ мм [55]; 2— CoK_α -излучение [22]; 3—монокристалльная съемка с графитовым монохроматором [33]; 4—Fe-излучение, без фильтра, $D = 86$ мм [67].

| hkl | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | |
|-------------|-----|-------|----|-------|----|-------|-----|-------|
| | l | d (Å) | l | d (Å) | l | d (Å) | l | d (Å) |
| 001 | 10ш | 14,2 | 10 | 14,8 | 10 | 15,0 | 10 | 14,46 |
| — | — | — | — | 7,62 | — | 7,64 | 1 | 7,40 |
| 003 | 4 | 4,97 | — | 4,94 | — | 5,03 | 4 | 4,98 |
| 020; 11 | — | — | 10 | 4,55 | 10 | 4,53 | 8 | 4,54 |
| — | — | — | — | — | — | — | 2 | 4,17 |
| — | — | — | — | — | 1 | 3,73 | 1 | 3,70 |
| 004 | — | — | 4 | 3,59 | — | — | 0,5 | 3,35 |
| — | — | — | — | — | — | — | 1 | 3,31 |
| 005 | — | — | 2 | 3,00 | 3 | 3,02 | 2 | 3,04 |
| — | 2ш | 2,80 | — | — | — | — | — | — |
| 200; 13 | 2ш | 2,56 | 4 | 2,61 | 2 | 2,61 | 5p | 2,59 |
| — | 3 | 1,814 | — | — | — | — | — | — |
| 240; 31; 15 | 2p | 1,706 | 2 | 1,72 | 2 | 1,72 | 2p | 1,74 |
| — | 2p | 1,667 | — | — | — | — | 1 | 1,688 |
| 060; 33 | 8ш | 1,509 | 7 | 1,519 | 7 | 1,523 | 7 | 1,529 |
| 400; 26 | 2ш | 1,287 | 3 | 1,31 | 3 | 1,31 | — | — |
| 421; 17; 35 | — | — | 3 | 1,26 | 3 | 1,26 | — | — |

— оригинал хим. анализа 2 ($\text{Fe}_2\text{O}_3 - 19,02$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 8,02$), 2—оригинал хим. анализа 6 ($\text{Fe}_2\text{O}_3 - 29,69$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,36$); 3—оригинал хим. анализа 7 ($\text{Fe}_2\text{O}_3 - 29,89$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 5,48$), 4—оригинал хим. анализа 4 ($\text{Fe}_2\text{O}_3 - 37,88$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{сл.}$).

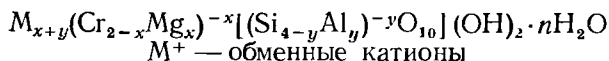
Л и т е р а т у р а

1. *Berthier P.* // Ann. Chem. Phys. 1827. Vol. 36. P. 22.
2. *Gruner J. W.* // Amer. Miner. 1935. Vol. 20, N 7. P. 475.
3. *Lindgren W., Hildebrand W. L.* // Amer. J. Sci. 1904. Vol. 18. P. 456.
4. *Berngardt G. G., Brandes R.* // J. Chem. Phys. 1822. Vol. 56, N 1. P. 22.
5. *Holzner G.* // Zentr.-Bl. Miner. A. 1934. S. 399.
6. *Hendriks S. B.* // Amer. Miner. 1935. Vol. 20, N 7. P. 475.
7. *Hendriks S. B.* // Ibid. 1939. Vol. 24, N 9. P. 529.
8. *Гиззбург И. И., Рукавишников И. А.* // Минералы древней коры выветривания Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 628.
9. *Пилипенко П. П., Калинин П. В.* // Определитель минералов при помощи паяльной трубки. М.; Л.: Госгеоллиздат, 1947. 212 с.
10. *Сердюченко Д. П., Искюль Е. В.* // Зап. Минерал. о-ва. 1933. Т. 62, вып. 1. С. 10.
11. *Ross C. S., Hendriks S. B.* // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1945. N 205-B. P. 28.
12. *Schneiderhöhn P.* // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1965. Bd. 10, H. 1/4. S. 3.
13. *Katzer F.* // Ibid. 1895. Bd. 14, H. 6. S. 519.
14. *Kraus I., Gerthofferova H.* // Acta geol. et geogr. Univ. comen. Geol. 1968. N 13. P. 203.
15. *Циурский С. И., Дриц В. А., Ческин С. С.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 10. С. 105.
16. *Bates T. F.* // Calif. Dept. Nat. Res., Div. Mines. Bull. 1955. N 169. P. 130.
17. *Marshall C. E., Humbert R. P., Shaura B. T., Caldwell O. G.* // Soil Sci. 1942. Vol. 54, N 2. P. 149.
18. *Singer A., Stoffers P., Heller-Kallai L., Szafranek D.* // Clays and Clay Miner. 1984. Vol. 32, N 5. P. 375.
19. *Русько Е. А.* // Зап. ВМО. 1964. Т. 93, вып. 1. С. 89.
20. *Звягин Б. Б.* // Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М.: Наука, 1964. С. 236.
21. *Мак-Юан Д. М. К.* // Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965. С. 193.
22. *Eggleton R. A.* // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 11/12. P. 1063.
23. *Ishorhing W. C.* // Ibid. N 9/10. P. 840.
24. *Molloy M. W., Kerr P. F.* // Ibid. 1961. Vol. 40, N 5/6. P. 583.
25. *Витовская И. В., Бугельский Ю. Ю.* // Никеленосные коры выветривания. М.: Наука, 1982. С. 128.
26. *Соколова М. Ф., Казанский Ю. П.* // Глины и глинистые минералы Сибири. М.: Наука, 1965. С. 5.
27. *De la Calle C.* // Clay Miner. 1982. Vol. 17, N 3. P. 301.
28. *Витовская И. В.* // Кора выветривания. М.: Наука, 1986, вып. 19. С. 26.
29. *Vruno B.* // N. Jb. Mineral. Monatsh. 1973. H. 10. S. 452.
30. *Goodman B. A., Russel G. D., Fraser A. R.* // Clays and Clay Miner. 1976. Vol. 24, N 2. P. 53.
31. *Rozenson I., Heller-Kallai L.* // Ibid. N 6. P. 271.
32. *Бессон Ж., Дайняк Л. Г., де ла Кайе К., Циурский С. И., Ротюро М., Букин А. С., Чубарь К. С., Дриц В. А.* // Минерал. журн. 1981. Т. 3, № 6. С. 77.
33. *Eggleton R. A.* // Clay Miner. 1977. Vol. 12, N 3. P. 181.
34. *Bischoff G. I.* // Clays and Clay Miner. 1972. Vol. 20, N 4. P. 217.
35. *Coey J. M. O., Readman P. W.* // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 21, N 5. P. 45.
36. *Мальшева Т. В.* Эффект Мёссбауэра в геохимии и космохимии. М.: Наука, 1975. 166 с.
37. *Cardile C. M., Gonston G. H., Dickson D. P. E.* // Clays and Clay Miner. 1986. Vol. 54, N 3. P. 233.
38. *Petruc W., Farrell D. M., Laufer E. E., Tremblay R. G., Manning P. G.* // Canad. Miner. 1977. Vol. 15, pt 1. P. 14.
39. *Heller-Kallai L., Rozenson I.* // Chem. Geol. 1981. Vol. 32, N 1/2. P. 95.
40. *Russell G. D.* // Clay Miner. 1979. Vol. 14, N 12. P. 127.
41. *Rozenson I., Heller-Kallai L.* // Clays and Clay Miner. 1976. Vol. 24, N 6. P. 283.
42. *Stucki G. W., Roth C. B.* // Ibid. P. 293.
43. *Винчелл А. Н., Винчелл Г.* Оптическая минералогия. М.: Изд-во иностр. лит., 1953. 379 с.
44. *Платонов А. Н.* Природа окраски минералов. Киев: Наук. думка, 1976. 153 с.
45. *Бахтин А. И.* Пороодообразующие силикаты. Изд-во Казан. ун-та, 1985. 132 с.
46. *Стубичан В., Рой Р.* // Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 397.
47. *Farmer V. C., Russel J. D.* // Spectrochim. acta. 1964. Vol. 20, N 7. P. 1149.
48. *Плюснина И. И.* // Инфракрасные спектры минералов. М.: Изд-во МГУ, 1977. С. 155.
49. *Serratos J. M.* // Amer. Miner. 1960. Vol. 46, N 9/10. P. 1101.
50. *Serratos J. M.* // Clays and Clay Miner. 1962. Vol. 9. P. 412.
51. *Витовская И. В., Власова Е. В.* // Кора выветривания. М.: Наука, 1983. Вып. 18. С. 81.
52. *Sarazin G., Michard G.* // C. r. Acad. sci. D. 1977. Vol. 285, N 5. P. 487.
53. *Tardy Y., Garrels R. M.* // Geochim. et cosmochim. acta. 1974. Vol. 38, N 7. P. 1101.
54. *Грим Р. Е.* // Минералогия глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. С. 257.

- Витовская И. В., Берхин С. И. // Никеленосные коры выветривания Урала. М.: Наука, 1970. С. 174.
- Витовская И. В., Берхин С. И., Власова Е. В., Сивцов А. В. // Кора выветривания. М.: Наука, 1978. Вып. 16. С. 107.
- Борисенко Л. Ф. // Геохимия. 1969. № 1. С. 64.
- Борисенко Л. Ф., Бурков В. В., Борисенко Е. Н. // Геохимия. 1974. № 4. С. 598.
- Zeissink H. E. // Chem. Geol. 1971. Vol. 7, N 1. P. 25.
- Слукин А. Д. // Кора выветривания и бокситы Чадобецкого поднятия. М.: Наука, 1973. С. 26.
- Витовская И. В. // Минеральный состав и поведение микроэлементов в зоне гипергенеза Акчагыла и Кызыл-Эспе. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Вып. 75. С. 48.
- Гинзбург И. И., Витовская И. В. // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1956. Вып. 2. С. 299.
- Сердюченко Д. П. // Зап. Минерал. о-ва. 1933. Т. 62, вып. 2. С. 376.
- Brigatti M. F., Porpi L. // Clay Miner. 1981. Vol. 16, N 1. P. 81.
- Костылева Н. В., Романенко Г. Н. // Кора выветривания на территории УССР. Киев: Наук. думка, 1971. С. 23.
- Allen V. T., Scheid V. E. // Amer. Miner. 1946. Vol. 31, N 5/6. P. 294.
- Чекин С. С. // Нижнемезозойская кора выветривания Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1973. С. 65.
- Heller-Kallai L., Rozenson I. // Clays and Clay Miner. 1980. Vol. 28, N 5. P. 355.
- Розина Е. Л., Касатов Б. К. // Термоаналитические исследования в современной минералогии. М.: Наука, 1970. С. 124.
- Bradley W. F., Grim R. E. // Amer. Miner. 1951. Vol. 36, N 3 4. P. 182.
- Johns W. D., Jonas E. C. // J. Geol. 1954. Vol. 62, N 2. P. 163.
- Stuykatz-Kloss W. // Differential thermal analysis. В.: Springer, 1974. P. 69.
- Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розина Е. А. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.
- Витовская И. В. // Геология руд месторождений, 1978. Т. 20, № 6. С. 60.
- Гинзбург И. И., Кац А. А., Корин И. З., Попков В. Ф., Савельев И. И., Трубина К. Н. // Тр. ИГН АН СССР. 1946. Вып. 80, № 1. С. 32.
- Никитин К. К., Эдельштейн И. И. // Никеленосные коры выветривания Урала. М.: Наука, 1970. С. 63.
- Додатко А. Д., Древин А. Я., Виноградов Г. Г., Каневский Л. Я. // Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. М.: Наука, 1967. Вып. 2. С. 147.
- Додатко А. Д., Романенко Г. Н. // Литология и полез. ископаемые. 1969. № 1. С. 99.
- Лебедев Ю. С. // Тр. Одес. ун-та. Сер. геол.-геогр. наук. 1957. Т. 147, вып. 5. С. 133.
- Никитин К. К. // Древняя кора выветривания Бурыктальского массива ультраосновных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 145.
- Эдельштейн И. И. // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1956. Вып. 1. С. 38.
- Нсанов А. М. // Тр. ИГН КазССР. 1966. Т. 16. С. 141.
- Манасва А. В. // Тр. Зап.-Сиб. отд-ния ВМО. 1974. Вып. 1. С. 71.
- Аллахвердиев Ш. И. // Докл. АН АзССР. 1958. Т. 14, № 10. С. 789.
- Максимовић З. // Геолошки анали Балканскога полуострова. Београд: Радиша Тимотић, 1969. Кн. 34. С. 578.
- Бугельский Ю. Ю. // Рудоносные коры выветривания влажных тропиков. М.: Наука, 1979. С. 67.
- Treescases G. G. // Metallogenic provinces and mineral deposits in the Southwestern Pacific. Canberra: Australian gov. publ. service, 1973. P. 149.
- Zeissink H. E. // Miner. deposita. 1969. Vol. 4, N 2. P. 132.
- Pecora W. T. // US Geol. Surv. Bull. 1944. N 935-E. P. 269.
- Dissanayake S. B., Van Riel B. J. // J. Geol. Soc. Ind. 1978. Vol. 19, N 10. P. 464.
- Chakravarty S. // Ind. Miner. 1959. Vol. 13, N 13. P. 196.
- Лазаренко Е. К., Лазаренко Е. А., Барышников Е. К., Малыгина О. А. // Минералогия Закарпатья. Львов: Изд-во Львов. ун-та. 1963. С. 307.
- Шапкина В. П. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1959. № 13. С. 190.
- Домбровская Ж. В. // Палеогеновая кора выветривания Центрального Прибайкалья. М.: Наука, 1973. С. 140.
- Köster H. M. // Beitr. Miner. und Petrol. 1960. Bd. 7, N. 2. S. 6.
- Kraus I., Polacovicova J. // IV Conf. Clay Miner and Petrol., Kosice. Prague, 1968. P. 81.
- Brigatti M. F. // Clay Miner. 1983. Vol. 18, N 2. P. 177.
- Sherman D., Ikawa H., Ucharo G., Okazaki E. // Pacif. Sci. 1962. Vol. 16, N 1. P. 57.
- Henning K. H., Helmchen H. // Ber. Dt. Ges. geol. Wiss. 1967. Bd. 12, N. 2. S. 195.
- Дорфман М. Д. // Геохимия. 1958. № 5. С. 424.
- Bergeat A. // Zentr.-Bl. Miner. A. 1914. S. 105.
- Richmond G. M. // Amer. Miner. 1939. Vol. 24, N 11. P. 725.
- Атаманов А. В., Афанасьев А. П. // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. Вып. 6. С. 290.
- Коржинский А. Ф. // Зап. ВМО. 1970. Т. 99, вып. 5. С. 614.
- Воскресенский В. К., Ведерников В. А. // Учен. зап. Молотовского ун-та, 1952. Т. 7, вып. 1. С. 75.

106. Семенов Е. И. // Тр. ИМГРЭ. 1959. Вып. 2. С. 124.
 107. Stringham B., Taylor A. // Amer. Miner. 1950. Vol. 35, N 11/12. P. 1060.
 108. Pedro G., Carmouze G. P., Velde B. // Chem. Geol. 1978. Vol. 23, N 2. P. 1.
 109. Müller G., Röstner U. // Miner. deposita. 1973. Vol. 8, N 3. P. 278.
 110. Hartmann M. // Deep-Sea Res. 1980. Vol. 27. P. 161.
 111. Cole T. G., Shaw H. F. // Clays and Clay Miner. 1983. Vol. 18, N 3. P. 239.
 112. Мигдусов А. А. // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 122.
 113. Barrett T. J., Friedrichsen H. // Chem. Geol. 1982. Vol. 36, N 3/4. P. 275.
 114. McMurtry G. M., Wang Chung-Ho, Yeh H. W. // Geochim. et cosmochim. acta. 1983. Vol. 47, N 3. P. 475.
 115. Kurnosov V. B., Kholodkevich I. V., Kokorina L. P., Kotov N. V., Chudaev O. V. // Proc. Intern Clay Conf., Bologna and Pavia, 1981. Amsterdam; Oxford; N. Y., 1982. P. 547.
 116. Moorby S. A., Cronan D. S. // Miner. Mag. 1983. Vol. 47, N 344. P. 291.
 117. Harder H. // Chem. Geol. 1976. Vol. 18, N 3. P. 169.
 118. Витовская И. В., Берхин С. И., Власова Е. В. // Кора выветривания. М.: Наука, 1978. Вып. 16. С. 45.
 119. Чухров Ф. В. // Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 555.
 120. Ewell R. H., Insley H. // US Nat. Bur. Stand. J. Res. 1935. Vol. 15. P. 173.
 121. Hamilton G., Furtwangler W. // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1951. Bd. 2, N. 4. S. 397.
 122. Цибизов А. Н., Салыкин А. А., Безбородова А. Т. // Бюл. ЦНИГМ. 1973. № 4. С. 3.
 123. Чудесникова К. В. Тез. докл. к предстоящей науч.-техн. конф., посвящ. вопросам освоения природ. богатств КМА. Губкин, 1975. 463 с.
 124. Поддубный А. П. // Комплексное развитие КМА. Губкин, 1978. Вып. 11. С. 236.
 125. Taramasso M., Veniale F. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1969. Vol. 21, N 1. P. 53.

Волконскоит Volkonskoite



Назван в честь князя П. М. Волконского. Найден и описан А. П. Волковым, по дан- ным которого составлена первая публикация в Горном журнале [1]. Кокшаровым [2] ошибочно приписано открытие волконскоита Кеммереру [3, 4].

Сион. Volchonskoite, wolchonskite, wolchonskoite.

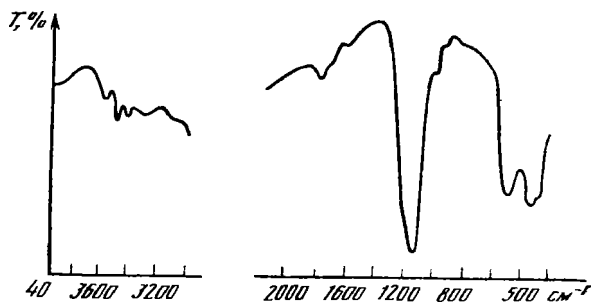
Характ. выдел. Сплошные скрытокристаллические массы, псевдоморфозы по древесине с сохранением ее структуры; иногда выполняет трещинки в поро- дах. Под электронным микроскопом частицы волконскоита имеют неправиль- ную форму, подобно монтмориллониту [5].

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $a_0=5,16$, $b_0=8,94$, $c_0=14,40 \text{ \AA}$ [6]; $a_0=5,18$, $b_0=9,02 \text{ \AA}$ [7]. $Z=2$. Для образца из Центральной Иордании $c_0=16,0 \text{ \AA}$, при насыщении глицерином — $18,8 \text{ \AA}$, при нагревании (до 550°) — $9,8 \text{ \AA}$ [8].

Физ. св. Судя по электронно-микроскопическим снимкам, спайность весьма совершенная. Излом агрегатов плоскораковистый, реже занозистый. Тв. влаж- ного образца 1, после полного высыхания на воздухе — 2—3. Как и другие смектиты, волконскоит легко поглощает воду и различные жидкости с изме- нением удельного веса. Уд. в. воздушно-сухого образца из месторождения Ефи- мяты 2,213, того же образца, насыщенного водой (пикнометрическое определе- ние).— 2,337 [3], образца из Аккермановского месторождения — 2,05—2,15 [9]. Цв. зеленый с различными оттенками: ярко-зеленый, изумрудно-зеленый, травяно-зеленый, фишашковый, черно-зеленый, частью почти черный. Черта зеленая, более светлая, чем цвет минерала в куске. Бл. землистый, жирный, реже стеклянный. Не люминесцирует. Зеленая окраска волконскоита обуслов- лена ионом Cr^{3+} в шестерной координации. Оптический спектр поглощения его характеризуется двумя широкими полосами поглощения в области $24\ 000$ и $16\ 000 \text{ см}^{-1}$ [10, 11]; ИК-спектр (фиг. 14) — $3640\text{—}3560\text{—}3510 \text{ см}^{-1}$ (валентные колебания OH), $3390\text{—}1630 \text{ см}^{-1}$ (валентные и деформационные колебания H_2O), 1020 см^{-1} (основная полоса), $530\text{—}460 \text{ см}^{-1}$ (деформационные колебания Si—O и Si—O—Me) (данные Рудницкой).

Микр. В псевдоморфозах волконскоита по древесине под микроскопом часто наблюдается ее остаточная структура. В шлифах тонкочешуйчатый, зеленый, иногда слабо плеохроирует, формулу плеохроизма указать невозможно. Дву-

хный (—). Показатели преломления отдельных образцов имеют разные значения: $n_g = 1,51$, $n_p = 1,49$ (малохромистые разновидности из Италии [12]); $n_{ср} = 1,542$ (образец из Аккермановского месторождения [9]); $n_g = 1,564—1,569$, $n_p = 1,551—1,569$ (из Ефимятского месторождения [13, 14]); $n_g = 1,568$, $n_p = 1,557$ (из Самосадкинского месторождения [15]). Показатели преломления увеличиваются с возрастанием содержания хрома, но их вариации могут быть связаны также с сорбцией иммерсионных жидкостей. Указываются значения



Фиг. 14.
ИК-спектр волконскоита
из Пермской обл.
(по данным Рудницкой)

$n_g - n_p$: 0,004 [9], 0,009 [14], 0,011 [15], 0,013 [13]. $2V = 30—40^\circ$ [12] (однако трудно определить угол оптических осей для таких тонкокристаллических агрегатов нельзя).

Хим. Содержание Cr_2O_3 в волконскоите достигает 30%. Хром занимает тетраэдрические позиции структуры ($Cr_{1,0-1,5}$); в наиболее богатых хромом образцах вероятно замещение хромом кремния в тетраэдрах. Почти все волконскоиты богаты магнием и железом. Кроме собственно волконскоитов, известны смектиты со значительно меньшим содержанием хрома, и в зависимости от содержания Al, Mg и Ca их следует относить к бейделлиту или к монториллониту. Некоторая степень триоктаэдричности волконскоита отмечена Маккензи [16, 17]. Содержание воды в волконскоитах зависит от влажности воздуха. Подобно другим смектитам, волконскоит обладает довольно высокой способностью катионного обмена. Специальные исследования показали, что емкость поглощения ефимятского волконскоита довольно постоянна и в среднем равна 101,1 мг-экв/100 г (от 99,1 до 111,1 мг-экв/100 г) [15, 18].

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|--------------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| H_2O | — | — | — | — | — | — | 0,13 | 0,09 | — | — |
| SiO_2 | — | 0,03 | — | — | — | — | 0,11 | 0,05 | 0,10 | — |
| Al_2O_3 | 6,87 | 9,68 | 7,23 | — | 1,60 | 6,05 | 7,73 | 6,85 | 6,79 | 0,65 |
| FeO | 3,28 | 2,88 | 2,98 | 1,39 | 4,92 | 2,58 | 2,73 | 3,24 | 2,45 | 1,55 |
| MnO | 0,38 | — | Не обн. | — | — | 0,14 | 0,02 | — | 0,36 | 0,05 |
| MgO | 0,67 | — | 1,52 | — | — | 0,43 | 0,76 | — | — | 1,16 |
| CaO | 5,11 | 2,95 | 7,38 | 3,50 | 4,38 | 4,22 | 1,48 | 4,36 | 4,93 | 3,22 |
| Cr_2O_3 | 13,63 | 16,05 | 18,09 | 18,85 | 19,34 | 19,54 | 21,15 | 22,05 | 23,50 | 29,81 |
| Fe_2O_3 | 2,33 | — | 5,95 | 17,85 | 2,21 | 1,78 | 1,23 | 1,81 | 4,89 | 0,81 |
| SO_3 | 44,80 | 42,27 | 35,96 | 36,84 | 42,30 | 44,02 | 43,22 | 41,38 | 37,70 | 34,55 |
| CO_2 | 0,27 | — | — | — | — | — | — | — | 0,06 | — |
| $(P_2O_5)^+$ | 5,73 | 25,25 | 9,07 | 22,46 | 7,36 | 5,59 | 8,95 | 7,38 | 20,19 | 9,00 |
| $(P_2O_5)^-$ | 16,90 | | 11,55 | | 18,18 | 15,77 | 12,48 | 12,96 | | 18,00 |

Сумма 99,97 99,11 99,73 100,89 100,29 100,12 99,99 100,54* 100,97 100,25**

* В том числе $V_2O_5 = 0,26$, $P_2O_5 = 0,11$. ** В том числе $NiO = 0,24$, $CoO = 0,04$, $P_2O_5 = 0,05$, $SO_3 = 0,27$, $CoO = 0,90$, H_2O^- по разности из п.п. = 27.

| | Пересчет анализов на 22 заряда | | | | | | | | | |
|------------------|--------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| Si | 3,68 | 3,76 | 3,14 | 3,20 | 3,66 | 3,57 | 3,50 | 3,36 | 3,09 | 2,98 |
| Al ^{IV} | 0,32 | 0,24 | 0,76 | 0,36 | 0,34 | 0,40 | 0,14 | 0,42 | 0,47 | 0,33 |
| Cr ^{IV} | — | — | 0,10 | 0,44 | — | 0,03 | 0,36 | 0,22 | 0,44 | 0,69 |
| Al ^{VI} | 0,18 | 0,06 | — | — | 0,05 | — | — | — | — | — |
| Cr ^{VI} | 0,99 | 1,27 | 1,30 | 1,01 | 1,48 | 1,37 | 1,15 | 1,36 | 1,26 | 1,58 |
| Fe ³⁺ | 0,09 | — | 0,39 | 1,16 | 0,14 | 0,11 | 0,07 | 0,11 | 0,30 | 0,07 |
| Fe ²⁺ | 0,04 | — | 0,11 | — | — | 0,03 | 0,05 | — | — | 0,08 |
| Mn | 0,02 | — | — | — | — | 0,01 | — | — | 0,02 | — |
| Ti | 0,01 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Mg | 0,84 | 1,28 | 0,94 | — | 0,20 | 0,73 | 0,93 | 0,83 | 0,83 | 0,08 |
| Ca | 0,28 | 0,27 | 0,27 | 0,12 | 0,46 | 0,22 | 0,24 | 0,28 | 0,21 | 0,14 |
| Na | — | — | — | — | — | — | 0,02 | 0,01 | — | — |
| K | — | — | — | — | — | — | 0,01 | 0,05 | 0,01 | — |

1 — ярко-зеленый, Ухтымское месторождение (Урал), анал. Максимович [19]; 2 — Центральная Иордания, анал. Байн и Смит (анализ пересчитан с учетом количества экстрагируемого кремнезема) [5]; 3 — черный, Ефимятское месторождение (Урал), анал. Александров [20]; 4 — Оханское (Урал), анал. Иванов [2]; 5 — темно-зеленый, Ухтымское (Урал), анал. Карпов [21]; 6 — зеленый, Самосадкинское (Урал), анал. Кобяк [15]; 7 — зеленый, Ефимятское (Урал), анал. Книпович [15]; 8 — Самосадкинское (Урал), анал. Нактинас (спектрально определены: Ti — 0,05%; Co, Cu — до 0,009; Zr, Sc — до 0,005; Be — до 0,003; Ga — до 0,001; Sr — до 0,0005%) [14]; 9 — Оханское (Урал), анал. Байн и Смит [5]; 10 — Аккермановское месторождение (Урал), анал. Кумова [9].

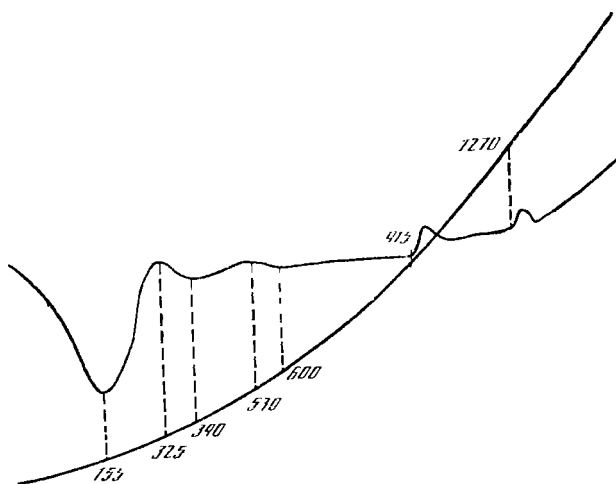
Химические анализы волконскоита см. также у Дёлтера и в работах [9, 15, 20, 22].

Диагн. исп. П. п. тр. не плавится. Разлагается HCl с выделением желатинообразного кремнезема. Воздушно-сухой волконскоит прилипает к языку.

Повед. при нагр. Кривая ДТА (фиг. 15) близка к таковой других смектитов [10]. На ней отчетливо выражены три эндотермических эффекта. Первый (20—150) отвечает выделению главной массы слабо связанной воды (более 2/3 от общего содержания H₂O). Остальная вода выделяется постепенно до 900°, с ней, видимо, связаны второй (325—390) и третий (525—600) эндотермические эффекты. Очень слабые экзотермические эффекты при 915 и 1270 связываются [5, 13, 14] с разрушением решетки волконскоита (первый) и появлением новой фазы (второй).

Нахожд. Редкий минерал. Собственно волконскоит известен только в Приуралье, на Урале и Центральной Иордании. Во многих случаях, очевидно, под названием «волконскоит» описаны другие смектиты, содержащие небольшое количество хрома.

В Приуралье, в пределах Пермской, Кировской областей и в Удмуртской АССР на площади более 2500 км², вдоль р. Камы, имеется большое количество выходов пород с волконскоитом. Наиболее известны из них: у селений Ефимята, Самосадка, Божеки, Петилово, Ухтым и Галеево [3, 4, 15, 23—26]. Источником хрома могли быть вмещающие породы, содержащие хромит [14, 23, 26]. Приуральские волконскоиты залегают в верхнепермских отложениях (казанские слои); приурочены к русловым (речным) отложениям — кослоистым песчаникам, иногда к конгломератам, которые подстигаются плотными аргиллитами, получившими название «вап». В конгломератах и песчаниках встречаются обломки древесины, которая подвергалась окремнению, замещению кальцитом и волконскоитом [15, 24]. Волконскоитовые скопления представляют собой псевдоморфозы по древесине растений, доказательством чего служат реликтовая структура древесины в выделениях волконскоита, а также удлиненная, столбообразная (иногда с разветвлениями) форма волконскоитовых тел; длина их от нескольких сантиметров до 15—17 м, поперечное сечение изометричное, контакты с вмещающими породами резкие. Наибольшее количество волконскоитовых тел приурочено к низам продуктивной толщи. Они окружены «ржавцем» — песчаником, пропитанным бурым железняком. Толщина оторо-



Фиг. 15. Кривая ДТА волконскоита (по Ивановой)

чек «ржавца» вокруг крупных волконскоитовых тел достигает 0,5 м; в центральных частях волконскоит зеленый, по краям — более темный. Общее содержание волконскоита в участках его наибольшей концентрации довольно велико; например, в пробе объемом 39 м³ содержалось 2457 кг волконскоита (около 3%) [26].

На Южном Урале волконскоит встречается на Аккермановском месторождении, где приурочен к юрским железным рудам, выполняющим карстовые полости в карбонатных известняках (хим. анализ 10) [9]. Зеленые глинистые прослои с волконскоитом среди вишнево-красной железной руды имеют мощность 0,8—0,9 м. С ним в тесной ассоциации находятся скрытокристаллические, ближе не определенные, хромовые минералы. Волконскоит хорошо сохранил структуру замещенной им древесины.

За рубежом волконскоит встречен в Центральной Иордании. Волконскоит из Иордании (с 16,05% Cr₂O₃) не содержит железа (хим. анализ 2). В смеси с α-тридимитом и кальцитом в виде землистых зеленых масс образует жилки мощностью 0,1—12 см и выполняет пустоты диаметром 2—5 см в окремнелом травертине предположительно плейстоценового возраста. Источником хрома считают подстилающие фосфатно-битуминовые осадки и автометаморфические породы более древнего возраста, в основном верхнемеловые [5, 8].

Название «волконскоит» ошибочно применяется иногда к смектитам, содержащим небольшое количество Cr₂O₃. Например, волконскоитом назван богатый магнием смектит, содержащий 1,14% Cr₂O₃, встречающийся в низах коры выветривания змеевиков формации Касиглонелло близ Ливорно в Италии [12]. Подобная глина известна в Болгарии близ с. Лялево [27]. В Баварии травяно-зеленый «волконскоит», содержащий 6,7% Cr₂O₃, обнаружен в тектонической брекчии зеленых роговиковых пород [28]. Близ пос. Грошлатенгрюн в Фихтельгебирге темно-зеленый «волконскоит», содержащий 7,12% Cr₂O₃ и 12% Fe₂O₃, встречается между базальтовыми столбами вместе с другими смектитам, кальцитом и цеолитами [6]. Относительно богатый хромом (7,7% Cr₂O₃) смектит («волконскоит») установлен [29] среди пятнистых сланцев верхнего мела, испытавших воздействие подземного пожара, в Нахаль-Айалоне (Центральный Израиль); минерал встречается в жилках и конкрециях величиной до 5 мм среди пород, содержащих спёррит, афвиллит и другие минералы.

Интересен хромовый смектит (с 1,5% Cr), встреченный в Норвегии у Форланда в зоне интенсивного изменения пород с турмалином, квантитом, рубином и другими минералами; смектит образовался при выветривании рубина, содержащего 1% Cr [30].

Практ. знач. Малое распространение волконскоита в природе делает его применение весьма ограниченным, хотя он и является хорошим адсорбентом и прекрасным красителем [31, 32]. Наибольший интерес волконскоит представляет для приготовления очень прочной зеленой краски, применяемой в живописи. Ранее он применялся также для получения малярных красок [21, 33, 34]. Обладает пермитоидными (водосмягчающими) свойствами, особенно ценными в связи с его кислотоустойчивостью.

Межплоскостные расстояния волконскоита из Центральной Иордании [5] *

| hkl | l | d (Å) | hkl | l | d (Å) | hkl | l | d (Å) |
|----------|-----------|-------|----------|-----------|-------|----------|-----------|-------|
| 001 | Сильн | 18,8 | 005 | Слаб. | 3,58 | 220; 040 | Оч. слаб. | 2,24 |
| 002 | Ср. шир | 9,2 | 006 | Оч. слаб. | 2,99 | 240; 310 | Оч. слаб. | 1,70 |
| 003 | Оч. слаб. | 5;98 | 130; 200 | Ср. | 2,57 | 330; 060 | Ср. | 1,51 |
| 110; 020 | Ср. | 4,51 | | | | | | |

* Условия съемки не указаны, образец насыщен глицерином.

Л и т е р а т у р а

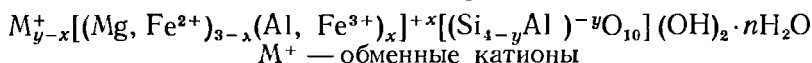
1. Волков А. П. // Горн. журн. 1830. Ч. 2, кн. 2. С. 261.
2. Кокишаров Н. И. // Там же. 1854. Ч. 1, кн. 2. С. 139.
3. Белевков И. В., Игнатъев Н. А. // Тр. Естеств.-науч. ин-та при Перм. ун-те. 1953. Т. 10, вып. 3/4. С. 164.
4. Игнатъев Н. А. // Учен. зап. Перм. ун-та. 1964, № 121. С. 129.
5. Khoury H. N., Mackenzie R. C., Russell I. D., Tait I. M. // Clay Miner. 1984. Vol. 19, N 1. P. 43.
6. Weiss A., Koch G., Hofmann U. // Ber. Dt. keram. Ges. 1954. Bd. 31, H. 9. S. 301.
7. McConnell D. // Clays and Clay Miner. 1954. Vol. 2. P. 152.
8. Heimbach W., Rosch H. // Geol. Jb. B. 1982. H. 45. S. 21.
9. Гудошников В. В., Игнатъев Н. А., Киселев Г. Н. // Учен. зап. Перм. ун-та. 1968. № 182. С. 47.
10. Барсанов Г. П., Яковлева М. Е. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1963. Вып. 14. С. 39.
11. Платонов А. Н. Природа окраски минералов. Киев: Наук. думка, 1976. С. 121.
12. Sartori F. // Period. Miner. 1967. Vol. 36, N 1. P. 103.
13. Иванова В. П. // Тр. II Совещ. по эксперим. минералогии и петрографии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 65.
14. Борисенко Е. Н., Борисенко Л. Ф. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1962. Вып. 13. С. 153.
15. Александров В. В., Игнатъев Н. А., Кобяк Г. Г. // Учен. зап. Перм. ун-та. 1941. Т. 4, вып. 3. С. 1.
16. Mackenzie R. C. // Clay Miner. 1984. Vol. 19, N 4. P. 669.
17. Маккензи Р. К. // Зап. ВМО. 1985. Т. 114, вып. 2. С. 219.
18. Давыдов А. Т., Шапошникова Л. Д. // Учен. зап. Харьк. ун-та. 1950. Т. 30. С. 193.
19. Сердюченко Д. П. // Учен. зап. Рост. ун-та. 1936. Вып. 7. С. 3.
20. Александров В. В. // Учен. зап. Перм. ун-та. 1936. Т. 2, вып. 4. С. 299.
21. Кротов П. И. // Зап. Минерал. о-ва. 1922. Т. 40, вып. 1. С. 1.
22. Foord E. E., Starkey H. C., Taggart J. E., Shawe D. R. // Clays and Clay Miner. 1987. Vol. 35, N 2. P. 139.
23. Енцов Г. И., Игнатъев Н. А., Старков Н. П. // Зап. ВМО. 1952. Т. 81, вып. 3. С. 179.
24. Крыжановский В. И. // Тр. Ин-та прикл. минералогии и металлургии. 1928. Вып. 36. С. 48.
25. Полянин В. А. // Тр. Ломоносов. ин-та АН СССР. 1936. Вып. 7. С. 347.
26. Пустовалов Л. В. // Тр. Ин-та прикл. минералогии и металлургии. 1928. Вып. 36. С. 1.
27. Dimitrov S. // God. Sof. Univ. II. Fak. Phys.-Mater., Sci. Mater. 1942. Vol. 38, pt 3. P. 207; Miner. Abstr. 1948. Vol. 10. P. 300.
28. Andritzky G. // Geol. Bl. Nordost Bayern. 1963. Vol. 13, H. 4. S. 186.
29. Gross S., Mazar E., Sass E., Zak I. // Isr. J. Earth Sci. 1967. Vol. 16, N 2. P. 84.
30. Nilssen B., Raade G. // Norsk. geol. tidsskr. 1973. Bd. 53, H. 3. S. 329.
31. Прохоров Ф. Е., Мамед А. И. // Изв. Всесоюз. теплотехн. ин-та. 1935. № 1(99). С. 40.
32. Орешкин И. И. // Минерал. сырье. 1937. № 2. P. 14.
33. Соболев М. Н., Чернов В. В. // Там же. 1928. № 6/7. С. 509.
34. Сердюченко Д. П. // Зап. Минерал. о-ва. 1933. Т. 62, вып. 2. С. 376.

ТРИОКТАЭДРИЧЕСКИЕ СМЕКТИТЫ

ГРУППА САПОНИТА

| | Сингония | a_0 | b_0 | β | Уд. в. |
|--|----------|-----------|-----------|---------|-----------|
| Сапонит $M_{y-x}^+ [(Mg, Fe^{2+})_{3-x} (Al, Fe^{3+})_x]^{+x} [(Si_{4-y} Al_y)^{-y} O_{10}] (OH)_2 \cdot nH_2O$ | Монокл. | 5,31—5,36 | 9,18—9,22 | 96°27' | 2,10—2,60 |
| Стивенсит $M_{2x}^+ (Mg_{3-x} \square_x^{-2})^{-2x} [Si_4 O_{10}] (OH)_2 \cdot nH_2O$ | Монокл. | 5,26 | 9,12 | — | 2,15—2,60 |
| Гекторит $M_x^+ (Mg_{3-x} Li_x)^{-x} [Si_4 O_{10}] (OH)_2 \cdot nH_2O$ | Монокл. | 5,25 | 9,09—9,18 | — | 2,33 |
| Сокопит $M_{y-x}^+ (Zn_{3-x} Al_x)^{+x} [(Si_{4-y} Al_y)^{-y} O_{10}] (OH)_2 \cdot nH_2O$ | Монокл. | 5,35 | 9,28 | — | 2,76—2,80 |

Сапонит Saponite



Название от латинского *sapo* — мыло, по моющим свойствам минерала [1, 2]. «Мыловка», «горное мыло» и подобные названия на различных европейских и восточных языках издавна давались моющим смектитовым глинам.

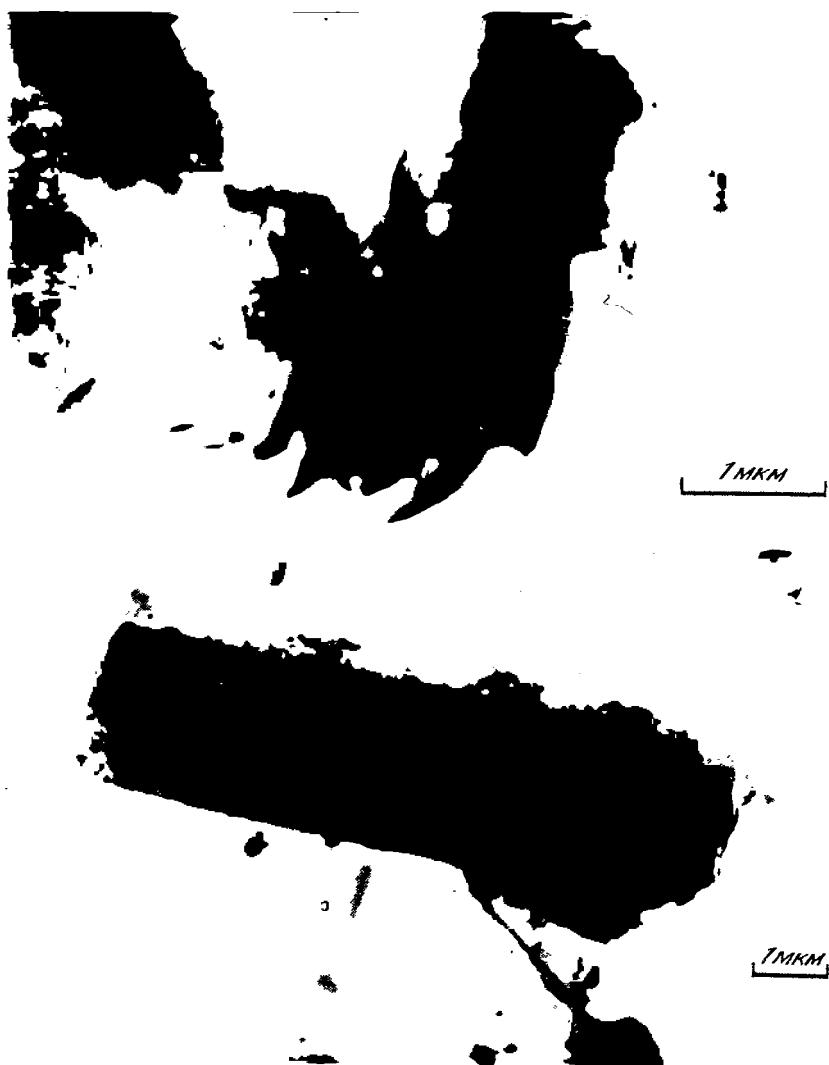
Впервые название использовано Кронштедтом в 1758 г. В принятом значении название «сапонит» употреблено Сванбергом в 1840 г. [1, 2], Ферсманом в 1913 г. [3]. Понимание сапонита как триоктаэдрического смектита было предложено Россом и Хендриком в 1945 г. [4].

Сион. Боулингит — *bowlingite* (Хенней, 1877) — волокнистый, из Шотландии; магнезиальный монтмориллонит — *magnesium montmorillonite* (Седлецкий, 1951); цебедассит — *zebedassite* (Брисони, 1917) — волокнистый, из Цебедасси (Италия). Устаревшие названия: вальклера — *walklera* (Кронштедт, 1758); каткиннит — *cathkinite* (Добье, 1883); пиотин — *piotine* (Сванберг, 1841); мыльный камень — *Seifenstein* (Клапрот, 1787), *soapstone* — частично [1]; смегматит — *smegmatite* (Нейман, 1829); стеатит — *steatite* — частично (Кирвен, 1794); талит — *thalite* (Оуен, 1852). Смесьми, содержащими сапонит, являются: карденит — *cardenite* [5] — продукт изменения пиотита из Шотландии; кесикел — *Kessikel* [4].

Разнов. Железистый сапонит (гриффитит и лембергит), алюминиевый сапонит (соботкит), железисто-медистый сапонит (яхонтовит).

Характ. выдел. Глиноподобные скопления [6], тонкие прожилки мощностью от 1 до 30 см [7]. В сухом состоянии фарфоровидный, плотный, реже порошокватый, волокнистый («боулингит»), также встречается в виде волосовидных, сноповидных [8] и радиально-лучистых [6] образований. Под электронным микроскопом (фиг. 16) различимы чешуйки и их агрегаты [9], ленты [10], хлопья [11], удлиненные пластинки [12], волокна [13]; железистый сапонит из Японии образует сферолитоподобные агрегаты листочков [14]. Размер отдельных кристаллов — 0,5—0,001 мм и менее [8, 11, 15].

Структ. и морф. крист. Монокл. с. У маложелезистой разновидности из Вакамат-э, преф. Тоттори (Япония): $a_0 = 5,36$, $b_0 = 9,22$, $c_0 = 14,75$ Å, $\beta = 96°07'$ (хим. анализ 2) [7]. У железистого сапонита из Виннвейлера, Пфальц (ФРГ): $a_0 = 5,31$, $b_0 = 9,18$, $c_0 = 14,86$ Å [16]. При окислении железа параметры a_0 и b_0 уменьшаются, что связано с меньшим ионным радиусом Fe^{3+} по сравнению с Fe^{2+} [8, 17]. Например, b_0 неокисленного железистого сапонита из Ойя (Япония) составляет 9,300 Å, а после окисления — 9,204 Å [17]. Базальные рефлексы на рентгенограммах изменяются после насыщения образцов водой, гли-



Фиг. 16. Форма частиц сапонита под электронным микроскопом (образцы из Минералогического музея им. А. Е. Ферсмана АН СССР)

1 — из Хибинского массива; 2 — железистый сапонит с Нижней Тунгуски

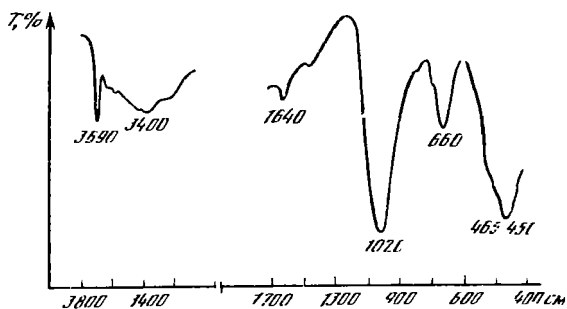
церином или этиленгликолем, а также после их нагревания или механического истирания [8, 15]. Так, у образцов из Вышковского рудного района (Закарпатье), насыщенных этиленгликолем, рефлекс $14,7 \text{ \AA}$ (001) смещается до $16,9\text{--}17,0 \text{ \AA}$, а при нагревании до 750°C — до $9,4 \text{ \AA}$ [8].

Подобно бейделлиту, структура сапонита может быть частично упорядоченной; это упорядочение зависит от природы межслоевых катионов и от степени их гидратации [18]. Оптимальную упорядоченность имеет сапонит из Козакова (Чехословакия), как насыщенный Na и содержащий один или два слоя молекул воды (a_0 5,333, b_0 9,233, c_0 15,42 \AA , β -99,66°), так и насыщенный K без межслоевой воды. Катионы с большим электростатическим зарядом и, следовательно, с большей способностью к гидратации способствуют меньшей упорядоченности структуры [18].

Физ. Сп. наблюдается редко и только под микроскопом [8, 11]. Излом агрегатов землистый, у некоторых плотных разностей — раковистый [13, 19].

Тв. зависит от влажности; влажные образцы пластичны, по высыхании в агрегате тв. колеблется от 1 (Хибинский образец) [19] до $2-2\frac{1}{2}$ (образец из Болгарии) [20]. Уд. в. варьирует в интервале 2,10—2,60 в зависимости от условий измерения (в частности, от влажности среды) и от железистости минерала. Например, у маложелезистого сапонита из Хибинского массива (хим. анализ 8) уд. в. 2,19 [21], а у железистого из Коростенского комплекса (хим. анализ 17) — 2,40 [22]. Цв. безжелезистых разновидностей белый, маложелезистых — белый или серый, розоватый, голубоватый, содержащих закисное железо — желтый, ярко-зеленый, темно-зеленый, сине-зеленый; разновидности, содержащие Fe^{2+} и Fe^{3+} , черные или бурые. Черта несколько светлее, чем цвет образца в массе. Бл. матовый, жирный, на срезе острым ножом близок к стеклянному. Безжелезистый — диэлектрик, не магнитен; с увеличением содержания железа увеличивается электропроводность, становится магнитным. Не люминесцирует.

Обладает высокой способностью к катионному обмену. Емкость катионного обмена у сапонита из окрестностей Балларата, шт. Калифорния (США), колеблется от 58,3 до 73,8 мг·экв/100 г в зависимости от характера обменных



Фиг. 17. ИК-спектр сапонита из Хибин, Кольский полуостров (данные лаборатории ИК-спектроскопии ИГЕМ АН СССР)

катионов (кальций повышает емкость катионного обмена, калий уменьшает ее) [23]. У волокнистого сапонита из карьера Оррок в Шотландии емкость катионного обмена составляет 60—70 мг·экв/100 г [24].

ИК-спектр поглощения сапонита (фиг. 17) характеризуется полосами (cm^{-1}): 3690 — валентные колебания OH; 3400 и 1640 — валентные и деформационные колебания H_2O ; 1015 — асимметричные колебания Si—O—Si; 660 — симметричные колебания Si—O—Si; 460 — деформационные колебания Si—O—Me [25]. Мёссбауэровские спектры сапонита из океанических базальтов показали, что Fe^{2+} и Fe^{3+} находятся только в октаэдрических позициях [26].

Микр. Слабо анизотропный. Бесцветный, зеленый, зеленовато-коричневый, серый. Плеохроизм у маложелезистых разновидностей обычно не наблюдается, у железистых — сильный от зеленовато-бурого до желтого, $Ng > Nm > Np$ [6]. Очень малый (в большинстве случаев) размер индивидов и высокая сорбционная способность минерала мешают определению точных оптических констант. Оптическая ориентировка установлена для сапонита из Аллт-Рибхейна [12]: $Ng \approx c$, $Nm = b$, $Ng = a$. Двуосный (—). Удлинение (+). Показатели преломления варьируют в зависимости от содержания и степени окисления железа [6], от степени дисперсности образца [6], а также от содержания воды и природы обменных катионов [12]. С увеличением содержания и степени окисления железа и с уменьшением степени дисперсности образца показатели преломления возрастают. Для маложелезистого сапонита:

| | n_m | n_p | $n_g - n_p$ | Местонахождение | Хим. анализ | Ссылка |
|----|-------------|-------|-------------|-------------------------|-------------|--------|
| — | 1,486—1,493 | — | — | Крюгерсдорп, ЮАР | 1 | [27] |
| 14 | — | 1,511 | 0,003 | Милфорд, США | 5 | [9] |
| 14 | 1,531 | 1,490 | 0,044 | Аллт-Рибхейн, Шотландия | 6 | [12] |
| 30 | — | 1,485 | 0,015 | Молдова-Нова, Румыния | 7 | [15] |

Для железистого сапонита из Коростенского комплекса (хим. анализ 17) $n_g=1,565$, $n_p=1,543$, $n_g-n_p=0,022$ [22]. из Верховцевского района (хим. анализ 18) — $n_m=1,571$ [28]. У тонкодисперсного железистого сапонита из пород трапповой формации (р. Нижняя Тунгуска) $n_g=1,585$, $n_p=1,573$, $n_g-n_p=0,012$, у более крупнокристаллического — $n_g=1,604$, $n_p=1,590$, $n_g-n_p=0,014$ (хим. анализ 13) [6]. У железистого сапонита из Вышковского района Закарпатья при содержании Fe^{2+} $n_g=1,564$, $n_p=1,543$, $n_g-n_p=0,021$, без Fe^{2+} $n_g=1,570$, $n_p=1,550$, $n_g-n_p=0,020$ [8]. Наиболее часто в литературе указывается значение $n_{cp}=1,51-1,53$. $2V=20-30$ [11]. $r < v$ [11]. Для «буулингита» (волокнистого сапонита): пл. опт. осей (010), $Np \perp (001)$, $n_m=1,6$, $n_g-n_p=-0,025$, $(-)$ $2V=0-40$ [29].

Хим. Состав сапонита колеблется в широких пределах. Теоретически это чисто магнезиальный смектит. В природе, однако, гораздо чаще встречаются разности, в которых часть магния в октаэдрических позициях замещена окисным и закисным железом, алюминием, марганцем, реже медью. Допускается возможность существования сапонита с Fe^{2+} во всех октаэдрических позициях [17]. Избыток положительных зарядов октаэдрического слоя в случае замещения Mg трехвалентными катионами частично компенсируется потерей протонов из гидроксильных групп или молекул воды [17, 26]. На воздухе Fe^{2+} в сапоните легко окисляется. Многие авторы считают, что первоначально все железо в минерале находится в закисной форме, так как «окисленные» разности обычно имеют дефектную структуру (неполное заполнение октаэдрических позиций) [8, 17]. Изучение образцов из керна глубоководной скважины, не подвергшихся воздействию воздуха, с целью выявления исходного соотношения Fe^{2+} и Fe^{3+} [26] показало, что определенное количество Fe^{3+} в них присутствует, но оно значительно меньше, чем указано в опубликованных ранее анализах [30], и отношение Fe_2O_3/FeO не превышает единицы. В образцах, находившихся на воздухе, концентрация Fe^{3+} удвоилась примерно за год. В связи с этим вероятным является тот факт, что содержание Fe_2O_3 , приводимое в литературе, в отдельных случаях несколько завышено по сравнению с первичным [26].

В тетраэдрических позициях структуры часть кремния ($\sim 1/8$) может замещаться алюминием, что сопровождается входжением в минерал соответствующих количеств обменных оснований — щелочных металлов, магния, кальция.

Из элементов-примесей отмечаются Ni, Li, Cu, Zn, Ba, Sr, Zr, Sc, Co, Pb, Ag, Ga, Be, Y, Yb, Cr, V. Описан сапонит, содержащий до 16,94% CuO (см. Разнов.) [31].

Некоторые особенности химического состава могут быть объяснены существованием смесей сапонита с другими минералами; таковы, например, образцы из Ойа (Япония), в которых центральные части сферолитов сложены железистым сапонитом, а их края — маложелезистым смектитом, близким к бейделлиту [17]. Повышенное содержание K_2O (до 3,7% в сапоните из коры выветривания КМА), возможно, обусловлено примесью гидрослюды [32].

Состав минерала обычно тесно связан с составом материнских пород. Маложелезистые разности встречаются главным образом в магнезиальных ультрабазах или карбонатных породах, железистые — в основных и более кислых породах (базальты, туфы, гранодиорит-порфиры). Для сапонита из линейной зоны выветривания горы Кукисвумчорр (Хибинский массив), пересекающей жилу оливинового мончикита и вмещающие ее нефелиновые сиениты, установлено изменение содержания магния по мере удаления от жилы: от 22,76% MgO в месте пересечения зоной выветривания жилы до 12,46% MgO примерно в 9 м от жилы [19].

Анализы (приведены в порядке уменьшения содержания магния, рассчитаны на 22 заряда):

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--------------------------------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|
| Na ₂ O | 0,01 | 0,03 | — | 0,59 | — | 0,08 | 0,05 |
| K ₂ O | 0,05 | 0,01 | — | — | — | 0,04 | 0,01 |
| MgO | 31,61 | 28,61 | 26,5 | 26,02 | 25,61 | 24,32 | 23,22 |
| CaO | — | 0,26 | 0,7 | 1,18 | 1,31 | 2,85 | 2,30 |
| MnO | — | 0,14 | — | — | — | 0,06 | 0,10 |
| FeO | — | 0,22 | — | — | — | — | — |
| Al ₂ O ₃ | 4,47 | 7,59 | 9,4 | 5,20 | 3,89 | 5,50 | 4,93 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,60 | 1,51 | 2,0 | 1,20 | 0,21 | 0,66 | 1,65 |
| SiO ₂ | 53,88 | 43,25 | 50,8 | 49,42 | 50,01 | 43,62 | 45,68 |
| TiO ₂ | 0,25 | 0,01 | — | — | <0,04 | 0,00 | 0,10 |
| H ₂ O | } 9,28 | 13,80 | } 10,5 | 2,50 | 12,02 | 5,48 | 6,29 |
| H ₂ O ⁻ | | | | | | | |

| | | | | | | | |
|------------------|--------|--------|------|--------|--------|--------|--------|
| Сумма | 100,15 | 100,04 | 99,9 | 100,59 | 100,37 | 100,03 | 100,10 |
| Si | 3,62 | 3,29 | 3,48 | 3,62 | 3,75 | 3,50 | 3,63 |
| Al ^{IV} | 0,35 | 0,66 | 0,52 | 0,38 | 0,25 | 0,50 | 0,37 |
| Al ^{VI} | — | — | 0,24 | 0,07 | 0,09 | 0,02 | 0,08 |
| Fe ³⁺ | 0,03 | 0,09 | 0,10 | 0,07 | 0,01 | 0,04 | 0,10 |
| Fe ²⁺ | — | 0,01 | — | — | — | — | — |
| Ti | 0,01 | — | — | — | — | — | 0,01 |
| Mn | — | 0,01 | — | — | — | — | 0,01 |
| Mg | 3,16 | 3,24 | 2,70 | 2,84 | 2,86 | 2,91 | 2,69 |
| Ca | — | 0,02 | 0,05 | 0,09 | 0,11 | 0,24 | 0,19 |
| Na | — | — | — | 0,08 | — | 0,01 | 0,01 |

1—белый, из жилки в зоне разлома в массивных серпентинитах, хризотил-асбестовый рудник, Крюгерсдорп, пров. Трансвааль (ЮАР). анал. не указан [27]; 2—из низов коры выветривания серпентинизированных гарцбургитов, Вакаматсу, преф. Тоттори (Япония), анал. Китахара, NiO не обн. [7]; 3—Свардзю (Швеция) [2]; 4—желтовато-кремовый, из тектонической трещины в песчано-карбонатных породах, рудник Кургашинок, Алмалык (УзССР), анал. не указан, спектральным анализом определены Ti, Li, Sr, Ba, Zr, Ni, Co, Cu, Pb, Ag [13]; 5—Милфорд, шт Юта (США), анал. Савурнин [9]; 6—из мшидални и жил в базальтах, Аллт-Рибхейн, о-в Скай (Шотландия), анал. Крейг [12]; 7—Молдова-Нова (Румыния), анал. не указан [15].

| | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
|--------------------------------|--------|---------|---------|--------|---------|---------|--------|----------|
| Na ₂ O | — | 0,09 | 0,52 | — | 0,35 | 0,20 | 0,71 | 0,20 |
| K ₂ O | 0,62 | 0,01 | 0,24 | — | Не обн. | 0,18 | — | 0,02 |
| MgO | 22,05 | 21,44 | 20,08 | 19,88 | 17,12 | 16,03 | 15,80 | 14,21 |
| CaO | 3,29 | 2,03 | 1,86 | 1,31 | 3,00 | 3,5 | 2,93 | 3,05 |
| MnO | 0,01 | 0,04 | сл. | — | 0,10 | 0,59 | — | 0,05 |
| FeO | — | 7,05 | 0,15 | 6,60 | 2,40 | 8,16 | 7,83 | 0,83 |
| Al ₂ O ₃ | 8,26 | 6,45 | 18,06 | 7,50 | 6,45 | 5,82 | 9,05 | 5,44 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,08 | 2,53 | 0,53 | 1,46 | 11,73 | 5,82 | 7,32 | 15,82 |
| SiO ₂ | 43,02 | 41,35 | 40,21 | 48,29 | 39,33 | 40,72 | 39,64 | 38,62 |
| TiO ₂ | — | <0,01 | Не обн. | 0,10 | сл. | 0,93 | — | 0,32 |
| H ₂ O | 7,18 | } 19,46 | 11,49 | 9,40 | 5,42 | 6,5 | 4,90 | 5,94 |
| H ₂ O ⁻ | 15,66 | | 6,69 | 5,58 | 14,38 | 11,0 | 12,31 | 15,75 |
| Сумма | 100,17 | 100,44 | 100,35* | 100,12 | 100,28 | (99,45) | 100,49 | (100,25) |
| Si | 3,44 | 3,32 | 3,03 | 3,59 | 3,22 | 3,32 | 3,17 | 3,25 |
| Al ^{IV} | 0,56 | 0,61 | 0,97 | 0,41 | 0,62 | 0,56 | 0,85 | 0,54 |
| Al ^{VI} | 0,22 | — | 0,63 | 0,25 | — | — | 0,02 | — |
| Fe ³⁺ | — | 0,15 | 0,03 | 0,08 | 0,72 | 0,36 | 0,44 | 1,00 |
| Fe ²⁺ | — | 0,47 | 0,01 | 0,41 | 0,16 | 0,56 | 0,52 | 0,06 |
| Ti | — | — | — | 0,01 | — | 0,06 | — | 0,02 |
| Mn | — | — | — | — | 0,01 | 0,04 | — | — |
| Mg | 2,63 | 2,56 | 2,26 | 2,20 | 2,09 | 1,95 | 1,88 | 1,78 |
| Ca | 0,28 | 0,17 | 0,15 | 0,10 | 0,26 | 0,31 | 0,25 | 0,28 |
| Na | — | 0,01 | 0,08 | — | 0,06 | 0,03 | 0,11 | 0,03 |
| | 0,06 | — | 0,02 | — | — | 0,02 | — | — |

* В том числе NiO—0,25, P₂O₅—0,27.

8 — Кукисвумчорр, Апатитовый рудник (Хибины), анал. Егоров, спектральным анализом определены: Sr, Be, Cu, Ga, Ti [33]; 9 — оливково-зеленый волокнистый, из жил в базальтах, карьер Оррок (Шотландия), анал. Бейн и Смит [24]; 10 — голубовато-зеленый фарфоровидный, из змеевиков, сел. Светулка, Ардинский район (Болгария), анал. не указан [20]; 11 — из жеод в базальте, Ямаширо-чо, преф. Сага (Япония), анал. Муфчи и Хигасяма [34]; 12 — темно-бурый, из гнезд с цеолитами и кальцитом в покровах траппов близ устья р. Кочечумо, пос. Тура (Красноярский край), анал. Воронова, спектроскопически определены Ga, Ni, V, Cu [11]; 13 — темно-зеленый, из миндалин и жеод в долеритах и жерловых туфобрекчиях, р. Нижняя Тунгуска, анал. не указан, в оригинале сумма 99,75%, из элементов-примесей установлены Cu, V, Cr, Ni, Y, Yb, Sc (0,001%), Ba (0,01%) [6]; 14 — гриффитит, Гриффит-Парк (шт. Калифорния) [35]. 15 — бурый, из шаровых лав, среднее течение р. Нижняя Тунгуска (Красноярский край), анал. не указан, в оригинале сумма 100,23% [6].

| | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 |
|--------------------------------|---------|---------|----------|---------|-------|-----------|-------|
| Na ₂ O | 0,25 | 0,12 | — | Не обн. | — | 0,08 | 0,12 |
| K ₂ O | Не обн. | 0,07 | 0,18 | » | — | 0,08 | 0,12 |
| MgO | 13,75 | 12,46 | 11,56 | 11,29 | 11,21 | 10,43 | 10,30 |
| CaO | 3,57 | 1,68 | 3,82 | 1,82 | 2,37 | 2,55 | 1,90 |
| MnO | 0,09 | Не опр. | 0,04 | 0,24 | 0,19 | 0,22 | 0,35 |
| FeO | 1,13 | 7,19 | 0,57 | 4,52 | 1,12 | 7,20 | 4,09 |
| Al ₂ O ₃ | 6,81 | 5,36 | 6,38 | 5,32 | 3,93 | 5,13 | 4,72 |
| Fe ₂ O ₃ | 17,01 | 11,82 | 21,52 | 17,40 | 19,82 | 16,18 | 19,35 |
| SiO ₂ | 37,78 | 41,20 | 36,63 | 38,37 | 39,68 | 40,11 | 40,65 |
| TiO ₂ | Сл. | Сл. | 0,09 | 0,34 | 0,37 | Сл. | 0,08 |
| H ₂ O ⁺ | 4,43 | 19,99 | 19,43 | 6,02 | 6,16 | 3,50 | 6,41 |
| H ₂ O ⁻ | 14,89 | | | 15,11 | 15,11 | 14,72 | 11,49 |
| Сумма | 99,71 | 99,89 | 100,35 * | 100,43 | 99,96 | 100,45 2* | 99,58 |
| Si | 3,14 | 3,44 | 3,08 | 3,27 | 3,37 | 3,34 | 3,37 |
| Al ^v | 0,67 | 0,53 | 0,63 | 0,54 | 0,39 | 0,50 | 0,46 |
| Al ^{iv} | — | — | — | — | — | — | — |
| Fe ³⁺ | 1,06 | 0,74 | 1,36 | 1,12 | 1,27 | 1,01 | 1,20 |
| Fe ²⁺ | 0,08 | 0,50 | 0,04 | 0,32 | 0,08 | 0,50 | 0,28 |
| Ti | — | — | 0,01 | 0,02 | 0,02 | — | 0,01 |
| Mn | 0,01 | — | — | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,02 |
| Mg | 1,70 | 1,55 | 1,45 | 1,43 | 1,42 | 1,29 | 1,27 |
| Ca | 0,32 | 0,15 | 0,34 | 0,17 | 0,22 | 0,23 | 0,17 |
| Na | 0,04 | 0,02 | — | — | — | 0,01 | 0,02 |
| K | — | 0,01 | 0,02 | — | — | 0,01 | 0,01 |

* В том числе CO₂—0,05, SO₃—0,06. 2* В том числе CO₂—0,25.

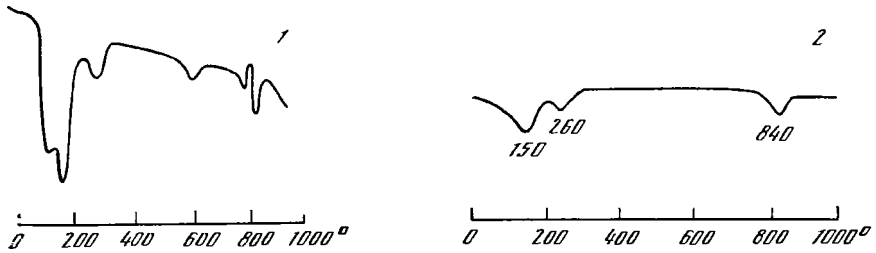
16 — ржаво-бурый, из покровов траппов, среднее течение р. Нидым (Красноярский край), анал. Воронова [11]; 17 — черный, из трещин в габбро и лабрадорите, Коростенский комплекс, с. Головино (УССР), анал. Цвик [22]; 18 — буро-зеленый, из серпентинитов, Верховцевский район (УССР), анал. не указан, в оригинале: H₂O—11,82%, п. п.—7,61% [28]; 19 — темно-зеленый, из жеод в андезито-базальтах, Ми-таки, преф. Мияги (Япония), анал. Конно [14]; 20 — лембергит, цемент железистых песчаников, Монива, преф. Мияги (Япония), анал. Осака [36]; 21 — волосовидный, из мнраолитовых пустот в диорит-порфирите, Вышковский район (Закарпатье), анал. Баранова [8]; 22 — из толентов, Саар (ФРГ), анал. Маттхис [37].

Большое число химических анализов приводится в работах [4, 38—41].

Диagn. исп. К языку не прилипает. Сильно набухает в воде, этиленгликоле, глицерине. Разлагается разбавленной HCl, при этом железистые разности обесцвечиваются, а раствор окрашивается в оранжево-желтый цвет [8]. Медленно растворяется в уксусной кислоте [22]. Конц. H₂SO₄ и HCl мало-железистые разности разлагаются с выделением белого коллоидного кремнезема [13]. Белый сапонит окрашивается метиленовым голубым, после прибавления KCl появляется зеленый оттенок. В отличие от монтмориллонита плохо окрашивается бензидином — лишь после длительного воздействия приобретает грязно-синюю до черной окраску [21]. П. п. тр. легко выделяет воду и чернеет, плавится с трудом.

Повед. при нагре. При температуре 850° переходит в энстатит; температура плавления, как и у энстатита, тем ниже, чем выше содержание железа. Наи-

более низкотемпературный эндотермический эффект при 120—200° (фиг. 18) вызван удалением адсорбционной воды. Второй эндотермический эффект (при 250—300°) связывается с обменными катионами (с их переходом в октаэдрические позиции или потерей ими гидратной воды) [15]. У сапонита из Вакаматсу (Япония), который содержит в качестве обменного катиона Mg, этот эффект имеет максимум при 303° (см. фиг. 18, 1); замещение обменного Mg на Ca, Na или Al смещает его в область более низких температур [7, 12]; например, у сапонита из Молдова-Нова (Румыния), содержащего обменные Ca и Na, он проявляется при 260° (см. фиг. 18, 2). Вопрос о природе эффекта в области



Фиг. 18. Кривые ДТА сапонита

1 — из Вакаматсу, Япония, оригинал хим. анализа 2 (по Китахара); 2 — из Молдова-Нова, Румыния, оригинал хим. анализа 7 (по Ивановичу)

600° остается дискуссионным. Вейсс с соавторами [42] приписывают этот эффект удалению гидроксильной воды; Китахара с соавторами [7] связывают его с кристаллизацией талькоподобного минерала; по Маккензи [12], он может быть вызван присутствием хлорита в тесном сростании или в виде смешанослойных образований с сапонитом. Последнее подтверждается тем, что во многих случаях эффект при 600° отсутствует, а на тех кривых ДТА, на которых он проявился, наблюдается и дублет около 800°, который также может быть связан с присутствием хлорита. У искусственно полученного сапонита эффект при 600° проявляется при насыщении образцов кальцием, после насыщения их натрием он не наблюдается [43].

Высокотемпературный эндотермический пик при 810—900° обусловлен удалением конституционной воды, он осложняется очень узким и не всегда заметным экзотермическим эффектом, вызванным кристаллизацией энстатита. На кривых ДТА железистых разновидностей экзотермический эффект обычно проявлен еще слабее. Среди новообразованных продуктов разложения железистого сапонита из интрузива Черепец (Закарпатье) преобладает маггемит [8].

При нагревании на воздухе происходит дегидратация с увеличением показателей преломления. У железистой разновидности из интрузива Черепец при температуре 20° $n_m = 1,578$, после нагревания до 700° — 1,635; потеря веса составляет 18,75% [8]. Искусственно дегидратированный сапонит описан как анидросапонит — anhydrosaponite [12, 42].

Принципиальных различий в поведении при нагревании окисленных и восстановленных разновидностей не наблюдалось [17].

Наход. Минерал считается относительно мало распространенным, но, по-видимому, во многих случаях пропускается из-за трудности макроскопического определения. Образуется в щелочной или близкой к нейтральной среде, если в материнских породах мало глинозема и есть избыток магния и железа.

Наиболее широко развит сапонит, представляющий собой продукт выветривания или гидротермальной переработки магматических пород основного, ультраосновного, реже среднего и кислого состава.

В СССР сапонит, образовавшийся при выветривании ультрабазитов, встречается на Кольском полуострове в Хибинском массиве (хим. анализ 8) [19, 21, 33], а также на горе Маннепахк и в ряде других мест Ловозерских тундр [21]. Он присутствует в коре выветривания оливинитов Ковдора и Лесной Чараки, пикритов и магнетит-форстеритовых пород Вуоярви и Ковдора; об-

разует системы тонких прожилков и налеты на стенках трещин в породах, цементирует измененные зерна форстерита и пироксена, находится в ассоциации с монтмориллонитом и гётитом [44].

На Северном Кавказе в Беденском массиве сапонит встречается на контактах серпентинита со спессартитом и другими жильными породами. Мощность сапонитовых прожилков составляет 15—20 мм. Отмечен в Шахан-Беклегенском и Тхачском массивах [41]. Железистые разности зеленовато-желтого и зеленовато-бурого цвета известны в коре выветривания серпентинитов Кемпсайского массива на Южном Урале [45].

Железистый сапонит распространен и на Украине: близ с. Головина в коре выветривания основных пород Коростенского комплекса (лабрадорит, оливковое габбро) в виде плотных хрупких скрытокристаллических агрегатов черного цвета (хим. анализ 17) [22]; в серпентинитах Верховцевского района (хим. анализ 18) [28]; в кварцевых диорит-порфиритах и гранодиорит-порфирах интрузива Черепец в Вышковском рудном районе Закарпатья образует прожилки, войлокоподобные, сноповидные и плотные землистые агрегаты в миаролитовых полостях в ассоциации с кальцитом, бнотитом, кварцем, актинолитом, калиевым полевым шпатом (хим. анализ 21), чешуйчатые псевдоморфозы по гиперстену и амфиболу вместе с карбонатами, магнетитом, лейкоксеном, серицитом и каолинитом [8].

Неоднократно описывался железистый сапонит, являющийся продуктом гидротермальной переработки траппов Сибири, который встречается в шаровых лавах, жерловых туфобрекчиях и трапповых покровах вместе с цеолитами, хлоритом, кальцитом; иногда образует псевдоморфозы по цеолитам и апофиллиту и выполняет внутренние полости цеолитовых жезд (хим. анализы 12, 13, 15) [6, 11].

На Камчатке сапонит обнаружен среди продуктов изменения базальтов и андезитов краевой части вулкана Зимина, в которых он замещает оливин и пироксен [46].

За рубежом известен в серпентинитах Болгарии на окраине сел. Светулка Ардинского района; представлен алюминиевой разностью (хим. анализ 10), встречается в виде голубовато-зеленых или кремневых фарфоровидных прожилков в низах коры выветривания [20]. В серпентинитах массива Годолов-Иорданов (Польша) установлен соботкит (см. Разнов.) [47].

В Румынии в зоне гидротермально-измененных банатитов Молдова Нова сапонит образует псевдоморфозы по гроссуляру, диопсиду, минералам группы серпентина, сепиолиту, встречается вместе с кальцитом (хим. анализ 7) [15].

Маложелезистый сапонит встречается в Италии среди серпентинитов Апеннин совместно с тальком [48]. В Швеции известен в месторождении Свардзио, откуда описан впервые [1, 2], в Норвегии — между Вео и Смодаленом [49].

В Шотландии сапонит обнаружен на о-ве Скай в местности Аллт-Рибхейн (хим. анализ 6) в миндалинах базальтов совместно с гейландитом, стильбитом, томсонитом, гоннардитом [12], а также в измененных базальтах карьера Оррок (хим. анализ 9), где представлен волокнистыми и зернистыми разностями, в ассоциации с кальцитом, железистым хлоритом, кварцем, пектолитом [24].

В Дербишире (Великобритания) темно-зеленый волокнистый сапонит образует жилы мощностью 1—5 см в анальцимовом базальте Калтон-Хилла, содержит MgO — 19,32%, FeO — 8,65%, Fe₂O₃ — 4,15% [40]. В ФРГ встречается близ Толея, Саар (хим. анализ 22) [37] и в толеитовых базальтах близ Виннвейлера, Пфальц, в виде блестящих бурых или темных оливково-зеленых глинистых масс вместе с кальцитом, кварцем и полевым шпатом [16].

Сапонит, связанный с магматическими породами, широко распространен в Японии. В хромитовом руднике Вакаматсу, преф. Тоттори, он образует жилу мощностью 10—30 см в зоне слабого выветривания серпентинизированных гарцбургитов (хим. анализ 2) [7]. В слабо измененных базальтах Ямаширо-чо, преф. Сага, темно-зеленый железистый сапонит (хим. анализ 11) покрывает внутренние стенки друзовых полостей и миндалин [34]. Вместе с кварцем и клиноптилолитом входит в состав продуктов изменения риолитовых туфов Ойа .

преф. Тотиги [17]; темно-зеленый железистый сапонит в сферолитоподобных агрегатах диаметром до 0,1 мм (хим. анализ 19) слагает жеоды в андезито-базальтах Митаки. преф. Мияги (Япония) [14].

В месторождении Сильвер-Бей в шт. Миннесота (США) белая и светло-зеленая сапонитовая глина встречается в пустотах и трещинах измененного базальта в ассоциации с цеолитами, кальцитом и кварцем [50]. В измененных базальтах шт. Мичиган находится вместе с адуляром, эпидотом и минералами меди [4]. Описан сапонит, входящий в состав тефры горы Св. Елены (США), но он не является собственно вулканическим, а образовался в результате низкотемпературного изменения андезитов и базальтов конуса вулкана, обломки которых были выброшены во время извержения [51].

На хризотил-асбестовом руднике в районе Крюгерсдорпа, Трансвааль (ЮАР), маложелезистый сапонит (хим. анализ 1) слагает жилу в массивных серпентинитах и амфиболитах [27]. В Южном Израиле (Махтеш-Рамон) образование сапонита связано с изменением туфов [10].

Сапонит известен как один из продуктов изменения подводных базальтов [26, 52—54], например, в средней части крутого склона Восточно-Индийского хребта (на глубине 3600—3700 м) [53] и в Атлантическом океане [6, 54].

Значительно распространены сапонит, являющийся результатом гидротермальной переработки и гипергенного изменения известняков и других карбонатных пород. В коре выветривания мраморизованных известняков, доломитов и серицит-флогопитовых сланцев в районе Гостищевского месторождения недалеко от дер. Шелоково (Украина) образует псевдоморфозы по доломиту, гидрослюде и выполняет трещины в породах; встречается с палыгорскитом, характеризуется повышенным содержанием Al_2O_3 (см. Разнов.) [32]. В карьере рудника Кургашинокан (Алмалык, УзССР) в трещинах песчано-карбонатных пород обнаружен желтовато-кремовый маложелезистый сапонит (хим. анализ 4) [13]. Примером сапонита, образовавшегося при изменении магнезиальных карбонатов, могут служить образцы из рудных тел Центрального Канса (Западный Карамазар, ТаджССР) [39].

За рубежом сапонит, являющийся продуктом гидротермальной переработки известняков, известен в Северной Америке близ Милфорда, шт. Юта (хим. анализ 5) [9], и в шт. Калифорния в окрестностях Балларата, где образует смесь с монтмориллонитом, иллитом, хлоритом, каолинитом и сепиолитом [23]. В Сербии встречается в магнезитовых жилах недалеко от сел. Голеш Кошовского района [55], на плато Златибор и в других местах [56]. В Западной Австралии, близ Марчаги, обнаружен сапонит, который образовался по агрегатам кальцита, кварца и доломита [57].

Описан осадочный сапонит [58, 59, 60]. Он найден в слоях бентонита Ксаби, Марокко (содержание MgO — 34,12%, Al_2O_3 — 1,02, Fe_2O_3 — 1,19%) [58], в донных осадках Фареро-Исландского порога Атлантического океана [59]. Актиновый смектит, близкий к сапониту, обнаружен на панцирях диатомовых водорослей в соленых озерах Боливии [61]. Предполагается, что он образовался с участием биогенного кремнезема при температуре 5° и $pH > 8,2$ (концентрация SiO_2 в растворе была близка к насыщению).

Богатый железом сапонит — лембергит — известен как цемент третичных железистых песчаников Монива, преф. Мияги, Япония (см. Разнов.) [36].

Изм. На воздухе (в результате окисления Fe^{2+}) зеленый или сине-зеленый сапонит быстро темнеет, становится бурым и почти черным. Маложелезистые разновидности в зоне гипергенеза замещаются смесью брусита, монтмориллонита и опала [44], железистые — гидроокислов железа, нонtronита и опала [8], также монтмориллонит — бейделлитом и гизингеритом [17]. Измененным боулинитом, вероятно, является в и р и д и т — viridite [62].

Искусств. Синтезируют путем прокаливании геля соответствующего химического состава при температуре 300—450° и давлении 1000—1500 бар в течение 7 дней и более [63, 64]. На искусственно полученных сапонитах изучены каталитические свойства этого минерала: разбухание в воде, этиленгликоле и глицерине, емкость катионного обмена, плотность слоевого заряда, структурная

упорядоченность, изменение параметра b_0 и базального межплоскостного расстояния d_{001} в зависимости от слоевого заряда [18, 65—67], устойчивость и реакционная способность при различных температурах [68].

Практ. знач. Имеет ограниченное применение из-за отсутствия крупных месторождений. Может использоваться так же, как и другие глинистые минералы; например, при производстве керамических изделий в качестве одного из компонентов шихты.

Отл. Принадлежность к смектитам доказывается разбуханием в воде и рентгеновскими данными; для точной диагностики необходимы результаты химического анализа.

Разнов. Железистый сапонит — ferroan saponite — общее название разновидностей, содержащих повышенное количество железа. Можно различать: ферросапонит — ferrosaponite — с $\text{FeO} > \text{Fe}_2\text{O}_3$ и феррисапонит — ferrisaponite — с $\text{FeO} < \text{Fe}_2\text{O}_3$ [17]. Ферросапонит зеленый или голубой, феррисапонит бурый или черный. Благодаря очень быстрому окислению Fe^{2+} на воздухе, большинство анализируемых образцов являются феррисапонитами. Расчет химических анализов феррисапонита на формулу, как правило, дает сумму октаэдрических катионов < 3 .

Некоторым железистым разновидностям даны самостоятельные названия.

Лембергит — lebergite. Железистый сапонит из третичных песчаников Монива в преф. Мияги (Япония) [36, 69].

Судо [69] ошибочно отождествил этот минерал с «лембергитом», синтезированным в 1894 г. Лагорио [70] и названным по имени профессора Варшавского университета И. Лемберга (синтетический «лембергит», изученный Лагорио, близок к цеолитам).

Лембергит из Монива образовался в результате изменения роговой обманки и пироксена; $n_{\text{ср}} = 1,56—1,58$, двупреломление 0,015—0,030. Межплоскостные расстояния и кривая ДТА типичны для сапонита. Содержит 1,12% FeO и 19,82% Fe_2O_3 (хим. анализ 20) [36]. Штрунцем (1957) отнесен к феррисапониту.

Кохияма, Симода и Судо [17] не совсем обоснованно считают, что все железо минерала первоначально находилось в закисной форме, и поэтому рассматривают лембергит как сапонит с примерно равным количеством Mg и Fe^{2+} в формуле.

Гриффитит — griffitite. Назван по месту находки. Первоначально [71] отнесен к хлоритам, позднее была указана близость его к нонтрониту [35], а затем доказано, что это железистый сапонит [72]. Содержит 7,83% FeO и 7,32% Fe_2O_3 (хим. анализ 14). Обнаруживает плеохроизм. Двуосный (—). $n_g = 1,572$, $n_m = 1,569$, $n_p = 1,485$. Найден в пустотах базальта Гриффит-Парка. Лос-Анджелес, шт. Калифорния (США).

К гриффититу близок железистый сапонит с Нижней Тунгуски (хим. анализы 12, 13, 15) [6, 11].

Описанный Дайняк и др. [52, 73] Fe^{3+} -содержащий смектит (сапонит) из продуктов изменения континентальных и океанических базальтов, будучи триоктаэдрическим по значению $d_{060} = 1,536$, содержит значительное количество Fe_2O_3 — 22,88 и 9,98% (наряду с 3,21 и 7,45% FeO) в октаэдрах; это создает избыточный положительный заряд, который компенсируется аномально низким для смектитов количеством гидроксильных групп. Вода была определена методом квазиизотермической дегидратации, данные химических анализов скоррелированы методом ЯГР-спектроскопии. Предложены следующие формулы: 1 — для смектита из континентальных базальтов (из долерито в среде эффузивных

граппов Тунгусской синеклизы): $(\text{K}_{0,03}\text{Na}_{0,06}\text{Ca}_{0,22}\text{Mg}_{0,25})(\text{Fe}_{1,26}^{3+}\text{Mg}_{1,29}\text{Fe}_{0,38}^{2+}\text{Mn}_{0,07})(\text{Si}_{3,1}\text{Al}_{0,50}\text{Fe}_{0,08}^{3+})\text{O}_{11,36}(\text{OH})_{0,64}$; 2 — для смектита из океанических базальтов (плато Маньчжун, Тихий океан, станция 317, рейс 33 б/с «Гломэр Челленджер»): $(\text{Na}_{0,28}\text{Ca}_{0,05}\text{Mg}_{0,06}\text{Fe}_{0,59}^{3+}\text{Al}_{0,14}\text{Fe}_{0,47}^{2+}\text{Mg}_{1,80})(\text{Si}_{3,52}\text{Al}_{0,48})\text{O}_{10,78}(\text{OH})_{1,22}$.

Предполагается, что образование этого смектита связано с вторичным окислением Fe^{2+} исходного триоктаэдрического железистого смектита, образовавшегося в восстановительной среде.

Алюминиевый сапонит — aluminian saponite (Штрунц, 1957). Предложено (Лазаренко, Вынар, 1975) считать алюминиевым сапонит с содер-

жанием Al_2O_3 выше 10%. Никитиной с соавторами [32] изучен белый и кремовый сапонит из коры выветривания известняков в районе Гостищевского месторождения (Украина), который содержит 14,33% Al_2O_3 . Для него определены: $a_0=5,32$, $b_0=9,21$, $c_0=15,2 \text{ \AA}$, $\beta=100,5^\circ$, $n_g=1,527$, $n_p=1,495$, $n_g-n_p=0,032$; на кривой ДТА фиксируются эндотермические эффекты при 150—220 и 750—890° [32]. Алюминиевым сапонитом, очевидно, надо считать также сапонит из змеевиков Ардинского района (Болгария), содержащий 18,06% Al_2O_3 (хим. анализ 10) [20]. Под названием «сobotкит» описан сапонит с 20,98% Al_2O_3 (Польша) [47].

С о б о т к и т — sobotkite. Назван по горе Сobotка [47]. Мылоподобный. $b_0=9,16-9,21$, $c_0=14,50 \text{ \AA}$. Цв. светло-зеленый. Тв. около 3. Уд. в. 2,31. n_p (для трех образцов): 1,523; 1,525; 1,528. Анализ (%): Na_2O — сл.; K_2O — 0,15; MgO — 16,72; CaO — 1,58; MnO — сл.; NiO — 0,014; Al_2O_3 — 20,98; Fe_2O_3 — сл.; SiO_2 — 39,68; H_2O^\pm — 20,71; сумма — 99,83. Формула: $(Ca_{0,13}K_{0,01})(Mg_{1,91}Al_{0,95})(Si_{3,06}Al_{0,94})O_{10}(OH)_2 \cdot 5,18H_2O$. На кривой ДТА фиксируются эндотермические эффекты при 180, 600, 680, 830 и экзотермический эффект при 890°. В ходе нагревания до 300 и 600° минерал соответственно теряет 10 и 15% H_2O . Разбухает в глицерине. Наиболее сильные линии на порошковой рентгенограмме: 14,50 (7) (001); 4,4 (8,9) (110, 020); 2,61 (6) (130, 200); 2,51 (6) (202); 2,41 (5) (007); 2,351 (5) (203); 1,527 (6) (060). Встречен вместе с никелевым lizardитом, хризотилом и пимелитом в выветрелых серпентинитах массива Гоголов-Иорданов (Польша).

Некоторые авторы [74, 75] склонны относить алюминиевый сапонит к группе хлоритоподобных минералов, а не к триоктаэдрическим смектитам, полагая, что существует непрерывная (химически и структурно) серия от магнезиальных хлоритов к сапониту.

Я х о н т о в и т — yakhontovite. Назван в честь минералога Л. К. Яхонтовой [76]. Первоначально описан как железисто-медистый сапонит [31]. $a_0=5,26$, $b_0=9,108$, $c \cdot \sin \beta=13,89 \text{ \AA}$. Цв. в агрегате яблочно-зеленый. Под электронным микроскопом различимы удлиненные хлопьевидные частицы. Двусный (—). $cNg=12-14$; удлинение (+). $n_g=1,560-1,575$, $n_p=1,530-1,545$, $n_g-n_p=0,030-0,035$. Хим. анализ (%): Na_2O — 0,05; K_2O — 0,11; CuO — 16,94; MgO — 9,25; CaO — 3,15; MnO — 0,04; FeO — не обн.; Al_2O_3 — 0,27; Fe_2O_3 — 4,48; SiO_2 — 44,50; TiO_2 — 0,10; CO_2 — 1,69; P_2O_5 — 0,34; H_2O^\pm — 14,55; сумма — 99,47 (аналитик Грицай). Формула после исключения примеси малахита и псевдомалахита [77]: $Ca_{0,18}Na_{0,01}K_{0,01}(Cu_{0,94}Mg_{1,26}Fe_{0,48}^{3+})(Si_{3,90}Al_{0,03}Fe_{0,07}^{3+})O_{10}(OH)_2 \cdot 2,8H_2O$. Главные линии на рентгенограмме (ДРОН-1, Fe^{57} излучение): 14,0 (100) (001); 7,30 (10) (002); 4,50—4,44—4,34 (30) (110, 020); 3,17 (10) (121, 005); 1,520 (20) (060). Обнаружен в зоне гипергенеза оловорудных месторождений Комсомольского района (Дальний Восток). Образует прожилки и корочки в пустотах выщелачивания совместно с малахитом, псевдомалахитом, хризоколлой, купритом, кварцем, кальцитом и гидроокислами железа [31].

Межплоскостные расстояния сапонита из Вакаматсу, преф. Тоттори (Япония) [7] *

$CuK\alpha$ -излучение, комнатная температура

| hkl | l | $d(\text{Å})$ | hkl | l | $d(\text{Å})$ |
|--------|-----|---------------|------------|-----|---------------------------|
| 001 | 100 | 14,8 | 005 | 5 | |
| 002 | 2 | 7,32 | | | } 2,637 2,606 2,543 |
| 003 | 3 | 4,89 | 13; 20 | 11 | |
| 02; 11 | 9 | 4,61 | | | |
| 004 | 1 | 3,68 | 24; 31; 15 | 1 2 | 1,743 |
| 12 | 1/2 | 3,43 | 06; 33 | 7 | 1,536 |

* Оригинал хим. анализа 2.

Л и т е р а т у р а

1. *Svanberg I. F.* // Sven. vetenskapsakad. Stockholm handl. 1840. Bd. 153.
2. *Svanberg I. F.* // App. Phys. Chem. 1842. Vol. 57. P. 165.
3. *Ферсман А. Е.* // Тр. Геол. музея АН СССР. 1913. Вып. 6. С. 205; Избр. тр. М.: Изд-в АН СССР, 1952. Т. 1. С. 521.
4. *Ross C. S., Hendricks S. B.* // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1945. N 205-B. P. 23.
5. *Mac-Ewan D. M. C.* // Clay Miner. Bull. 1954. Vol. 2. P. 120.
6. *Мухина А. М., Плахова Г. С.* // Ежегодник, 1974. Новосибирск: СО АН СССР, 1974. С. 184.
7. *Kitahara J.* // Miner. J. 1971. Vol. 6, N 5. P. 289.
8. *Коржинский А. Ф., Завьялова Т. В., Баранова Г. И.* // Зап. ВМО. 1971. Т. 100, вып. 1. С. 201.
9. *Sahoon H. P.* // Amer. Miner. 1954. Vol. 39, N 3/4. P. 222.
10. *Singer A.* // Isr. J. Earth Sci. 1981. Vol. 30, N 2/3. P. 102.
11. *Кудряшова В. И.* // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1962. Вып. 13. С. 210.
12. *Mackenzie R. C.* // Miner. Mag. 1957. Vol. 31, N 239. P. 672.
13. *Закиров М. З., Нехлюдов Ю. В.* // Узб. геол. журн. 1961. № 4. С. 36.
14. *Konno H., Akizuki M.* // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1976. Vol. 7 N 7. P. 216.
15. *Iapovici V., Neacsu G., Neacsu V.* // Rev. Roum. geol., geophys., geogr. Ser. geol. 198. Vol. 27. P. 3.
16. *Quakernaat J.* // Clay Miner. 1970. Vol. 8, N 4. P. 491.
17. *Kohyama N., Shimoda S., Sudo T.* // Clays and Clay Miner. 1973. Vol. 21, N 4. P. 22.
18. *Siquet H., Calle C., Zerzat H.* // Ibid. 1975. Vol. 23, N 1. P. 1.
19. *Дорфман М. Д.* Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртита г. Юкспор Хибинского массива. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 94 с.
20. *Тодорова Т.* // Докл. Българ АН. 1961. Т. 14, № 3. С. 275.
21. *Семенов Е. И.* // Тр. ИМГРЭ. 1959. Вып. 2. С. 124.
22. *Мельник Ю. М.* // Минерал. сб. Львов, 1965. № 19, вып. 1. С. 101.
23. *Post I. L.* // Clays and Clay Miner. 1984. Vol. 32, N 2. P. 147.
24. *Cowking A., Wilson M. J., Tait J. M., Robertson R. H. S.* // Clay Miner. 1983. Vol. 1: N 1. P. 49.
25. *Farmer V. C.* // Miner. Mag. 1958. Vol. 31, N 241. P. 829.
26. *Andrews A. J., Dollase W. A., Fleet M. E.* // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D. C.), 1983. Vol. 69. P. 585.
27. *Schmidt E. R., Heystek H.* // Miner. Mag. 1953. Vol. 30, N 222. P. 201.
28. *Иювайская С. В., Стульчиков В. А.* // Геол. журн. АН УССР. 1979. Т. 39, № 5. С. 4.
29. *Caillere S.* // Miner. Abstr. 1935. Vol. 6. P. 141.
30. *Banks H. H.* // Smithsonian Contrib. Earth Sci. 1972. N 9. P. 39.
31. *Яхонтова Л. К., Постникова В. П., Сидоренко Г. А., Власова Е. В.* // Минерал. журн. 1980. Т. 2, № 5. С. 71.
32. *Никитина А. П., Королев Ю. М., Воронцов В. Г.* // Кора выветривания. М.: Изд-в АН СССР, 1963. Вып. 6. С. 48.
33. *Чирвинский П. Н.* // Минералы Хибинских и Ловозерских туидр. М.; Л.: Изд-в АН СССР, 1937. С. 286; Изв. АН СССР. Сер. геол. 1939. № 4. С. 23.
34. *Muchi M., Higashiyama K.* // Bull. Fukuoka Univ. Educat. 1971. Vol. 21. P. 151.
35. *Lursen E. S., Steiger G.* // Amer. J. Sci. 1928. Vol. 25. P. 1.
36. *Sudo T.* // J. Geol. Soc. Jap. 1954. Vol. 60, N 700. P. 18; Amer. Miner. 1955. Vol. 40 N 9/10. P. 944.
37. *Arikas K.* // Neues Jb. Mineral. Abh. 1973. Bd. 120, N 1. S. 83; 1977. Bd. 131, N 1 S. 179.
38. *Сердюченко Д. П.* // Зап. Минерал. о-ва. 1947. Т. 76, вып. 3. С. 177.
39. *Шабунин Л. И., Хаджиев Т. Ш.* // Узб. геол. журн. 1981. № 1. С. 11.
40. *Curtis C. D.* // Clay Miner. 1976. Vol. 11, N 1. P. 85.
41. *Ефремов Н. Е.* // Материалы Азово-Черноморского геологического управления по геологии и полезным ископаемым. Ростов н/Д. 1938. Вып. 3. С. 239.
42. *Weiß A., Koch G., Hofmann U.* // Ber. Dt. keram. Ges. 1955. Bd. 32, N 1. S. 12.
43. *Morandi N., Porpi L.* // Miner. et petrogr. acta. 1972. Vol. 18. P. 155.
44. *Капустин Ю. Л.* Минералогия коры выветривания карбонатитов. М.: Недра, 1978. 198 с.
45. *Витовская И. В., Бугельский Ю. Ю.* Никеленосные коры выветривания. М.: Наук. 1982. 191 с.
46. *Борисова В. Н.* // Учен. зап. Хабар. пед. ин-та. Сер. естеств. наук. 1971. Т. 34. С. 19.
47. *Haranczyk S., Prchazka K.* // Pr. Muzeum Ziemi. 1974. Sv. 22. S. 3; Amer. Miner. 1977. Vol. 61, N 1/2. P. 177.
48. *Porpi L.* // Rend. Soc. miner. Ital. 1971. Vol. 27, N 1. P. 211.
49. *Mout J., Sopp O. I.* // Norsk. geol. tidsskr. 1964. Vol. 44, pt. 3. S. 365.
50. *Whelan J. A., Lepp H.* // Amer. Miner. 1961. Vol. 46, N 3/4. P. 430.
51. *Revear D. R., Dethier D. P., Frank D.* // Clays and Clay Miner. 1982. Vol. 30, N 4. P. 24.
52. *Данилук Л. Г., Дриц В. А., Кудрявцев Д. И., Симанович И. М., Слонимская М. В.* ДАН СССР, 1981. Т. 259, № 6. С. 1458.
53. *Скорнякова Н. С., Курносов В. Б., Шевченко В. Я.* // Там же. 1979. Т. 244, № 1. С. 18.

54. Andrews A. J. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1980. Vol. 73, N 4. P. 323.
 55. Simovic M. // Гласник природ. муз. Београду. Сер. А. 1972. Кн. 27. С. 19.
 56. Петров В. П., Ваканяц Б., Иоксимович Д., Зекич Б., Лапчевич И. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 2. С. 83.
 57. Graham J. // Amer. Miner. 1967. Vol. 52, N 9/10. P. 1560.
 58. Кульбицкий И. Д. // Вопросы минералогии глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. С. 196.
 59. Харин Г. С., Зангалис К. П. // Изучение открытой части Атлантического океана. Л.: ГО СССР, 1977. С. 139.
 60. Cole G., Shaw H. F. // Clay Miner. 1983. Vol. 18, N 3. P. 239.
 61. Badaut D., Risacher F. // Geochim. et cosmochim. acta. 1983. Vol. 47, N 3. P. 363.
 62. Kretschmer F. // Neues Jb. Mineral. Geol. Paläontol. 1918. S. 19.
 63. Ames L. L., Sand L. B. // Amer. Miner. 1958. Vol. 43, N 7/8. P. 641.
 64. Koizumi M., Roy R. // Ibid. 1959. Vol. 44, N 7/8. P. 788.
 65. Suquet H., Iiyama J. T., Kodama H., Pezerat H. // Clays and Clay Miner. 1977. Vol. 25, N 3. P. 231.
 66. Suquet H., Malard C., Copin E., Pezerat H. // Clay Miner. 1981. Vol. 16, N 1. P. 53; N 2. P. 181.
 67. Suquet H., Prost R., Pezerat H. // Ibid. 1982. Vol. 17, N 2. P. 231.
 68. Whitley G. // Clays and Clay Miner. 1983. Vol. 31, N 1. P. 1.
 69. Sudo T. // Bull. Chem. Soc. Jap. 1943. Vol. 18. P. 281; Amer. Miner. 1947. Vol. 32, N 7/8. P. 483.
 70. Lagorio A. E. // Trav. Soc. Natur. Varsovie. 1895. A. 6, liv. 11. P. 7; Ztschr. Kristallogr. 1897. Bd. 28. S. 526.
 71. Larsen E. S., Steiger G. // J. Wash. Acad. Sci. 1917. Vol. 7, N 1. P. 11.
 72. Faust G. T. // Ibid. 1955. Vol. 45. P. 66.
 73. Дайняк Л. Г., Дриц В. А., Кудрявцев Д. И., Сицианович И. М., Слонимская М. В. // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 6. С. 123.
 74. Morandi N., Poppi L. // Atti Accad. naz. Lincei. Rend. Cl. sci. fis., mat. e natur. 1976 (1977). Vol. 61, N 5. P. 408.
 75. Morandi N., Pirani R. // Ibid. N 3/4. P. 284.
 76. Постникова В. П., Ципурски Й. С. И., Сидоренко Г. А., Мохов А. В. // Минерал. журн. 1986. Т. 8. № 6. С. 80.
 77. Постникова В. П., Яхонтова Л. К. // Минералогия зоны гипергенеза оловорудных месторождений Комсомольского района. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1984. С. 84.

Мауритцит — mauritzite — назван по имени проф. Б. Мауритц [1]. $(\text{Ca}_{0.14}\text{Na}_{0.03})\text{Fe}_{0.38}\text{Fe}_{0.35}\text{Mg}_{1.13}(\text{Si}_{3.32}\text{Al}_{0.42}\text{Fe}_{0.26}\text{O}_{10})\text{OH}_2$ [2]. Структура, состав и свойства соответствуют сапониту, в частности его высокожелезистым разновидностям. Характерна высокая степень изоморфных замещений как в октаэдрических, так и в тетраэдрических позициях. $a_0 = 5,31$, $b_0 = 9,19$ Å [1]. Обработка этиленгликолем приводит к увеличению d_{001} от 14,525 до 17,045 [2]. ИК-спектр подобен ИК-спектрам сапонита и других триоктаэдрических смектитов. По данным Такоды с соавторами [1], внешне похож на лимонит. Цв. синеватый или темно-коричневый. Бл. слегка бархатистый или матовый. Черта желто-бурая со слабым зеленоватым оттенком. Уд. в. 2,384 [2]. Тв. не определена. В шлифах желтовато-коричневый или соломенно-желтый, $n_g = n_m = 1,533$, $n_p = 1,510$, $n_g - n_p = 0,023$, $2V = 7-15^\circ$, не плеохроирует [2]. Легко растворим в HCl [1]. По химическому составу близок к сапониту из Вышкова, Закарпатье (хим. анализ 21), и сапониту из Саара, ФРГ (хим. анализ 22). Mg в октаэдрах наполовину замещен на Fe^{2+} и Fe^{3+} , существенная часть Si (более 0,6 форм. ед.) в тетраэдрах замещена на Al и Fe^{3+} . Анализ, анал. Немеш-Варга [2] (%): $\text{Na}_2\text{O} = 0,23$; $\text{K}_2\text{O} = 0,06$; $\text{MgO} = 11,57$; $\text{CaO} = 1,55$; $\text{MnO} = 0,07$; $\text{FeO} = 6,57$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 4,27$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 18,30$; $\text{SiO}_2 = 39,99$; $\text{H}_2\text{O}^+ = 3,51$; $\text{H}_2\text{O}^- = 14,00$; сумма — 100,12. На кривой ДТА отмечаются два эндотермических пика: при 150 и 860 [2]. Встречается в пустотах (1—25 см) пироксеновых андезитов, слагающих субвулканические лакколиты, в Ердеевье, в горах Землен (Венгрия). Является вторичным минералом по авгиту и пажониту; находится в ассоциации с манганокальцитом и сидеритом.

Л и т е р а т у р а

1. Tokody L., Mandy T., Nemes-Varga S. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1957. H. 2. S. 33.
 2. Szabo K. O. // Földt. közl. 1983. Köt. 113, füz. 4. Old. 333.

Стивенсит Stevensite



M^+ — обменные катионы, \square — вакансии в структуре

Обменные основания и межслоевая вода, присутствие которых определяет принадлежность минерала к смектитам, связываются зарядами, возникающими в стивенситовой решетке за счет вакансий октаэдрического слоя.



Фиг. 19. Форма частиц стивенсита под электронным микроскопом (образец из Минералогического музея им. А. Е. Ферсмана АН СССР, Кансай, Северный Таджикистан)

Назван Лидсом в 1873 г. в честь Е. А. Стивенса — основателя Стивенского технологического института в Хобокене, шт. Нью-Джерси (США) [1]. Классификационное положение минерала долгое время было весьма неопределенным, и только в 1953 г. Фауст и Мурат [2] отнесли его к группе монтмориллонита. В 1955 г. Бриндли [3] высказала предположение о смешанослойной природе талькоподобных ненабухающих и сапонитовых набухающих слоев (d_{001} соответственно 9,5—10 и 14—15 Å). Фауст с соавторами [4] не согласились с такой интерпретацией структуры стивенсита и вновь подчеркнули наличие в нем октаэдрических вакансий. Отсу и Ясуда [5] тоже пришли к заключению, что в структуре природных образцов при обычной атмосферной влажности нет никаких талькоподобных слоев. Однако вопрос о природе стивенсита остается не окончательно решенным [6].

Синон. Ауксит — *auxite* = люцианит (люцианит) — *lucianite* [7], валькерит — *walckerite* [8], магнезиопектолит — *magnesiopektolite* [9] — стивенситовая природа этих минералов доказана Фаустом и Муратом [2]; спадаит — *spadaite* (Кобелл, 1843), по Лазаренко и Вынар (1975) — стивенсит; ханушит (ганушит) — *hanusite* [10], по Фаусту и др. [4], является смесью стивенсита с пектолитом.

Характ. выдел. Тонковолокнистые, чешуйчатые и землистые массы, иногда восковидные образования. Под электронным микроскопом наблюдаются удлинённые чешуйки, пластинки (фиг. 19).

Структ. и морф. крист. $a_0 = 5,2$, $b_0 = 9,1$ Å для стивенсита из Охори (Япония) [5]; $a_0 = 5,26$, $b_0 = 9,12$ Å — из Спрингфилда (США) [3]. Величина c_0 колеблется в зависимости от условий определения.

Отсу и Ясуда [5] изучили изменение величины c_0 образца из Охори, Япония (оригинал хим. анализа 5), в зависимости от степени дегидратации минерала. Показано, что в естественном (гидратированном) состоянии при комнатной температуре структура минерала смектитовая, целиком состоит из пакетов толщиной 5,4 Å, в межслоевых промежутках находится по два слоя молекулярной воды (с 5 молекулами H_2O в каждом слое). При дегидратации (в связи с уменьшением количества воды в межслоевых промежутках) структура претерпевает ряд изменений вплоть до конечной (при 700°) тальковой. Все промежуточные состояния структуры (кроме 9,7 Å) смешанослойные, характеризуются правильным чередованием в различных соотношениях пакетов 15,4; 12,5; 9,7 и 9,5 Å. Выше 750° структура нестабильна.

Последовательность изменения структуры стивенсита при его дегидратации [5]:

| Структура | A | A+D | Q | Q+D | 2Q+6D | D | D+E | E |
|--|-----------|-----|------|-----|-------|-----|------|-----|
| Базальная периодичность (Å) | 15,4 | 25 | 12,5 | 22 | 84,0 | 9,7 | 19,2 | 9,5 |
| Количество молекул H ₂ O в межслоях | 10 | 6 | 5 | 3,5 | 2,8 | 2 | 1 | Нет |
| T | Комнатная | | | | | 200 | 450 | 700 |

Структура A—сметитовая (собственно стивенсит); D—слоудная; E—тальковая; D—присутствует лишь в качестве отдельных пакетов, переслаивающихся с другими, A+D—существует в условиях пониженной влажности по сравнению с A.

Наряду с температурой и влажностью на величину c_0 (Å) влияет насыщение образцов различными компонентами [5]:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | Нагретый до T° | 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|------|------|-------|------|----------------|------|------|----|---|
| Первоначальный | 15,7 | 15,5 | — | — | 100 | — | 10,3 | 19 | — |
| При комнатной температуре в условиях низкой влажности | 24,5 | 25 | 24—25 | 26,5 | 225 | 10,0 | 9,8 | — | — |
| Насыщенный глицеролом | 18,0 | — | 17,5 | — | 350 | — | 9,6 | 19 | — |
| этиленгликолем | 17,2 | 17 | 16,7 | 17,0 | 400 | — | 9,6 | 19 | — |
| водой | 22,6 | 22 | 25,0 | — | 550 | — | — | — | — |
| K ⁺ | 11,8 | — | — | — | 700 | 9,5 | 9,5 | — | — |

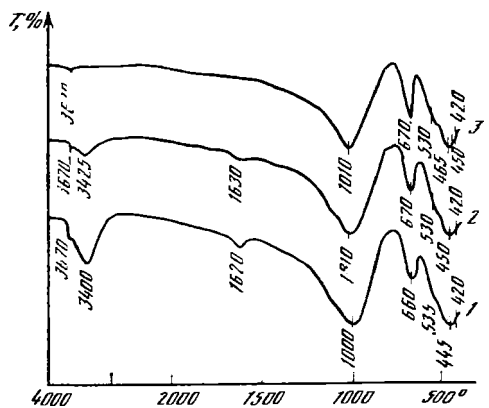
1—Камаиси, преф. Ивата (Япония) [11]; 2—Охорэ, преф. Ивата (Япония) [12]; 3, 4—Спрингфилд, шт. Нью-Джерси (США) [3, 4].

Не исключено, что вывод о смешанослойной природе стивенсита, к которому пришли некоторые авторы [3, 6, 13], основан на результатах исследования дегидратированных (высушенных или обработанных органическими веществами) в той или иной степени образцов [5].

Физ. св. Изл. землистый, раковистый. Тв. после высыхания 2—2^{1/2}, [14]. Уд. в. 2,15—2,6. Цв. белый, желтоватый, серый, зеленоватый, буровато-зеленый. Бл. матовый. Во влажном состоянии жирный на ощупь [15]. ИК-спектр поглощения аналогичен ИК-спектру сапонита (см⁻¹) [11]: 420 (плечо) соответствует колебаниям связей Si—O—Mg, 445—деформационные колебания Si—O, 660—либрационные колебания OH, 1000—валентные колебания Si—O, 1620—деформационные колебания H₂O, 3400 и 3670—валентные колебания OH. После нагревания до 700° ИК-спектр соответствует ИК-спектру талька [11] (фиг. 20).

Микр. Тонковолокнистость, характерная для стивенсита, искажает истинное светопреломление и дупреломление. Точное определение светопреломления затруднено из-за способности минерала сорбировать дисперсионные жидкости. У стивенсита из Балканского месторождения (Южный Урал) [15] $n_g=1,535$, $n_p=1,515$, $n_g-n_p=0,020$ (белая разность), $n_g=1,571$, $n_p=1,552$, $n_g-n_p=0,019$ (буровато-зеленая разность); у мелкокристаллического стивенсита из Уин-Силла, Северный Тайн (Шотландия) [16] $n_g=1,543$, $n_p=1,537$, $n_g-n_p=0,009$.

Хим. Магнезиальный смектит. В отличие от сапонита практически не содержит алюминия. Дефицит слоевого заряда стивенсита невелик, емкость катионного обмена у него значительно ниже, чем у сапонита. Например, у стивен-



Фиг. 20. ИК-спектр стивенсита из Камайиси, Япония (по Сакамото и др.) 1 - в естественном состоянии; 2 - нагретый до 225°; 3 - нагретый до 700°

сита из Спрингфилда (США) емкость катионного обмена равна 36,0 мг·экв/100 г (хим. анализ 1) [2], у стивенсита из Японии (хим. анализы 7 и 8) 41,0 и 45,4 мг·экв/100 г [11, 17], у стивенсита из Италии — 74 мг·экв/100 г [19]. Для оригинала хим. анализа 1 определен состав обменных оснований (%) [2]: CaO — 0,93; MgO — 0,25; Na₂O — 0,03; K₂O — 0,03.

Анализы (рассчитаны на 22 заряда):

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|--------------------------------|---------|---------|----------|---------------------|---------|----------------------|-------|---------|
| Na ₂ O | 0,03 | — | — | 0,04 | 0,08 | 0,28 | 0,14 | 0,37 |
| K ₂ O | 0,03 | — | — | 0,09 | 0,01 | 0,02 | Сл. | Не обн. |
| MgO | 27,47 | 27,89 | 26,80 | 26,8 | 23,96 | 25,29 | 24,79 | 23,67 |
| CaO | 0,97 | 0,38 | 0,97 | 0,6 | 2,80 | — | 1,64 | 2,19 |
| MnO | 0,21 | 0,75 | 0,17 | 0,41 | 1,60 | 0,02 | 0,19 | 1,57 |
| FeO | Не обн. | 0,12 | 0,66 | 0,45 | Не обн. | — | — | — |
| Al ₂ O ₃ | » | Не обн. | 0,90 | 0,1 | 0,48 | 0,91 | 0,99 | Сл. |
| Fe ₂ O ₃ | 0,32 | 1,14 | 1,75 | 0,34 | 0,43 | 0,66 | 0,62 | 0,38 |
| SiO ₂ | 57,30 | 57,24 | 53,30 | 54,5 | 51,18 | 53,37 | 51,56 | 52,76 |
| TiO ₂ | — | — | — | 0,02 | 0,02 | 0,09 | — | — |
| H ₂ O ⁺ | 7,17 | 7,69 | 7,04 | 9,9 | 8,90 | 8,76 | 6,39 | 6,52 |
| H ₂ O ⁻ | 6,69 | 4,76 | 7,16 | 6,6 | 10,18 | 9,94 | 13,66 | 12,38 |
| Сумма | 100,19 | 99,97 | (99,50)* | 99,86 ^{2*} | 99,64 | 100,38 ^{3*} | 99,98 | 99,84 |
| Si | 4,01 | 3,97 | 3,86 | 3,97 | 3,91 | 3,99 | 3,92 | 3,99 |
| Al ^{IV} | — | — | 0,07 | 0,01 | 0,04 | 0,08 | 0,08 | — |
| Fe ³⁺ | 0,02 | 0,01 | 0,09 | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,03 | 0,02 |
| Fe ²⁺ | — | — | 0,04 | 0,03 | — | — | — | — |
| Mn | 0,02 | 0,04 | 0,01 | 0,02 | 0,10 | — | 0,01 | 0,10 |
| Mg | 2,88 | 2,88 | 2,89 | 2,91 | 2,73 | 2,82 | 2,81 | 2,67 |
| Ca | 0,07 | 0,03 | 0,07 | 0,05 | 0,23 | — | 0,13 | 0,18 |
| Na | 0,004 | — | — | 0,01 | 0,01 | 0,04 | 0,02 | 0,05 |
| K | 0,002 | — | — | 0,01 | — | — | — | — |
| F | — | — | — | — | — | 0,22 | — | — |

* В том числе CO₂—0,75. ** В том числе P₂O₅—0,01. *** В том числе Li₂O—0,13. F—0,91.

1—розовый, псевдоморфоза по пектолиту, Спрингфилд, шт. Нью-Джерси (США), анал. Мурато [2]; 2—бурый, псевдоморфоза по пектолиту, из пустот в базальте Джерс-Сити, шт. Нью-Джерси (США), анал. Мурато [2]; 3—Балканское месторождение (Южный Урал), анал. Прахова, в оригинале сумма 99,83 [15]; 4—волокнистый, по пектолиту, Северный Тайн (Шотландия), анал. Чалмерс [16]; 5—глиноподобные агрегаты субмикроскопических кристалликов, рудник Охори, преф. Ямагата (Япония), анал. Ямада [5]; 6—формация Грин-Ривер, шт. Вайоминг (США), анал. Фэхи [17]; 7—рудник Камаиси, преф. Ивате (Япония), анал. Отсука [11]; 8—рудник Обори, преф. Ямагата (Япония) [19].

Микрозондовые анализы стивенсита из Италии см. в работе [18].

Диагн. исп. Стивенсит разлагается HCl с выпадением порошкового кремнезема. П. п. тр. плавится с образованием белой эмали. Окрашивается раствором малахитовой зелени в нитробензоле (как смектиты) в изумрудно-зеленый цвет, после обработки кислотой и нагревания — в желтый, водным раствором бензидина — в светло-зеленый, а после 18-часового выдерживания — в светло-голубой [2].

Повед. при нагр. На кривых ДТА стивенсита из Спрингфилда, шт. Нью-Джерси (США) [2], и из Балканского месторождения (Южный Урал) [15] фиксируются эндотермические эффекты при 150—152° (удаление адсорбированной воды) и 850—865 (дегидроксилизация). На кривой ДТА стивенсита из рудника Камаиси (Япония) эти эффекты проявляются при более низких температурах (66 и 837° соответственно) [11]. Продукты нагревания выше 1000 представлены энстатитом и кристобалитом [5].

Нахожд. В подавляющем большинстве является продуктом поздней гидротермальной деятельности. Менее известен как аутигенный минерал в озерных осадках.

В СССР широко распространен среди волластонитовых скарнов и в известково-силикатных роговиках Балканского месторождения на Южном Урале; образует псевдоморфозы по волластониту, тесно ассоциируется с клиноцоизитом, актинолитом, хлоритом, замещается кварцем, кальцитом, доломитом; в зоне гипергенеза замещается нонтронитом [15]. Отмечено [20], что в ряде месторождений Узбекистана ошибочно принимался за девейлит, керолит, сапонит и др.

Минерал из Шевченковского месторождения в юго-западном Карамазаре (ТаджССР), описанный Поповым [14] как стивенсит (в псевдоморфозах по ксонотлиту), содержит 4,64% Al_2O_3 и является, по-видимому, сапонитом [15].

Стивенсит с 10,51% SrO ($n_g=1,546$, $n_p=1,527$) встречается на Шевчуковском участке Кансайского рудного поля (УзССР) [21].

Близкий к стивенситу минерал наблюдался среди продуктов современного минералообразования в оз. Эльтон [22].

В США стивенсит гидротермального генезиса известен в шт. Нью-Джерси (Спрингфилд и окрестности г. Патерсон); встречается в миндалинах базальтов в виде псевдоморфоз по пектолиту [1, 2, 4]. На руднике Крик в шт. Северная Каролина [4] стивенсит в смеси с серпентином образовался при гидротермальном изменении дунита. Менее ясны как идентификация, так и условия нахождения глиноподобного «лучианита» (с MgO 17,10%), обнаруженного у Санта-Люция в Мексике [7]. Аутигенный осадочный стивенсит распространен в озерных отложениях эоценовой формации Грин-Ривер на территории штатов Вайоминг, Колорадо и Юта [17, 23]. В юго-западной части шт. Вайоминг стивенсит вместе с кальцитом, доломитом и органическим веществом слагает горизонт шоколадно-бурого цвета мощностью 10 см [17, 23]. В центральной части шт. Юта бурый стивенсит (с примесью органики) слагает оолиты среди известняков формации Грин-Ривер; в некоторых слоях содержание оолитов достигает 80%, размер их 1—2 мм [24]. Близкие к стивенситу триоктаэдрические смектиты известны в породах той же формации на севере шт. Юта [25]. Известен в плиоцен-плейстоценовых озерных отложениях пустыни Амаргоза в Южной Неваде [13].

В Уин-Силле, Северный Тайн (Шотландия), стивенсит, образовавшийся по пектолиту, обнаружен в миндалинах долерита [16]; он представлен кремowymi, зеленоватыми, буроватыми, иногда почти черными волокнами с отчетливым двупреломлением (хим. анализ 4). В Италии на о-ве Процида найден в метаморфизованной карбонатной лаве; образует псевдоморфозы по периклазу тонкие каемки вокруг кристаллов форстерита [18].

Известен во многих местах Японии: в месторождении Киура, преф. Оита светло-розовая и черно-бурая разновидности минерала [26]; в руднике Охори, преф. Ямагата (в виде агрегатов мельчайших волокон) является продуктом изменения скарновых минералов — волластонита и бустамита [5, 12]; в скарнах и доломитизированных известняках в руднике Камаиси, преф. Ивате [11]; в Обори, преф. Ямагата [19]; в Хатсукари, преф. Яманаси (образует псевдоморфозы по окениту) [11]; в $Sr-Fe$ -месторождении Акатани, преф. Ниигата (продукт замещения волластонитового скарна) [27].

Ряд образцов из базальтов Уотченг в шт. Нью-Джерси (США) [28], «валькерит» из долерита в Корстор-Фейи-Хилле (Шотландия) [8], «магнезиопектолит» из диабазы близ Эндсдорфа (ФРГ) [9] и «ханушит» из Желеховской долины (Чехословакия) [10] представляют собой смеси стивенсита с не полностью замещенным им пектолитом [4].

Близка по составу к стивенситу «волокнистая глина» из серпентинитов в Вэжна (Чехословакия) [29].

Искусств. Стивенситом является, очевидно, минерал, синтезированный Боуэном и Таттлом в 1949 г. [30] из шихты с теоретическим составом сепиолита при температуре 340° и давлении 2020 бар [4]. Более детально образование стивенсита за счет сепиолита исследовали Гювен и Карней [31]. Они установили, что за 24 ч при температуре 204° в водной системе при добавлении $CaCl_2$, $NaOH$, $Mg(OH)_2$ или $Mg(OH)_2$ образуется около 10% стивенсита, при этой же тем-

пературе в присутствии NaCl образуется до 60% стивенсита, а в присутствии $MgCl_2$ — только 5%. При 316° и выше за это время в стивенсит переходит 60—80% сепиолита независимо от добавления солей. При изучении фазовых отношений в системе $MgO-SiO_2-H_2O$ показано [32, 33], что при давлении водяного пара (690 бар) стивенсит стабилен ниже 250° и переходит в тальк при 275° . Между стивенситом и тальком в поле стабильности могут существовать такие промежуточные фазы, как дегидратированный стивенсит и гидратированный тальк [34]. Декарро [35] синтезировал стивенсит при 75° (в течение 3 нед) из раствора при реакции $4Na_2SiO_3 + 3MgCl_2 + 2HCl \rightarrow Si_4Mg_3O_{11}(nH_2O) + H_2O + 8NaCl$. С целью изучения поведения ионов Ca вводилось некоторое количество $CaCl_2$. Кальций оказался нестабилен в структуре минерала и, занимая сначала наряду с Mg октаэдрические положения, постепенно их покидал, обуславливая тем самым появление вакантных мест.

Кайер [36] получила минерал из геля в присутствии ацетата магния. Синтетический стивенсит в отличие от природного обладает более высокой способностью к обмену оснований.

Отл. От близкого по составу талька отличается способностью к обмену оснований, разложением в HCl с выделением порошкового кремнезема, рентгенограммой, кривой нагревания и ИК-спектром. Без детального комплексного исследования стивенсит может быть принят за сапонит, тальк или гекторит.

Межплоскостные расстояния (без базальных отражений) стивенсита из Спрингфилда, шт. Нью-Джерси (США) [3]*

| hk | l | d (Å) | hk | l | d (Å) | hk | l | d (Å) |
|------------|----|-------|------------|---|-------|------------|---|-------|
| 02; 11 | 10 | 4,54 | 06; 33 | 9 | 1,520 | 28; 37; 51 | 1 | 1,047 |
| 13; 20 | 9 | 2,618 | 26; 40 | 7 | 1,314 | 19; 46; 53 | 3 | 0,994 |
| 04; 22 | 2 | 2,279 | 17; 35; 42 | 2 | 1,265 | 39; 60 | 3 | 0,879 |
| 15; 24; 31 | 4 | 1,725 | | | | | | |

* $a_0 = 5,26$, $b_0 = 9,12$ Å

Л и т е р а т у р а

- Glenn M. L. // Amer. Miner. 1916. Vol. 1, N 3. P. 44.
- Faust G. T., Murata K. L. // Ibid. 1953. Vol. 38, N 11/12. P. 973.
- Brindley G. W. // Ibid. 1955. Vol. 40, N 3/4. P. 239.
- Faust G. T., Hathaway J. C., Millot G. // Ibid. 1959. Vol. 44, № 3/4. P. 342.
- Otsu H., Yasuda T. // Miner. J. 1964. Vol. 4, N 2/3. P. 91.
- Brindley G. W., Brown G. // Crystal structures of clay minerals and the X-ray identification. L.: Miner Soc., 1980. P. 179.
- Hilgard E. W. // Proc. Nat. Acad. Sci. 1916. Vol. 2. P. 8.
- Hedde M. F. // Miner. Mag. 1880. Vol. 4. P. 117.
- Reinling E. // Zentr.-Bl. Miner. 1907. S. 739.
- Kaspar Y. V. // Chem. listy Vedu Prumysl. 1942. Sv. 36, N 6. S. 78.
- Sakamoto T., Otsuka R., Imai N. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1975. Vol. 70, N 1. P. 1.
- Otsu H., Shimazaki Y., Ohmachi H. // Bull. Geol. Surv. Jap. 1963. Vol. 14, N 8. P. 591.
- Eberl D. D., Jones B. F., Houry H. N. // Clays and Clay Miner. 1982. Vol. 30, N 5. P. 321.
- Попов В. С. // Докл. АН ТаджССР. 1960. Т. 3, № 2. С. 7.
- Коржинский А. Ф. // Зап. ВМО. 1970. Т. 99, вып. 5. С. 614.
- Randall B. A. O. // Miner. Mag. 1959. Vol. 32, N 246. P. 218.
- Bradley W. H., Fahey J. J. // Amer. Miner. 1962. Vol. 47, N 7/8. P. 996.
- Leoni L., Sartori F. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1983. H. 12. S. 556.
- Shimoda S. // Clay Miner. 1971. Vol. 9, N 2. P. 185.
- Протодьяконова Э. М., Мусеева М. И. // Минералы Узбекистана. Ташкент: Фан, 1976. Т. 3. С. 339.
- Протодьяконова Э. М., Карпунина Н. И., Акмаева Ф. И. // Тр. Ташк. политехн. ин-та. 1966. Вып. 34. С. 32.
- Яржемский Я. Я. // ДАН СССР. 1949. Т. 68, № 6. С. 1085.
- Bradley W. H., Eugster H. P. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1969. N 496-B. P. 1.
- Tettenhorst R., Moore G. E. (Jr.) // J. Sediment. Petrol. 1978. Vol. 48, N 2. P. 587.
- Dyni J. R. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1976. N 967. P. 1.
- Yokomizo H., Morigama Z. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1976. Vol. 71, N 8. P. 221.
- Imai N., Otsuka R., Nakamura T. // Clay Sci. 1973. Vol. 4, N 4. P. 175.

28. Manchester J. G. // Bull. N. Y. Miner. Club. 1931. Vol. 3. P. 186.
 29. Cerny P. // Canad. Miner. 1972. Vol. 11, pt 2. P. 570.
 30. Bowen N. L., Tuttle O. F. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1949. Vol. 60, N 3. P. 439.
 31. Güven N., Carney L. L. // Clays and Clay Miner. 1979. Vol. 27, N 4. P. 253.
 32. Roy D. M., Roy R. // Amer. Miner. 1955. Vol. 40, N 3/4. P. 147.
 33. Mumpton A. F., Roy R. // Clay and Clay Miner. 1956. Vol. 4. P. 337.
 34. Suzuki S., Nishido H., Otsuka R. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1976. Vol. 71, N 8. P. 238.
 35. Decarreau A. // Bull. Miner. 1980. Vol 103, N 6. P. 579.
 36. Caillere S., Brat M. S. // Bull. Groupe franç. argiles. 1967. Vol. 19, N 1. P. 39.

М р а з е к и т — prazekite — магнезиальный силикат, по составу близкий к стивенситу, сапониту и тальку. $Mg_{5.67}[Si_8O_{20}](OH)_4 \cdot nH_2O + n[SiO_{2.5}]$ (?). Образует землистые массы, внешне также сходные с выделениями этих минералов. Для структуры характерны два стивенситовых слоя, различающихся числом вакантных октаэдрических позиций. $a_0 = 5,25$, $b_0 = 9,09$. $c_0 \cdot \sin \beta =$ от 9,39 до 16,70 Å. $d_{001} = 15,22$ Å в естественном состоянии, 14,32 Å — после диспергирования в воде, 16,65 Å — после обработки этиленгликолем, 9,39 Å — после нагревания до 500°; у Li-насыщенного $d_{001} = 12,44$ Å.

Тв. н уд. в. выше, чем у стивенсита и сапонита. Цв. на свежем изломе белый, через несколько часов минерал розовеет, затем буреет, становится темно-бурым. Анализ (%): $Na_2O = 0,13$; $K_2O = 0,02$; $Li_2O = 0,08$; $MgO = 21,54$; $CaO = 1,54$; $Al_2O_3 = 0,30$; $Fe_2O_3 = 0,27$; $SiO_2 = 51,77$; $H_2O = 9,26$; $H_2O^- = 15,22$; сумма — 100,13. Обнаружен в гидротермально-измененных породах на контакте с эруптивными породами в районе Банат (Румыния). Образует псевдоморфозы по хризотилу, стивенситу, сепиолиту и тальку, опровергается кальцитом.

Л и т е р а т у р а

- Veacsu Gh. // Rev. Roum. géol., géophys., géogr. Ser. géol. 1970. Vol. 14, N 1. P. 25 (по РЖ Геология, 1971. 3В 299); *Боншмедт-Кунгетская Э. М.* // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1971. Т. 100, вып. 5. С. 625. («Новые минералы», обзор XXV).

Гекторит Hectorite



Впервые описан Фошагом и Видфордом в 1936 г. [1]; назван Стресом и Гофманом в 1941 г. по местности Гектор в шт. Калифорния (США) [2] (не гекторит Кокса (1~2), который является измененным пироксеном).

Синон. Гассулит — ghasoulite [3] (идентичность с гекторитом установлена Фаустом в 1959 г. [4]); магнезиальный бейделлит — magnesium beidellite [1, 5], частично (Хей, 1955); магнезиальный бентонит — magnesium bentonite [6], частично (Хей, 1955).

Характ. выдел. Землистые агрегаты; образует пласты среди толщи озерных отложений [3, 7], а также налеты на стенках трещин в этих отложениях [8]. Под электронным микроскопом частицы гекторита «брусковидные», вытянутые параллельно оси a [7, 9].

Структ. и морф. крист. $a_0 = 5,25$, $b_0 = 9,09$ Å [10]; $a_0 = 5,25$, $b_0 = 9,18$ Å [5]; величина c_0 зависит от степени гидратации и содержания органических веществ.

В зависимости от степени гидратации природный гекторит может быть «однослойным» (с одним слоем воды в структуре) или «двухслойным» (с двумя слоями H_2O) с межслоевыми расстояниями 3 и 6 Å и с $d_{001} = 12,6$ и 15,6 Å соответственно [11]. У гекторита из Гектора (шт. Калифорния) $d_{001} = 12,6$ Å [5]; у гекторита из Франции $d_{001} = 15,30$ Å, при нагревании 9,6 Å, после насыщения глицерином 17,80 Å [5].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Агрегаты восковидные. Изл. сухих компактных агрегатов землистый, реже раковистый; влажный пластичен. Уд. в. (определен в воде) 2,336 [4]; эта величина не может считаться точной, так как зависит от содержания в минерале воды и примесей. Цв. белый, серый, светло-бурый. Бл. матовый.

ИК-спектр гекторита (фиг. 21) характеризуется в области валентных колебаний связей SiO_4 -тетраэдров интенсивной полосой с максимумами 1020 и 660 cm^{-1} и в области деформационных колебаний полосой 470 cm^{-1} ; в области

валентных колебаний групп ОН полосами 3685—3630 см^{-1} ; в области валентных и деформационных колебаний молекулярной воды полосами 3410 и 1620 см^{-1} [12].

Методом ЯМР уточнено положение Li в структуре гекторита; он не только замещает Mg, но частично находится и в межслоевых промежутках, где связан с молекулами воды [13, 14].

В искусственном «однослойном» Ва-гекторите ионы Ва также связаны с молекулами воды в межслоевых промежутках, ширина которых составляет 3 Å [15].

Мёссбауэровским методом изучался Fe^{3+} - и Fe^{2+} -замещенный гекторит [16]. Fe^{2+} -замещенный гекторит дает разные мёссбауэровские спектры при комнатной температуре и при температуре 77 К, у Fe^{3+} -замещенного гекторита эти спектры одинаковы.

Свободная энергия образования из элементов при 25° $\Delta G_f = -2680$ ккал/эл. яч. [17].

Микр. Показатели преломления определены в препаратах ориентированных частиц гекторита [18]: $n_g=1,516$, $n_p=1,485$, $n_g-n_p=0,031$; после нагревания в течение 36 ч при 200—210° $n_g=1,584$, $n_p=1,555$, $n_g-n_p=0,029$. По Фошагу [11], у образца (оригинал хим. анализа 5), нагретого до 100°, $n_g=1,553$, $n_p=1,524$.

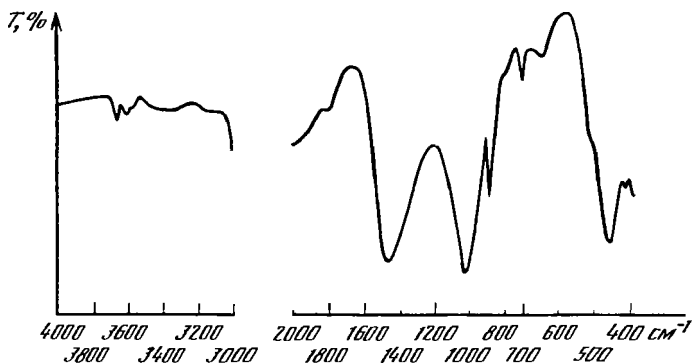
Хим. Гекторит является магнезиальным смектитом, в котором магний в октаэдрических позициях частично замещен литием. Дефицит положительных зарядов компенсируется обменными основаниями. Емкость катионного обмена у гекторита (80 мг·экв/100 г) больше, чем у стивенсита [8].

Типичный гекторит из Гектора в шт. Калифорния, США (оригиналы хим. анализов 1 и 2) практически не содержит алюминия и железа. Почти во всех анализированных образцах гекторита обнаруживается фтор (до 5,96%).

Гекторит — хороший объект для изучения физических свойств катионообменных форм; показано, что гекториты, насыщенные Mg и Li, химически более устойчивы, чем насыщенные Na или Ca, поскольку наличие в растворе катионов, одинаковых со структурными октаэдрическими ионами, замедляет их переход в обменные позиции [19].

Изучена [20] адсорбция гекторитом Cu, Zn, Co, Mn, Ni в 0,05 M растворе CaCl_2 ; наибольшая адсорбция этих катионов происходит при pH 6,5—7,0; при постоянном pH количество адсорбированных металлов зависит от концентрации их в исходном растворе. Изучены La- и Ce-формы гекторита, обладающие высокой стабильностью при нагревании, и фторгекторит [21]. Установлено [22], что кремнезем (в виде кремнеацетилацетонового комплекса) не вытесняется из межслоевых промежутков гекторита при обработке минерала водой, глицерином, пиридином и не препятствует катионообменным реакциям.

Изучены факторы, определяющие влияние гекторита (и монтмориллонита) на выход водорода из органических соединений, поглощенных поверхностью слоями этих минералов [23]. При нагревании насыщенного органоаммониевыми ионами гекторита водород теряется при температуре 180—350°, после чего происходит гидролиз, приводящий к тому, что на поверхности ча-



Фиг. 21. ИК-спектр гекторита из месторождения Гектор, США (образец из Минералогического музея им. А. Е. Ферсмана АН СССР)

стиц минерала остается только слой из атомов углерода; при температуре $\sim 550^\circ$ происходит окисление этого поверхностного углерода [23].

Анализы (рассчитаны на 22 заряда):

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--------------------------------|--------|----------|--------|----------|-------|-------|
| Li ₂ O | 1,05 | 1,14 | 0,36 | 0,38 | 1,12 | 1,22 |
| Na ₂ O | 2,68 | 2,20 | 0,94 | 0,07 | 3,00 | 3,04 |
| K ₂ O | 0,10 | 0,08 | 0,43 | 0,08 | 0,07 | 0,23 |
| MgO | 25,03 | 24,51 | 24,89 | 25,89 | 25,34 | 25,89 |
| CaO | сл. | 0,90 | 0,54 | 1,18 | 0,52 | 0,16 |
| FeO | — | сл. | 0,70 | 0,01 | — | — |
| Al ₂ O ₃ | 0,13 | 0,33 | 1,12 | 1,40 | 0,60 | 0,14 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,03 | 0,12 | — | 1,82 | — | 0,03 |
| SiO ₂ | 55,86 | 55,17 | 55,02 | 49,32 | 53,68 | 53,95 |
| TiO ₂ | — | 0,01 | 0,08 | — | — | — |
| CO ₂ | — | 0,63 | 0,30 | — | — | — |
| H ₂ O ⁺ | 2,24 | 2,84 | 6,42 | 8,68 | 8,24 | 5,61 |
| H ₂ O ⁻ | 9,90 | 8,93 | 7,66 | 10,82 | 7,28 | 9,29 |
| F | 5,96 | 4,75 | 3,22 | — | — | — |
| Сумма | 102,98 | 101,87 * | 101,68 | 99,66 ** | 99,85 | 99,56 |
| —O = F ₂ | 2,51 | 2,04 | 1,36 | — | — | — |
| | 100,47 | 99,83 | 100,32 | | | |
| Si | 3,99 | 3,97 | 3,98 | 3,77 | 3,89 | 3,89 |
| Al ^{IV} | 0,01 | 0,02 | 0,09 | 0,13 | 0,05 | 0,01 |
| Fe ³⁺ | — | 0,01 | — | 0,10 | — | — |
| Mg | 2,66 | 2,63 | 2,69 | 2,95 | 2,73 | 2,78 |
| Ca | — | 0,07 | 0,01 | 0,09 | 0,04 | 0,01 |
| Fe ²⁺ | — | — | 0,04 | — | — | — |
| Li | 0,30 | 0,33 | 0,10 | 0,12 | 0,32 | 0,35 |
| Na | 0,37 | 0,31 | 0,13 | 0,01 | 0,42 | 0,42 |
| K | 0,01 | 0,01 | 0,04 | 0,01 | 0,01 | 0,02 |
| F | 1,35 | 1,08 | 0,74 | — | — | — |

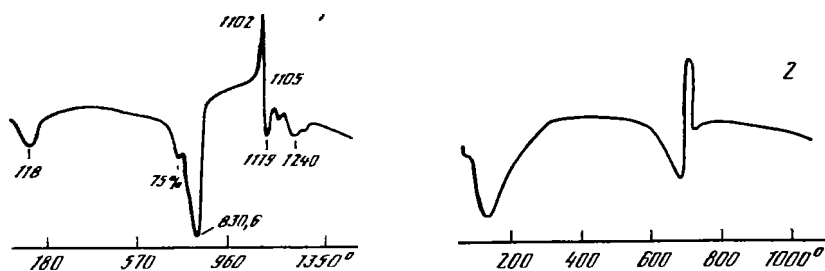
* в числе MnO—сл., P₂O₅—0,05, Cl—0,21, BaO, Rb₂O, SO₃—не обн. ** В том числе MnO—0,01.

1—из толщи базальтов, месторождение Гектор, шт. Калифорния (США) [3]; 2—Гектор, шт. Калифорния (США), анал. Голдич [7], анализ пересчитан за вычетом CaCO₃; 3—«гассулит», из слоя в осадочной породообразующей Джебель-Гассуль в горах Средний Атлас, Восточное Марокко, анал. Фахи [4], анализ пересчитан за вычетом CaCO₃; 4—из жилы Пюи-Шалар у Вержезона, департамент Пюи-де-Дом (Франция), анал. Бюе [8]; 5—«магнезиальный бейделлит», Гектор, шт. Калифорния (США), кроме того, Cl—0,31 [1]; 6—Гектор, шт. Калифорния (США), анализ фирмы «Леду энд компани» (по Диру с соавторами, 1966)

Повед. при нагр. На кривых ДТА (фиг. 22, 1) эндотермический, зафиксированный в интервале $100\text{--}180^\circ$, эффект связан с выделением межслоевой воды, при $750\text{--}850^\circ$ — с дегидроксилизацией минерала [4, 8, 24—28].

Поскольку гекторит очень часто находится вместе с кальцитом, то интенсивный эндотермический эффект при 800° усиливается диссоциацией карбоната. Очистка гекторита от карбоната ведет к усилению эндотермического эффекта, связанного с выделением межслоевой воды (сдвиг к более высоким температурам) [29]. Поэтому термогравиметрические кривые могут служить индикатором эффективности процесса очистки гекторита от карбоната, что важно для использования гекторита в керамической промышленности.

По Грину с соавторами [30] полная дегидроксилизация синтетического гекторита происходит около 700° (фиг. 22, 2), после чего в остаточном продукте обнаруживаются энстатит и кристобалит (литиевые силикаты образуются только из Li-насыщенного гекторита); при температуре около 1200° образуется фторит (в результате взаимодействия щелочных ионов с кристобалитом) и фор-



Фиг. 22. Кривые ДТА гекторита

1 — природного, из месторождения Гектор, США (по Эрнесту); 2 — синтетического («лапонит», по Гринну и др.)

стерит (при удалении кремнезема из энстатита). По Эрнесту [27], продуктами нагревания до 1020—1154° природного гекторита являются диопсид, форстерит и клиноэнстатит.

Находж. Редок. Известен на месторождении Гектор, которое находится в пустыне Мохаве, округ Сан-Бернардино, шт. Калифорния (США), и приурочено к сбросовой зоне в вулканно-осадочной толще, заполнившей небольшие озера. Гекторит образовался при действии на пирокластический материал вод горячих источников, приносивших магний и литий; отложению гекторита предшествовало образование анальцима и клиноптилолита. В одном из участков месторождения гекторит сменяется монтмориллонитом. Над осадочными озерными отложениями, содержащими гекторит, залегают базальты [7, 31]. На месторождении Джебель-Гассуль в горах Средний Атлас (Восточное Марокко) «гассулит» (хим. анализ 3) залегают среди озерных третичных глин, которые переслаиваются с кремнистыми породами и зелеными мергелями; это химический озерный осадок [3]. Гекторит, слагающий вместе с кальцитом жилки в кислых туфах, встречен в местности Пюи-Шалар у Вертезона, департамент Пюи-де-Дом, Франция (хим. анализ 4).

Искусств. Синтезирован [32] в системе $\text{SiO}_2\text{—MgO—Li}_2\text{O (LiF)—Na}_2\text{O}$ с большим избытком воды при атмосферном давлении и температуре 100°; введение Li ускоряло кристаллизацию минерала. Ранее подобный гекториту минерал был синтезирован Стрессом и Гофманом [2].

Гекторит, включая F-содержащие разности, получен многими исследователями [14, 33—37]. Синтетическая гекторитоподобная глина известна по названием «лапонит» — laponite [34, 35].

Синтезированный Миллером и Нохансеном [38] минерал состава $\text{K}_{1,30}\text{Mg}_{4,80}\text{Li}_{1,25}\text{Si}_{7,96}\text{O}_{20,01}\text{F}_{3,67}$, названный литий-фтор-гекторитом — lithium-fluor-hectorite по физическим и оптическим свойствам ближе к таинюлиту. К гекториту отнесен [39] синтезированный монтмориллонитоподобный продукт состава (%): Na_2O — 7,34; MgO — 28,21; Fe_2O_3 — 1,14; SiO_2 — 56,8; F — 10,80 ($-\text{O}=\text{F}_2=4,55$); сумма — 99,74. Параметры элементарной ячейки (в воздушно-сухой среде): $a_0 = 5,26$, $b_0 = 9,10$, $c_0 = 13,05$ А, $\beta = 103^\circ 38'$ при насыщении глицерином c_0 увеличивается до 18,06 А. Отсутствие лития, равно как и высокое содержание натрия и фтора, не позволяет считать обоснованным отнесение этого продукта синтеза к гекториту.

Практ. знач. Может находить применение в керамической промышленности. Высокие сорбционные свойства гекторита используются при очистке напитков [7].

Отл. От свайнфордита отличается меньшим содержанием Li_2O , Al_2O_3 и большим — MgO и F.

Межплоскостные расстояния гекторита («магнезиального бейделлнта») из Гектора, шт. Калифорния (США) [5] *

| | | | FeK _α -излучение | | | | | |
|------------|----|-------|-----------------------------|----|-------|------------|---|-------|
| hk | l | d (Å) | hk | l | d (Å) | hk | l | d (Å) |
| 02; 11 | 10 | 4,58 | 06; 33 | 10 | 1,530 | 17; 35; 42 | 1 | 1,269 |
| 13. 20 | 8 | 2,66 | | | | 19; 46; 53 | 2 | 0,992 |
| 04; 22 | 1 | 2,289 | | | | | | |
| 15; 24; 31 | 5 | 1,751 | 26; 40 | 7 | 1,323 | 39; 60 | 2 | 0,880 |
| | | 1,692 | | | 1,304 | | | |

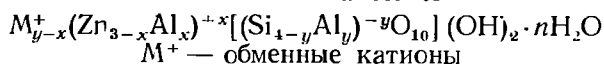
$a_0 = 5,25$, $b_0 = 9,18 \text{ \AA}$

* Оригинал хим. анализа 5.

Л и т е р а т у р а

1. Foshag W. F., Woodford A. O. // Amer. Miner. 1936. Vol. 21, N 4. P. 238.
2. Strese H., Hofman U. // Ztschr. anorg. und allg. Chem. 1941. Bd. 247, H. 1. S. 65
3. Millot G. // C. r. Acad. sci. 1954. Vol. 238, N 2. P. 257.
4. Faust G. T., Hathaway J. C., Millot G. // Amer. Miner. 1959. Vol. 44, N 3/4. P. 342
5. Nagelschmidt G. // Miner. Mag. 1938. Vol. 25, N 163. P. 140.
6. Bannister F. A. // Annu. Rep. Chem. Soc. 1939. Vol. 35. P. 191.
7. Ames L. L., Sand L. B., Goldich S. S. // Econ. Geol. 1958. Vol. 53, N 1. P. 22.
8. Gouhier J. // Bull. Groupe franç. argiles. 1971. Vol. 23, N 2. P. 129.
9. Kadi-Hanifi M., Mering J. // C. r. Acad. sci. D. 1972. Vol. 274, N 2. P. 149.
10. Oberlin A., Mering J. // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1966. Vol. 89, N 1. P. 29.
11. Words K. // Clays and Clay Miner. 1980. Vol. 28, N 1. P. 64.
12. Farmer V. C. // Miner. Mag. 1958. Vol. 31, N 241. P. 829.
13. Chausson J. // Clays and Clay Miner. 1970. Vol. 18, N 3. P. 139.
14. Decarrey A. // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1980. Vol. 103, N 6. P. 579.
15. Kadi-Hanifi M. // Acta crystallogr. B. 1977. Vol. 33, pt 7. P. 2349.
16. Helsen J. A., Goodman B. A. // Clay Miner. 1983. Vol. 18, N 2. P. 117.
17. Tiller K. G. // Ibid. 1968. Vol. 7, N 3. P. 261.
18. Ross C. S., Hendricks S. B. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1945. N 205-B. P. 1.
19. Kreit J. F., Shainberg I., Herbillon A. J. // Clays and Clay Miner. 1982. Vol. 30, N 3. P. 223.
20. Tiller K. G. // Clay Miner. 1968. Vol. 7, N 4. P. 409.
21. Stabtai J., Rosell M., Tokarz M. // Clays and Clay Miner. 1984. Vol. 32, N 2. P. 99.
22. Endo T., Mortland M. M., Pinnavaia T. J. // Ibid. 1981. Vol. 29, N 2. P. 153.
23. Chou Ch., Mcatey J. L. (Jr.) // Ibid. 1969. Vol. 17, N 6. P. 339.
24. Grim R. E., Rowland R. A. // Amer. Miner. 1942. Vol. 27, N 12. P. 801.
25. Bradley W. F., Grim R. E. // Ibid. 1951. Vol. 36, N 3/4. P. 182.
26. Schmidt E. R., Heyster H. // Miner. Mag. 1953. Vol. 30, N 222. P. 201.
27. Earnest C. M. // Thermochim. acta. 1983. Vol. 63, N 3. P. 277.
28. Venugopal J. S., Hirannaiah B. V., Majumder S. K. // J. Geol. Soc. Ind. 1982. Vol. 23, N 3. P. 123.
29. Earnest C. M. // Thermochim. acta. 1983. Vol. 63, N 3. P. 291.
30. Green J. M., Mackenzie K. J. D., Sharp J. H. // Clays and Clay Miner. 1970. Vol. 18, N 6. P. 339.
31. Бойко Т. Ф. // Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах. М.: Наука 1964. С. 137.
32. Granquist W. T., Pollack S. S. // Clays and Clay Miner. 1969. Vol. 8. P. 150; Гранкуист У. Т., Поляк С. С. // Вопросы минералогии глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. С. 240.
33. Neumann B. S. // Rheol. acta. 1965. Vol. 4. P. 250.
34. Neumann B. S., Sanson K. G. // Clay Miner. 1970. Vol. 8, N 4. P. 389.
35. Veermann B. S., Sanson K. G. // Ibid. 1971. Vol. 9, N 2. P. 231.
36. Barrer R. M., Jones D. L. // J. Chem. Soc. 1970. Pt 8. A. P. 1531.
37. Barrer R. M., Jones D. L. // Ibid. 1971. Pt 10. A. P. 2594.
38. Miller J. L., Johnson R. C. // Amer. Miner. 1962. Vol. 47, N 9/10. P. 1049.
39. Гончаров Ю. И., Коваленко В. С., Хаджи И. П., Врублевская Э. В. // Зап. ВМО 974. Т. 103, вып. 3. С. 391.

Соконит Sauconite



Назван по месту находки в месторождении Сокоп-Вэлли в шт. Пенсильвания, (США) (Рёппер, 1875). Принадлежность минерала к группе смектитов доказана Россом в 1946 г. [1, 2].

Синон. Вануксемит — vanuxemite (Шеппард, 1876) — смесь соконита с гемиморфитом [1]; жирная глина — tallow clay [3, 4]; китайский тальк — chinese talc (Эммонс, 1886); мореснетит — moresnetite (Рисс, 1865) — смесь соконита с гемиморфитом [1]; оравитцит (орависцит, оравицит) — oravitzite (oravicite, orawizite, Oravizit) (Брайтхаупт, 1841); сауконит (Винчелд, 1963); цинкмонтмориллонит — zinkmontmorillonite (Мачачки, 1953); цинксапонит — zincsaponite (Рёппер, 1895).

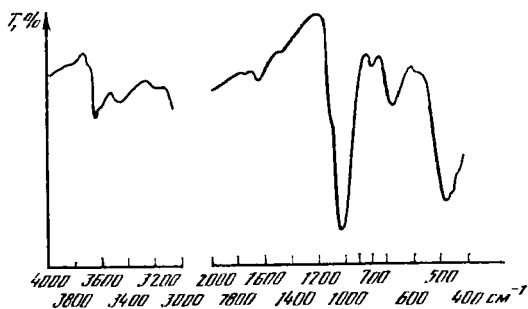
Характ. выдел. Обычны плотные глинистые массы. Отдельные частицы очень малы, различимы большей частью только под электронным микроскопом в виде слюдоподобных чешуек и их агрегатов [5]; иногда тонковолокнистый [6].

Структ. и морф. крист. Параметры элементарной ячейки a_0 и b_0 довольно постоянны: $a_0=5,35$, $b_0=9,28 \text{ \AA}$ — для образца с 28,19% ZnO из рудника Янки-Дудл, шт. Колорадо, США [7] (образец хим. анализа 7); $a_0=5,310$, $b_0=9,278 \text{ \AA}$ — для образцов с различным содержанием цинка (38,04; 22,25 и даже 7,75% ZnO) из Восточного Забайкалья [5].

Физ. св. Во влажных образцах мягок и пластичен, при высыхании землистый или плотный. Тв. плотных образцов 2 [5, 8]. Уд. в. 2,76—2,80 для образцов с содержанием около 40% ZnO (хим. анализы 1, 2) [5, 8].

Как и другие смектиты, соконит легко поглощает воду и сорбирует тяжелые жидкости, что сказывается на результатах определения удельного веса. Из жидкости Клеричи поглощает в качестве обменного основания до 6% таллия [9].

Цв. Наиболее часто светло-коричневый, светло-бурый, розовый, кремовый, реже снежно-белый, голубой, темно-каштановый, зеленоватый. Белый цвет характерен для соконитов, не содержащих железа; голубые и зеленоватые сокониты содержат медь. Бл. матовый, жирный, восковой, на свежем срезе острым ножом может быть близким к стеклянному. В ультрафиолетовых лучах светится голубовато-белым цветом [10].



Фиг. 23. ИК-спектр соконит из Ловозерского массива Кольский полуостров (образец из Минералогического музея им. А. Е. Ферсмана АН СССР ИК-спектральная лаборатория ИГЕМ АН СССР)

ИК-спектр поглощения соконита типичен для триоктаэдрических смектитов, в частности очень близок к ИК-спектру сапонита (фиг. 23), лишь полос валентных колебаний OH в области 3000—4000 cm^{-1} занимает более низкочастотное положение 3635—3610 cm^{-1} (вместо 3690 cm^{-1} у сапонита), что отвечает большей силе водородных связей при наличии Zn.

Микр. В шлифах типичный соконит тонкочешуйчатый или тонковолокнистый, агрегаты плохо прозрачные, иногда с линейным расположением волокон. В прох. свете бесцветен. Примеси минералов, сильно отличающихся от соконита по показателям преломления, могут вызывать псевдоадсорбцию, служащую причиной бурой окраски или непрозрачности агрегата [1].

Оптические константы рекомендуется определять в ориентированных шлифах. Однако и тогда отмечаются резкие изменения констант, что связано с колебаниями влажности образцов, а также со способностью минерала поглощать иммерсионные жидкости

Двуосный (—). Удлинение (+). $n_g=1,615$, $n_p=1,575$ — для сокоцита и месторождения Сокоц-Вэлли в США (оригинал хим. анализа 9) [1]; $n_g=1,592$ — $1,605$, $n_p=1,550$ — $1,570$ — для сокоцитов из других американских месторождений [1]; $n_g=1,565$ — $1,612$, $n_p=1,545$ — $1,582$ — для сокоцитов из месторождений Восточного Забайкалья [5].

Хим. Характерно высокое содержание цинка (обычно 22—43% ZnO. Содержание Al_2O_3 большей частью 6—14% ($Al_{0,1-0,8}^{VI}$ — $Al_{6,6-1,0}^{IV}$).

Образцы из Воздвиженского месторождения (Восточное Забайкалье) [5] и из шт. Висконсин (США) [1] с небольшим количеством ZnO (3,65 и 3,82%) и значительным — Al_2O_3 (26,00 и 27,71%). очевидно, следует отнести к бейделлиту (см. «Бейделлит»).

Обменные свойства изучены [11] на «кислом» сокоците, приготовленном действием на сокоцит Н-смолы. В кислой среде Zn^{2+} и Al^{3+} становятся обменными (удаляются с боковых поверхностей положительно заряженного октаэдрического слоя). При выдерживании «кислого» сокоцита в воде увеличивается его катионообменная емкость вследствие гидролиза и замещения H^+ и Al^{3+} на Zn^{2+} .

Сокоцит часто содержит элементы-примеси, характерные для первичных руд [5, 12]. Например, в сокоците из зоны окисления свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья определено 0,001—0,006% Cd [13, 14], 0,0015—0,003% Y и 0,0005—0,002% Ga [15, 16], из зоны окисления свинцово-цинковых месторождений Средней Азии — 0,001—0,05% Cd [15]. Некоторые сокоциты из пегматитовых жил Ловозерского массива содержат 0,4—0,93% BeO [17]; в сокоците из Дашкесанского месторождения (Азербайджан) обнаружено 4,15% CoO и 1,07% CuO [6]; в сокоците из Кураминских гор (Средняя Азия) — 2,12% CuO [8].

Анализы (рассчитаны на 22 заряда):

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|-----------|-------|-------|-------|---------|-------|----------|--------|-------|-------|-------|
| Na_2O | — | Сл. | 0,22 | 0,25 | 0,44 | 0,06 | 0,24 | 0,01 | — | 0,43 |
| K_2O | — | 0,65 | 0,27 | 0,14 | 0,10 | 0,48 | 0,13 | 0,18 | 0,49 | 0,32 |
| MgO | 1,61 | 0,27 | 0,78 | 2,38 | 1,26 | 0,56 | 1,10 | 1,18 | 1,11 | 1,62 |
| CaO | 0,30 | Сл. | 1,92 | 2,03 | 0,62 | 2,66 | 1,22 | 0,94 | — | Сл. |
| MnO | — | » | Сл. | Сл. | 0,04 | 0,01 | 0,02 | — | — | 0,06 |
| CuO | — | — | 0,13 | — | — | — | 0,02 | — | — | — |
| ZnO | 42,47 | 38,04 | 36,73 | 35,74 | 33,70 | 31,68 | 28,19 | 23,50 | 23,10 | 22,48 |
| Al_2O_3 | 11,42 | 14,00 | 7,45 | 6,40 | 6,57 | 8,14 | 14,18 | 13,36 | 16,95 | 16,29 |
| Fe_2O_3 | 0,06 | 1,24 | 1,73 | 0,04 | 2,36 | 4,44 | 0,30 | 3,41 | 6,21 | 3,91 |
| SiO_2 | 29,60 | 31,33 | 33,40 | 35,10 | 35,95 | 34,86 | 37,10 | 38,59 | 34,46 | 38,70 |
| TiO_2 | — | Сл. | 0,15 | — | 0,07 | 0,12 | — | 0,31 | 0,24 | 0,30 |
| H_2O^+ | 8,52 | 14,20 | 7,14 | 6,20 | 11,34 | 8,12 | 8,93 | 8,05 | 6,72 | 8,38 |
| H_2O^- | 5,90 | | 9,78 | 10,77 | 7,24 | 8,60 | 8,82 | 10,39 | 10,67 | 7,50 |
| Сумма | 99,88 | 99,73 | 99,70 | 99,34 * | 99,69 | 100,12** | 100,22 | 99,92 | 99,95 | 99,99 |
| Si | 2,86 | 2,93 | 3,25 | 3,38 | 3,46 | 3,27 | 3,30 | 3,38 | 3,02 | 3,20 |
| Al^{IV} | 1,14 | 1,07 | 0,75 | 0,62 | 0,54 | 0,73 | 0,70 | 0,62 | 0,98 | 0,80 |
| Al^{VI} | 0,16 | 0,47 | 0,10 | 0,11 | 0,20 | 0,17 | 0,79 | 0,76 | 0,75 | 0,73 |
| Ti | — | — | — | — | — | — | — | 0,02 | 0,06 | — |
| Fe^{3+} | — | 0,09 | 0,13 | — | 0,17 | 0,31 | 0,02 | 0,22 | 0,40 | 0,43 |
| Zn | 3,04 | 2,63 | 2,64 | 2,54 | 2,40 | 2,19 | 1,85 | 1,52 | 1,49 | 1,23 |
| Mg | 0,23 | 0,04 | 0,11 | 0,34 | 0,18 | 0,07 | 0,14 | 0,15 | 0,14 | — |
| Ca | 0,03 | — | 0,20 | 0,21 | 0,06 | 0,27 | 0,23 | 0,09 | — | — |
| Na | — | — | 0,04 | 0,05 | 0,08 | — | 0,05 | — | — | — |
| K | — | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,01 | 0,05 | — | 0,02 | 0,05 | — |

* В том числе SrO—0,29. ** В том числе FeO—0,17. CO_2 —0,20. S—0,02.

1 — белый и кремовый, Средний Тянь-Шань, анал. не указан [8]; 2 — тонкошелуистый белый, Мальцевско-Кимчинское месторождение, Восточное Забайкалье, анал. Бакланова [5]; 3 — красновато-бурый, рудник Кун-Холлоу, округ Бун, шт. Арканзас (США), анал. Кэррон [1]; 4 — из пегматитовых жил Ловозерского массива (Кольский полуостров), анал. Семенов [10, 17]; 5 — массивный бурый, месторождение Ньюдискавери, Ледвилл, шт. Колорадо (США), анал. Фэрчайлд [1]; 6 — светло-коричневый, Ярославское месторождение, Приморье (СССР), анал. Садикова, обменные основания (мг-экв/100 г): Са — 50,00, Mg — 18,88, Zn — 17,01, Na — 2,41, К — 0,41, спектрально определены: Pb, Zn, Sr, Ba, Си — 0,0 н%, V, Ag, Ni, Cr — 0,00 н% [19]; 7 — месторождение Янки-Дудл, Ледвилл, шт. Колорадо (США), анал. Кэррон [1]; 8 — красновато-бурый, рудник Либерти, Микерс-Гров, шт. Висконсин (США), анал. Кэррон [1]; 9 — светло-буровато-желтый, месторождение Аберрот, Сокоп-Вэлли, шт. Пенсильвания (США) анал. Фэрчайлд (оригинал, описанный Рэппером в 1895 г.) [1]; 10 — месторождение Платтсвилл, шт. Висконсин (США), анал. Кресс [1].

Хим. анализы соконита см. также в работах [1, 18, 20, 21].

Диагн. исп. В HCl растворяется с выделением порошкообразного SiO₂. П. п. тр. плавится легко в молочно-белую массу [8]. В закрытой трубке выделяет воду. Дает реакцию на цинк с двойной ртутно-родановой солью калия [5].

Повед. при нагр. На кривых ДТА соконита (фиг. 24) [19, 22] фиксируются два характерных эндотермических эффекта в интервалах 130—178 и 230—290°, которые соответствуют выделению сорбированной (около 10%) и межслоевой (3—4%) воды. По Фаусту [22], второй эндотермический эффект (при 230—290°) зависит от характера обменных оснований и более отчетлив, когда они представлены значительным количеством Са; у Н-насыщенного соконита этот эндотермический эффект не проявлен.

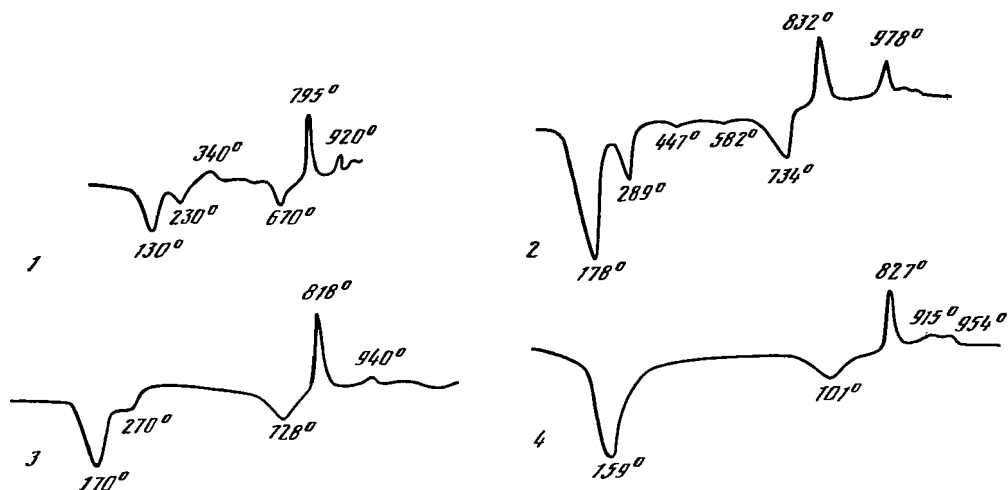
Эндотермический эффект при 670—735 связан с полным обезвоживанием минерала (выделяется около 3% H₂O) и разрушением его кристаллической структуры. Экзотермические эффекты при 795—832 и 920—978 обусловлены образованием виллемита, ганита и иногда кристобалита [22, 23]. Некоторые кривые ДТА соконита имеют допслнительные эффекты, соответствующие примеси галлуазита.

Находж. Минерал зоны окисления цинковых и свинцово-цинковых месторождений. Для образования соконита особо благоприятны контакты рудных месторождений с глинистыми породами (глинистыми сланцами, аргиллитами и др.) [5]. С соконитом встречаются каламин, виллемит, фрепонтит, цинальсит, окислы железа, халцедон.

В Ловозерском массиве соконит обнаружен примерно в 25 телах шшировых и жильных пегматитов (на горах Непха, Куйвчорр, Маннепахк и др.) [10, 24, 25]. В Дашкесанском железорудном месторождении (Азербайджан) на горизонте 1620—1630 м найден розовый соконит с 4,15% СсО, который сформировался при выветривании кобальтсодержащего сфалерита и вмещающего гранат-эпидотового скарна [6, 26]. Сокоит встречается в ряде месторождений Средней Азии. В виде белых и кремоых плотных масс (хим. анализ 1) он обнаружен в месторождениях Среднего Тянь-Шаня (судя по кривым нагревания, содержит примесь галлуазита) [8]. В небольшом количестве соконит известен в зоне гипергенеза свинцово-цинковых месторождений Карамазара (УзССР) [8, 18, 27].

Из зоны окисления месторождения Алтын-Топкан (УзССР) [28] происходит мелкошелуистый голубовато- и зеленовато-белый монтмориллонитовый минерал (слабо анизотропный, $n_{ср} = 1,560$, уд. в. 2,23—2,69), отличающийся от типичного соконита меньшим содержанием ZnO (11,10—12,00%), большим — Al₂O₃ (27,20—30,80%) и имеющим в своем составе SiO (1,65—1,87%).

Соконит хорошо известен в зоне гипергенеза сульфидных месторождений Казахстана [21, 29, 30]. Желваки и корки его встречены в окисленных рудах месторождений Ачисай, Миргалимсай, Сарысай, Рюмкоз и др. [20]. В месторождении Майкаин Павлодарской области установлены [31] смеси соконита (преобладает) с галлуазитом. Повсеместно встречается в зоне окисления свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья (Нерчинский завод, Кличкинское, Кадаинское, Акатуевское и др.) [5, 32—35]. Заполняет трещины или выстилает стенки каверн совместно с каламином, смитсонитом, гётитом; в плотных агрегатах гётита наблюдается по трещинкам или в виде желваков;



Фиг. 24. Кривые ДТА соконита

1 — из Ярославского месторождения, Приморье (СССР), оригинал хим. анализа 6 (по Финько); 2 — из месторождения Ньюдискавери, Ледвилл, шт. Колорадо (США), оригинал хим. анализа 5 (по Фаусту); 3 — из Кун-Холлоу, шт. Арканзас (США), оригинал хим. анализа 3 (по Фаусту); 4 — Н-насыщенный соконит (по Фаусту)

некоторые выделения соконита представляют собой псевдоморфозы по смитсониту [5].

В южной части Приморского края на Ярославском месторождении соконит (хим. анализ 6) образует светло-коричневые, иногда почти белые восковидные массы, выполняющие крупные карстовые полости во вмещающих известняках; на стенках этих полостей наблюдаются щетки кристаллов каламина [19].

За рубежом надежно диагностированный соконит известен только в США, где он довольно часто встречается в зоне окисления свинцово-цинковых месторождений [1]. Впервые этот минерал был найден на руднике Аберрот в Сокон-Вэлли, шт. Пенсильвания (Рёппер, 1895). Большое количество месторождений соконита находится в шт. Арканзас [11]; наиболее хорошо изучены образцы из Кун-Холлоу в округе Бун, где белый сильно пористый соконит образует слои среди красновато-бурого соконита (хим. анализ 3) [22]; на руднике Дефайанс-Сильвер-Билл найден вместе с фрепонтитом [36]. В шт. Висконсин на руднике Либерти красновато-бурый соконит выполняет пустоты и слагает жилки; в зоне окисления встречается реликтовый сфалерит [1]. В шт. Колорадо (в Ледвилле) соконит известен на месторождениях Ньюдискавери, Янки-Дудл и др. [1, 22, 37]; соконит из Ледвилла первоначально (Эммонс, 1886) был описан под названием «китайский тальк». Соконитом, очевидно, является цинковая глина из рудника Берида в округе Пуласки, шт. Миннесота (Хайвуд, 1881), и глина (с 19,99% ZnO) из пров. Британская Колумбия в Канаде [38]. Около Оравитца (Польша) найдена зеленовато-белая цинковая глина — «оравитцит» (Брайтхаупт, 1841). Цинксодержащая белая глина, состоящая из соконита, галлузита и аморфной гидроокиси цинка, обнаружена среди минеральных образований карстовых пещер в центральной части Туниса [39, 40].

Искусств. Соконит синтезируется довольно легко. Меркулова и Христофоров [41] получили соконит при комнатной температуре из водных растворов сульфата цинка и силиката натрия. Синтез соконита осуществлен также японскими исследователями [42]. Эксперименты Эскевэна [43, 44] показали, что соконит синтезируется при pH около 9 в сильно разбавленных растворах; при более низких pH формировались цинксодержащие сапониты.

Практ. знач. Является одним из компонентов цинковых руд зоны окисления.

Отл. От других смектитов отличается большим содержанием цинка, высоким удельным весом, светопреломлением, легкоплавкостью перед паяльной трубкой, а также своеобразной кривой ДТА с выраженным экзотермическим эффектом, соответствующим образованию виллемита.

Межплоскостные расстояния соконита из Ярославского месторождения
в Приморье (СССР) [19] (оригинал хим. анализа 6)

Условия съемки не указаны

| | 1 | | 2 | | 1 | | 2 | |
|-----|------------|--------------|------------|--------------|------------|--------------|------------|--------------|
| | <i>hkl</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>d</i> (Å) |
| 001 | 10 | 14,8 | 10 | 14,8 | — | 2 | 3,32 | — |
| 002 | 3 | 7,45 | 8 | 7,3 | 005 | 1p | 3,03 | 6 |
| — | 0,5 | 5,70 | — | — | — | 3 | 2,67 | — |
| — | 0,5 | 5,06 | — | — | — | 3 | 1,69 | — |
| — | 3 | 4,55 | — | — | 006 | 6 | 1,54 | — |
| 004 | 1p | 4,19 | — | — | — | 2p | 1,32 | — |
| | 2 | 3,75 | 6 | 3,70 | | | | |

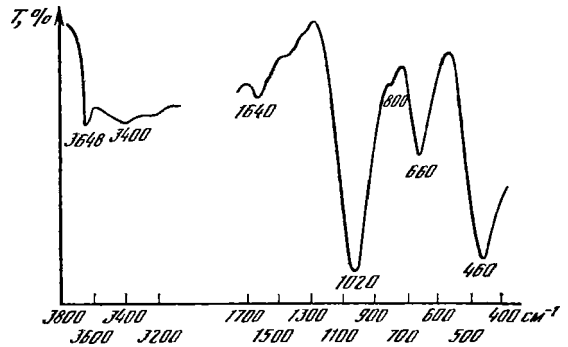
1 — неориентированный; 2 — ориентированный препарат; p — размытые линии.

Л и т е р а т у р а

1. Ross C. S. // Amer. Miner. 1946. Vol. 31, N 9/10. P. 411.
2. Седлецкий И. Д. // Природа. 1947. № 12. С. 51.
3. Adams G. J. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1904. N 24. P. 40.
4. McKnight E. T. // US Geol. Surv. Bull. 1935. N 853. P. 116.
5. Дубинина В. Н., Корнилович И. А. // Материалы ВСЕГЕИ. Н. С. 1959. Вып. 26. С. 19.
6. Яхонтова Л. К. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1961. Вып. 11. С. 132.
7. Brindley G. W., Brown G. // Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. L.: Miner. soc., 1980. P. 179.
8. Воробьев А. Л., Бадалов С. Г. // Тр. Среднеаз. ун-та. Геол. науки. 1955. Вып. 63, кн. 6. С. 23.
9. Rodda J. L. // Amer. Miner. 1952. Vol. 37, N 1/2. P. 117.
10. Семенов Е. И. // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1956. Вып. 2. С. 179.
01. Mitra R. P., Sindhu P. S. // Clays and Clay Miner. 1971. Vol. 19, N 6. P. 391.
11. Куликова М. Ф. // ДАН СССР. 1963. Т. 149, № 5. С. 1163.
12. Куликова М. Ф. // Геохимия. 1963. № 9. С. 864.
13. Кулиев А. // Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук. 1966. № 3. С. 100.
14. Куликова М. Ф. // Геохимия. 1966. № 3. С. 323.
15. Куликова М. Ф. // Там же. 1962. № 7. С. 610.
16. Семенов Е. И. // Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972. С. 205.
17. Протодьяконова З. М. // Тр. Среднеаз. политехн. ин-та. 1955. С. 84.
18. Финько В. И. // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Вып. 5. С. 30.
19. Юшко С. А. // Минералогия свинцово-цинковых стратиформных месторождений Южного Казахстана. М.: Недра, 1969. С. 44.
20. Гинзбург И. И., Витовская И. В. // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1956. Вып. 2. С. 184.
21. Faust G. T. // Amer. Miner. 1951. Vol. 36, N 11/12. P. 795.
22. Иванова В. П., Родионова Е. Л., Никитина Т. П. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1974. Вып. 8. С. 81.
23. Семенов Е. И. // Тр. ИМГРЭ. 1959. Вып. 2. С. 130.
24. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. // Ловозерский щелочной массив. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 475.
25. Кашкай М. А. // Петрология и металлогения Дашкесана и других железорудных месторождений Азербайджана. М.: Недра, 1965. С. 557.
26. Голованов И. М. // Минералогия и геохимия зоны гипергенеза полиметаллического месторождения Кургашикан. Ташкент, 1965. С. 76.
27. Еникеев М. Р. // Зап. Узб. отд-ния ВМО. 1958. Вып. 12. С. 79.
28. Чухров Ф. В. // Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 22.
29. Чухров Ф. В. // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1956. Вып. 2. С. 107.
30. Чухров Ф. В., Молева В. А., Берхин С. И. // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Вып. 5. С. 3.
31. Корнилович И. А., Родионова Е. П., Щербович Г. В., Касатов Б. К. // Зап. ВМО. 1974. Т. 103, вып. 2. С. 247.
32. Кочин Г. Г. // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1961. Т. 60. С. 181.
33. Полякова О. П. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1963. Вып. 83. С. 313.
34. Дубинина В. Н., Корнилович И. А. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1962. Вып. 13. С. 43.
35. Foord E. E., Taggart J. E., Conklin N. M. // Miner. Rec. 1983. Vol. 14, N 2. P. 131.
36. Heyl A. V. // US Geol. Surv. Bull. 1964. N 1135-C. P. 15.
37. Walker T. L. // Univ. Toronto Stud. Geol. Ser. 1918. N 10. P. 25.
38. Riviere M., Rautureau M., Besson G., Steinberg M., Amouri M. // Clay Miner. 1985. Vol. 20, N 1. P. 53.

40. Steinberg M., Rautureau M., Riviere M. // Chem. Geol. 1985. Vol. 48. P. 157.
 41. Меркулова А. Г., Христофоров Б. С. // Зап. ВМО. 1966. Т. 95, вып. 3. С. 376.
 42. Otsuba J., Kato C. // J. Chem. Soc. Jap. 1954. Vol. 75. P. 456.
 43. Esquevin J. // Bull. Groupe franç. argiles. 1956. Vol. 8, N 3. P. 23.
 44. Esquevin J. // Ann. rust. nat. rech. agron. 1958. A. 11. P. 497.

Минерал под названием (по составу) цинксилит — zinksilite $Zn_3[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ (?) — описан из месторождения Батыстау в Центральном Казахстане. Принадлежность цинксилита к смектитам доказывается: 1) большим количеством обменных оснований, 2) активностью сорбцией красителей, 3) аналогией поведения в процессе насыщения глицерином и после прокаливания, 4) большой близостью кривых ДТА и ИК-спектров. Однако приведенная формула не отвечает минералу группы смектитов, поскольку в ней нет свободных зарядов, которые могли бы связать присутствующие в цинксилите обменные основания. Возможно, что обменная способность минерала обуславливается дефицитом (наличием вакансий) ионов в октаэдрическом слое, подобно стивенситу. Уточнение формулы затруднено содержанием в анализируемом материале микроскопической примеси диопсида, граната, хризоколлы, опала. Минерал требует дополнительного изучения.



Фиг. 25. ИК-спектр цинксилита из Центрального Казахстана (по данным лаборатории ИК-спектроскопии ИГЕМ АН СССР)

Цинксилит слагает мелкочешуйчатые агрегаты (размер чешуек до $2 \times 1,5 \times 0,5$ мм); обычные псевдоморфозы по диопсиду. $b_0 = 9,17 \text{ \AA}$, $c_0 = 15,3 \text{ \AA}$ — для образца в естественном состоянии, $17,6 \text{ \AA}$ — после насыщения этиленгликолем, $10,0 \text{ \AA}$ — после прогрева в течение 10 мин при 400° . Сп. совершенная по (001). Тв. $1\frac{1}{2}$ —2. Уд. в. 2,67—2,71. Цв. белый, голубоватый. Бл. на плоскостях спайности перламутровый.

ИК-спектр цинксилита подобен ИК-спектру соконита (фиг. 25). В шлифах в прох. свете плеохроизм наблюдался только после прогрева минерала при 400° : по N_g — темный, буровато-зеленый, по N_p — светло-зеленый, почти бесцветный. Двусный (—). Пл. опт. осей \parallel (010). $cNg = 3^\circ$, Np почти \perp (001). $n_g = 1,562$, $n_m = 1,559$, $n_p = 1,514$, $n_g - n_p = 0,048$, $2V = 0 - 22^\circ$. После прогрева при 400° показатели преломления изменяются незначительно: $n_g = 1,570$, $n_p = 1,512$.

Образовался по диопсиду, причем в ряде случаев с отчетливо выраженной взаимной ориентировкой зерен: пл. опт. осей и перпендикулярная к ней ось оптической индикатрисы N_m у минералов совпадают, а оси N_g и N_p диопсида образуют с соответствующими осями цинксилита угол 45° . Разлагается кислотами. Солянокислым бензидином быстро окрашивается в светло-зеленовато-голубой цвет, который сменяется интенсивно-синим.

Анализы (анал. Молева) белого и голубого цинксилита соответственно (%): CuO — 0,60, 3,07; MgO — 4,62, 1,08; CaO — 6,40, 2,00; MnO — 0,40, не обн.; ZnO — 26,64, 35,00; Al_2O_3 — 0,84, 0,70; Fe_2O_3 — 2,16, 1,55; SiO_2 — 47,60, 42,75; H_2O^+ — 6,35, 8,50, H_2O^- — 4,35, 6,00; сумма — 99,96, 100,65.

При обработке минерала 10% NH_4Cl в раствор перешло (%): в первом образце SiO_2 — 0,40, CaO — 0,70, $MgO + ZnO$ — 0,20; во втором SiO_2 — 0,32, CaO — 0,46.

Кривая ДТА имеет большое сходство с кривыми ДТА соконита, но у цинксилита высокотемпературные эндотермические эффекты выражены не так резко, и им отвечают два весьма пологих, почти сливающихся прогиба в интервалах 400—625 и 650—720°. Экзотермический эффект при 765° соответствует образованию виллемита. Найден в коре выветривания диопсидовых и диопсид-гранатовых скарнов месторождения Батыстау в Центральном Казахстане. Первичные рудные минералы представлены сфалеритом, галенитом и халькопиритом, вторичные — хризоколлой, опалом, окислами марганца.

Межплоскостные расстояния цинксилита
 $CuK\alpha$ -излучение, $D = 114$ мм, $d = 0,6$ мм

| <i>hkl</i> | 1 | | 2 | | 3 | |
|------------|----------|--------------|----------|--------------|----------|--------------|
| | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
| 001 | 10 | 15,3 | 10 | 17,6 | 10 | 10,0 |
| 002 | 2 | 7,56 | 4 | 8,50 | — | — |
| 110; 020 | 2 | 4,56 | 4 | 4,56 | 6 | 4,56 |
| — | 4 | 4,09 | 7 | 4,05 | 7 | 3,95 |
| 130; 200 | 5 | 2,56 | 4 | 2,57 | 7 | 2,57 |
| 060 | 7 | 1,528 | 6 | 1,528 | 10 | 1,529 |

1 — в естественном состоянии; 2 — после насыщения этиленгликолем;
 3 — после нагревания при 400° .

Л и т е р а т у р а

Смолянинова Н. Н., Молева В. А., Органова Н. И. // Доклады к собранию Международной комиссии по изучению глин. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 45.

Ванадиевый смектит — vanadium smectite — найден на урановом руднике в округе Конверс, шт. Вайоминг (США). Дюоктаэдрический. $c_0=15,0 \text{ \AA}$ (после насыщения гликолем $16,7 \text{ \AA}$), $b_0=9,02 \text{ \AA}$. Образует агрегаты ромбовидных пластинок размером до $0,5 \text{ мкм}$. Анализ образца, насыщенного Na и высушенного при 105° до постоянного веса (V, Al, Mg, Fe, Ca, Na и K определены методом атомно-абсорбционной спектроскопии после отделения SiO_2): Na — 3,09, K — не обн., Mg — 0,93, Ca — 0,62, Fe — 0,92, Al — 2,52, V — 20,90, Si — 18,78; пересчет анализа на окислы с учетом V^{3+} и Fe^{2+} (V^{4+} и Fe^{3+}): Na_2O — 4,26, MgO — 1,54, CaO — 0,87, FeO — 1,18 (Fe_2O_3 — 1,32), Al_2O_3 — 4,76, V_2O_5 — 30,75 (V_2O_4 — 34,03), SiO_2 — 40,18, H_2O^+ — 14,92, сумма — 98,46 (101,88).

Л и т е р а т у р а

Güven N., Hower W. F. // Clay Mineral. 1979. Vol. 14, N 3. P. 241.

С Н Е В Ы Я С Н Е Н Н О Й С Т Р У К Т У Р О Й

ГРУППА ХЛОРОФЕИТА—ПАЛАГОНИТА

Хлорофенит и палагонит — аморфные водосодержащие минералы, по составу близкие к смектитам и имеющие, вероятно, в структуре ближний порядок, соответствующий слоям 2:1. Оба минерала встречаются в породах базальтового состава. Хлорофенит образуется из насыщенного водой остаточного расплава, обособляющегося до полного застывания стекла в сравнительно медленно охлаждающихся лавах. Палагонит — продукт гидратации сидеромеланового стекла гналокластических пород и корок пиллоу-лав. Фермор [1], обнаруживший в траппах Деканского плоскогорья хлорофенит, не изменяющий на воздухе цвета (подобно палагониту), высказал мнение, что хлорофенит и палагонит — одно и то же вещество разного происхождения. За основное название он принял «палагонит». Аналогичной номенклатуры придерживались советские исследователи трапповых формаций в 1920—1950 гг. [2—7]. Пикок и Фуллер [8, 9], описавшие в 1928—1930 гг. материал из районов, где встречаются как хлорофенит, так и палагонит, указали на их отчетливое различие по составу и ряду свойств. В последние годы название «палагонит» применяется обычно для обозначения продукта гидратации сидеромеланового стекла

Л и т е р а т у р а

1. Fermor L. L. // Rec. Geol. Surv. Ind. 1925. Vol. 58, pt 2. P. 93.
2. Белякин Д. С., Влодавец В. И. // Изв. АН СССР. 6-я сер. 1927. Т. 21(2). С. 967.
3. Сазонова З. А. // Тр. Петрогр. ин-та АН СССР. 1938. Вып. 12. С. 107.
4. Куплетский Б. М. // Тр. ИГН АН СССР. 1940. Вып. 25. С. 7.
5. Гоньшакова В. И. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 4. С. 109.
6. Сердюченко Д. П. // ДАН СССР. 1947. Т. 56, № 8. С. 853.
7. Ляхович В. В. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1957. № 11. С. 193.
8. Peacock M. A., Fuller R. E. // Amer. Miner. 1928. Vol. 13, N 7. P. 360.
9. Peacock M. A. // Geol. Mag. 1930. Vol. 67, N 790. P. 170.

Хлорофенит Chlorophaeite

Назван от греч $\chi\lambda\omega\rho\omicron\varsigma$ (хлорос) — зеленый и $\varphi\alpha\lambda\omicron\varsigma$ (феос) — коричневый, по свойству изменять цвет от зеленого до коричневого на воздухе (Макколоч, 1819).

Синон. Гуллит — hullite (Гардман, 1878), у Дана (1892) упоминается как хлорит.

Характ. выдел. Сферические образования (до 1 см), выделения неправильной, иногда амёбовидной формы в риолитовом стекле, интерстиционные заполнения, включения в пироксене и оливине, реже псевдоморфозы по ним, заполнения трещин, прожилки мощностью до 5 см.

Структ. и морф. крист. Микроскопически аморфный, имеются указания на рентгеноаморфность [1] и электронографическую аморфность [2]. В сканирующем электронном микроскопе выявляется стеклоподобный облик частиц [3].

На некоторых дифрактограммах фиксируется слабо выраженный малоугловой базальный рефлекс и размытые, но отчетливые полосы двумерной дифракции с индексами 11.02; 20.13; 06.33, что свидетельствует о наличии в структуре ближнего порядка, соответствующего слоям 2 : 1. Это подтверждается также характером ИК-спектров поглощения [3]. Согласно данным мессбауэровской спектроскопии, Fe^{3+} находится в октаэдрической координации [3]. Частично раскристаллизованный хлорсфеит дает на рентгенограммах линии смектита, иногда также хлорита [4—10].

Физ. св. Черный или коричнево-черный, в тонких краях просвечивает лимонно-желтым, красно-бурым, оранжево-красным, палево- или оливково-зеленым цветом. Иногда на свежем сколе более светлый оливково-зеленый, но на воздухе, подобно железистому сапониту, быстро темнеет и изменяет цвет до коричневого, например в некоторых базальтах Шотландии [11, 12] и в трахидолеритах плато р. Колумбия (США) [13, 14]. В последних изменение цвета хлорсфеита наблюдалось лишь в образцах из плотных, закаленных приконтактных частей дайки. Похож на вар или деготь, стекловатый с матовым, реже маслянистым блеском. Изл. раковистый. Черта коричневая. Тв. $1\frac{1}{2}$ —3. Характерны мелкие полигональные трещинки усыхания геля, в сферических выделениях обычны концентрические и радиальные трещины, иногда легко крошится руками. Уд. в. 2,0—2,2.

Микр. В шлифах в прох. свете наблюдается шагреновая поверхность, обусловленная многочисленными трещинками синерезиса; характерно отсутствие пор и включений [1]. Изотропный, имеются постепенные переходы к частично раскристаллизованному смектиту (фиброхлорофеит — fibrochlorophaeite) [8]. Раскристаллизация наиболее заметна у трещинок усыхания в отдельных зонах сферических выделений. Цв. зеленый, желтый, бурый, красный, оранжевый различных оттенков. В шлифах свежих пород наблюдаются чистые тона окраски, в измененных — мутноватые. Часто встречается концентрическая и ритмическая зональность [15, 16]. В прожилках окраска может меняться от зеленой на периферии до желтой и красной в средних частях [17]. Интерстиционный хлорофеит может быть темнее хлорофеита сферических выделений [18].

Показатель преломления колеблется в широких пределах (n от 1,46 до 1,59) в зависимости от содержания железа и воды. Наиболее низкое светопреломление у светлого изотропного желтого и буроватого хлорофеита, наиболее высокое — у оранжево-красного, зеленого, бурого [18—22]. Показатель преломления повышается при раскристаллизации, у фиброхлорофеита он всегда выше, чем у изотропного хлорсфеита из тех же пород [20, 21, 23].

Хим. Состав колеблется, но в целом соответствует составу железистого оксид-смектита из базальтов [3, 24], также близок составу железистого сапонита (см. анализы 18—22 сапонита). Возможно, хлорофеит является своеобразным «смектитовым» стеклом. Имеющиеся в литературе анализы производились в основном на материале, представленном хлорофеитом, частично или полностью замещенным вторичными минералами. Для изотропного нераскристаллизованного хлорофеита характерно относительно высокое содержание Fe_2O_3 (до 26%) и H_2O при низком содержании FeO (2—9%), Al_2O_3 (1—8%), TiO_2 (до 0,6%) и $K_2O + Na_2O$ (до 2%). Необычно высокое содержание Al_2O_3 (17%) отмечено в «гуллите» из Большеземельской тундры; повышенное содержание Al_2O_3 характерно для древних пород, в которых хлорофеит, вероятно, замещался хлоритами, например в базальтах Урала и диабазах Южного Тимана [20, 21, 25]. Пониженное общее содержание Fe и повышенное содержание закисного железа свидетельствуют об изменении и раскристаллизации вещества. Повышенное содержание MgO (до 17%) отмечалось в хлорофеите из базальтов Урала и Украины [4, 6, 20]. Присутствие CaO (до 2—4%), возможно, связано с примесью кальцита [25]. Содержание H_2O изменчиво, преобладает низкотемпературная вода.

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|--------|---------|-------|---------|--------|----------|--------|----------------------|----------------------|
| Na ₂ O | 0,30 | 0,93 | 1,68 | Не обн. | Сл. | — | 0,03 | 0,20 | 0,22 |
| K ₂ O | 0,10 | 1,85 | 0,36 | 0,10 | » | — | 0,32 | 0,32 | 0,43 |
| MgO | 4,53 | 6,49 | 4,75 | 6,77 | 5,02 | 4,00 | 10,69 | 12,45 | 7,87 |
| CuO | 2,85 | 1,50 | 3,05 | 1,72 | 2,51 | 3,31 | 1,46 | 2,54 | 1,79 |
| MnO | 0,11 | 0,09 | 0,33 | 0,31 | 0,35 | 0,56 | 0,30 | 0,04 | 0,06 |
| FeO | 2,30 | 1,52 | 9,18 | 2,06 | 2,18 | 4,74 | 24,48 | 20,27 | 26,04 |
| F ₂ O ₃ | 25,66 | 19,63 | 12,37 | 26,14 | 21,77 | 23,74 | | | |
| Al ₂ O ₃ | 4,62 | 3,74 | 5,40 | 1,54 | 1,00 | 6,04 | 5,57 | 6,25 | 9,31 |
| SiO ₂ | 49,90 | 34,30 | 32,95 | 38,67 | 35,15 | 38,72 | 45,58 | 47,48 | 47,75 |
| TiO ₂ | 0,46 | Не обн. | 0,62 | 0,24 | — | 0,30 | 0,03 | 0,06 | 0,17 |
| P ₂ O ₅ | 0,05 | — | — | — | — | — | 0,01 | — | — |
| H ₂ O ⁺ | 6,44 | 7,00 | 5,20 | 9,56 | 4,98 | 13,08 | 11,53 | 10,34 | 6,34 |
| H ₂ O ⁻ | 7,98 | 22,85 | 23,90 | 12,54 | 27,44 | 6,19 | | | |
| Сумма | 99,78* | 99,90 | 99,79 | 99,65 | 100,40 | (100,68) | 100,00 | 100,00 ^{2*} | 100,00 ^{3*} |
| Уд. в. | — | 2,071 | 1,81 | 2,267 | 1,83 | 1,603 | — | — | — |
| n | 1,52 | 1,464 | 1,498 | 1,530 | — | 1,464 | — | — | — |

* В том числе CO₂—0,51. ** В том числе Cr₂O₃—0,05. *** В том числе Cr₂O₃—0,02.

1—рентгеноаморфный, из миндалинов в базальтах р. Нижняя Тунгуска (Восточная Сибирь), анал. не указан [1]; 1—изотропный, коричневатый, округлые выделения из долеритов Кармонт-Хилл близ Белфаста (Ирландия), анал. Томкеев [26]; 3—изотропный оливково-зеленый на свежем сколе, темнеющий на воздухе, из округлых выделений в долеритах Дальмахой, близ Эдинбурга (Шотландия), анал. Хердсман [12]; 4—изотропный, оранжево-коричневый, из округлых выделений в трахидолеритовой дайке, плато р. Колумбия (США), анал. Ледукс [13]; 5—матово-черный, темно-оранжевый в тонких сколах, из округлых выделений в долеритах декканских траппов, Нагпур (Индия), анал. не указан [27]; 6—изотропный, желто-бурый, из округлых выделений в габбро-диабазе трапповой формации, бассейн р. Алымжак (Якутия), анал. не указан (в оригинале сумма 100,60) [18]; 7—изотропный, коричневатый из глобуль величиной до 0,04 мм в осадочном риолитовом стекле базальтов из дайки в северо-западной части Исландии, микронзондовый анализ, H₂O по разности [28]; 8, 9—изотропный, из невольтонских интратестиционных выделений в базальтах бассейна р. Белой (Северный Тиман), микронзондовые анализы, H₂O по разности [3].

Диагн. исп. Легко растворяется в HCl и H₂SO₄ с выделением хлопьевидного SiO₂. В восстановительном пламени растрескивается, рассыпаясь в черный магнитный порошок [13]. После прокаливании при 1200° дает вишнево-красный порошок [18].

Повед. при нагр. Кривые ДТА маловыразительны, вода выделяется в основном в интервале 200—300°, меньшее количество при ~100° [3]. Хлорофит из Большеземельской тундры легко выделяет воду уже при слабом нагревании и частично даже при комнатной температуре (в эксикаторе за 1,5 сут выделилось 10,87% H₂O [29]).

Находж. Является составной частью некоторых базальтов, долеритов и пикритов, остывавших сравнительно медленно и содержащих остаточное риолитовое стекло. Распределение хлорофита в породе обычно неравномерное; в отдельных участках его содержание нередко достигает 10—12%, иногда более высокое (до 30—80%) [13, 18, 20, 30, 31]. Округлые выделения хлорофита (ложные миндалины) приурочены обычно к краевым (закаленным) частям даек и лавовых потоков. Огмечалось проникновение хлорофита в спайные трещинки порфириновых вкрапленников плагиоклаза [18, 20]. В долеритах плато р. Колумбия оранжевые округлые выделения хлорофита связаны сетью хлорофитовых прожилков. Подобные прожилки наблюдались также вокруг псевдоморфоз хлорофита по оливиному и ромбическому пироксену [14]. В базальтах Индии установлено замещение хлорофитом авгита и частично полевого шпата [14, 32].

В некоторых миндалекаменных габбро-диабазе и базальтах хлорофит наблюдается на стенках миндалинов, центральные зоны которых сложены кальцитом, цеолитами, халцедоном, опалом, кварцем, хлоритом, селадонитом или смектитом [5, 13, 18, 19, 23, 33—35]. Кальцит иногда обрастает по периферии

выделения хлорофенита или образует в нем мелкие сферолиты [18]; реже кристаллы кальцита полностью заключены в хлорофените [34]; наблюдалось многократное чередование зон кальцита и хлорофенита [34]. Цеолиты в миндалинах с хлорофенитом отмечались в базальтах Тимана [19] и в диабазах бассейна р. Мархи в Вилуйской впадине [18]. Селадонит, смектит и хлорит, вероятно, частично являются продуктами раскристаллизации хлорофенита. В полостях базальтов дна Тихого океана наблюдалась следующая зональность от краев к центрам полостей: изотропный хлорофенит—фиброхлорофенит—смектит—волоконистый селадонит—волоконистый смектит—центральная полость [1]; в габбро-диабазах среднего течения р. Вилуй: хлорсфенит—микрочешуйчатый хлорит—селадонит—цеолит или опал с хлоритом [18]. Хлорит нередко образует зеленые тонкие каемки вокруг выделений хлорофенита [12, 15, 19, 36]. Сердюченко [25] на Южном Тимане наблюдал диабазы с метаколлоидным хлоритом, который по форме выделений аналогичен хлорофениту и, вероятно, образовался в процессе его изменения.

О происхождении хлорофенита высказывались различные гипотезы. Представления о ликвационном механизме обособления хлорофенитовых капель в жидком стекле [3, 15, 17, 23, 29] основаны на том факте, что хлорофенит встречается в совершенно свежих на вид породах в виде шаровидных и амебовидных выделений в риолитовом стекле (матрице) без заметных подводющих каналов. Ряд исследователей считали хлорофенит автопневматолическим образованием, обособившимся в виде геля в позднемагматическую низкотемпературную стадию до полного затвердения стекла, частично за счет разрушения ранних темноцветных минералов (оливина и пироксена) [10, 13, 19, 20, 25, 26, 28, 37]. Согласно этой концепции, хлорофенит является первичным позднемагматическим минералом, по которому развиваются более поздние хлориты, цеолиты, кальцит, смектиты. По Мейеру [28], хлорофенит образуется в результате циркуляции дейтеритовых или гидротермальных вод по мельчайшим трещинам уже консолидированной породы. Вероятно, процесс образования хлорофенита длительный и происходит в несколько стадий; наиболее ранний хлорофенит представляет собой застывший гидратированный остаточный расплав, наиболее поздний выделился вдоль трещин в гидротермальную стадию [18, 31, 38, 39]. Высказывалось предположение о том, что решающую роль в формировании хлорофенита играют метеорные воды, поглощенные застывающей магмой. Детально эти представления разработаны Симановичем с соавторами [16] на основании изучения траппов Сибирской платформы. Предполагается, что при относительно высоких температурах, вероятно в надкритической области воды, расплав, продвигаясь вдоль трещин, втягивается в дегазационные и продувочные везикулы, когда давление пара в них в процессе остывания падает.

В Европейской части СССР местонахождения хлорофенита известны на северо-востоке: в базальтах трапповой формации Тимана, побережья Чешской губы, Большеземельской тундры и на Земле Франца Иосифа [1, 15, 19, 23, 29, 40]; в центральной части: в эффузивной толще верхнего докембрия Белоруссии [41], в нижнепалеозойских базальтах Волини [4, 42], в девонских базальтах Донбасса [6] и Воронежской антиклизы [30]. Отмечался в верхнеюрских-меловых базальтах и андезито-базальтах Кафанского антиклинория в Армении [43]. Известен в ряде районов Урала: в нижнепалеозойских базальтах и долеритах восточного склона [20], в гялобазальтах Ивдельского района Свердловской области [33], в базальтовых породах месторождения Блява [21]. В Восточной Сибири хлорсфенит широко распространен в породах трапповой формации в бассейнах рек Подкаменная и Нижняя Тунгуска, Ангара и Вилуй в составе базальтовых потоков и даек габбро-диабазов [2, 5, 17, 18, 35, 37, 44, 45]. Отмечался в третичных оливиновых базальтах и андезитах Прибалхашья [22] и в щелочных базальтах Кузбасса [46].

За рубежом хлорофенит найден в Исландии в лавовых потоках и дайках базальтов [28, 47]; в Ирландии — в сфиолитовых долеритах Кармони-Хилл в графстве Антрим [9, 26]; в Шотландии — в мандельштейновых базальтах Сгур

Мор [11], в долеритах Дальмахой и на о-ве Мал в графстве Аргайлл [12, 36]; в Саарской области (ФРГ) — в пермских основных породах [48]; в Индии в трапях плоскогорья Декан — в базальтах и долеритах близ Бизаваль [27], Бопаль [49] и Нагпур [27, 32], а также в восточной части Индии в Бихаре [7]; в США — в трахидолеритовых дайках на плато р. Колумбия [13] и в габброидных кварцевых диабазах шт. Массачусетс [34]. В последнее время хлорофенит установлен в базальтах и пикритах дна Атлантического и Тихого океанов, а также на Курильских островах, где образовался при подводных излияниях [16].

Изм. Вдоль трещинок, в отдельных зонах и участках прорастает волокнисто-пластинчатыми двупреломляющими фазами, в основном смектитом, с образованием фиброхлорофенита [1, 8]. Замещается хлоритом, селадонитом, карбонатами, цеолитами [1, 3, 5, 12, 15, 18, 19, 23, 29, 33—35, 50]. При выветривании становится землистым (красно-бурым) и замещается кальцитом [29].

Отл. См. «Палагонит».

Гель-хлорофенит — gel-chlorophaeite [3]. Аморфный минерал, близкий к хлорофениту. Под сканирующим электронным микроскопом в отличие от стекловатого хлорофенита обнаруживает сильно пористое строение. Содержит мельчайшие плотные включения, являющиеся, вероятно, реликтами хлорофенита. Отличается от хлорофенита значительно более низким показателем преломления (1,365) и соответственно резко выраженной шагреновой поверхностью в шлифах, а также низким удельным весом (1,6). По данным микронзондового анализа, содержит больше SiO_2 и FeO, чем хлорофенит, при более низком содержании MgO. Рентгенограмма, ИК-спектр, мессбауэровский спектр, как у хлорофенита. Часто проявляет тонкоритмическое строение, обусловленное колебаниями показателя преломления в концентрических зонах. Обнаружен в базальтах Северного Тимана, слагает центральные части выделений хлорофенита, от которого отделяется каемкой оксисмектита.

Гель-хлорофенит, так же как и оксисмектит, является продуктом более глубокой по сравнению с хлорофенитом девитрификации основного стекла ликвационного происхождения.

Л и т е р а т у р а

1. Симанович И. М., Кудрявцев Д. И. // Литология и полез. ископаемые, 1982. № 4. С. 43.
2. Никишова Л. В., Олейников Б. В., Погудина М. А. // Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1973. С. 92.
3. Симанович И. М., Дриц В. А., Дайняк Л. Г. // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 1. С. 86.
4. Шапкина В. П. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1956. № 10. С. 346.
5. Горюшкова В. И. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 4. С. 109.
6. Горошиников Б. И. // Геол. журн. АН УССР. 1960. Т. 20, вып. 1. С. 94.
7. Sarbadhikari T. R., Bhattacharjee S. // Miner. Mag. 1966. Vol. 35, N 273. P. 770.
8. Matthews D. H. // Philos. Trans. Roy. Soc. London. A. 1971. Vol. 268, N 1192. P. 551; Рус. пер. в кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мнр, 1973. С. 103.
9. Stokes K. R. // Miner. Mag. 1971. Vol. 38, N 294. P. 205.
10. Baragar W. R. A., Plant A. G., Pringle G. J., Schau M. // Canad. J. Earth Sci. 1977. Vol. 14, N 4, pt 2. P. 837.
11. Heddle F. // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. 1879. Vol. 29. P. 55; Ztschr. Kristallogr. 1881. Bd. 5. S. 630.
12. Campbell R., Lynn J. W. // Miner. Mag. 1925. Vol. 20, N 110. P. 435.
13. Peacock M. A., Fuller R. E. // Amer. Miner. 1928. Vol. 13, N 7. P. 360.
14. Wilshire H. G. // Ibid. 1958. Vol. 43, N 1/2. P. 120.
15. Сазонова З. А. // Тр. Петрогр. ин-та АН СССР. 1938. Вып. 12. С. 107.
16. Симанович И. М., Степанов С. С. // Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984. С. 41.
17. Лебедев А. П. // Тр. ИГН АН СССР. 1955. Вып. 161. С. 166.
18. Ляхович В. В. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1957. № 11. С. 193.
19. Куплетский Б. М. // Тр. ИГН АН СССР. 1940. Вып. 25. С. 7.
20. Иванов К. П. // ДАН СССР. 1958. Т. 120, № 6. С. 1338.
21. Нечухин В. М., Гуревич Л. П., Старостин В. И. // Тр. Геол. ин-та УФАИ СССР. 1970. Вып. 86, № 9. С. 110.
22. Белов И. В. // Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 60.
23. Белянкин Д. С., Владовец В. И. // Изв. АН СССР. Сер. 6. 1927. Т. 21, № 12/14. С. 967.
24. Дайняк Л. Г., Дриц В. А., Кудрявцев Д. И., Симанович И. М., Слонимская М. В. // ДАН СССР. 1981. Т. 259, № 6. С. 1458.

25. Сердюченко Д. П. // Там же. 1947. Т. 56, № 8. С. 853.
26. Totkeieff S. I. // Geol. Mag. 1934. Vol. 71, N 845. P. 501.
27. Fermor L. L. // Rec. Geol. Surv. Ind. 1925. Vol. 58, pt 2. P. 93.
28. Meyer P. S., Sigurdsson H. // Lithos. 1978. Vol. 11, N 3. P. 231.
29. Баклунд О. О. // Тр. Геол. музея АН СССР. 1910. Т. 4. вып. 6. С. 75.
30. Быков И. Н. // Верхнедевонские базальты юго-восточной части Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1975. С. 67.
31. Пискунов Б. Н., Федорченко В. И. // ДАН СССР. 1969. Т. 184, № 3. С. 684.
32. Wadia D. N. // Rec. Geol. Surv. Ind. 1925. Vol. 58, pt 3. P. 338.
33. Авдонин В. Н. // Тр. I Урал. петрогр. совещ. Свердловск: УФАН, СССР. 1963. Вып. 2. С. 213.
34. Emerson V. K. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1905. Vol. 16. P. 91.
35. Гоньшакова В. И. // Зап. ВМО. 1955. Т. 84, вып. 3. С. 332.
36. Fawcett V. F. // Miner. Mag. 1965. Vol. 34, N 268. P. 55.
37. Сердюченко Д. П. Тр. ИГН АН СССР. 1953. Вып. 140. 339 с.
38. Лебедев А. П., Гоньшакова В. И. // Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 2. С. 735.
39. Коссовская А. Г., Петрова В. В., Шутов В. Д. // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 4. С. 10.
40. Белянкин Д. С., Володавец В. И. // Научные работы экспедиции на «Красине» в 1928 г. М.: Гостехиздат, 1931. С. 3.
41. Махнач А. С., Веретенников Н. В. // Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1970. С. 167.
42. Ушакова З. Г. // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1962. Т. 80. С. 83.
43. Мнацаканян А. Х., Ревазова Н. В., Хуршудян Э. Х. // Зап. Арм. отд-ния ВМО. 1972. Вып. 5. С. 184.
44. Соболев В. С. // Тр. Аркт. НИИ. 1936. Т. 43. С. 1.
45. Андрусенко Н. И. // Минералогия и генезис исландского шпата Сибирской платформы. М.: Недра, 1971. С. 153.
46. Шахов Ф. Н. // Изв. Сиб. техн. ин-та. 1927. Т. 47, вып. 3. С. 21.
47. Carmichael I. S. E. // Amer. Miner. 1967. Vol. 52, N 11'12. P. 1823.
48. Arikas K. N. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1973. Bd. 120, H. 1. S. 83.
49. Chatterjee A. C. Ind. Miner. 1976. Vol. 17. P. 16.
50. Ломова О. С., Кудрявцев Д. И. // Строение дна северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1984. 229 с.

Палагонит Palagonite

Назван по месту находки на о-ве Сицилия (древнее название — Палагония) (Вальтерсхаузен, 1846).

Характ. выдел. Ксеноморфен; замещает сидеромелановое стекло закалочных зон подушечных лав.

Структ. и морф. крист. Аморфный, в отдельных участках и зонах частично раскристаллизован, на рентгенограммах видны размытые слабые линии продуктов раскристаллизации, главным образом смектита, реже клиноптилолита. Палагонит, содержащий зародыши кристаллических фаз, назван ф и б р о п а л а г о н и т о м — fibropalagonite [1—3], однако существует мнение [4], что этот термин излишний, поскольку фазы, образующиеся при раскристаллизации палагонита, по-видимому, являются железистыми смектитами [5]. Согласно данным ИК-спектроскопии, палагонит четко отличается по характеру структурных связей от сидеромелана, в частности в его спектре всегда присутствуют полосы, обусловленные колебаниями групп ОН [4].

Физ. св. Цв. желтый, коричневый, коричнево-оранжевый, зеленовато-желтый, зеленый, красный, бурый. Прозрачный. Бл. стеклянный, жирный или восковой. Тв. ~3. Изл. занозисто-раковистый. В некоторых агрегатах различимы трещинки, возникшие в связи с процессами дегидратации [4]. Иногда рыхлый, пористый [3]. Уд. в. 1,9—2,3 у палагонита, образовавшегося в пресноводных условиях [6—8], и 2,2—2,6 у палагонита с морского дна [9—13].

Микр. В шлифах винно-желтый, коричневый, бурый, зеленый. Изотропный. Показатель преломления изменяется в широких пределах в зависимости от состава группы катионов и содержания воды. Обычно $n=1,48—1,52$ [1]. Минимальное значение (1,43—1,45) у палагонита с низким содержанием железа [3, 14]. Более высокое значение n (1,54—1,65) у палагонита в ассоциации с марганцево-железистыми окислами [12, 15]. Очень высокий показатель преломления (1,600—1,700) имеет палагонит из туфов Гавайских островов, что,

вероятно, связано с повышенным содержанием в нем TiO_2 (4—5%) и относительно низким содержанием воды (11—18%). Под электронным микроскопом частицы палагонита напоминают частицы стекла [8, 13, 16].

Хим. Состав изменяется в достаточно широких пределах в зависимости от условий образования. Содержание SiO_2 обычно 33—42%, более высокое (до 49%) установлено в палагоните из туфов Гавайских островов [6]. Al_2O_3 — 10—20%, несколько меньше у сицилийского палагонита (хим. анализ 1). Общее содержание железа 10—17% (почти все в виде Fe^{3+}). Характерной особенностью состава палагонита является наличие TiO_2 в количестве 1—3,5%, иногда, например в туфах Гавайских островов, до 5%. Содержание H_2O — 15—30%.

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|-------------------------|------|--------|--------|--------|-------|----------|-------|---------|-------|
| Na_2O | 0,7 | 0,16 | 0,29 | 0,70 | сл. | 1,82 | 1,89 | 1,83 | 1,80 |
| K_2O | 0,3 | 0,19 | 0,25 | 0,02 | » | 3,48 | 2,59 | 3,87 | 2,72 |
| MgO | 5,0 | 6,52 | 8,68 | 4,07 | 7,0 | 3,69 | 2,90 | 3,05 | 2,50 |
| CaO | 7,0 | 7,01 | 5,11 | 2,63 | 6,8 | 1,49 | 0,44 | 0,22 | 0,44 |
| MnO | 0,1 | 0,22 | 0,18 | 0,21 | 0,1 | 0,08 | 0,09 | 0,16 | 0,20 |
| FeO | — | 2,19 | 1,21 | 1,08 | — | — | 2,33 | 0,28 | 0,28 |
| Fe_2O_3 | 15,2 | 10,28 | 11,25 | 11,55 | 9,7 | 9,39 | 9,50 | 14,00 | 11,60 |
| Al_2O_3 | 8,3 | 11,15 | 11,45 | 16,80 | 13,0 | 16,06 | 15,78 | 14,86 | 17,90 |
| SiO_2 | 33,0 | 35,34 | 37,88 | 34,00 | 39,3 | 41,93 | 42,54 | 41,90 | 40,12 |
| TiO_2 | 2,3 | 2,1 | 1,22 | 1,05 | 0,9 | 1,63 | 3,35 | 1,00 | 0,83 |
| P_2O_5 | — | 0,24 | 0,09 | 0,04 | — | 0,01 | 0,22 | 0,07 | 0,08 |
| H_2O^+ | 9,3 | 8,90 | 9,92 | 12,12 | 10,0 | 6,34 | 5,30 | 4,30 | 3,20 |
| H_2O^- | 18,3 | 15,50 | 12,47 | 16,30 | 13,5 | 13,99 | 9,66 | 11,00 | 12,56 |
| П. п. | — | — | — | — | — | — | 3,00 | 3,20 | 5,20 |
| Сумма | 99,5 | 99,87* | 100,00 | 100,57 | 100,3 | 100,11** | 99,59 | (99,74) | 99,43 |
| Уд. в. | — | — | — | 2,11 | — | 2,26 | — | — | — |
| n_m | 1,49 | 1,50 | 1,45 | — | 1,47 | 1,515 | — | — | — |

* В том числе S—0,07. ** В том числе Cl—0,22,—O=Cl₂—0,05.

1—из палагонитовых туфов о-ва Сицилия, анал. не указан [14]; 2—из палагонитовых туфов Исландии, анал. не указан [1]; 3—из гидротермально-измененных пирокластов Исландии анал. лаб. ГИН СССР [4]; 4—из продуктов выветривания сидеромелана состава оливин-эггерслеига (Исландия), анал. не указан [7]; 5—коричневый субгляциальный из Исландии, анал. не указан [14]; 6—желтый из пдэдных базальтов, банка Суллоу близ побережья Португалии, анал. не указан [10]; 7—корка зеленого палагонита с поверхности куска щелочного базальта из Южной котловины Тихого океана (глубина 3060 м), анал. не указан [17]; 8—светло-зеленый из внутренних частей обломка из измененного толеитового базальта Восточно-Индийского хребта в Индийском океане, анал. не указан, в оригинале сумма 99,56 [17]; 9—темно-бурый из внешней зоны того же обломка [17].

Диагн. исп. В HCl растворяется с выделением SiO_2 [9]. П. п. тр. плавится в черный блестящий шарик [9].

Наход. Палагонит образуется исключительно при замещении сидеромеланового стекла, обычно содержит его реликты. Образование палагонита начинается в микрограницах и микропорах. При палагонитизации включения оливина, пироксена и плагиоклаза остаются свежими [4, 6, 11]; отмечалось сохранение текстуры течения стекла после замещения его палагонитом [14]. Контакт со стеклом всегда четкий, иногда вдоль контакта в палагоните отмечается зональность, выражающаяся в различиях по цвету, пористости и светопреломлению; переходы между зонами четкие или постепенные [4, 6, 17, 18]. Палагонитизация обычно сопровождается образованием аутигенных минералов (цеолитов, карбонатов, смектитов) [19].

Механизм палагонитизации связывается с диффузионно-инфильтрационным перераспределением компонентов стекла [1, 3, 15, 20] или с микрорастворением — осаждением [4, 6, 21]. Характерно окисление железа, гидратация и частичный вынос Ca, Mg, Na, K, Si, Al, Fe. Иногда происходит увеличение

содержания К и Ti [6, 15, 17]. Большинство исследователей считает процесс палагонитизации изобъемным, так как очертания обломков и везикул сохраняются. Однако возможно небольшое (до 10%) сокращение объема [7, 8, 22]. Скорость палагонитизации и степень выноса зависят от многих параметров (химического состава стекла, pH растворов и др.); наиболее существенным фактором является температура; давление заметного влияния не оказывает [23, 24].

В экспериментальных условиях до температуры 43° процесс идет медленно, затем значительно ускоряется (при 90° он протекает в 3 раза быстрее, чем при 20°), максимальная температура при палагонитизации не превышает 100°; в соленой воде процесс происходит быстрее, чем в пресной [23, 25—27].

Большинство исследователей относят палагонит к постэруптивным низкотемпературным образованиям. Высказываются также предположения об образовании палагонита по стеклу в процессе остывания лавы [1, 28] или непосредственно из базальтового расплава при соприкосновении его с водой [29, 30]. Кашинцев [17] считает сингенетическим только наиболее ранний палагонит.

Палагонит морского происхождения широко распространен на дне современных океанов в районах малой скорости осадконакопления. От палагонита, образовавшегося на суше, он отличается более высоким содержанием К и Na и более низким — Mg, Ca, Si. Отмечалось обогащение морского палагонита такими микроэлементами, как Y, Zr, Nb, La, Cl, Nd, Rb [13]. Встречается с филлипситом [3], тридимитом, клиноптилолитом, кальцитом [31], халцедоном [10], каолинитом, иллитом, гётитом, гибситом, карбонатами [13]. В акватории Атлантического океана палагонит известен в гиалокластитах и пиллоулавах оливиновых базальтов у Азорских островов [13], в базальтовых потоках банки Суоллоу близ Португалии [10], а также в глубоководных частях океанического дна [12, 14, 32], в Тихом океане — в базальтах района Гавайских островов [15] и Мексиканского залива [20], в железо-марганцевых конкрециях и лапиллях различных районов [11, 14, 17, 31, 33], в алевритовой и песчаной фракциях глубоководных красных глин [18, 34, 35]. В Индийском океане обнаружен на глубине 4800 м [17]. В морской воде, вероятно, образовался в базальтах бассейна р. Колумбия в США [9, 11, 28, 29, 36, 37] и в туфах на о-ве Сицилия [4, 38].

На суше палагонитизация сидеромеланового стекла происходит там, где имеется достаточное количество воды: при воздействии близповерхностных гидротерм на гиалокластиты, в лавах, излившихся в озера, в ледниковой тefре, при просачивании холодных подземных вод в туфах, при выветривании у дневной поверхности.

Современное образование палагонита в гидротермальных условиях наблюдалось в ряде районов Исландии, где гиалокластические туфы толеитовых и щелочных базальтов подвергаются воздействию пара и нагретых подземных вод, возможно, с некоторым подтоком морской воды. Температура формирования палагонита не превышает 100°, давление — нескольких атмосфер, pH — 7,7—8,2. На острове-вулкане Суртсей (Исландия), образовавшемся в 1963—1969 гг. при подводном извержении базальтов, палагонит обнаружен в пределах прикратерной термальной площадки; вторичные минералы образовались в зоне палагонитизации в последовательности: опал, шабазит, кальцит, филлипсит, смектиты; также отмечались хлориты, халцедон, ангидрит, тенардит [4, 16, 25, 26, 39, 40].

Палагонит в базальтах, излившихся на дно озер, встречен в ассоциации с глинистыми минералами, натролитом, шабазитом, кальцитом в лавах долин рек Почпак и Дебет в Армении [41], в районе Лимберг, Кайзерштуль (ФРГ) [8], на Галанских высотах в Сирии [42], в районе вулкана Фуджи в Японии [15], к северу от оз. Киву в Конго [43].

В зоне выветривания состав и количество палагонита и сопровождающих его аутигенных минералов существенно зависят от климатических условий. В областях гумидного климата образование палагонита идет интенсивнее,

щелочные и щелочноземельные катионы выносятся, часто появляется гиббсит; при относительно сухом климате палагонит сопровождается кальцитом и монтмориллонитом [22]. В туфах вулкана Оаху (Гавайские острова) палагонитизация вулканического пепла с образованием плотных туфов происходит под воздействием холодных просачивающихся вод; граница зоны палагонитизации параллельна поверхности рельефа и связана с уровнем грунтовых вод, выше которого туфы лишь опалезированы. Окраска палагонита меняется с глубиной от красно-коричневой или коричневой до бледно-коричневой, вероятно, в связи с изменением рН и солености вод. Аутигенные минералы цемента представлены цеолитами (филлипсит, шабазит, анальцит, иногда томсонит и натролит), монтмориллонитом, опалом, Мп-кальцитом, гипсом [6]. Образование палагонита в парагенезе с Na-алунитом, смектитами, К-цеолитами, кальцитом [39] в зоне циркуляции холодных подземных вод наблюдалось также в вулканокластитах Центральной Монголии. В ледниках Исландии палагонит обнаружен в толще мореносодержащего льда, его образование идет достаточно интенсивно уже в процессе переноса и истирания частиц стекла в толще «живого» льда в условиях периодического замерзания и оттаивания. Образование палагонита в этих условиях сопровождается выделением окислов Fe и значительного количества аморфного кремнезема, цементирующего частицы палагонитизированного стекла с образованием плотных тиллитов. Такой субгляциальный палагонит отличается низкими показателями преломления (1,45—1,50) [4, 14, 39]. В гиалокластитах и базальтах, излившихся под лед и обнаженных после отступления ледника, палагонит образуется под действием метеорных вод в условиях дневной поверхности [7, 19, 39, 44]. В Исландии его образование отмечалось в почвах, содержащих прослой вулканического пепла, и в туфопесчаниках [44].

С помощью электронной микроскопии высокого разрешения установлено, что при изменении палагонита возникают гидратированные сферические стяжения до 0,06 мкм в диаметре. Их внешние сферы «отслаиваются» с образованием кристаллитов смектита; сначала, вероятно, образуется триоктаэдрический смектит, затем — диоктаэдрический [32], вероятно Mg—Al-нонтронит [8].

Основной продукт разрушения палагонита в морской среде — смектит [10, 11, 17, 31, 32], иногда по палагониту развиваются цеолиты, главным образом филлипсит [3, 11, 18]. Роу [5] предполагал, что палагонитизация в связи с подводными излияниями может быть промежуточной стадией при образовании хлоритовых и хлорит-альбитовых сланцев за счет сидеромеланового стекла. В зернах палагонита из глубоководных осадков Тихого океана различимы участки с аномально высокими показателями преломления, вероятно, в них палагонит замещен нераскристаллизованными железистыми минералами [18, 34].

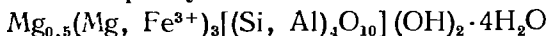
Отл. Палагонит отличается от хлорофейта более высоким содержанием Al_2O_3 (10—20%, у хлорофейта менее 6%) и TiO_2 (1—5%, у хлорофейта менее 0,6%) и, как правило, более низким содержанием железа и магния. Он светлее и прозрачнее хлорофейта, похож на древесную смолу; хлорофейт более темный, просвечивает только в краях. Палагонит в отличие от хлорофейта, представляющего собой продукт затвердевания расплава или жидкого геля, образуется при замещении сидеромеланового стекла корок закалывания базальтовых тел и часто содержит его реликты. В хлорофейте включения стекла не наблюдались. Образование палагонита происходит при более низких температурах; при замещении им стекла включения оливина и пироксена сохраняются и остаются свежими, при формировании хлорофейта эти минералы неустойчивы. Палагонит под электронным микроскопом обнаруживает поры и включения, не характерные для хлорофейта.

Л и т е р а т у р а

1. Peacock M. A. // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. 1926. Vol. 54. P. 441; Vol. 55. P. 51.
2. Matthews D. H. // Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1971. Vol. 268, N 1192. P. 551.
3. Коссовская А. Г., Петрова В. В., Шутлов В. Д. // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 4. С. 10.
4. Гептнер А. Р. // Там же. 1977. № 5. С. 113.
5. Raw F., Matley C. A. // J. Geol. 1943. Vol. 51, N 4. P. 215.
6. Hay R. L., Iijima A. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1968. Vol. 17, N 2. P. 141; Geol. Soc. Amer. Mem. 1968. P. 116.
7. Furnes H. // Chem. Geol. 1978. Vol. 22, N 3. P. 249.
8. Eggleton R. A., Keller J. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1982. H. 7. S. 321.
9. Peacock M. A., Fuller R. E. // Amer. Miner. 1928. Vol. 13, N 7. P. 360.
10. Мэттьюс Д. Х. // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 103.
11. Nayudu Y. R. // Bull. volcanol. 1964. Vol. 27, N 1. P. 391.
12. Noack Y., Crovisier J. L. // Bull. Miner. 1980. Vol. 103, N 5. P. 523.
13. Furnes H. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1980. Vol. 138, H. 1. S. 14.
14. Норре Н. J. // Chem. Erde. 1941. Bd. 13, H. 4. S. 484.
15. Moore J. G. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1966, N 550-D. P. 163.
16. Stockes K. R. // Miner. Mag. 1971. Vol. 38, N 294. P. 205.
17. Кашищев Г. Л. // Океанология. 1975. Т. 15, вып. 2. С. 282.
18. Мурдмаа И. О., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. // Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных образований. Тбилиси, 1970. С. 51.
19. Furnes H. // Bull. volcanol. 1974. Vol. 38, N 1. P. 173.
20. Moore J. G. // Mar. Geol. 1970. Vol. 9, N 5. P. 331.
21. Iijima A., Harada K. // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 1/2. P. 182.
22. Hay R. L., Jones B. F. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol. 83, N 2. P. 317.
23. Furnes H. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1975. Vol. 50, N 2. P. 105.
24. Hawkins D. B., Rustum R. // Geochim. et cosmochim. acta. 1963. Vol. 27. P. 1047.
25. Jakobsson S. P. // Surtsey Res Progr. Rep. 1972. Vol. 1. P. 121.
26. Jakobsson S. P. // Bull. Geol. Soc. Denm. 1978. Vol. 27, spec. iss. P. 91.
27. Thomassin J. H., Touray J. C. // Bull. Miner. 1979. Vol. 102, N 5/6. P. 594.
28. Fuller R. E. // Amer. J. Sci. 1931. Vol. 21. P. 281; Amer. Miner. 1932. Vol. 17, N 2. P. 104; J. Geol. 1934. Vol. 42. P. 311; Northwest Sci. 1950. Vol. 24. P. 64.
29. Bonatti E. // Bull. volcanol. 1965. Vol. 28. P. 257.
30. Peirce J. W. // Sci. Iceland. 1970. Vol. 2. P. 31.
31. Петрова В. В., Воронин Б. И., Серебрянникова Н. Д. // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 2. С. 133.
32. Noack Y. // Bull. Miner. 1981. Vol. 104, N 1. P. 34.
33. Андрущенко П. Ф., Скорнякова Н. С. // Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967. С. 94.
34. Скорнякова Н. С., Петелин В. П. // Океанология. 1967. Т. 7, вып. 6. С. 1005.
35. Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О. // Литология и полез. ископаемые. 1968. № 6. С. 17.
36. Allen V. T., Scheid V. E. // Amer. Miner. 1946. Vol. 31, N 5/6. P. 294.
37. Summers K. V. // Ibid. 1976. Vol. 61, N 5/6. P. 492.
38. Honnorez J. // Natur zeolites occurrence, prop., use: Selec. pap. Intern. conf. occur. prop. and utiliz natur. zeolites. Oxford etc., 1978. P. 245.
39. Гептнер А. Р. // Тр. ИГН АН СССР. 1980. Вып. 350. С. 136.
40. Гептнер А. Р., Селезнева М. А., Смелов С. Б., Лискун И. Г. // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 4. С. 44.
41. Гептнер А. Р., Соколова Т. Н., Харазян Э. Х. // Там же. 1985. № 4. С. 97.
42. Singer A. // Clays and Clay Miner. 1974. Vol. 22, N 3. P. 231.
43. Denaeber M. E. // Bull. volcanol. 1963. Vol. 25. P. 201.
44. Jonsson J. // Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala. 1961. Vol. 40. P. 81.

СТРУКТУРА ТИПА ВЕРМИКУЛИТА

Вермикулит Vermiculite



Название от лат. *vermiculare* — червеобразный — дано в связи со способностью минерала вспучиваться при быстром нагревании с образованием червеобразных агрегатов (Вебб, 1824).

Синон. Практически не употребляемые или относящиеся к слабо изученным, часто полиминеральным образованиям (смеси вермикулита со слюдами, хлоритами и другими слоистыми силикатами): батавит — *batavite* (Вейншкен, 1897) — безжелезистый вермикулит [1]; буддимит — *buldymite* [2], по Хею (1955), вероятно, гидробитит; ваалит — *vaalite* (Маскелин, Флайт, 1874), по Штрунцу (1962) — переходный к вермикулиту; гидровермикулит — *hydrovermiculite* (Хей, 1955); дэдлент (дадлент) — *dudleyte* (Гент, 1873),

по Штрунцу (1962) — выветрелый биотит; джефферизит — jefferisite (Бруш, 1866), по Грюнеру [3] — вермикулит с примесью гидробиотита, по Штрунцу (1962) — близок к протовермикулиту; истонит — eastonite (Гамильтон, 1899), по Винчеллу (1925) — синоним биотита; керрит — kerrite (Гент, 1873); кульзагеит — culsageite (Кук, 1874), по Хею (1955) и Штрунцу (1962) — джефферизит; леннит (лернит) — lennilite (fernilith) (Шрауф, 1882), по Баршаду [4] — вермикулит с примесью хлорита; люказит — lucasite (Чэтэрд, 1886), по Честеру [5] — близок к джефферизиту, по Хею (1955), вероятно, гидробиотит, по Лазаренко и Вынар (1975) — измененный вермикулит или мусковит; магниевый вермикулит — magnesium vermiculite [4] — собственно вермикулит; маконит — masonite (Гент, 1873), по Хею (1955), вероятно, гидробиотит, по Лазаренко, Вынар (1975) — смешанослойное образование из триоктаэдрических слюд; пельгамит — pelhamite (Кук, Гуч, 1875), по Штрунцу (1962) — разновидность джефферизита; пейнтерит — painterite (Джефферс, 1891), по Хею (1955), вероятно, вермикулит или хлорит, по Дёльтеру (1918) — смесь вермикулита с хлоритом, по Штрунцу (1962) — зеленый вермикулит; пиросклерит — pyrosclerite (Кобелл, 1834), по Хею (1955) и Штрунцу (1962) — псевдоморфоза пеннина по пироксену; протовермикулит — protovermiculite (Кёниг, 1877); растолит — rastolite (Шепард, 1857), по Штрунцу (1962) — измененный биотит; розент — roseite, по Честеру [5] — измененная талькоподобная слюда желто-коричневого цвета, по Штрунцу (1962) — измененный мусковит или вермикулит; филадельфит — philadelphite (Леву, 1879), по Штрунцу (1962) — измененный биотит; халлит (галлит) — hallite (Лидс, 1871), по Штрунцу (1962) — протовермикулит, по Хею (1955) — хлорит; эокамптит — eukampite (Кеннигот, 1855), по Честеру [5] — измененный биотит.

Разнов. По составу: кальциевый вермикулит, натриевый вермикулит, никелевый вермикулит, медный вермикулит.

Характ. выдел. Пластинки, листочки, чешуйки и их агрегаты; очень редко волокнистые выделения; округлые нодулы (в сростании с хлоритом); тонкодисперсные образования (среди глин и почв), редко крупные листы и кристаллы (до 0,5 м и более).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. Cc или $C2/c$. $Z=4$.

| a_0 (Å) | b_0 | c_0 | β° | $a_0 : b_0 : c_0$ | Хим. анализы | Местонахождение | Ссылка |
|-----------|-------|-------|---------------|-------------------|--------------|--------------------------------------|--------|
| 5,3 | 9,2 | 28,77 | 97,15 | 0,576:1:3,127 | — | Уэбстер, шт. Северная Каролина (США) | [3] |
| 5,33 | 9,18 | 28,90 | 97 | 0,581:1:3,148 | 11 | Кения | [6, 7] |
| 5,349 | 9,255 | 28,89 | 97,12 | 0,578:1:3,121 | 1 | Ллано, шт. Техас (США) | [8] |

До исследований Грюнера [3] термин «вермикулит» не имел определенного значения. К вермикулитам относился целый ряд слюдopodobных минералов (обычно это были смеси вермикулита со слюдами, хлоритом и т. п.), вспучивающихся при нагревании. Часто вермикулит считался «гидратированной слюдой». Казанцев [9] допускал близость структур вермикулита и слюд.

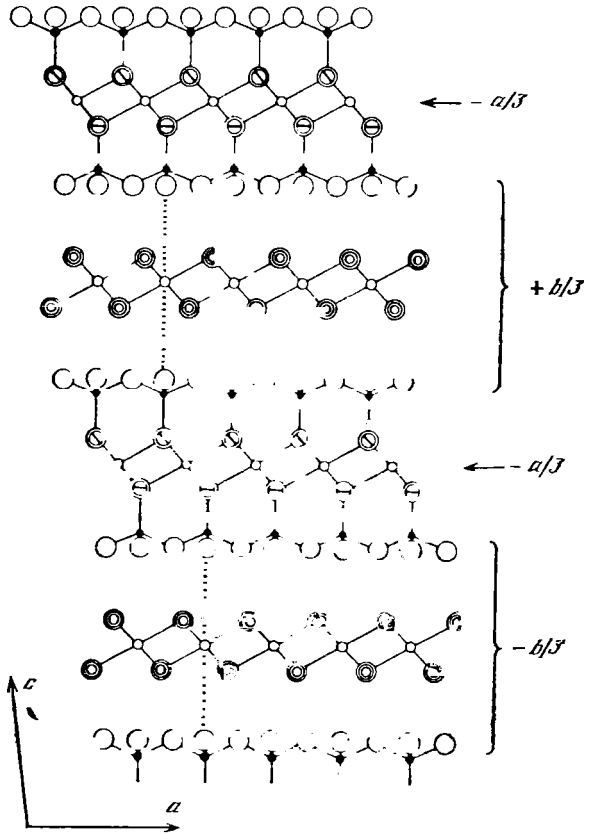
Грюнер [3] впервые высказал мнение, что вермикулит состоит из триоктаэдрических талькоподобных 2 : 1 слоев, между которыми находится двойной слой молекул воды, подобный бруситовому слою в структуре хлорита. У вермикулита в отличие от слюд слои несколько сдвинуты относительно друг друга параллельно оси b , а молекулы межслоевой воды могут располагаться и в виде плоских гексагональных колец [10]. Уокер [11] и Баршад [4] обнаружили в межслоевом пространстве вермикулита катионы, связанные с молекулами воды и способные к обмену при обработке растворами солей. Уокер [12] показал, что базальное расстояние вермикулита 14,36 Å при нагревании (дегидратации) до 110° не остается постоянным, как полагали ранее [3, 10], а закономерно изменяется [12, 13], хотя это изменение было трудно обнаружить из-за быстрой регистрации нагретого образца при охлаждении. Позже на образцах из Кении было установлено [6, 7, 14], что обменные катионы, так же как и окружающие их молекулы воды, занимают определенные положения в структуре: образуют незаполненный октаэдрический слой с заселением части возмозных катионных и анионных позиций.

Полный структурный анализ вермикулита из Ллано, шт. Техас (США), подтвердил [8] двухслойную структуру со смещением чередующихся талькоподобных слоев последовательно на $+b/3$ и $-b/3$ вдоль оси c (фиг. 26). Тетраэдрическая сетка характеризуется дитригональным поворотом тетраэдров в

среднем на 6° [15], при этом каждый атом O смещается в сторону ближайшей молекулы межслоевой воды (фиг. 27). Установлено упорядоченное замещение части Si на Al в тетраэдрах: позиция T(1) занята $Si_{0,6}; Al_{0,33}$, позиция T(2) — $Si_{1,0}$. С этим связано и распределение межслоевых катионов Mg по одной из трех имеющихся в межслоевом промежутке октаэдрических позиций (над и под центрами тетраэдров нижнего и верхнего талькоподобных слоев, в которых Si замещен на Al) и воды по одной из шести анионных позиций. Mg статистически заселяет эти положения на 0,4, а координирующие его молекулы H_2O — на 0,6.

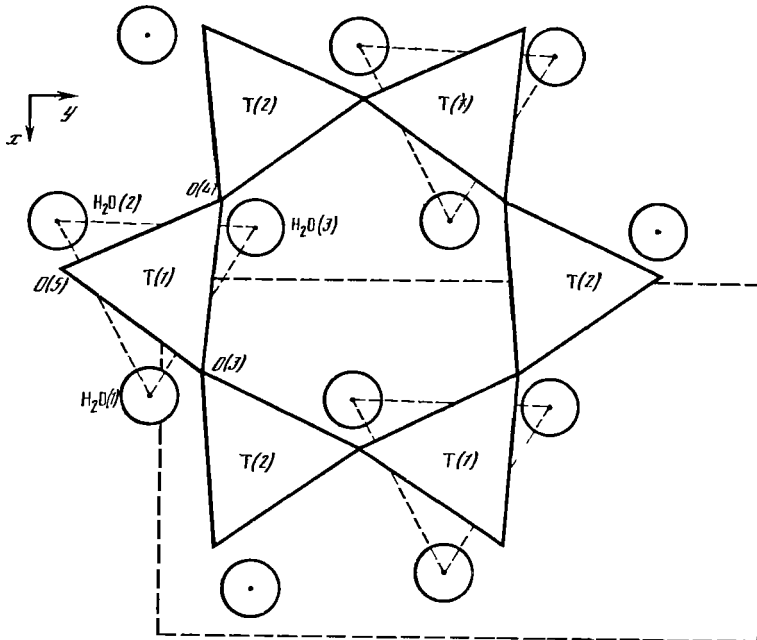
Реальные структуры [16] в отличие от идеальных, выведенных Широу и Бейли [8], содержат ряд дефектов, нарушающих упорядоченное чередование смещений слоев на $\pm b/3$.

Среди структурно упорядоченных вермикулитов известны слюдоподобные поли-типы 1M, 2M₁, реже 2M₂



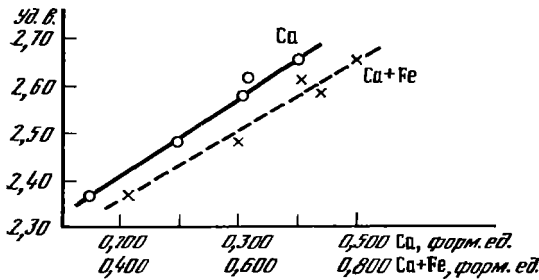
Фиг. 26. Схема строения структуры вермикулита (по Бейли)

Фиг. 27. Тетраэдрическая сетка в структуре вермикулита (по Бейли)



[6—8, 17, 18], а также хлоритовый политип Ia [19]. Теоретически выведены 44 структурные модели вермикулита и вычислены их дифракционные характеристики [20—24].

Среди искусственно полученных Li-, Na-, Ca- и Ba-вермикулитов выявлено 4 типа структур, только один из которых отвечает структуре упорядоченной последовательности $2M_1$. В остальных наблюдаются смещения трехэтажных слоев на $\pm a/3$ или $\pm b/3$ с образованием полубеспорядочных политипов. Наибольшей упорядоченностью обладают вермикулиты с высоким зарядом слоя ($>0,82$) и обменными катионами Ca [25]. Выявлены смешанослойные структуры с (Mg, Ca)- и Na-межслоями и характером переслаивания от статистически беспорядочного до близкого к регулярному [26].



Фиг. 28. Зависимость удельного веса вермикулита от содержания обменного катиона (по Афанасьеву)

Указывалось [16], что после обработки растворами Mg, Ca или Na флогопит 1M превращался в однослойный вермикулит, флогопит $2M_1$ — в двухслойный.

В Ba-вермикулите, полученном искусственно замещением Ca в образце из Капирикамодзи [27] определена триклинная элементарная ячейка с одним слоем молекул воды: $a_0=5,33$, $b_0=9,26$, $c_0=12,47$ Å, $\alpha=100^\circ 45'$, $\beta=93^\circ 30'$, $\gamma=90^\circ$; смещение силикатных слоев равно $\pm b/4$ и $\simeq a/5$; расстояние Ba— $H_2O=3,23$ Å (см. Искусств.). Молекулы воды в межслое вермикулита занимают положения, определяемые природой обменного катиона — его размером, зарядом и степенью гидратации [28, 29]. В Mg-вермикулите из Кении нет двух непрерывных слоев воды, как предполагалось ранее, а содержатся разрозненные комплексы Mg(H_2O) $_2$ [30]. У обезвоженных форм вермикулита с $d_{001} \simeq 10$ Å межслоевые катионы расположены в середине межслоевого пространства и взаимодействуют с группами OH тальковых слоев [31]. В Ba-вермикулите с одним слоем молекул воды катионы Ba, по-видимому, смещены (\approx на 1 Å) от середины межслоя к центрам дитригональных колец [32].

По структуре вермикулит с двойным слоем молекул воды наиболее близок к хлориту. По сравнению со смектитами (например, сапонитом) вермикулиты совершеннее по структуре, а их параметр c , в связи с большим межслоевым зарядом [33], устойчив в более широком интервале влажности среды. По этой же причине Mg-формы вермикулитов не разбухают с глицерином и этиленгликолем.

Средние межатомные расстояния (Å) [8] в тетраэдрах: T(1)—O=1,673, O—O=2,732; T(2)—O=1,641, O—O=2,680; в октаэдрах: Mg(1)—O, OH=2,084, Mg(2)—O, OH=2,075, Mg(3)—O(OH)=2,088, Mg(4)— H_2O =2,07 (межслоевой).

Физ. св. Сп. совершенная по (001). Чешуйки мягкие, гибкие, неупругие реже хрупкие, во влажном состоянии пластичные (особенно у никелевого вермикулита) [34]. Тв. 1—1½. Микротвердость 10—27 кг/мм² [35]. Уд. в. 2,19—2,8 возрастает с увеличением содержания железа; кроме того, зависит от обменного катиона (фиг. 28); по Афанасьеву [36], у Mg- и Ca-вермикулита (с равным содержанием Fe) уд. в. соответственно 2,37 и 2,65.

Цв. соломенно-желтый, золотисто-желтый, коричневый с бронзовым оттенком, светло-бурый, темно-бурый разных оттенков, бесцветный. Цв. определяется главным образом железистостью: вермикулиты с содержанием $Fe_2O_3 + FeO=0,24—1,0\%$ почти бесцветны, с характерным перламутровым блеском с содержанием 5,6—7,0% соломенно-желтые, золотисто-желтые, желтые $>10\%$ буроватые разных оттенков; Ni-вермикулиты зеленоватые [34] и бурые [37]. Цв. после обжига светло-золотистый, серебристый. Бл. перламутровый

шелковистый, жирный, иногда матовый. Непрозрачен; в тонких пластинках полупрозрачен. pH вермикулита 7,5—8,5 [38].

Ферромагнетен. В зависимости от температуры обжига вермикулита его магнитная восприимчивость меняется в пределах $(190—880) \cdot 10^{-6}$ с минимумом при 300° и максимумом при 500° [39]. Точка Кюри вермикулита — $600—650^\circ$ [40].

В ИК-спектре наблюдаются следующие максимумы полос поглощения (см^{-1}): 3630—3600 отвечают крайне слабо выраженным колебаниям OH, 3420—3200 — валентным колебаниям H_2O , 1630 — деформационным колебаниям H_2O , 1080—1010 — валентным колебаниям Si—O, 417, 460, 675 — деформационным колебаниям Si—O и валентным Me—O [41—46]. Методом ИК-спектроскопии показано, что молекулы воды в межслое вермикулита под влиянием обменных катионов образуют своеобразные комплексы [47, 48]. Спектры Мёссбауэра вермикулита см. [49]. Характерная черта спектра ЭПР вермикулита — широкая полоса сложной формы с центром в поле ~ 1500 Э, а также менее интенсивный сигнал в поле 3300 Э [50].

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветный или со слабой буроватой, бледно-желтой, зеленоватой (никелевый вермикулит) окраской. Плеохроизм: по Np — бесцветный или почти бесцветный, по $Ng=Nm$ — светло-бурый. Для никелевого вермикулита [34, 37] плеохроизм: по Np — светло-зеленый, желтый, по $Ag=Nm$ — желтоватый до буро-зеленого. Интенсивность плеохроизма увеличивается с содержанием Fe и Ni. Схема абсорбции биотитовая, $Ng \approx Nm > Np$. Пл. опт. осей (010). Np почти \perp (001). Одноосный, умеренно двуосный (—). $n_g \approx n_m = 1,530—1,573$, $n_p = 1,510—1,553$, $n_g - n_p = 0,010—0,031$. Показатели преломления и двупреломление увеличиваются с ростом содержания Fe [8, 51—54] и Ni ($n_g = 1,573—1,651$, $n_p = 1,542—1,620$) [34, 37, 54]. Удлинение (+). В волокнистом вермикулите направление вытянутости «волокон» совпадает с кристаллографической осью a [55—56]. (—) $2V = 0—23^\circ$. Дисперсия $r \leq v$.

Под микроскопом наблюдается переслаивания вермикулита с флогопитом, биотитом, хлоритом; отмечались включения кварца, полевого шпата, оливина, пироксена, титаномagnetита, перовскита, амфибола, карбонатов, апатита, магнетита, циркона, гидроокислов железа, гематита, гётита [57—66].

Под электронным микроскопом на поверхности вермикулита наблюдаются неровности (выступы и изгибы). При обработке вермикулита растворами, содержащими катионы K и NH_4 , происходит сжатие кристаллической решетки по оси c и, как результат этого, выравнивание поверхности [67]. Площадь наружной поверхности вермикулита. Измеренная с помощью низкотемпературной адсорбции азота, вдвое больше, чем у слюд тех же фракций [68].

Хим. Теор. состав, отвечающий формуле $\text{Mg}_{0,5} \text{Mg}_3 (\text{Si}_3 \text{Al}) \text{O}_{10} (\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$: SiO_2 — 38,97, Al_2O_3 — 11,03, MgO — 30,51, H_2O — 19,49. Изоморфные замещения: в октаэдрах Mg на Fe^{3+} и в меньшей степени на Fe^{2+} , Al, Ti, Cr, Ni и др.; в тетраэдрах Si на Al и реже на Fe^{3+} , возможно, на Ti; OH на F; межслоевой Mg на Ca, Ba, Na, K и другие обменные катионы.

Содержание Fe^{3+} в составе вермикулита варьирует в широких пределах — от 0,3 до почти 20% Fe_2O_3 . Наиболее часто встречаются умеренно железистые разновидности, что указывает на образование вермикулита преимущественно по флогопиту, а не по биотиту [69, 70]. По-видимому, это является следствием того, что гидратация высокожелезистых слюд (содержащих более 20—25% $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) обычно останавливается на стадии гидробиотита, не доходя до вермикулита [71—73]. Практически безжелезистые вермикулиты («бтавиты»), как и высокожелезистые разновидности, редки [37, 54]. Степень железистости вермикулита обычно унаследована от исходной слюды, из которой он образован и которая, в свою очередь, определяется железистостью вмещающей среды.

Вхождение большого количества железа [37, 54] в кристаллическую решетку вермикулита твердо не доказано. Значительная часть его может быть обусловлена примесью в частности гётита [66].

Практически безжелезистые вермикулиты характерны для магнезиально-карбонатных толщ; слабо и умеренно железистые наиболее часты среди ульт-

рабазитовых ядер ультраосновных щелочных интрузий; вермикулиты повышенной железистости наблюдаются среди основных, щелочных и гранито-нейсовых пород с повышенной железистостью.

Количество Al_2O_3 в вермикулитах обычно колеблется в пределах 11—16%, редко падая до 8—9%.

Вермикулит является минералом, обладающим ионообменными свойствами. Обменными катионами в природном вермикулите являются Mg или замещающие его в межслоевом пространстве Ca, Na, Ni, Cu; искусственные вермикулиты в качестве обменных оснований могут содержать, кроме того, Sr, Cs, Li, Rb и др.

Содержание CaO доходит в отдельных случаях до 4,65% (хим. анализы 2,5), Na_2O — до 4—4,3% (хим. анализы 13—15), на основании чего некоторыми исследователями описаны Ca- и Na-формы вермикулита. К а л ь ц и е в ы й в е р м и к у л и т — calcium vermiculite — отмечен в месторождении Либби (США) [41], в коре выветривания флогопитоносных мелилитовых пород Ковдорского ультраосновного щелочного массива [36] и некоторых других. Н а т р и е в ы й в е р м и к у л и т — sodium vermiculite — встречается в ультраосновном щелочном массиве Барчи в Казахстане, в Каратасском ультраосновном массиве на Урале [74—76] и на о-ве Анст (Шетландские острова) [77]. При изменении влажности среды он отличается наибольшей нестабильностью параметра *c*, связанной с разной степенью гидратации минерала. Чаще всего встречаются промежуточные разности между Mg- и Ca-, а также между Mg- и Na-формами вермикулита [36, 75].

Известны никелевые [34, 37] и медные [61, 78] вермикулиты (см. с. 124). Описан вермикулит с NH_4 -группировками (доли %) в межслоевом пространстве [79], возможны вермикулиты с оксонием [79—82].

Являясь природным неорганическим ионообменником, вермикулит обладает наибольшей катионообменной емкостью среди всех глинистых минералов — от 120 до 195—200 мг·экв/100 г. [69, 83—85], определяющей межслоевым зарядом и характером межслоевого катиона (его размером, валентностью и т. д.). Межслоевой заряд колеблется от 0,6 до 0,95 на половину элементарной ячейки минерала и зависит в первую очередь от количества трехвалентных катионов в октаэдрическом слое вермикулита [69, 83].

Заряд слоя ковдорского вермикулита, насыщенного ионами алкиламмония, равен: по химическому анализу — 0,85, по емкости обмена — 0,87, по углу наклона цепочки органического катиона — 0,83, по набуханию в спиртах — 0,85 [87]. Наибольшая катионообменная емкость характерна для практически безжелезистых вермикулитов с двухвалентными катионами в межслоевых позициях [69, 83]. Катионообменная способность растет также с увеличением дефектности кристаллической структуры, обусловленной изоморфизмом, главным образом Si — Al в тетраэдрических позициях [83].

Существуют многочисленные методы прямого определения катионообменной емкости [90—96], но в ряде случаев оно осложняется наличием в вермикулитах поглощенных комплексов гидратов Al, Fe и др. [97]. Количество воды в вермикулитах зависит от обменного катиона — его ионного радиуса и гидратационной способности. Содержание воды может резко меняться в зависимости от относительной влажности среды. При обычных атмосферных условиях наибольшее содержание воды отмечено для Ca-вермикулита [33], несколько меньше — для Mg-вермикулита и значительно меньше — для Na-вермикулита [75]. Наиболее стабильна по содержанию воды Mg-форма, имеющая два слоя молекул воды в межслоевом пространстве. То же можно сказать о Ca-вермикулите. В Na (а также Ba)-вермикулите может быть один или два слоя воды в зависимости от относительной влажности среды. Катионы с большим ионным радиусом — K, Cs и др. — за счет межслоевого пространства целиком, не оставляя места воде и преобразуя вермикулит в биинтеркалирный минерал.

Вермикулит, особенно его Ca- и Na-формы, легко образует органозамещенные комплексы; при этом степень увлечения параметра *c* элементарной ячейки вермикулита [98], т. е. степень его разбухания (межслоевая сорбция), опреде-

тятся размерами органических катионов и характером расположения их в межслоевом пространстве [99]. О методиках получения и особенностях органо-замещенных комплексов, физико-химических и каталитических свойствах вермикулита см. [87, 100—118].

Указывается на содержание редких и рассеянных элементов: Zr — 0,003% (средн. из 13 образцов) в вермикулите Ковдорского массива [119], Sr — 0,07% в вермикулитах из карбонатов Восточного Саяна, Ba — 0,10 там же [120], а также Sc, V, Zr — 0,01, Cr — 0,05, Ga — 0,03, Pb — 0,001, Co — 0,006, Be — 0,0004% в Барчинском месторождении [121]. В вермикулитах Ковдорского массива присутствует газовая фаза (см³/кг породы): H₂ — 81,9—90,7, CO — 4,5—5,2, CO₂ — 0,2—0,3, CH₄ — 1,5 [122].

Анализы рассчитаны на 11(O); H₂O — число молекул воды на форм. ед. соответствующее суммарному содержанию воды, которое меньше, чем требуется для 2 (ОН, F):

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|--------|--------|----------|---------|----------|-------|-------|--------|--------|
| N ₂ O | 0,05 | 0,05 | He обн. | 0,03 | 0,03 | 0,05 | 1,74 | Сл. | 0,07 |
| K ₂ O | 0,10 | 0,16 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,06 | 0,07 | » | 0,04 |
| CaO | 0,37 | 4,64 | He обн. | 3,31 | 4,65 | 2,21 | 1,38 | 0,65 | 3,45 |
| MgO | 27,48 | 22,62 | 26,91 | 20,92 | 21,23 | 21,57 | 21,93 | 24,75 | 20,32 |
| MnO | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,08 | 0,07 | 0,09 | 0,07 | Сл. | 0,09 |
| FeO | — | 0,07 | 0,09 | 0,29 | 0,34 | 0,11 | 0,43 | 0,28 | 0,61 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,24 | 0,87 | 4,50 | 5,89 | 6,02 | 6,35 | 6,19 | 6,43 | 6,27 |
| Al ₂ O ₃ | 13,61 | 14,26 | 8,40 | 13,06 | 12,39 | 13,92 | 13,10 | 13,00 | 13,88 |
| SiO ₂ | 35,36 | 33,82 | 36,61 | 32,73 | 33,46 | 32,53 | 38,46 | 33,28 | 32,67 |
| TiO ₂ | 0,26 | 0,33 | 0,89 | 1,33 | 0,36 | 1,40 | 0,16 | 0,64 | 1,03 |
| H ₂ O ⁺ | 10,36 | 9,35 | 22,10 | 21,72 | 21,98 | 21,54 | 5,90 | 10,21 | 21,84 |
| H ₂ O ⁻ | 10,74 | 12,86 | | | | | | | |
| F | 0,51 | 1,24 | 0,55 | 0,08 | 0,05 | 0,09 | 0,14 | 0,50 | 0,09 |
| Сумма | 99,53* | 100,28 | 100,61** | 99,98** | (100,63) | 99,92 | 99,84 | 100,26 | 100,36 |
| - O=F ₂ | 0,21 | 0,52 | 0,23 | 0,03 | 0,02 | 0,04 | 0,06 | 0,20 | 0,04 |
| | 99,32 | 99,76 | 100,38 | 99,95 | 100,61 | 99,88 | 99,78 | 100,06 | 100,32 |
| d. в. | 2,19 | — | — | 2,61 | 2,65 | 2,48 | 2,48 | 2,27 | 2,58 |
| " | 1,530 | — | — | 1,570 | 1,549 | 1,565 | 1,541 | 1,540 | 1,578 |
| " | — | — | — | — | — | — | — | 1,538 | — |
| —) 2V° | 1,520 | — | — | 1,540 | 1,518 | 1,527 | — | 1,510 | 1,533 |
| > | 5—15 | — | — | — | — | — | — | 18—19 | — |
| > | 2,84 | 2,79 | 2,98 | 2,72 | 2,76 | 2,68 | 2,94 | 2,70 | 2,70 |
| IV | 1,16 | 1,21 | 0,80 | 1,28 | 1,21 | 1,32 | 1,06 | 1,24 | 1,30 |
| IV | — | — | 0,22 | — | 0,03 | — | — | 0,06 | — |
| IV | 0,12 | 0,18 | — | — | — | 0,03 | 0,11 | — | 0,05 |
| — | — | — | 0,03 | — | — | — | — | — | — |
| — | 0,02 | 0,02 | 0,05 | 0,08 | 0,02 | 0,09 | 0,02 | 0,04 | 0,06 |
| — | 0,02 | 0,05 | 0,06 | 0,37 | 0,34 | 0,39 | 0,36 | 0,33 | 0,39 |
| — | — | — | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,02 | 0,04 |
| Al | — | — | — | 0,01 | 0,01 | 0,01 | — | — | 0,01 |
| Mg | 3,28 | 2,78 | 3,26 | 2,59 | 2,61 | 2,65 | 2,50 | 2,99 | 2,50 |
| Ga | 0,03 | 0,41 | — | 0,29 | 0,41 | 0,19 | 0,11 | 0,06 | 0,31 |
| Ba | 0,02 | 0,01 | — | — | — | 0,01 | 0,26 | — | 0,01 |
| — | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | — | — |
| H ₂ O | 4,73 | 3,75 | 4,93 | 5,01 | 5,00 | 4,93 | 3,27 | 4,50 | 5,00 |
| ОН) | 1,88 | 1,76 | 1,85 | 1,98 | 1,99 | 1,98 | 1,97 | 1,99 | 1,98 |
| — | 0,12 | 0,24 | 0,14 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,02 |

* В том числе CO₂—0,44. ** В том числе Cr₂O₃—0,49. *** В том числе BaO—0,49.

1—Ллано, Техас (США) [123], использован для определения кристаллической структуры [8]; 2—месторождение Слюдянка, Забайкалье, анал. Горбачева [46]; 3—Палабора, Северо-Восточный Трансваа (ЮАР), анал. Дунн [124]; 4—массив Вуори-Ярви, Кольский полуостров, анал. Ганнибал [36]; 5—Ковдор, Кольский полуостров, в оригинале сумма 100,65, анал. Мокрецова [36]; 6—массив Вуори-Ярви Кольский полуостров, анал. Ганнибал [36]; 7—Андреевское месторождение, Приазовье, анал. Аксельрод [125]; 8—Ковдор, Кольский полуостров, анал. Замуруева [52]; 9—Ковдор, Кольский полуостров, анал. Ганнибал [36].

| | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|--------------------------------|---------|---------|--------|----------|------------|--------|--------|--------|---------|
| Na ₂ O | 0,01 | Не обн. | 0,29 | 4,08 | 4,29 | 3,93 | 2,70 | — | Не обн. |
| K ₂ O | 0,01 | » | 0,10 | 0,44 | 0,16 | 0,89 | 0,12 | — | » |
| CaO | 1,01 | » | 0,56 | 0,28 | 0,15 | 2,10 | 1,59 | 0,40 | 0,35 |
| MgO | 25,12 | 22,58 | 19,17 | 19,50 | 21,46 | 20,48 | 15,32 | 18,18 | 13,94 |
| NiO | — | — | — | — | — | — | — | 11,25 | 8,60 |
| MnO | 0,02 | — | — | 0,11 | 0,01 | 0,01 | 0,17 | — | 0,26 |
| FeO | 0,81 | — | 1,12 | 0,24 | 0,82 | 0,81 | 0,86 | 0,41 | 5,03 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,21 | 8,01 | 7,51 | 8,62 | 9,23 | 9,68 | 13,26 | 2,74 | 19,22 |
| Al ₂ O ₃ | 8,87 | 15,37 | 15,82 | 13,39 | 12,55 | 12,11 | 13,62 | 14,86 | 12,26 |
| SiO ₂ | 36,53 | 34,04 | 33,82 | 37,21 | 37,15 | 36,21 | 35,64 | 34,76 | 26,50 |
| TiO ₂ | 0,58 | — | 1,84 | 0,93 | 0,40 | 0,78 | 0,53 | — | 1,69 |
| H ₂ O ⁺ | 10,94 | 19,93 | 20,25 | 15,49 | 5,83 | 6,01 | 8,67 | 12,60 | 9,94 |
| H ₂ O ⁻ | 10,10 | | | | 7,74 | 6,90 | 7,48 | 5,20 | 2,56 |
| F | Не обн. | — | — | — | — | 0,41 | 0,13 | — | — |
| Сумма | 100,21 | 99,93 | 100,48 | 100,45 * | (99,89) ** | 100,32 | 100,09 | 100,40 | 100,35 |
| —O=F ₂ | — | — | — | — | — | 0,17 | 0,05 | — | — |
| | | | | | | 100,15 | 100,04 | | |
| n _g | 1,533 | — | — | — | — | — | — | 1,573 | 1,651 |
| n _m | — | — | — | — | — | — | — | — | 1,648 |
| n _p | — | — | — | — | — | — | — | 1,542 | 1,620 |
| (—) 2V ^o | 10—12 | — | — | — | — | — | — | 0—8 | — |
| Si | 2,96 | 2,71 | 2,71 | 2,86 | 2,83 | 2,78 | 2,82 | 2,81 | 2,24 |
| Al ^{IV} | 0,85 | 1,29 | 1,29 | 1,14 | 1,13 | 1,09 | 1,18 | 1,22 | 1,22 |
| Fe ³⁺ | 0,19 | — | — | — | 0,04 | 0,13 | — | 0,07 | 0,54 |
| Al ^{VI} | — | 0,15 | 0,20 | 0,07 | — | — | 0,09 | 0,22 | — |
| Ti | 0,04 | — | 0,11 | 0,05 | 0,02 | 0,04 | 0,03 | — | 0,11 |
| Fe ³⁺ | 0,19 | 0,48 | 0,45 | 0,50 | 0,49 | 0,43 | 0,79 | 0,10 | 0,68 |
| Fe ²⁺ | 0,05 | — | 0,08 | 0,02 | 0,05 | 0,05 | 0,06 | 0,03 | 0,35 |
| Mn | — | — | — | 0,01 | — | — | 0,01 | — | 0,02 |
| Mg | 3,03 | 2,68 | 2,29 | 2,23 | 2,43 | 2,34 | 1,80 | 2,29 | 1,75 |
| Ni | — | — | — | — | — | — | — | 0,73 | 0,58 |
| Ca | 0,09 | — | 0,05 | 0,02 | 0,01 | 0,17 | 0,13 | 0,03 | 0,03 |
| Na | — | — | 0,04 | 0,61 | 0,63 | 0,58 | 0,41 | — | — |
| K | — | — | 0,01 | 0,04 | 0,02 | 0,09 | 0,01 | — | — |
| H ₂ O | 4,70 | 4,29 | 4,41 | 2,92 | 2,43 | 2,04 | 3,26 | 3,88 | 2,50 |
| (OH) | 1,81 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 1,99 | 1,97 | 2,00 | 2,00 |
| F | 0,19 | — | — | — | — | 0,01 | 0,03 | — | — |

* В том числе P₂O₅—0,16. ** В том числе CO₂—0,10.

10—Инагли, Алдан (СССР); методом спектроскопии обнаружено (%): Ni, Cr—0,4—0,6, Ga, Co, Ba—0,007—0,009, Pb—0,004—0,006, Cu—0,0001—0,0003, V—0,001—0,003, анал. Замуруева [126]; 11—Кения, использован для определения кристаллической структуры [6, 7]; 12—Вест-Честер, Пенсильвания (США), анал. Хубер [127]; 13—натриевый вермикулит, с. в Анст (Шетландские острова, Великобритания) [77]; 14—натриевый вермикулит, Каратас (КазССР), в оригинале сумма 99,99, анал. Замуруева [75]; 15—натриевый вермикулит, Барчинское месторождение (КазССР), анал. Замуруева [75]; 16—Андреевское месторождение (Приазовье), анал. Аксельрод [125]; 17—никелевый вермикулит, Уэбстер, Северная Каролина (США), анал. Шеннон [34]; 18—никелевый вермикулит (Украина), анал. Мирская [37].

Сводки хим. анализов см. также в работах [3, 4, 52, 53, 69, 125, 126, 128—133].

Диагн. исп. Легко растворяется в кислотах с выделением белого чешуйчатого остатка кремнезема. Интенсивность растворения соляной и азотной кислотой примерно одинакова. В растворах щелочей более стоек [134, 135]. При растворении в первую очередь вымываются межслоевые катионы, элементы октаэдрического слоя — ионы Mg, Fe и затем Al [136]. П. п. тр. раслаивается и сильно вспучивается с образованием легкого, пористого вещества, плавающего в воде. При соприкосновении с перекисью водорода вермикулит вспучивается и обесцвечивается [137—139].

Повед. при нагр. Температура плавления 1270—1320° [124, 140]. При 750° образуется талькоподобная фаза с $d_{001} = 9.2 \text{ \AA}$, при 840—900° — энстатит [141—144]. По другим данным [145], уже при 700° продукт дегидратации состоит из доменов талькоподобного силиката и энстатита. На кривых ДТА вермикулита фиксируются два типа термических эффектов. Наиболее интенсивно проявлены эндотермические эффекты в области 90—290°, связанные с выделением межслоевой молекулярной воды и воды гидратных оболочек обменных катионов. При 400—450° фиксируется слабый эндоэффект, соответствующий удалению остаточных, разрозненных молекул межслоевой воды «утопленных» в «ямки» гексагональных полостей кремнекислородного каркаса [143]. Высокотемпературные эндо- и экзотермические эффекты в области 780—980° связаны с отщеплением гидроксильных групп и с полиморфными превращениями [127—129, 143, 146, 147]. Относительная интенсивность, количество и небольшие вариации низкотемпературных эндотермических эффектов определяются характером обменных ионов [4, 36, 75, 127, 148—150]. У вермикулитов, содержащих один слой молекул воды (например, натриевый вермикулит), при пониженной влажности среды наблюдается один низкотемпературный эндотермический эффект. Один эндотермический эффект в области около 180° наблюдается и у электроанализованной (без магния в межслоевом промежутке) формы вермикулита [144]. Помимо кривых ДТА природных Mg-, Ca-, Na-форм вермикулита получены кривые ДТА многих искусственно замещенных форм (Li-, Ba-, Co-, Ni-, Cs-, Pb-, K-, Cu-, Be-, Sr-, Al-) [4, 151—153].

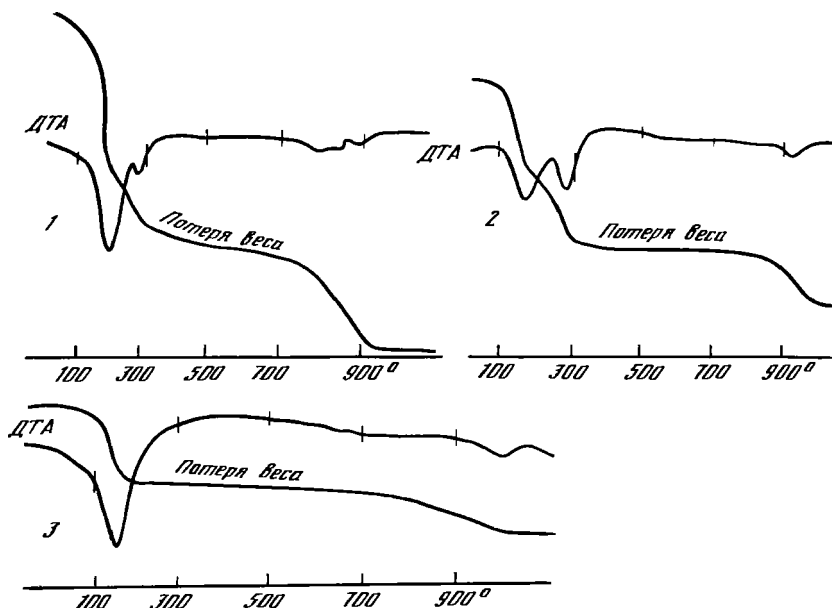
ДТА вермикулитов весьма показательны; по ним можно не только судить о характере межслоевых обменных катионов, но и примерно оценивать содержание в вермикулите смесей биотита, хлорита [154].

Установлена зависимость характера кривых нагревания вермикулита от степени его дисперсности. При истирании вермикулита до фракции менее 0.01 мм наблюдается последовательное уменьшение низкотемпературных эндотермических эффектов до почти полного исчезновения эффекта около 270—300°, одновременно появляются слабый эндотермический пик 550—570° и резкий экзотермический — 835—840° [155].

Характер кривых обезвоживания во многом определяется также обменными катионами (фиг. 29). В Mg-форме вермикулита при обычных атмосферных условиях каждый обменный межслоевой катион ассоциируется с 12 молекулами H₂O, потеря веса сопровождается уменьшением параметра c элементарной ячейки: $\text{Mg}(\text{H}_2\text{O})_{12} - (14,4 \text{ \AA}) \rightarrow \text{Mg}(\text{H}_2\text{O})_{9-8} - (13,8 \text{ \AA}) \rightarrow \text{Mg}(\text{H}_2\text{O})_{8-3} - (11,6 \text{ \AA}) \rightarrow \text{Mg}(\text{H}_2\text{O})_{0-7.5} - (20,6 \text{ \AA})$ — смешанослойная фаза $11,6 + 9,02 \text{ \AA} \rightarrow \text{Mg}(\text{H}_2\text{O})_0 - (9,02 \text{ \AA})$ [127, 141].

У потанинского вермикулита (Урал) с повышенным содержанием железа (12,44% Fe₂O₃, 0,96% FeO) несколько отличный характер фазовых переходов при нагревании [156]: исходная фаза 14,8 Å легко переходит в фазу 11,8, минуя промежуточную 13,8 Å. У Mg-вермикулита Ковдора указывается самостоятельная фаза с $d_{001} = 9,9 - 10,5 \text{ \AA}$ [143]. Кривые потери веса искусственно замещенных форм вермикулита (Mg-, Ca-, Sr-, Ba-, Na-, Ni-, Tl-, Al-) также зависят от характера обменного катиона [152, 157].

С уменьшением в минерале межслоевой воды при нагревании наблюдается уменьшение (—)2V и увеличение показателей преломления, отражательной способности, активной поверхности, а также теплоты гидратации вермикулита; механическая прочность и микротвердость при этом падают [38, 52, 75, 102, 143, 150, 158].



Фиг. 29. Кривые ДТА и потери веса природных вермикулитов (по Зиборовоу и Токмакову)

1 — магниевый; 2 — кальциевый; 3 — натриевый вермикулит

Природный вермикулит, обезвоженный нагреванием (ниже 700° для Mg-менее 800° для Na-форм), регидратируется на воздухе [75, 157, 159]. При регидратации происходит последовательное образование фаз с базальными расстояниями 11,59; 13,82 и 14,36 Å. Под микроскопом это можно наблюдать по возникновению границ между ними в виде темных полосок, перемещающихся от периферии к центру пластинки вермикулита [13]. При резком нагревании вермикулита происходит его вспучивание, объем увеличивается (иногда в 30 раз). Предполагается, что вспучивание происходит в результате не только действия образующихся паров воды, но и нарушения энергетического баланса на соседних поверхностях силикатных слоев [153]. Исследованиями на dilatометре при нагрузке 160 г на 1 см^2 показано, что вспучивание происходит при дегидратации межслоевых катионов и удалении высокотемпературной (гидроксильной) воды. Вынос воды межpacketных монослоев вспучивания не вызывает [153]. Для Mg-вермикулита при этом отмечено 4 или 5 этапов вспучивания. Отсутствие межслоевого катиона в вермикулите при температуре до 540° вызывает не вспучивание, а усадку минерала.

Находж. О генезисе вермикулита нет однозначных представлений. Ранее он считался гидротермальным минералом, однако более поздние исследования (особенно в СССР) показали, что вермикулит — вторичный минерал, образуется в результате процессов гидратации, выщелачивания, окисления и других изменений Mg-Fe-слюд и хлоритов. Наиболее широко распространен среди продуктов древнего выветривания различных горных пород [52, 59, 129, 160]

Во многих районах развития вермикулита, считающегося полностью или частично гидротермальным образованием [124, 132, 161, 162], присутствуют явные признаки наличия древней коры выветривания — отмечаются залежи каолинита, а также другие глинистые и гипергенные минералы.

В Советском Союзе наиболее значительные скопления вермикулита связаны со слюдоносными комплексами ультраосновных щелочных массивов Кольского полуострова: Ковдорского, Вуори-Ярви, Африканды, Саланлатвинского, Лесная Варака и др. [52, 53, 129, 130, 160, 163—166]. В Сибири вермикулит встречается в массивах Инаглинском [126, 167], Гулинском, Одихинч [168—170], на Дальнем Востоке — в Кокшаровском [171, 172], в Казахстане — в Красномайском, Барчинском массивах [75, 173, 174]. Во всех указанных

массивах он наблюдается в самых верхних горизонтах. Сплошная залежь вермикулита характерна для Ковдорского массива [52, 59, 129, 130], на остальных вермикулит не всегда образует сплошные залежи и часто встречается в виде отдельных участков. В наиболее изученном Ковдорском массиве установлена хорошо выраженная зональность изменения первичного флогопита (снизу вверх): флогопит → гидрофлогопит → вермикулит → сунгулит [59, 129]. Спорадически по сунгулитизированному вермикулиту наблюдается развитие сепиолита [175, 176]. Помимо сунгулита и сепиолита, вермикулит в указанных комплексах часто находится в ассоциации с гидрохлоритами, сапонитом, нонтронитом, лимонитом. Встречается в виде крупных листов и кристаллов [52, 129, 130, 160].

Со слюдоносными ультраосновными и основными породами связаны месторождения и проявления вермикулита на Урале: Булдымское, залегающее в серпентинитах [2, 177]. Каратасское — в серпентинизированных ультрабазитах [125, 178], Субутакское — в пироксенитах [125, 179]; на Украине: Андреевское, залегающее в сильно измененных гипербазитах [125, 180]. Каменные уголилы, приуроченное к основным породам [125, 180], Побужское — к серпентинизированным ультрабазитам, залегающим среди высокометаморфизованных пород и образований чарнокитовой формации [176, 180, 181]. Елисейевская вермикулитоносная площадь в Приднепровье связана с выходами амфиболовых и амфибол-пироксеновых пластообразных тел (амфиболовых «ультрабазитов») [180]. В Сибири известно Караганское месторождение вермикулита, приуроченное к небольшим телам серпентинитов, залегающих в протерозойской сланцево-гнейсовой толще, и Тебинское — в измененных основных породах [125].

Примером нахождения вермикулита в щелочных слюдоносных комплексах является Потанинское месторождение на Урале, приуроченное к юго-восточному эндоконтакту Вишневогорского щелочного массива [182—184].

К магнезиально-карбонатным и алюмосиликатным комплексам слюдоносных пород приурочены Размановское месторождение в Восточном Саяне [185] и Слюдянское — вблизи оз. Байкал [186, 187].

С гранитизированными слюдоносными гнейсо-амфиболитовыми и гнейсо-сланцевыми комплексами связаны многочисленные проявления вермикулита на Украине, наиболее значительное из которых Родноновское [60, 131, 179, 180, 188—190], а также на Дальнем Востоке — месторождение Татьяновское [171, 191].

Из зарубежных месторождений вермикулита самыми крупными (дающими >90% мировой добычи) являются месторождения Либби в шт. Монтана (США) [62, 133, 192] и Палабора в Северном Трансваале (ЮАР) [124, 132, 133, 193], приуроченные к ультраосновным щелочным массивам и карбонатитам. Последнее весьма сходно с месторождением Ковдор на Кольском полуострове.

Как гидротермальные описаны месторождения около Батешпура и Малазангхата в районе Хассан (шт. Майсур, Индия), приуроченные к актинолитовым и актинолит-тальковым сланцам в контактах с пегматитами (образование вермикулита предположительно за счет изменения актинолита и тремолита) [162]; Асот-Шанкук (Судан) в гнейсах и сланцах, прорванных пегматитами (за счет изменения биотита) [194]; в Молданубике (Чехословакия) в биотитовых и биотит-силлиманитовых гнейсах [195]; месторождения Санта-Олалья (Уэльва, Испания), залегающие среди основных и карбонатных пород [196]; месторождения в ультраосновных и основных породах на контакте с кислыми интрузиями в районе хромитовых залежей Пауни, шт. Махараштра (Индия) [197], в Хафафит (Египет) [198] и др.

Вермикулит базальтов Брентонико (Трентино, Италия) рассматривается как один из промежуточных продуктов их гидротермально-метасоматического изменения: форстерит → сапонит → вермикулит → боулингит → иддингсит → гематит. Предполагается, что подобный процесс происходил при воздействии остаточных растворов на частично затвердевшие вулканические продукты в жерле вулкана [199]. Допускается возникновение вермикулита за счет позд-

невулканического изменения оливина в андезитовом потоке вблизи Лейквук в шт. Орегон (США) [200], а также за счет гидратации и десилификации роговой обманки под действием слабых кислотных растворов горячих источников выветрелых плуциеновых андезитов Японии [201].

Указывается на возможность образования вермикулита в условиях высокотемпературного метаморфизма на границе мусковит-хлоритовой и биотитсодержащей фаций [202]. В лавсонитсодержащем осадочно-метаморфическом комплексе Новой Каледонии он возник за счет замещения высокожелезистого хлорита [203]. Считается, что вермикулиты Японии районов Одако, Китаногава и Куики образованы в результате метаморфизма ультраосновных пород в то время как гидробиотиты — в результате выветривания биотитсодержащих гранитов [204]. По другим данным [205], существование метаморфического вермикулита вызывает сомнение; считается, что он представляет собой смешанослойное образование (хлорит-мусковит).

Образование вермикулита при поверхностном выветривании метеорными водами флогопита измененных дунитов отмечается на месторождении Дей-Бу в шт. Северная Каролина (США) [206]. Выветривание распространяется здесь на глубину 3—10 м, ниже вермикулит сменяется свежим флогопитом. Совместно с вермикулитом встречается частично каолинизированный полевошпат из пегматитов, секущих дуниты. Как продукт выветривания слюд и хлоритов, в том числе современного, рассматриваются некоторые вермикулиты в Японии [207], Западной Саксонии [208], в месторождении Рейни-Крик, шт. Монтана (США) [209], в Каскадных горах [210] и горах Туин-Систерс [142 в шт. Вашингтон (США)].

Ряд исследователей допускают возможность образования вермикулита в результате воздействия на флогопит атмосферных осадков. Так, указывается, что на месторождении Ллано в шт. Техас (США) флогопит, который вместе с магнезитом, добытым во время второй мировой войны и сложенным около выработок, к 60-м годам оказался частично вермикулитизированным за счет воздействия дождевой воды [63]. Подобные же факты вермикулитизации флогопита отмечались и на отвалах «дедовских» выработок на Слюдянском месторождении флогопита в Забайкалье (СССР).

Тонкодисперсный вермикулит встречен в морских отложениях во впадине Атлантик Красного моря [211] и в осадочных породах Восточно-Индийского хребта [212].

Совершенно особый тип проявлений вермикулита представляют находки его в почвах и глинах. Для глинистого вермикулита предполагается образование его не только по триоктаэдрическим слюдам или хлориту, но и по мусковиту, тальку, серпентину, а также по неслоистым силикатам (роговой обманке и вулканическому стеклу [213—217].

Тонкодисперсный вермикулит (среди глин и почв) слабо изучен. Обычно диагностируется по рентгеновским отражениям 001 и 060 [214—232]. Наиболее полная сводка по тонкодисперсному почвенному вермикулиту дана Уокером [85].

Допускается природный синтез вермикулита почв из свободных окислов Si, Al, Fe, Mg [4, 228]. Таким предполагается тонкодисперсный вермикулит метагаббро из департамента Атлантическая Луара (Франция) [233]. Отмечается также образование вермикулита за счет синтеза из компонентов подземных вод [234]. Определенная роль в образовании вермикулита отводится биологическому фактору — воздействию микроорганизмов [235]. Указывается на преобразование биотита в вермикулит в течение одного года в питательной среде при выращивании пшеницы [236].

Изм. На высоких горизонтах кор выветривания в условиях магнезиальной среды вермикулит преобразуется в серпентины: сунгулит [51, 59, 129, 237, 238], лизардит [176], антигорит [59, 165]. Сунгулит по вермикулиту ранее рассматривался как гидротермальное образование [51, 166, 237]. Описано [239] топотаксическое образование хризотила по вермикулиту в условиях низкотемпературного гидротермального процесса, по другим данным [240], хризотил образуется не за счет вермикулита, а за счет пластинчатого серпентина, в свок

очередь возникшего в результате изменения слюды. Отмечено преобразование вермикулита в хлорит, карбонат, кремнезем, гётит [241], а также каолинит [59, 72, 241], галлуазит [58], монтмориллонит [242]. Описан переход его в боулингит, идингсит, гематит [199]. В почвах наиболее часто происходит преобразование вермикулита в монтмориллонит; в кислых почвах Ультисола (Корея) вермикулит через 14° -вермикулитоподобный минерал преобразуется в каолинит [243]. Почти все перечисленные вторичные минералы образуют псевдоморфозы по вермикулиту.

В процессах седиментации вермикулит является промежуточной стадией при переходе биотита в монтмориллонит [244].

Искусств. Получен за счет преобразования слоистых силикатов: флогопита, монтмориллонита, хлорита, мусковита. Легко образуется путем обмена межслоевого калия триоктаэдрических слюд на гидратированные катионы Mg, Ca, Na и др. Впервые вермикулитизация триоктаэдрической слюды была осуществлена Бассетом [62]. Вермикулит, искусственно насыщенный K, близок по свойствам к биотиту [4]. Позднее процесс искусственной вермикулитизации изучался многократно [66, 71, 245—251]. С увеличением внешнего давления на кристаллы флогопита его искусственная вермикулитизация замедляется [246, 252]. Скорость удаления калия из флогопита и биотита в процессе вермикулитизации значительно (на два порядка) выше, чем из мусковита и искусственного фторфлогопита [249].

Ca- и Na-, а также Ba-, Sr-, Ni-, Co-, Ag- и другие формы легко получают искусственной заменой Mg в обычном вермикулите [4, 121, 253]. В результате обработки природного Ca-вермикулита 1N раствором $BaCl_2$ в течение 24 ч при 70° получен Ba-вермикулит с триклинной элементарной ячейкой [27] (м. с. 114). Путем катионообменной реакции получена оксониевая H_3O -форма вермикулита [79—82]. Вермикулит синтезирован при нагревании хлорита (шериданита) до 610° с последующей обработкой нагретого материала раствором HCl и NaCl [254], а также при окислении высокожелезистого хлорита раствором брома [255]. Путем окисления получен и смешанослойный вермикулит-хлорит [256].

В результате обработки мусковита растворами, содержащими Li, Na, K, Rb, Cs, Be, Ca и Ba, в автоклаве получен вермикулит соответствующего состава [257, 258].

В условиях гидротермального синтеза вермикулит до сих пор не получен. Экспериментально показано, что при температуре выше 200° и давлении около 700 атм неустойчив и преобразуется в хлорит [259].

Практ. знач. Широко используется в производстве огнестойких, тепло- и звукоизоляционных материалов, как наполнитель легких бетонов, различных штукатурок, покрытий, как составная часть разнообразного смазочного материала, как сорбент и катализатор, наполнитель различных пластмасс, резины, удобрений, гербицидов; применяется для физико-химической мелиорации почв, гидропонного выращивания овощей, проращивания семян, транспортировки растений и т. п. Конкретные указания о практическом использовании см. в работах [102, 143, 179, 260—267], о методах обогащения и флотации — [268], об экономической эффективности — [269, 270].

Отл. От сходных по габитусу слюд отличается отсутствием упругости, неровностями и трещиноватостью поверхностей чешуек и пластинок, их матовым блеском и характерными коричневатыми и желтоватыми тусклыми тонами (только безжелезистые разновидности бесцветны). От хлорита — отсутствием зеленоватой окраски (исключая никелевые вермикулиты). От талька — большей твердостью и меньшей «жирностью». От всех названных минералов — резким вспучиванием при нагревании с образованием мелкопористого ячеистого, губчатоподобного продукта обжига. Микроскопически от слюд — меньшими показателями преломления, двупреломлением (а от мусковита и меньшим углом оптических осей), от хлорита — большим и от талька — меньшим двупреломлением.

Характерные линии рентгенограмм — очень сильные отражения 002 (14,4—15,0 Å), довольно сильные отражения 0.0.10 (2,86—2,92 Å) и 060 (1,535—1,541 Å) и очень слабые (до полного отсутствия) 004.

В отличие от хлорита, у которого базальный рефлекс 002 не изменяется как после нагревания, так и при действии на него растворов К, у вермикулита в обоих случаях он уменьшается до ≈ 10 Å. От смектитов, помимо резкой разницы в размере частиц, отличается большими величинами межслоевого и поверхностного зарядов и емкости катионного обмена, а также степенью разбухания с этиленгликолем [83, 85, 86, 149, 271—273] (магниево- и магнийзамещенные формы вермикулитов в отличие от смектитов не разбухают с глицерином и этиленгликолем). Вермикулиты и смектиты различаются и особенностями кальциево-магниевого обмена, константами термического равновесия, коэффициентом активности обменных ионов [274], строением органозамещенных комплексов [275], содержанием межслоевой воды [276]. Вермикулиты дегидратируются труднее смектитов, а регидратируются легче.

Указывается на важность дифракционных отражений 02l и 11l на рентгенограммах исходного и обработанного различными реагентами и прокаленного порошка глинистых минералов для диагностики в нем вермикулита, монтмориллонита, хлорита и каолинита [277].

Разнов. О кальциевом и натриевом вермикулитах см. в разделе **Хим.**

Н и к е л е в ы й в е р м и к у л и т — nickel vermiculite [34]. Редок. Встречен в выветрелых дунитах Уэбстера в шт. Северная Каролина (США) (хим. анализ 17) [34, 161] и в коре выветривания ультраосновных пород Украины (хим. анализ 18) [37]. Во влажном состоянии очень пластичен, несмотря на сравнительно большой размер чешуек [34]. Цв. зеленоватый у вермикулита из Уэбстера и бурый — украинского. В сравнении с обычным Mg-вермикулитом имеет более сильный плеохроизм и повышенные показатели преломления. По рентгенограмме отличается несколько повышенной интенсивностью отражения 004 $\approx 7,2$ Å [3]. Слабо связывает органические красители [37].

На Украине описан как продукт гидратации биотита в коре выветривания [37], а в Уэбстере (США) — низкотемпературного гидротермального преобразования биотита с обогащением никелем при выветривании дунитов [161]. Легко получается искусственно за счет замены межслоевых катионов в магниево- и кальциевом вермикулитах на Ni [152].

М е д н ы й в е р м и к у л и т — copper vermiculite. Редок. Впервые обнаружен Бассетом [61] в зоне окисления на рудниках Рон-Антилоп и Нчанга в Замбии в мелких слюдоподобных выделениях преимущественно в переслаивании с биотитом и хлоритом. Идентифицирован рентгеновским методом и по кривым ДТА. Светло-зеленый, светло-коричневый. В Салобо, Караусас (Бразилия), встречен в зоне выветривания медистых кристаллических сланцев; образовался за счет биотита при участии Си-содержащих растворов [78]. В вермикулите из Замбии содержится 7% СиО [61], из Бразилии — 13% СиО [78]. Подобно никелевой форме, отличается от обычного магниевого вермикулита несколько большей интенсивностью отражения 004 [61]. Предполагается [78], что Си в вермикулите находится в межслоевом пространстве в виде Си(ОН)₂. Легко получается искусственно обменом межслоевого Mg на Си в обычном вермикулите или К в биотите. Характер рентгенограммы и кривые нагревания природного минерала близки таковым искусственно полученной формы [61, 152].

Межплоскостные расстояния вермикулита из Ллано, шт. Техас (США) [278]

Условия съемки не указаны

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|-------------------|----------|--------------|-------------------|----------|--------------|
| 002 | 100 | 14,34 | 1.5.1 | 15 | 1,744 | 400; | 10 | 1,321 |
| 004 | 10 | 7,180 | 2.4.1 | | | 264; | | |
| 006 | 15 | 4,776 | 3.1.1 | | | 40 ⁺ ; | | |
| 1.1.1 | 40 | 4,604 | 2.0.12; | 20 | 1,675 | 262 | 7 | 1,575 |
| 008 | 30 | 3,582 | 1.3.14 | | | 2.0.18; | | |
| 0.0.10 | 40 | 2,866 | 1.3.14; | 7 | 1,575 | 408; | 8 | 1,297 |
| 200; | 18 | 2,649 | 2.0.16 | | | 3.3.10; | | |
| 132 | | | 332; | 30 | 1,541 | 264; | | |
| 204; | 060 | 1.3.20; | 6 | | | 1,276 | | |
| 132 | 30 | 2,592 | | 330; | 3.3.14 | | | |
| 202; | 30 | 2,552 | 334; | 30 | 1,534 | 404; | 5 | 1,180 |
| 134 | | | 062 | | | 268 | | |
| 204; | 50 | 2,392 | 332; | 5 | 1,506 | 2.6.10; | 2 | 1,169 |
| 136; | | | 33 ⁺ ; | | | 4.0.14 | | |
| 0.0.12 | 5 | 2,265 | 064 | 10 | 1,447 | 3.3.14; | 5 | 1,135 |
| 136; | | | 1.3.16; | | | 0.6.16; | | |
| 208 | 10 | 2,205 | 2.0.18 | 5 | 1,434 | 3.3.18 | 5 | 1,135 |
| 206; | | | 0.0.20 | | | 2.6.12; | | |
| 138 | 15 | 2,075 | 338; | 10 | 1,359 | 4.0.16 | 15 | 1,333 |
| 138; | | | 3.3.12; | | | 0.6.10 | | |
| 2.0.10 | 5 | 2,048 | 402; | 15 | 1,333 | 26 ⁺ ; | 5 | 1,837 |
| 208; | | | 26 ⁺ ; | | | 1.3.18; | | |
| 1.3.10 | 5 | 2,015 | 404; | 2 | 1,790 | 2.0.20 | 2 | 1,790 |
| 2.0.10; | | | 260; | | | | | |
| 1.3.12 | 2 | 1,790 | 1.3.18; | 2 | 1,790 | 2.0.20 | 2 | 1,790 |
| 0.0.16 | | | 2.0.20 | | | | | |

Л и т е р а т у р а

- Weiss A., Hofman U. // Ztschr. Naturforsch. B. 1951. Bd. 6. S. 405.
- Амеландов А. С., Озеров К. Н. // Минерал. сырье. 1934. № 2. С. 22.
- Gruner J. W. // Amer. Miner. 1934. Vol. 19, N 12. P. 557.
- Barshad I. // Ibid. 1948. Vol. 33, N 11/12. P. 655.
- Chester A. H. // A dictionary of the names of minerals. N. Y., 1896. P. 161.
- Mathieson A. McL., Walker G. F. // Amer. Miner. 1954. Vol. 39, N 3/4. P. 231.
- Mathieson A. McL. // Ibid. 1958. Vol. 43, N 3/4. P. 216.
- Shirozu H., Bailey S. W. // Ibid. 1966. Vol. 51, N 7/8. P. 1124.
- Казанцев В. П. // Зап. ВМО. 1934. Т. 63, вып. 2. С. 464.
- Hendricks S. B., Jefferson M. E. // Amer. Miner. 1938. Vol. 23, N 12. P. 851.
- Walker G. F. // Clay Miner. Bull. 1947. Vol. 1. P. 5.
- Walker G. F. // Nature. 1949. Vol. 163, N 4149. P. 725.
- Walker G. F. // Ibid. 1956. Vol. 177, N 4501. P. 239.
- Grudemo A. // Handl. svens. forskn. Cementoch betong. 1954. N 22. S. 1.
- Brown B. E., Bailey S. W. // Amer. Miner. 1963. Vol. 48, N 1/2. P. 42.
- De la Calle C., Dubernat J., Suquet H. et al. // Proc. Intern. clay conf., 1975. Mexico City, 1976. P. 201.
- Weiss Z., Đurovič S. // Acta crystallogr. A. 1978. Vol. 34, pt 4. P. 10.
- De la Calle C., Dubernat J., Suquet H., Pezerat H. // Bull. Miner. 1980. Vol. 103, N 3.4. P. 419.
- Tompkins L. A., Bailey S. W., Haggerty S. E. // Amer. Miner. 1984. Vol. 69, N 3/4. P. 237.
- Weiss Z. // VII Conf. clay miner. and petrol. in Karlovy Vary, 1976: Geologica. Prague, 1977. P. 35.
- Weiss Z., Đurovič S. // Acta crystallogr. A. 1980. Vol. 36, pt 4. P. 633.
- Weiss Z., Mielos D. // VIII Conf. clay miner. and petrol., Teplice, Oct. 9—11, 1979. Prague, 1981. P. 105.
- Đurovič S. // Fortschr. Miner. 1981. Bd. 59, H. 2. S. 191.
- De la Calle C., Suquet H., Pezerat H. // Clay Miner. 1985. Vol. 20, N 2. P. 221.
- De la Calle C., Suquet H., Dubernat J., Pezerat H. // Ibid. 1978. Vol. 13, N 3. P. 275.
- Дьяконов Ю. С., Львова И. А. Кристаллохимия минералов. Л.: Наука, 1981. 46 с.

27. *Telleria M. I., Slade P. G., Radoslovich E. W.* // *Clays and Clay Miner.* 1977. Vol. 25, N 2. P. 119.
28. *Alcover J.-F.* Organisation de l'espace interlamellaire des vermiculites. These. Orleans, 1978. 70 p.
29. *Alcover J.-F., Gatineau L.* // *Clay Miner.* 1980. Vol. 15, N 3. P. 239.
30. *Alcover J.-F., Gatineau L.* // *Ibid.* N 1. P. 25.
31. *Rausell-Colom I. A., Fernander M., Serratoso J. M., Alcover I. F., Gatineau L.* // *Ibid.* P. 37.
32. *Alcover J.-F., Gatineau L.* // *Bull. Miner.* 1980. Vol. 103, N 3/4. P. 434.
33. *Bailey S. W.* // *Clays and Clay Miner.* 1980. Vol. 28, N 1. P. 73.
34. *Ross C. S., Shannon E. V.* // *Amer. Miner.* 1926. Vol. 11, N 4. P. 90.
35. *Ильинский Г. А.* // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1962. Вып. 3. С. 218.
36. *Афанасьев А. П.* // Зап. ВМО. 1970. Т. 99, вып. 3. С. 312.
37. *Никитина А. П.* // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1956. Вып. 2. С. 188.
38. *Чумак И. Г., Хвостенков С. И.* // Ковдорский вермикулит. М.: Л.: Наука, 1966. С. 70.
39. *Хвостенков С. И., Залкинд О. А.* // Там же. С. 90.
40. *Залкинд О. А., Хвостенков С. И.* // Геологии, свойства и применение вермикулита. Л.: Наука, 1967. С. 63.
41. *Moenke H.* // *Mineralspektren.* В.: Akad.-Verl. 1966. S. 13.
42. *Stubican V., Roy R.* // *Amer. Miner.* 1962. Vol. 46, N 1/2. P. 32.
43. *Юхневич Г. В.* // Успехи химии. 1963. Т. 32, вып. 11. С. 1418.
44. *Юхневич Г. В.* // Инфракрасная спектроскопия воды. М.: Наука, 1973. С. 196.
45. *Farmer V. C.* // The infrared spectra of minerals. L.: Miner. Soc. 1974. P. 331.
46. *Зиборова Т. А., Токмаков П. П.* // Геология и генезис важнейших эндогенных неметаллических ископаемых. М.: Наука, 1983. С. 141.
47. *Fornes V.* // *Clay Miner.* 1979. Vol. 14, N 4. P. 267.
48. *Fornes V., De la Calle C., Suquet H., Pezerat H.* // *Ibid.* 1980. Vol. 15, N 4. P. 399.
49. *Ghosh D., Bahel B. M., Raman K. W.* // *J. Ind. Soc. Soil Sci.* 1978. Vol. 26, N 4. P. 397.
50. *Манк В. В., Карушкина А. Я., Овчаренко Ф. Д., Васильев Н. Г.* // ДАН СССР. 1974. Т. 218, № 4. С. 921.
51. *Соболев Н. Д.* // Там же. 1947. Т. 58, № 5. С. 868.
52. *Токмаков П. П.* // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1961. Вып. 48. С. 61; Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1958—1959 гг. М.: ИГЕМ АН СССР, 1960. С. 113.
53. *Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г. и др.* // Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. С. 466—477, 561, 564, 573, 576, 638.
54. *Мельников В. С., Сидоренко Е. Ф.* // Минерал. сб. Львов, 1968. № 22, вып. 3. С. 264.
55. *Weiss A., Hofman U.* // *Acta Albertina Ratisbonensia.* 1952. Vol. 20. P. 53.
56. *Hofmann U., Weiss A., Koch G., Mehler A., Scholz A.* // *Clays and Clay Miner.* 1956. Vol. 4. P. 273.
57. *Алядина И. Н.* // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. Вып. 6. С. 251.
58. *Динисенко В. Ю.* // Геол. журн. АН УССР. 1964. Т. 24, вып. 2. С. 73.
59. *Петров В. П., Токмаков П. П.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 12. С. 59.
60. *Туркевич Г. И.* // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1963. № 17. С. 225.
61. *Basset W. A.* // *Amer. Miner.* 1958. Vol. 43, N 11/12. P. 1112; Рус. пер. в кн.: Вопросы геологии и минералогии слюд. М.: Мир, 1965. С. 91.
62. *Basset W. A.* // *Amer. Miner.* 1959. Vol. 44, N 3/4. P. 282.
63. *Basset W. A.* // *Clays and Clay Miner.* 1963. Vol. 10. P. 61.
64. *Cerny P., Miskovsky J.* // *Acta Univ. carol. Geol.* 1966. N 1. P. 17.
65. *Roy S. B., Chakravorty S. K.* // *Centr. glass. and Ceram. Res. Inst. Bull.* 1963. Vol. 10, N 1. P. 1.
66. *Farmer V. C., Russell J. D., McHardy W. J.* // *Miner. Mag.* 1971. Vol. 38, N 294. P. 121.
67. *Venkata Raman K. V., Jackson M. L.* // *Clays and Clay Miner.* 1964. Vol. 19. P. 423.
68. *Raman K. V., Mortland M. M.* // *Amer. Miner.* 1966. Vol. 51, N 11/12. P. 1787.
69. *Foster M. D.* // *Clays and Clay Miner.* 1963. Vol. 10. P. 70.
70. *Brigatti M. F., Poppi L.* // *Miner. et petrogr. acta.* 1980. Vol. 24. P. 123.
71. *Дьяконов Ю. С., Львова И. А.* // ДАН СССР. 1967. Т. 175, № 2. С. 432.
72. *Петров В. П., Токмаков П. П.* // Каолиновые месторождения и их генезис. М. Наука, 1968. С. 67.
73. *Токмаков П. П., Петров В. П., Кузьмина О. В., Финько В. И., Чекин С. С.* // Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973. С. 225.
74. *Бобров Б. С., Жигун И. Г., Токмаков П. П., Эпельбаум М. Б.* // Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1969 г. М.: ИГЕМ АН СССР, 1970. С. 90.
75. *Токмаков П. П., Эпельбаум М. Б., Бобров Б. С., Жигун И. Г.* // Новые виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1975. С. 80.
76. *Сухорукوف Ф. В., Солотчина Э. П., Архипенко Д. К., Корнева Т. А.* // Зап. Сиб. отд-ния ВМО. 1978. № 7. С. 113.
77. *Curtis C. D., Brown P. E., Somogyi V. A.* // *Clay Miner.* 1969. Vol. 8, N 1. P. 15.
78. *Idefonse P., Manceau A., Prost D., Toledo Groke M. Ch.* // *Clays and Clay Miner.* 1986. Vol. 34, N 3. P. 338.

79. Архипенко Д. К., Бокий Г. Б., Меленевский В. Н. // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1981. Вып. 487. С. 41.
80. Архипенко Д. К., Бокий Г. Б. // Минерал. журн. 1981. Т. 3, № 4. С. 37.
81. Солотчина Э. П., Архипенко Д. К. // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1978. Вып. 385. С. 26.
82. Архипенко Д. К., Бокий Г. Б., Пальчик Н. А. // XXVI Междунар. геол. конгр., Париж, 1980: Докл. сов. геол.: Геохимия, минералогия. М.: Наука, 1980. С. 98.
83. Hartward M. E., Carstle D. D., Sayegh A. H. // Clays and Clay Miner. 1969. Vol. 16, N 6. P. 437.
84. Маковчук В. П., Журбенко А. Д., Хвостенков С. И., Сермягина К. Н. // Природное и техногенное сырье Кольского полуострова. Л.: Наука, 1972. С. 44.
85. Walker G. F. // Soil components. В., 1975. Vol. 2. P. 155.
86. Besson G., Mifsud A., Tchoubar C., Mering J. // Clays and Clay Miner. 1974. Vol. 22, N 5. P. 379.
87. Шаркина Э. В., Куковский Е. Г. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1973. Вып. 7. С. 35.
88. Foster M. D. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1960. N 354-B. P. 11.
89. Еспт талсеа Ш. Б., Джскишева Р. Н. // Вестн. АН КазССР. 1984. № 5. С. 47.
90. Mitra S. P., Haram Prakash D. // Ann. chem. acta. 1957. Vol. 16.
91. Schnepfe M. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1960. N 400-B. P. 161.
92. Frysinger G. R., Thomas H. C. // Clays and Clay Miner. 1955. Vol. 3. P. 239.
93. Frysinger G. R., Thomas H. C. // Soil Sci. 1961. Vol. 91, N 6. P. 400.
94. Jha J. C. // Gov. Ind. Atomic Energy Commiss. Rep. 1969. N 409. P. 21.
95. Фомин В. В. // Радиохимия. 1965. Т. 7, № 2. С. 228.
96. Ганнибал Л. Ф., Афанасьев А. П. // Исследование и применение вермикулита. М.: Наука, 1969. С. 120.
97. Rich C. I. // Clays and Clay Miner. 1968. Vol. 16, N 1. P. 15.
98. Walker G. F., Garret W. G. Nature. 1961. Vol. 191, N 4796. P. 1389.
99. Вдовенко Н. В., Бондаренко С. В., Дьяченко Н. С. // Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970. С. 123.
100. Sutherland H. H., MacEwan D. M. C. // Clay Miner. Bull. 1961. Vol. 4. P. 229.
101. Garrett W. G., Walker G. F. // Clays and Clay Miner. 1962. Vol. 9. P. 557.
102. Батталова Ш. Б. Физико-химические и каталитические свойства вермикулита. Агма-Ата: Наука, 1982. 148 с.
103. Kausel-Colton J. A. // Trans. Faraday Soc. 1964. Vol. 60, N 1. P. 190.
104. Susa K., Steinfink H., Bradley W. F. // Clay Miner. 1967. Vol. 7, N 2. P. 145.
105. Дьяченко Н. С., Свчаренко Ф. Д., Вдсьенко Н. В., Каленов К. М. // Геология, свойства и применение вермикулита. Л.: Наука, 1967. С. 71.
106. Свчаренко Ф. Д., Дьяченко Н. С., Вдсьенко Н. В., Тарасевич Ю. И., Шаркина Э. В. // Укр. хим. журн. 1967. Т. 33. С. 1032.
107. Тарасевич Ю. И., Рзсв П. Б., Тарасевич В. Б. // Там же. 1968. Т. 34, № 6. С. 635.
108. Тарасевич Ю. И., Свчаренко Ф. Д. // Коллоид. журн. 1969. Т. 31. С. 451.
109. Дьяченко Н. С., Вдсьенко Н. В., Морару В. Н. // Исследование и применение вермикулита. Л.: Наука, 1969. С. 90.
110. Свчаренко Ф. Д., Дьяченко Н. С., Вдсьенко Н. В., Морару В. Н. // Там же. С. 76.
111. Свчаренко Ф. Д., Мсрару В. Н., Вдсьенко Н. В., Дьяченко Н. С., Тарасевич Ю. И., Шаркина Э. В. // Укр. хим. журн. 1969. Т. 35, № 3. С. 269.
112. Santos Macias A., Jesus M. A., Carn erdia G., Rodriguez A. // An. quim. Real soc. esp. fis. y quim. 1969. Vol. 65. P. 433.
113. Kausel-Colton J. A., Vard V. // Amer. Miner. 1970. Vol. 55, N 9/10. P. 1550.
114. Kausel-Colton J. A., Saksaar P. S. // Clay Miner. 1971. Vol. 9, N 1. P. 139.
115. Iglesias J. E., Sarrjnk H. // Clays and Clay Miner. 1974. Vol. 22, N 1. P. 91.
116. Stoe P. G., Serc P. A. // Ibid. 1983. Vol. 31, N 3. P. 200.
117. Stoe P. G., Serc P. A. // Ibid. 1984. Vol. 32, N 3. P. 223.
118. Шаркина Э. В. // Структура и свойства органоминеральных соединений. Киев: Изд-во ЛГУ, 1976. С. 3.
119. Аудсрэнко А. А. // Вспросы магматизма и метаморфизма. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. С. 108.
120. Ворсбьев Е. И., Пожарицкая Л. К. // Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1966. С. 85.
121. Хвостенков С. И., Туркин А. Ф., Тимошенко О. М. // Комплексные исследования силикатного минерального сырья. Л.: Наука, 1970. С. 122.
122. Искрицкий С. В. // Магматизм и геология Кольского полуострова. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 85.
123. Barnes V. E., Clabaugh S. E. // X Nat. clay conf. field excursion, Univ. Tex.: Guide book. 1961. N 30. P. 51.
124. Sellers T. W. // Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Afr. 1949. Vol. 51. P. 133.
125. Льюис И. А. Несформированный вермикулит СССР. Л.: Недра, 1974. 231 с.
126. Корчагин А. М. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 8. С. 86.
127. Walker G. F., Cole W. F. // The differential thermal investigation of clays. L., 1957. P. 191.
128. Цестков А. И., Еальяшихин Е. П. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1956. Вып. 4. С. 79.

129. Афанасьев А. П. // Минералогия доледниковой коры выветривания Кольского полуострова и приуроченных к ней месторождений вермикулита. М.; Л.: Наука, 1966. С. 69, 90, 122.
130. Терновой В. И., Афанасьев Б. В., Сулимов Б. И. // Геология и разведка Ковдорского вермикулит-флогопитового месторождения. Л.: Недра, 1969. С. 105, 248.
131. Туркевич Г. И. // Вермикулиты Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1971. С. 5.
132. Schweltnus C. M. // Bull. Geol. Surv. S. Afr. 1938. N 11. P. 1.
133. Varley E. R. // Vermiculite, its properties and uses. L., 1952. P. 1.
134. Николаев В. М., Багрецов В. Ф., Калмыков Ю. А. // Тр. Урал. политехн. ин-та. 1962. № 121. С. 30.
135. Багрецов В. Ф., Николаев В. М., Калмыков Ю. А., Пушкарев В. В. // Там же. С. 35.
136. Капитонова Т. А., Капустин Ю. Л. // ДАН СССР. 1972. Т. 203. № 1. С. 192.
137. Ruthruff R. F. // Amer. Miner. 1941. Vol. 26, N 8. P. 478.
138. Drosdoff M., Miles E. F. // Soil Sci. 1938. Vol. 46. P. 391.
139. Groves R. C. // Nature. 1939. Vol. 144, N 3647. P. 554.
140. Брянцев Б. А. // Ковдорский вермикулит. М.; Л.: Наука, 1966. С. 101.
141. Walker G. F. // Clays and Clay Miner. 1956. Vol. 4. P. 101.
142. Gaudette H. E. // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 11/12. P. 1754.
143. Бобров Б. С., Горбатый Ю. Е., Эпельбаум М. Б. // Вермикулит, М.: Стройиздат 1965. С. 13; Ахтямов Я. А., Бобров Б. С., Геммерлинг Г. В., Эпельбаум М. Б. Обзор вермикулита. М.: Стройиздат, 1972. С. 3.
144. Хвостенков С. И., Перлина Г. А., Жигун И. Г., Талисман Л. С. // Комплексные исследования силикатного минерального сырья. Л.: Наука, 1970. С. 114.
145. Suquet H., Mallard C., Quarton M., Dubernat I., Pezerat H. // Clay Miner. 1984. Vol. 19, N 2. P. 217.
146. Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розина Е. Л. // Термический анализ минералов и горных пород. Л.: М.: Недра, 1974. С. 70, 71, 162.
147. Adhikari M., Majumdar M. K., Pati A. K. // Trans. Ind. Ceram. Soc. 1983. Vol. 42 N 5. P. 124.
148. Barshad I. // Soil Sci. 1954. Vol. 77, N 6. P. 463.
149. Barshad I. // Amer. Miner. 1950. Vol. 35, N 3/4. P. 225.
150. Хвостенков С. И., Туркин А. Ф., Тимошенко О. М., Шандрик Л. Л. // Ковдорский вермикулит. М.; Л.: Наука, 1966. С. 32.
151. Gruner J. W. // Amer. Miner. 1939. Vol. 24, N 7. P. 428.
152. Хвостенков С. И., Журбенко А. Д., Шандрик Л. Л., Рябинина Э. М., Жигун И. Г., Талисман Л. С. // Химия и технология силикатных материалов. Л.: Наука, 1971. С. 117.
153. Хвостенков С. И., Туркин А. Ф. // Природное и техногенное сырье Кольского полуострова. Л.: Наука, 1972. С. 38.
154. Boss V. D. // Amer. Miner. 1967. Vol. 52, N 1/2. P. 294.
155. Хвостенков С. И., Рябинина Э. М. // Комплексные исследования силикатного минерального сырья. Л.: Наука, 1970. С. 102.
156. Бобров Б. С., Жигун И. Г. // Журн. прикл. химии. 1983. Т. 96, № 5. С. 1005.
157. Keay J., Wild A. // Clay Miner. Bull. 1961. Vol. 4. P. 221.
158. Pulois R., Monchoix P., Vetter P. // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1961. Vol. 84, N 3. P. 227.
159. Хвостенков С. И., Туркин А. Ф., Тимошенко О. М. // Геология, свойства и применение вермикулита. Л.: Наука, 1967. С. 41.
160. Токмаков П. П. // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 6. С. 455.
161. Ross C. S., Shannon E. V., Gonyer F. A. // Econ. Geol. 1928. Vol. 23, N 5. P. 542.
162. Murthy K. R. // Quart. J. Geol. Mining, Met. Soc. Ind. 1960. Vol. 32, N 2. P. 87.
163. Афанасьев А. П. // Изв. Карел. и Кол. фил. АН СССР. 1959. № 4. С. 34.
164. Боровиков П. П. // Перлит и вермикулит. М.: Госгеолтехиздат, 1962. С. 80.
165. Белькова Л. Н. // К минералогии постмагматических процессов. Л.: Изд-во ЛГУ 1959. С. 170.
166. Терновой В. И. // Разведка и охрана недр. 1960. № 5. С. 5.
167. Корчагин А. М. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 7. С. 49.
168. Гольдбург Т. Л., Ланда Э. А. // Тр. НИИ геологии Арктики. 1963. Т. 136. С. 149
169. Егоров Л. С., Гольдбург Т. Л., Шихорина К. М. // Там же. 1961. Т. 122. С. 3.
170. Эпштейн Е. М., Анিকেва Л. И., Михайлова А. Ф. // Там же. С. 116.
171. Ступаченко П. Л., Коренбаум В. С. // Материалы совещ. по пробл. исслед. добычи обогащения, перераб. и применению вермикулита и флогопита в нар. хоз-ве. Агиты: Кол. фил. АН СССР, 1963. С. 312.
172. Залищак Б. Л. // Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород (Южиз Приморье). М.: Наука, 1969. С. 93.
173. Ефимов И. А., Косищева Л. Г. // Химическое и горнорудное сырье Казахстан-Алма-Ата: Наука, 1968. С. 49.
174. Яковенко В. П. // Исследование и применение вермикулита. Л.: Наука, 1969. С. 49
175. Чуева М. Н., Терновой В. И. // Неметаллические полезные ископаемые гипербазтов. М.: Наука, 1973. С. 220.

176. *Токмаков П. П., Врублевская З. В., Звягин Б. Б.* // Неметаллические полезные ископаемые коры выветривания. М.: Наука, 1977. С. 165.
177. *Токмаков П. П., Замуруева М. Г.* // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: Урал. фил. АН СССР, 1963. Т. 1. С. 359.
178. *Бурд Г. И., Некрасова М. М.* // Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973. С. 213.
179. *Токмаков П. П.* // Неметаллические полезные ископаемые, связанные с магнезиальными комплексами и вулканизмом. М.: Наука, 1978. С. 103.
180. *Яковлев Б. Г., Карпенко А. А.* Вермикулиты и гидробиотиты Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1976. 140 с.
181. *Лебедев Ю. С.* Минералогия и генезис коры выветривания гипербазитов Среднего Побужья. Киев: Наук. думка, 1965. С. 24, 54.
182. *Отто П. И.* // Материалы совещ. по пробл. исслед., добычи, обогащения, перераб. и применению вермикулита и флогопита в нар. хоз-ве. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1963. С. 265.
183. *Бухмастов В. М., Антонов В. Ф., Жиркевич В. Н.* // Исследование и применение вермикулита. Л.: Наука, 1969. С. 40.
184. *Львова И. А.* // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1969. Т. 147. С. 165.
185. *Львова И. А.* // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1962. № 55. С. 3.
186. *Гецева Р. В.* // Тр. ВИМС. 1940. Вып. 157. С. 43.
187. *Днепроvский И. Ф.* // Материалы совещ. по пробл. исслед. добычи, обогащения, перераб. и применению вермикулита и флогопита в нар. хоз-ве. Апатиты: Кол. фил. АН СССР. 1963. С. 301.
188. *Гоголь Л. П., Скалыга В. И.* // Там же. С. 280.
189. *Соловнико Е. М., Каленко Г. И., Туркевич Г. И.* // Там же. С. 265.
190. *Груба В. И., Гоголь Л. П., Львова И. А.* // Исследование и применение вермикулита. Л.: Наука, 1969. С. 37.
191. *Боровиков П. П., Коренбаум В. С., Левицкий В. В.* // Информ. сб. Примор. геол. упр. 1962. № 3. С. 57.
192. *Pardee J. T., Larsen E. S.* // US Geol. Surv. Bull. 1929. N 805-B. P. 17.
193. *Russell H. D., Niemestra G. J.* // Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Afr. 1954. Vol. 57. P. 197.
194. *Kabesh M. L.* // J. Geol. United Arab. Rep. 1961. Vol. 5, N 2. P. 125.
195. *Zurek V.* // Geol. Pruzkum. 1965. Vol. 7, N 10. P. 311.
196. *Gonzalez Garcia F., Garcia Ramos G.* // An. edafol. y agrobiol. 1961. Vol. 20. P. 433.
197. *Nair N. G. K., Singh K. K.* // Curr. Sci. 1966. Vol. 35. N 17. P. 442.
198. *Amin M. S., Afia M. S.* // Econ. Geol. 1954. Vol. 49, N 3. P. 317.
199. *D'Amino C., Mezzetti R.* // Acta geol. Alpina. 1959. N 7. P. 121.
200. *Walker G. F.* // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1967. N 573-D. P. 131.
201. *Tomita K., Tateyama H., Oba N.* // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1970. Vol. 64, N 2. P. 64.
202. *Velde B.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1978. Vol. 66, N 3. P. 319.
203. *Black Ph.* // Ibid. 1975. Vol. 49, N 4. P. 269.
204. *Shirane H.* // The clays of Japan. Tokyo. 1969. P. 139.
205. *Franceschelli M., Mellini M., Memmi I., Ricci C. A.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1986. Vol. 93, N 2. P. 137.
206. *Kulp J. L., Brobst D. A.* // Econ. Geol. 1954. Vol. 49, N 2. P. 211.
207. *Kano H., Nakazawa K., Shiki T.* // J. Geol. Soc. Jap. 1962. Vol. 68, N 797. P. 65.
208. *Schneider H.* // Ber. Dt. Ges. Geol. Wiss. 1970. Bd. 15, H. 1. S. 61.
209. *Boettcher A. L.* // Clay Miner. 1966. Vol. 6, N 4. P. 283.
210. *Reynolds R. C.* // Clays and Clay Miner. 1971. Vol. 19, N 6. P. 361.
211. *Singer A., Stoffers P.* // Ibid. 1981. Vol. 29, N 6. P. 454.
212. *Скорнякова Н. С., Курносов В. Б., Шевченко А. Я.* // ДАН СССР. 1979. Т. 244, № 1. С. 185.
213. *Weaver C. E.* // Amer. Miner. 1958, Vol. 43, N 9/10. P. 839.
214. *Brown G.* // Clay Miner. Bull. 1953. Vol. 2, N 10. P. 64.
215. *Brown B. E., Jackson M. L.* // Clays and Clay Miner. 1958. Vol. 5. P. 213.
216. *Vivaldi M., Camazano S.* // Clay Miner. Bull. 1961. Vol. 4. P. 299.
217. *Gjems O.* // Ibid. 1962. Vol. 5, N 28. P. 159.
218. *Walker G. F.* // Miner. Mag. 1950. Vol. 29, N 208. P. 72.
219. *Hathaway J. C.* // Clays and Clay Miner. 1955. Vol. 3. P. 74.
220. *Алешин С. Н., Шаймухамедов М. Ш.* // Изв. Тимирязев. с.-х. акад. 1963. Т. 6. С. 64.
221. *Millot G., Catez T.* // Clays and Clay Miner. 1963. Vol. 10. P. 90.
222. *Gjems O.* // Clay Miner. Bull. 1963. Vol. 5. P. 183.
223. *Rich C. I., Cook M. G.* // Clays and Clay Miner. 1963. Vol. 10. P. 96.
224. *Градусов Б. П., Урусевская И. С.* // Вестн. МГУ. Сер. 16, Биология. 1964. № 3. С. 21.
225. *Градусов Б. П., Горбунов Н. И., Травникова Л. С., Зверева Т. С.* // Исследование природного и технического минералообразования. М.: Наука, 1966. С. 246.
226. *Post D. F., White J. L.* // Soil. Sci. Soc. Amer. Proc. 1967. Vol. 31, № 3. P. 419.
227. *Tardy Y., Gac Jean-Y.* // Bull. Serv. carte geol. Alzace et Lorraine. 1968. Vol. 21, N 4. P. 285.
228. *Barshad I., Kishk Fawzy M.* // Contrib. Mineral. Petrol. 1969. Vol. 24, N 2. P. 136.

229. *Ismail F.* // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 9/10. P. 1460.
230. *Kapoor B. S.* // Clay Miner. 1972. Vol. 9, N 4. P. 383.
231. *Alexiades C. A., Polyzopoulos N., Koroxenides N. S., Axaris G. S.* // Soil Sci. 1973. Vol. 116, N 5. P. 363.
232. *Jackson M. L., Sridhar K.* // Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 1974. Vol. 38, N 5. P. 843.
233. *Ildefonse P., Copin E., Velde B.* // Clay Miner. 1979. Vol. 14, N 3. P. 201.
234. *Косда В. А., Трубин А. И.* // Почвоведение. 1977. № 6. С. 99.
235. *Frankel L.* // J. Sediment. Petrol. 1977. Vol. 47, N 2. P. 849.
236. *Mortland M. M., Lawton K., Uehara G.* // Soil Sci. 1956. Vol. 82, N 6. P. 477.
237. *Соколов Г. А.* // Изв. науч.-техн. кружка металлургов и химиков им. Н. Г. Толмачева при Ленингр. политехн. ин-те им. М. И. Калинина, 1925. Вып. 1(2). С. 5.
238. *Домбровская Ж. В.* // ДАН СССР. 1970. Т 192, № 1. С. 13.
239. *Mifsud A., Fornes V., Rausell-Colom J. A.* // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 11/12. P. 1225.
240. *Горшков А. И., Токмаков П. П., Сивцов А. В.* // Неоднородность минералов и тонкие минеральные смеси. М.: Наука, 1977. С. 117.
241. *Некрасова М. М., Кириченко И. В.* // Рентгенография минерального сырья и строение минералов. М.: ВИМС, 1981. С. 87.
242. *Gonzalez Garcia F., Garcia Ramos G.* // An. edafol. y agrobiol. 1962. Vol. 21, N 4. P. 183.
243. *Koji W., Vasuko K.* // Clays and Clay Miner. 1983. Vol. 31, N 3. P. 183.
244. *Косовская А. Г., Дриц В. А.* // Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970. С. 81.
245. *Дриц В. А., Муравьев В. И.* // Литология и полез. ископаемые. 1964. № 6. С. 130.
246. *Павлишин В. И., Хвостенков С. И., Маковчук В. П., Шандрик Л. Л.* // ДАН СССР. 1971. Т. 201, № 2. С. 439.
247. *Gilkes R. J., Young R. C., Quirk J. P.* // Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 1973. Vol. 37, N 1. P. 25.
248. *Robert M., Pedro G.* // C. r. Acad. sci. D. 1968. Vol. 267, N 22. P. 1805.
249. *Leonard R. A., Weed S. B.* // Clays and Clay Miner. 1970. Vol. 18, N 4. P. 197.
250. *De Mumbrum L. E.* // Soil Sci. 1963. Vol. 96, N 4. P. 275.
251. *Grass B.* Formen des Ladungsausgleichs bei der kontrollierten Oxidation des Eisens in Vermiculit. Diss. Hannover, 1985. 99 s.
252. *Хвостенков С. И., Павлишин В. И., Туркин А. Ф.* // Химия и технология силикатных материалов. Л.: Наука, 1971. С. 112.
253. *Батталова Ш. Б., Джакишева Р. Н., Пак Н. Д.* // Вестн. АН КазССР 1978. № 10 С. 50.
254. *Ross G. J., Kodama H.* // Clays and Clay Miner. 1974. Vol. 22, N 3. P. 205.
255. *Ross G. J.* // Nature. 1975. Vol. 255, N 5504. P. 133.
256. *Ross G. J., Kodama H.* // Clays and Clay Miner. 1976. Vol. 24, N 4. P. 183.
257. *Kitagawa Y., Watanabe Y.* // Clay Sci. 1970. Vol. 4, N 1. P. 31.
258. *Sayin M., Graf von Reichenbach H.* // Clay Miner. 1979. Vol. 14, N 3. P. 211.
259. *Roy R., Roto L. A.* // J. Geol. 1957. Vol. 65, N 6. P. 603.
260. *Григорович М. Б.* // Разведка и охрана недр. 1960. № 5. С. 57.
261. *Кальнянов М. Н.* // Перлит и вермикулит. М.: Госгеолтехиздат, 1962. С. 110.
262. *Терновой В. И.* // Вермикулит. М.: Недра, 1980. С. 18.
263. *Горбунов Н. И., Градусов Б. П., Травникова Л. С.* // Почвоведение. 1964. № 11. С. 1.
264. *Болотников Д. П.* // Ковдорский вермикулит. М.; Л.: Наука, 1966. С. 107.
265. *Гланц А. И., Чурагулов М. Б.* // Исследование и применение вермикулита. Л.: Наука, 1969. С. 233.
266. *Поступальская З. Д.* // Тр. Алма-Атин. н.-и. проект. ин-та строит. материалов. 1970. Вып. 12. С. 225.
267. *Дубенецкий К. Н., Пожнин А. П.* // Вермикулит (свойства, технология и применение в строительстве). М.: Стройиздат, 1971. С. 67.
268. *Карасева Т. П., Гершенков А. Ш., Поздняков А. А., Шлыкова Н. Л.* // Геология, свойства и применение вермикулита. Л.: Наука, 1967. С. 17.
269. *Марченко А. А.* // Вермикулит. М.: Стройиздат, 1965. С. 3.
270. *Туманов А. А., Искрицкий Н. А.* // Исследование и применение вермикулита. Л.: Наука, 1969. С. 227.
271. *Norrish K.* // Discuss. Faraday Soc. 1954. N 18. P. 120.
272. *Lagaly G.* // Clays and Clay Miner. 1982. Vol. 30, N 3. P. 215.
273. *Kerns R. L. (Jr.), Mankin C. J.* // Ibid. 1968. Vol. 16, N 1. P. 73.
274. *Levy R., Shainberg I.* // Ibid. 1972. Vol. 20, N 1. P. 37.
275. *Serratos J. M.* // Ibid. 1966. Vol. 14. P. 385.
276. *Farmer V. C., Russell J. D.* // Trans. Faraday Soc. 1971. Vol. 67, N 9. P. 2737.
277. *Helmy A. K., Peinemann N., Andreoli C. V.* // Clays and Clay Miner. 1984. Vol. 32, N 3. P. 231.
278. *Bailey S. W.* // Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. L. Miner. Soc., 1980. P. 101.

СТРУКТУРА ТИПА ХЛОРИТОВ

Общая характеристика хлоритов

Название хлориты от греч. χλωρος (хлорос) — зеленый. Под этим названием объединяются изоструктурные минералы с общей формулой $(\text{Mg, Fe}^{2+}, \text{Mn, Ni, Li, Al, Cr, Fe}^{3-})_{4-6} (\text{Si, Al, Fe}^{3+})_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_8$, где x от 0 до 2.

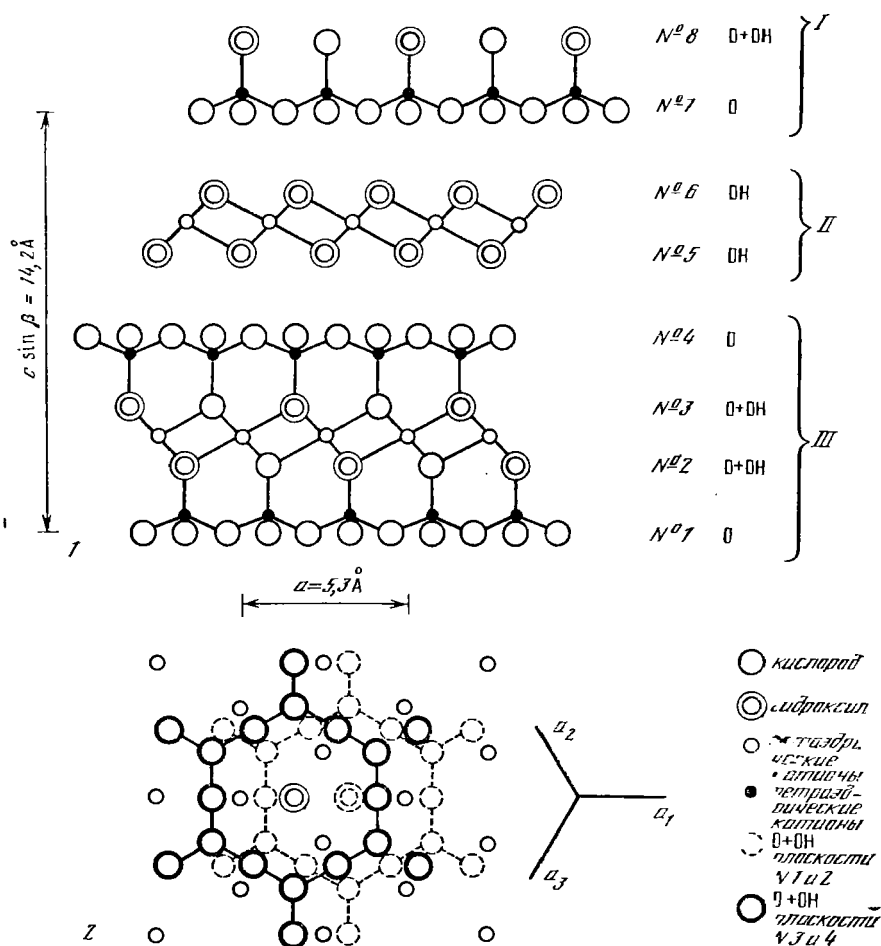
Основные черты структуры хлоритов (chlorites) выявлены еще в начале 30-х годов, затем они неоднократно были подтверждены многочисленными работами по уточнению структур отдельных представителей этой группы минералов. Имеются обзоры этих работ [1—3].

Структура хлоритов характеризуется чередованием вдоль оси c двухмерных октаэдрических и тетраэдрических сеток, представляющих собой бесконечные в двух измерениях сочетания октаэдров MeO_6 или тетраэдров $(\text{Si, Al})\text{O}_4$. Октаэдрические сетки не идентичны. Одни из них связаны с двумя соседними тетраэдрическими сетками общими атомами кислорода в слюдоподобные (тальк-пирофиллитоподобные) слои 2 : 1 состава $(\text{Me}^{2+}, \text{Me}^{3+})_3 [\text{Si}_{4-x} \text{Al}_x \text{O}_{10}] (\text{OH})_2$, другие состоят из атомов металлов и групп OH и аналогичны сеткам в структуре брусита — $\text{Mg} (\text{OH})_2$ или гидраргиллита — $\text{Al} (\text{OH})_3$, играя в структуре хлоритов ту же роль, что межслоевые катионы в структуре слюд (фиг. 30). По Бейли [2], они обозначаются как межслоевые октаэдрические сетки, по Звягину [3] — как слои 0 : 1 (по аналогии со слоями 2 : 1). В советской литературе слои 2 : 1 и 0 : 1 обозначаются также, как трехэтажные и одноэтажные. Сочетание слоя 2 : 1 и межслоевой октаэдрической сетки (слоя 0 : 1) называют хлоритовым пакетом [2]. Соответственно различают хлориты однопакетные, двухпакетные и т. д. в зависимости от количества пакетов, приходящихся на период c_0 элементарной ячейки. Хлориты большей частью являются триоктаэдрическими минералами, в структуре которых заполнены катионами все октаэдрические позиции. В диоктаэдрических хлоритах, содержащих только трехвалентные катионы, заселены лишь 2/3 октаэдров. Кроме того, известны дитриоктаэдрические хлориты с диоктаэдрическими слоями 2 : 1 и триоктаэдрическими межслоевыми сетками. Слои 2 : 1 соединены с межслоевыми октаэдрическими сетками как водородными связями, так и электростатически. Величина отрицательного заряда слоев 2 : 1 зависит главным образом от степени замещения Si на трехвалентные катионы и может варьировать от —0,25 до —2,00. Компенсирующий его положительный заряд межслоевых сеток обуславливается замещением двухвалентных катионов на трехвалентные или частичным заполнением катионами вакантных октаэдрических позиций. Энергия межслоевой связи в хлоритах сравнительно невелика [4].

В хлоритах возможно огромное разнообразие политипных модификаций, различающихся способами наложения отдельных сеток в структуре. Осуществлен теоретический вывод возможных политипных модификаций хлоритов для условий, когда тетраэдрические сетки имеют недеформированные гексагональные петли, октаэдры правильные, отсутствует упорядоченное распределение катионов и осуществляются водородные связи [3, 5—9]. Всего имеется четыре способа сочетания слоя 2 : 1 и межслоевой сетки (слоя 0 : 1), обозначенные Бейли и Брауном [2, 5] как Ia, Ib, IIa, IIb, Звягиным [8] — соответственно σ' , σ' , σ' , σ .

В этих символах цифра 1 и штрих обозначают параллельность, цифра II и отсутствие штриха — антипараллельность октаэдрических сеток слоев 2 : 1 и 0 : 1. Буквы a , b и наличие—отсутствие вертикальной черты обозначают наложение или отсутствие наложения октаэдрических катионов 0 : 1 слоя на тетраэдрические катионы слоя 2 : 1 в нормальной проекции на плоскость (001).

Возможные относительные ориентировки хлоритовых пакетов описываются сдвигами центров гексагональных петель двух тетраэдрических сеток, прилегающих сверху и снизу к межслоевой октаэдрической сетке и относящихся к разным пакетам. Каждая политипная модификация характеризуется определенным типом хлоритовых пакетов и определенным способом их взаимного расположения. Выделены шесть групп однопакетных политипных модификаций



Фиг. 30. Идеализированная структура хлорита (тип IIb) (по Броуну и Бейли)

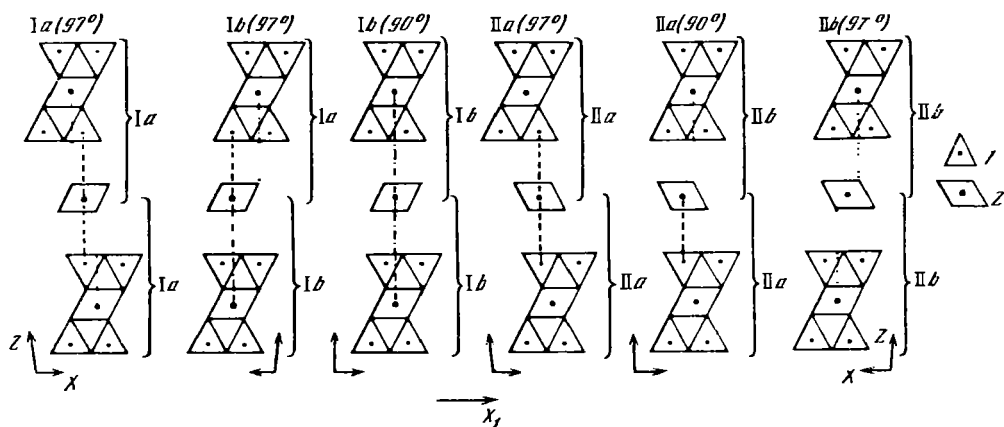
1 — проекция на (010); 2 — проекция на (001) нижнего слоя 2 : 1 (анионные плоскости пронумерованы)
I — верхний слой 2 : 1; II — межслоевая октаэдрическая сетка; III — нижний слой 2 : 1

триоктаэдрических хлоритов (шесть типов хлоритовых пакетов, по терминологии Звягина с соавторами [3]) (фиг. 31). Для их обозначения предложены следующие символы:

| № п/п | По Бейли и Брауну, 1962 [5] | По Звягину, 1964 [8] | По Звягину, 1979 [3] | | Распространенность в природе [5] |
|-------|-----------------------------|----------------------|----------------------|------------|----------------------------------|
| | | | подробные | краткие | |
| 1. | IIb—2n | σ | $t_6s_6s_6t_6$ | A; 6_6 | 243 образца |
| 2. | IIa—2n+1 | $ \sigma $ | $t_0s_6s_6t_0^3$ | B; 6_6^3 | Не обнаружены |
| 3. | IIa—2n | $\sigma $ | $t_6s_6s_6t_0$ | C; 6_6^0 | » |
| 4. | Ib—2n+1 | σ' | $t_3s_6s_6t_3$ | D; 3_6^3 | 37 образцов |
| 5. | Ia—2n | $ \sigma' $ | $t_0s_6s_6t_0^6$ | E; 6_6^6 | 10 » |
| 6. | Ib—2n | $ \sigma'$ | $t_0s_6s_6t_3$ | F; 3_6^0 | 13 » |

Каждая группа включает три политипа, два регулярных и один полубеспорядочный. Политипы в пределах группы имеют одинаковые проекции структуры на плоскость (010) и различаются характером смещения вдоль оси b . Всего возможно 12 регулярных структур однопакетных триоктаэдрических хлоритов:

| № п/п | Обозначения по Бейли и Брауну [5] | Обозначения по Звягинич [6] | Пр. гр. | β или α° |
|-------|-----------------------------------|--------------------------------|------------|----------------------------|
| 1. | IIb-2 | $\sigma_6\tau_6\sigma_6$ | $C2/m$ | β 97 |
| 2. | IIb-4 | $\sigma_2\tau_4\sigma_6$ | $C\bar{1}$ | β 97 |
| 3. | IIa-1 | $ \sigma_3 \tau_0 \sigma_3 $ | $C2/m$ | β 97 |
| 4. | IIa-3 | $ \sigma_1 \tau_+ \sigma_1 $ | $C1$ | β 97 |
| 5. | IIa-2 | $\sigma_6 \tau_3\sigma_6 $ | Cm | β 90 |
| 6. | IIa-4 | $\sigma_6 \tau_1\sigma_6 $ | $C1$ | α 102 |
| 7. | Ib-1 | $\sigma'_6\tau_3\sigma'_6$ | $C2/m$ | β 90 |
| 8. | Ib-3 | $\sigma'_6\tau_1\sigma'_6$ | $C\bar{1}$ | α 102 |
| 9. | Ia-2 | $ \sigma_3 \tau_0 \sigma_3 $ | $C2/m$ | β 97 |
| 10. | Ia-4 | $ \sigma'_1 \tau_- \sigma'_1 $ | $C\bar{1}$ | β 97 |
| 11. | Ib-2 | $ \sigma'_6\tau_6 \sigma'_6$ | Cm | β 97 |
| 12. | Ib-4 | $ \sigma'_2\tau_4 \sigma'_3$ | $C1$ | β 97 |



Фиг. 31. Схематическая диаграмма относительного положения тетраэдрических (1) и октаэдрических (2) сеток в шести группах поли типов хлоритов (по Широу и Бейли)

Политипные модификации дитриоктаэдрических хлоритов аналогичны триоктаэдрическим (при условии центросимметричности слоев 2 : 1), для диоктаэдрических хлоритов число вариантов взаимного расположения слоев 2 : 1 и 0 : 1 возрастает за счет различий в относительных положениях вакантных октаэдрических позиций слоев 0 : 1. Кроме однопакетных структур, возможны структуры двухпакетные, в которых на период идентичности вдоль оси c приходится два пакета, а также более сложные структуры. Для двухпакетных хлоритов теоретически выведено 1134 поли типа, составляющих 64 группы, различающиеся по проекции на (010) [7]. Для триоктаэдрических хлоритов получено 56 двухпакетных структур из пакетов одного типа [9]. Проблема поли типии хлоритов обсуждалась также в рамках OD -теории [10]. Энергетически поли типные модификации хлоритов близки, на диаграммах состояния они не имеют четких границ, возможны смешанослойные образования различных поли типов и чередование в структурах зон отдельных модификаций.

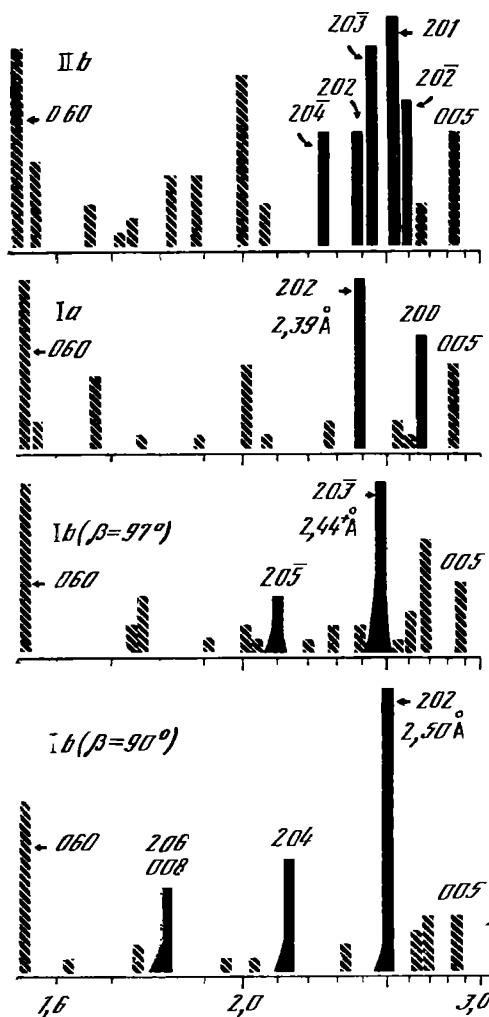
Принадлежность структуры хлорита к одной из шести групп поли типных модификаций из одинаковых пакетов можно определить по положению и соотношению интенсивностей рефлексов $\bar{2}0l$ и $\bar{1}3l$ в электронограммах от текстур [11] и в порошкограммах [2] (фиг. 32). Эти рефлексы наблюдаются даже для хлоритов с весьма несовершенной структурой. Следует отметить, что Ia-хлориты сходны с триоктаэдрическим Ia-вермикулитом, но в порошкограмме вермикулита рефлекс 14 \AA интенсивнее. Эти хлориты в метастабильных условиях образуют смешанослойные структуры с Ib-хлоритами, в этом случае в их порошкограмме рефлексы $20l$ уширены и асимметричны [6]. Также отмеча-

лнс. очетания .он хлоритов 11b и 1a [11]. Полубеспорядочные хлориты 1b—2n-1 ($\beta=90^\circ$) дифракционно сходны с гексагональными серпентинами D (по Звягину). В порошкограммах они отличаются наличием рефлекса 14 А, который, однако, в ряде случаев может быть очень слабым. Для выявления примесей серпентинов применяются нагревание и химические испытания. Интенсивности рефлексов 201, 203, 205 по сравнению с 202, 204, 206 у хлоритов 1b—2n уменьшаются также вследствие замещения Mg на Fe. Степень упорядоченности структуры относительно сдвигов $b'/3$ по порошкограммам практически трудно определить из-за того, что диагностические рефлексы с $k \neq 3n$ плохо проявляются. При монокристалльной съемке упорядоченные структуры дают дискретные рефлексы с $k \neq 3n$, у полубеспорядочных они вырождаются в непрерывные линии диффузного рассеяния. Наиболее просто оценка совершенства структуры хлоритов осуществляется использованием электронограмм от текстур [3].

В природе наиболее распространены хлориты группы 11b(σ), тогда как полилиты групп 11a—2n(σ) и 11a—2n+1(σ) не встречены [6, 11]. В основном природные хлориты представлены полубеспорядочными однопакетными структурами групп 11b, 1a, 1b($\beta=97^\circ$) и 1b($\beta=90^\circ$). Отмечено некоторое различие в составе хлоритов этих групп: более высокое среднее содержание Al^{IV} в хлоритах 11b и 1b($\beta=90^\circ$) и более высокая средняя железистость хлоритов 1b($\beta=90^\circ$) и 1b($\beta=97^\circ$) [5]. Упорядоченные модификации сравнительно редки,

установлены двухпакетные полилиты с $c_0=28 \text{ \AA}$ (см. сводку в работе [3]). Хлориты с удвоенным периодом c_0 возникают также в результате упорядоченного распределения Mg и Fe между соседними пакетами или в случае закономерного чередования нормальных и дефектных межслоевых сеток (см. «Донбассит»).

Особенности реальных структур хлоритов связаны с различным распределением катионов по октаэдрическим и тетраэдрическим позициям. Трехвалентные катионы могут располагаться в октаэдрических сетках как беспорядочно, так и упорядоченно. Упорядоченное распределение связано в основном с требованием локальной компенсации зарядов [12]. В триоктаэдрических хлоритах трехвалентные катионы содержатся преимущественно в межслоевых октаэдрических сетках [4, 13]. Степень неравномерности распределения тяжелых атомов между октаэдрическими сетками слоев 2 : 1 и 0 : 1 предлагалось определять по соотношению I_{002} / I_{005} [14]. Упорядоченное относительное распределение Fe^{2+} и Fe^{3+} в октаэдрических позициях структуры в значительной степени определяется образованием обменно-связанных пар $Fe^{3+}-Fe^{2+}$. Наиболее равномерное распределение Fe^{2+} и Fe^{3+} осуществляется при сравнительно низком содержании трехвалентных катионов в тетраэдрах. При высоких содержаниях Al^{IV} трехвалентное железо концентрируется в слоях 0 : 1, двухвалентное — в слоях 2 : 1 [13].



Фиг. 32. Схематические дифракционные картины хлоритовых полилитов (по Хейсу) Диагностические полосы зачернены (в полилите 1b ($\beta=97^\circ$) они уширены)

В тетраэдрических позициях наряду с Si и Al часто содержится небольшое количество Fe^{3+} [13, 15]; значительное количество Fe^{3+} в тетраэдрических позициях (17%) отмечалось лишь для хлорита, образовавшегося псевдоморфно по тетраферрифлогопиту и унаследовавшего распределение катионов исходного минерала [16]. Количество трехвалентных катионов, замещающих Si в тетраэдрах, составляет 0,5—2 на форм. ед. Отмечена тенденция увеличения содержания Al^{IV} с увеличением степени замещения Mg на Fe^{2+} в октаэдрах, что связано с необходимостью достижения соразмерности тетраэдрических и октаэдрических сеток [17]. Сочетание несоизмерных сеток (октаэдрической и тетраэдрической) в слоях 2 : 1, воздействие на базальные атомы O октаэдрических катионов и водородных связей обуславливают дитригональный разворот тетраэдров в плоскости (001), преобразующий гексагональные кольца из тетраэдров в дитригональные. Сумма анионов на форм. ед. равна 18 (O+OH). Сердюченко [18] предположил, что эта сумма может быть меньше благодаря замещению 2OH \rightarrow O. Экспериментально вакансия на месте части групп OH обнаружены в структуре Ni-хлорита из Западной Австралии [19].

Интересные данные о политипных особенностях, характере разупорядоченности и дефектах строения хлоритов получены методом электронной микроскопии высокого разрешения [20—22]. Установлены пропуски слоев 2 : 1, замена в отдельных участках межслоевых сеток на щелочные катионы и на сетки с островковым строением, также двойникование с поворотом отдельных слоев на 30° вокруг оси *c*, срастания слоев под малым углом (до 8°) к (001).

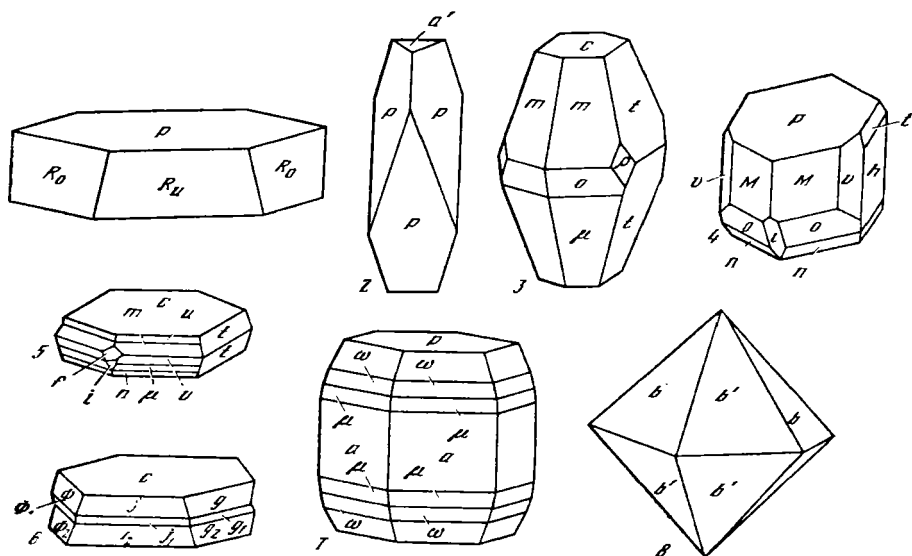
Параметры a_0 и b_0 элементарной ячейки хлоритов изменяются в пределах $a_0=5,14\text{--}5,44$, $b_0=8,92\text{--}9,46$ Å и зависят главным образом от среднего размера октаэдрических катионов и количества вакантных октаэдрических позиций. Наименьшие значения a_0 и b_0 отмечены для алюминиевых диоктаэдрических хлоритов, наибольшие — для железистых и марганцевых [23—25]. Параметр c_0 одноpacketных модификаций и c_0/n *n*-packetных модификаций хлоритов колеблется в пределах 14,00—14,43 Å в зависимости от ряда факторов: от длины водородных связей, от отношения Si/Al в тетраэдрических позициях и степени их упорядоченности, от относительных количеств различных катионов и их распределения между октаэдрическими сетками, от количества вакантных октаэдрических позиций [23, 24, 26, 27].

Для выражения зависимости параметров элементарной ячейки хлоритов от состава предложен ряд уравнений регрессии [1, 24, 26, 28—32]

Для определения по рентгеновским данным содержания тяжелых атомов и степени асимметричности их распределения между талькоподобными слоями и брусноподобными сетками предложено использовать также интенсивности базальных рефлексов (при беспорядочном распределении частиц в препаратах) [14, 23].

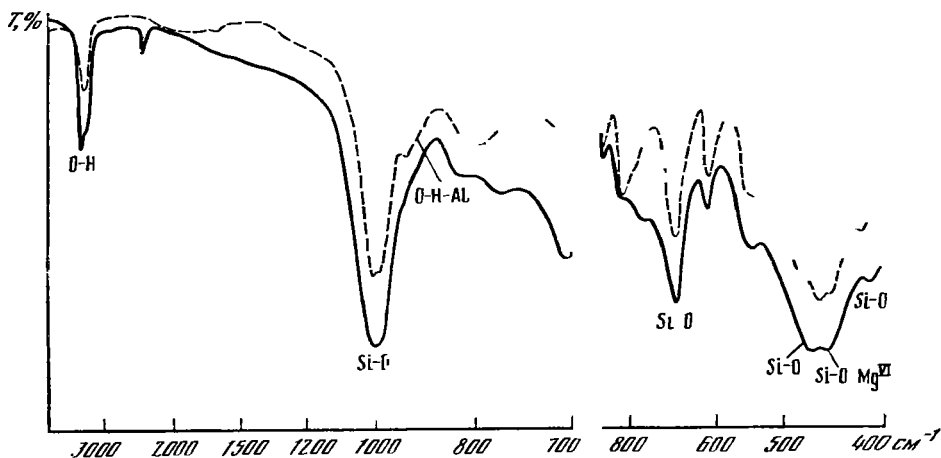
Определение железистости по рентгеновским данным дает совпадение с химическим анализом только при одинаковом составе частиц, в случае присутствия частиц разного состава железистость завышается [33]. Разработана методика количественного рентгеновского фазового анализа природных и искусственных смесей хлорита и иллита с учетом изоморфных замещений в их структурах [34].

Хлориты являются одной из двух полиморфных модификаций состава $(Mg, Fe, Al)_{1-6}[(Si, Al)_4O_{16}](OH)_8$ (вторая представлена минералами со структурой серпентина). Обе модификации при идентичности состава близки по свойствам, а некоторые из них не всегда отчетливо различаются по дифракционным картинкам. Кроме того, согласно [35], между ними возможны постепенные переходы в виде смешанослойных образований. Предполагается также возможность инверсии части тетраэдров, примыкающих к межслоевой октаэдрической сетке. Так, в структуре железистого хлорита из Корнуэлла (Англия) приблизительно треть тетраэдров одной и той же сетки обращена вершинами к соседней межслоевой сетке и соединена с ней в фрагменты слоя 1 : 1, так что участки с серпентиновой структурой сказываются встроенными в структуру хлорита



Фиг. 33. Кристаллы хлоритов (буквенные обозначения даны по авторам)

1, 2 — пеннин (1 — из Церматта, Швейцария, по Фрелел; 2 — из неизвестного месторождения, по Дюфрену); 3—6 — клинохлор (3 — из Ахматовска, Урал, по Чермаку, 4 — из Ахматовска, по Ласпейресу, 5 — из Ахматовска, по Чермаку, 6 — двойник из Цильсрталля, Швейцария, по Чермаку); 7, 8 — кеммерит (7 — по Шравфу, 8 — по Дюфрену)



Фиг. 34. ИК-спектр хлоритов (по Стубикану и Роу)

Для сравнения пунктирной линией дан ИК-спектр Al-серпентина того же состава

в виде «островов» [36]. Переход серпентиновой структуры в хлоритовую вдоль слоев путем инверсии тетраэдрических сеток отмечен (под электронным микроскопом при разрешении 3,4 Å) [37] также для образцов из сланцев Маринбургской формации в шт. Пенсильвания (США). В образцах из Бентона, шт. Арканзас (США), такой переход происходил в результате прогревания электронным пучком [38]. Взаимные переходы хлорита и серпентина изучены экспериментально (см. ниже).

Хорошо образованные кристаллы редки, известны только для магниезальных хлоритов, обычно таблитчатые или бочонковидные, реже удлиненные вдоль оси *c*. Сингония моноклинная, но облик кристаллов псевдогексагональный, реже ромбоэдрический или псевдотригональный (фиг. 33). Пирамидальные грани часто несут горизонтальную штриховку. Характерно неравномерное

развитие граней. Двойники с плоскостью срастания по (001): по слюдяному закону (пл. дв. \perp (001) и \parallel ребру (110) : (001)) и по пеннинговому (пл. дв. \parallel 001).

Гониометрические измерения проводились в прошлом веке для кристаллов из Ахматовской копи (Урал), Циллертала и Церматта (Тироль, Австрия), Техаса (США) (Гольдшмидт, 1913).

Цвет хлоритов обычно зеленый различных оттенков, реже черный, коричневый, оранжевый, красный, розовый, лиловый, голубой, желтый, серый, белый. Бл. перламутровый, гляцевый, матовый. Сп. весьма совершенная по (001), спайные листочки гибки. Тв. 2—3 на плоскости спайности, в направлении \perp (001) равна 4. Уд. в. 2,6—3,4.

Зависимость удельного веса от состава выражается следующими уравнениями регрессии: по Хею [29], $D = 2,694 - 0,061 (\text{Si} - 2) + 0,136 \text{Fe}_{\text{общ}} + 0,010 \text{Fe}^{3+} + 0,110 \text{Mn}$; по Калежинскому [26], $D = 3,5769 - 0,2452 \text{Si} - 0,0658 \text{Al}^{\text{VI}} + 0,0685 \text{Fe}^{3+} + 0,0845 \text{Fe}^{2+} - 0,0320 \text{Mg} \pm 0,005$; по Ветцелю [24], $D = 2,629 - 0,0117 \text{Fe}_{\text{общ}}$.

Удельная магнитная восприимчивость зависит от суммарного содержания Fe^{2+} , Fe^{3+} и Mn : при увеличении $\Sigma (\text{FeO} + \text{MnO})$ от 4,5 до 43,7% возрастает от $7,4 \cdot 10^{-6}$ до $76,8 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ (отмечалось также значение $98,5 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$) [39].

Удельная магнитная восприимчивость уменьшается при облучении хлорита γ -лучами и при нагревании [40].

В ИК-спектрах хлоритов имеются четыре области интенсивного поглощения: 450—560, 600—800, 900—1100 и 3400—3700 см^{-1} (фиг. 34). Положение и интенсивность отдельных полос зависят от состава хлорита и степени упорядоченности его структуры. ИК-спектры магнезиальных и железистых хлоритов заметно различаются по числу полос и соотношению их интенсивностей в области 500—900 см^{-1} [41, 42]. Заметные изменения в спектре происходят при увеличении содержания Al . Поглощение близ 1000 см^{-1} в хлоритах с $\text{Al}^{<1,2}$ обнаруживает 2—3 максимума, при более высоких содержаниях Al^{IV} проявляется в виде одиночной полосы. У магнезиальных хлоритов с $\text{Al}^{\text{IV}}_{1,2-1,3}$ ее максимум находится при 986—988 см^{-1} , при увеличении содержания Fe^{2+} — ближе к 973 см^{-1} , в Al -хлоритах — к 1004 см^{-1} . Сдвиг полосы от 973 до 1004 см^{-1} коррелируется с уменьшением b_0 от 9,35 до 9,05 Å [42—44]. Общее содержание Al отражается на частоте полосы поглощения 600—700 см^{-1} , в магнезиально-алюминиевых хлоритах она достигает 692 см^{-1} [41, 42, 45]. Опр. деленную чувствительность к содержанию Al обнаруживает полоса 535—555 см^{-1} . Ее частота возрастает при увеличении содержания Al^{IV} . Но обе эти полосы обнаруживают также зависимость от содержания Fe^{2+} , их частота уменьшается с увеличением железистости; в спектрах наиболее железистых хлоритов имеются две полосы: 620 и 658 см^{-1} [42]. Интенсивность полосы 744—762 см^{-1} возрастает при увеличении содержания Mg и особенно Fe , в Al -хлоритах она выражена слабо [42]. В области валентных колебаний OH хлориты дают три полосы поглощения: 3683—3615, 3586—3520 и 3436—3340 см^{-1} . Первая из них не исчезает после прокатывания при 690—820 и обусловлена гидроксильными группами слоя 2 : 1. В магнезиальных и железистых хлоритах эта полоса слабая или совсем не проявляется, в алюминиевых хлоритах она более отчетлива с пиком при 3615—3620 см^{-1} . Две другие полосы связаны с группами OH межслоевой сетки. В магнезиальных хлоритах волновые числа этих полос наиболее высокие; при увеличении содержания железа они снижаются до 3560 и 3417 см^{-1} , увеличение содержания Al также вызывает сдвиг этих полос в сторону низких частот. Наиболее низкие значения 3520 и 3340 см^{-1} наблюдаются у Al -хлоритов. По положению полосы 3436—3340 см^{-1} триоктаэдрические магнезиальные и железистые хлориты достоверно отличаются от диоктаэдрических алюминиевых. У первых эта полоса всегда больше 3380 см^{-1} , у вторых — меньше 3380 см^{-1} . Примесь каолинита можно определить по присутствию в спектре полосы 3698 см^{-1} [46]. Частоты валентных колебаний группы OH также зависят от степени упорядоченности структуры: у упорядоченных образцов они выше, чем у неупорядоченных того же состава, что обус-

ловлено удлинением водородных связей с увеличением степени беспорядка. Сдвиги полос при дейтеризации обсуждаются в работе [47].

Оптические спектры железо- и хромсодержащих триоктаэдрических хлоритов характеризуются большим набором полос поглощения [13, 48—52]. Полосы в области 300—600 нм связаны с присутствием иона Fe^{3+} , который в октаэдрических позициях характеризуется полосами 384, 403, 455 и 466 нм, а в тетраэдрических — 365, 372, 400, 438, 495 и 535 нм. Широкая полоса 720 нм вызвана обменным взаимодействием $Fe^{2+}-Fe^{3+}$ и обуславливает характерный для хлоритов плеохроизм в желто-зеленых тонах в разрезах \perp (001). Положение максимума этой полосы определяется соотношением количества ионов Fe^{3+} в слоях 2 : 1 и 0 : 1. Полосы поглощения 860—890 и 1070—1090 нм связаны с электронными переходами в ионах Fe^{2+} , они уширены из-за наложения полос поглощения от Fe^{2+} с различными лигандами. Положение максимума полосы 860—890 нм имеет четкую зависимость от распределения ионов Fe^{2+} между слоями 2 : 1 и межслоевыми октаэдрическими сетками, выражаемую уравнением регрессии: избыток атомов Fe^{2+} в слоях 2 : 1 = $0,0646 \cdot \lambda$ нм — 56,542 [13]. Оптические спектры хромсодержащих хлоритов характеризуются полосами 555 и 390 нм, что свидетельствует о размещении Cr^{3+} в октаэдрических позициях структуры [51, 52]. В спектре обогащенного марганцем хлорита из Лонгбана (Швеция) выделены широкие интенсивные полосы при 430, 456, 508 и 885 нм, обусловленные спин-разрешенными $d-d$ -переходами Mn^{3+} в межслоевых сетках [53]. Результаты изучения хлоритов методом мессбауэровской спектроскопии имеются в работах [15, 54—58].

В шлифах в прох. свете хлориты обычно зеленые с резким плеохроизмом до соломенно-желтого, желто-бурые с более слабым плеохроизмом или бесцветные, редко розовые, лиловые (хромовые), красные (марганцевые), сине-зеленые.

Максимальная абсорбция — по удлинению. Погасание в разрезах относительно спайности обычно прямое, иногда отклоняется до $8-9^\circ$. Пл. опт. осей || (010). Показатели преломления изменяются в пределах 1,57—1,67, двупреломление от 0 до 0,015 в зависимости от химического состава, главным образом от содержания железа, марганца, хрома и никеля, в меньшей степени от замещения Si на Al^{IV} . Эта зависимость отражена рядом авторов графически [18, 29, 32, 59, 60]. При увеличении содержания железа и других тяжелых атомов n_p и n_m возрастают быстрее, чем n_g , двупреломление падает. При отношении $Fe/Mg \sim 1$ хлориты становятся изотропными ($n \sim 1,630$). При дальнейшем увеличении содержания железа двупреломление постепенно растет, оптический знак изменяется с (+) на (—), $2V$ обычно мал, до 0, но иногда достигает 65. Дисперсия $r < v$ у оптически положительных хлоритов, $r > v$ у оптически отрицательных. При низком двупреломлении возможны аномальные интерференционные окраски: у оптически положительных оливково-бурая, серовато-желтоватая, у оптически отрицательных — тусклая темно-синяя, фиолетовая или сиреневая [32].

Указанные закономерности изменения оптических свойств с увеличением железистости действительны лишь для хлоритов наиболее распространенного устойчивого поли типа 11b. Они должны с осторожностью использоваться при определении состава низкотемпературных хлоритов, например из слабо метаморфизованных пород, в которых наиболее ранние хлориты часто представлены другими поли типами и обладают «аномальными» оптическими свойствами [61]. Изменение оптического знака с (+) на (—) в хлоритах с относительно низкой железистостью, наблюдавшееся в плеохроичных ореолах вокруг включений циркона, возможно, также вызвано структурными изменениями [61].

В ряде работ для характеристики зависимости оптических свойств от состава предложены уравнения регрессии [24, 26, 29, 62]. Изучена также зависимость дисперсии двупреломления от содержания различных элементов [63]. Однако из-за многокомпонентности состава хлоритов достоверное определение содержаний отдельных элементов по оптическим константам остается затруднительным [64].

Под электронным микроскопом обнаруживается, что некоторые чешуйки хлоритов представлены мозаичными агрегатами более мелких кристаллитов [65]; методом декорирования золотом обнаружены спиральные фигуры роста, характерные для гидротермального хлорита, в метаморфических хлоритах такие фигуры роста отсутствуют [66].

Содержание главных компонентов в хлоритах колеблется в значительных пределах (%): MgO — от 0 до 35, FeO — от 0 до 45, SiO₂ — от 18 до 39 и Al₂O₃ — от 12 до 50, что обусловлено изоморфными замещениями трех типов: 1) Mg + Fe²⁺ в октаэдрических позициях с образованием почти полных изоморфных рядов; 2) Mg + Si⁴⁺ + Al^{VI} + Al^{IV} в пределах составов Mg_{3,5}Al_{0,7}[Si_{3,5}Al_{0,5}O₁₀](OH)_k — Mg₄Al₂[Si₂Al₂O₁₀](OH)_k; 3) 3Mg ↔ 2Al + 1□ до состава, приближающегося к Al₄[Si₄O₁₀](OH)_k. Эти замещения проявляются независимо одно от другого, отмечается лишь тенденция к увеличению содержания Al с увеличением содержания Fe (для большинства магнезиальных хлоритов Al^{IV}_{1-1,3}, железистых Al^V_{1,3-1,5}) [17]. В качестве второстепенных катионов, содержание которых только в некоторых хлоритах достигает значительных величин, в состав хлоритов могут входить Fe³⁺, Cr³⁺, V³⁺, Mn²⁺, Ni, Zp и Li.

Содержание Fe₂O₃ обычно не более 5—6%, в железистых хлоритах иногда 10—12%. Ион Fe³⁺ может изоморфно замещать Al как в октаэдрических, так и в тетраэдрических позициях структуры [59, 67]. Некоторые исследователи [68, 69] считали, что Fe³⁺ в хлоритах появляется только в результате вторичного окисления Fe²⁺. Возможность окисления Fe²⁺ до Fe³⁺ при нагревании хлоритов на воздухе была доказана экспериментально (см. Повед. при нагр.). Высокие содержания Fe₂O₃ (до 27%) отмечались в некоторых так называемых оксихлоритах — oxichlorites из метаморфических пород [70].

Оксихлориты распространены, вероятно, довольно широко, но часто принимаются за биотит, с которым очень сходны по оптическим свойствам. Оксихлорит из метапелитовых сланцев о-ва Самос (Греция) под электронным микроскопом оказался однородным при разрешении 200 Å [71], но в оксихлорите из граувакк района Цербета (ГДР) установлены включения субмикроскопических чешуек гематита, ориентированных вдоль плоскостей спайности (001) [72]. По Калезинскому [26], примесь оксидов и гидрооксидов железа в хлоритах может быть обнаружена сравнением вычисленного показателя преломления с измеренным.

Максимальное содержание Cr₂O₃ в природных хлоритах равно 13,5%, что соответствует одному атому Cr на форм. ед. (в искусственных — до двух). До нескольких процентов V₂O₅ отмечалось в ванадиевом хлорите из ванадий-урановых месторождений. Значительное содержание NiO (до 29,5%) известно лишь в редком никелевом хлорите — нимите; до 7,5% NiO обнаружено в хлоритах никеленосных кор выветривания. Содержание MnO не превышает 2,5%, иногда до 4—8%, но известен марганцевый хлорит — пеннантит (с 39% MnO). Хлориты из свинцово-цинковых месторождений иногда содержат значительное количество ZnO (до 30%). Повышенное содержание TiO₂ обычно объясняют примесью рутила, однако Ti может входить и в структуру хлорита, что отмечалось для магнезиальных хлоритов, образовавшихся по биотиту и флогопиту [73, 74]. Из щелочных металлов в составе хлоритов в значительном количестве отмечен только Li. В кукците и манандоните содержание Li₂O достигает 4,3%. Na, K и Ca содержатся в меньших количествах, особенно часто в ди- и дитриоктаэдрических хлоритах. Сердюченко [18] выделил группу щелочных (калиево-натриевых) хлоритов.

Ряд исследователей считают, что эти элементы входят в состав примесей, других фаз [26, 60, 67, 75] или в состав слюдяных пакетов, встроены в структуру [76, 77]. Согласно представлениям Грэннер [78] и Белова [79], Na, K и Ca могут размещаться в пустотах между слоями 2 · 1 и межслоевыми сетками против центров поздогексагональных колец из SiO₄-тетраэдров, подобно Ca в хрупких слюдах и K в мусковите. Имеется экспериментальное подтверждение этих предположений [80—82].

В незначительных количествах в составе хлоритов отмечались следующие элементы: Au — до 5 мг т (из осадочных пород и сланцев) [83], Be — до 0,05% BeO (из роговиков и магнетитовых скарнов) [84], Hg — до 5—7 г/т [85], В — до 60 г т [86, 87], In — до 5,5 г/т [88]. Хлориты свинцово-цинковых и касситерит-сульфидных месторождений являются концентраторами Ga и Ge [89—91]. Хлориты с повышенным содержанием U и Th обнаружены в гидротермальных месторождениях (до 10 · 10⁻⁴ % U и 4,4 · 10⁻⁴ % Th) [92, 93], в глинах вокруг гипсовых тел японских месторождений типа куроко — до 0,16% U₃O₈ [94],

в осадочных породах — до 1% U [95]. В апобазитовых метасоматитах отмечена корреляция в распределении Sc между хлоритом и биотитом с температурой формирования пород [96]. Изучалось распределение ряда редких и рассеянных элементов между хлоритом и биотитом в гранитоидах [97—100].

Содержание H_2O в хлоритах не всегда соответствует теоретическому. Из 110 анализов, пересчитанных Фостер [100], только 42% соответствовали содержанию $(OH)_n$ на форм. ед., 44,4% показали дефицит групп OH, 13,6% — их избыток. Отмечена тенденция к увеличению дефицита OH в более железистых хлоритах, причем в таких хлоритах часто завышены суммы октаэдрических катионов. Причиной может быть наличие OH-вакансий [18, 19] или присутствие реликтовой слюды [26, 75]. Избыточное содержание H_2O связано с межслоевой водой или с примесями монтмориллонита, опала и гидроокислов железа [26]. Изучалось содержание в хлоритах дейтерия, которое изменяется в зависимости от железистости и температуры их образования [101].

Масс-спектрографическим методом в хлоритах обнаруживается выделение при нагревании наряду с H_2O летучих: CO_2 , H_2S , H_2 , SO_2 , NH_3 , CO , CH_4 , N_2 и Ar (в порядке убывания содержаний); хлориты рудных месторождений обогащены летучими компонентами, особенно CO_2 и H_2S [102]. В хлоритах из ксенолитов шпинель-кордиеритовых пород в ультрабазитах Мончегорского плутона на Кольском полуострове обнаружен ^{40}Ar , генетически, вероятно, не связанный с радиоактивным распадом ^{40}K [103]. Содержание F в хлоритах по сравнению с другими слоистыми силикатами незначительно [87].

Расчет кристаллохимических формул хлоритов по данным химических анализов обычно производится по кислороду в предположении, что число $O+OH$ в структуре постоянно и равно 18 [26, 67]. Сердюченко [18] был предложен расчет формул на «бесводное вещество» по 14 атомам кислорода. При $(OH)_8$ его результаты совпадают с расчетом на 18 атомов кислорода. Катионный метод расчета к хлоритам неприменим, так как число катионов в них не является постоянным и колеблется от 6 в триоктаэдрических хлоритах до 4 в диоктаэдрических, причем между теми и другими хлоритами устанавливаются постепенные переходы. Кроме того, в хлоритах отклонения от идеальной формулы нередки из-за частичного выщелачивания катионов, наличия в структуре пакетов других слюдистых минералов, внедрения катионов Na, K, Ca между слоями 2 : 1 и межслоевыми сетками.

При нагревании до температуры плавления хлориты проходят через ряд превращений: обезвоживание, окисление, твердофазные реакции распада и образование новых фаз. Термические кривые магнетиальных хлоритов характеризуются двумя эндотермическими эффектами (фиг. 35) в интервале 550—700 и 800—850 и одним экзотермическим эффектом около 850. Первый эндотермический эффект связан с выделением H_2O из межслоевых октаэдрических сеток [104, 105]. Второй эндотермический эффект (800—850°) соответствует выделению воды из слоев 2 : 1. Он непосредственно переходит в четкий экзотермический эффект, связанный с образованием новой фазы. На кривых ТГ и ДТГ фиксируется двустадийное выделение H_2O из слоев 2 : 1. Основная часть воды выделяется в области второго эндотермического эффекта, остатки гидроксидов удаляются в процессе экзотермической реакции образования новой фазы, когда существенно облегчаются диффузионные процессы [106, 107]. Обезвоживание магнетиальных хлоритов сопровождается резким сжатием объема вещества при температурах 550—800° [108].

На характер термических кривых железистых и магнетиально-железистых хлоритов большое влияние оказывает процесс окисления железа. Кривые ДТА железистых хлоритов, полученные на воздухе, маловыразительны и неустойчивы по форме. Окисление дестабилизирует структуру, температура начала процесса обезвоживания снижается, выделение воды продолжается до 1050°. На кривых ДТА наблюдается обычно только один эндотермический эффект в интервале 450—650°. Высокотемпературный экзотермический эффект проявляется не всегда. Дилатометрические кривые железистых хлоритов, полученные на воздухе, также существенно отличаются от кривых магнетиальных хлоритов. Вместо сжатия в интервале 550—800° наблюдается расширение объема вещества, предшествующее небольшому сжатию при темпера-

гурах 800—900°. В зависимости от содержания FeO процесс расщепления может проходить в один или два этапа, примерно соответствующих этапам дегидратации хлоритов [108].

При длительных выдержках окисление Fe^{2+} происходит уже при 480°, сопровождается диффузией соответствующего количества протонов к поверхности частиц и заменой части групп OH на атомы O. Процесс окисления после нагревания при 480° обратим; структура восстановленных образцов отличается от структуры исходных тем, что группы OH находятся не только в цис-, но и в транс-положениях [57]. Выделение H_2 при нагревании хлоритов наблюдалось экспериментально [69]. На процесс термического окисления хлоритов каталитическое воздействие оказывает радиационная обработка [109]. Частичное окисление железа при нагревании хлоритов наблюдалось даже в вакууме и в нейтральной атмосфере [75]. С использованием метода Мёссбауэра было показано, что в атмосфере азота в магнетитовых хлоритах с небольшим содержанием железа (FeO до 4%) Fe^{2+} полностью переходит в Fe^{3+} , в железистых хлоритах в атмосфере азота Fe^{2+} практически не окисляется [15].

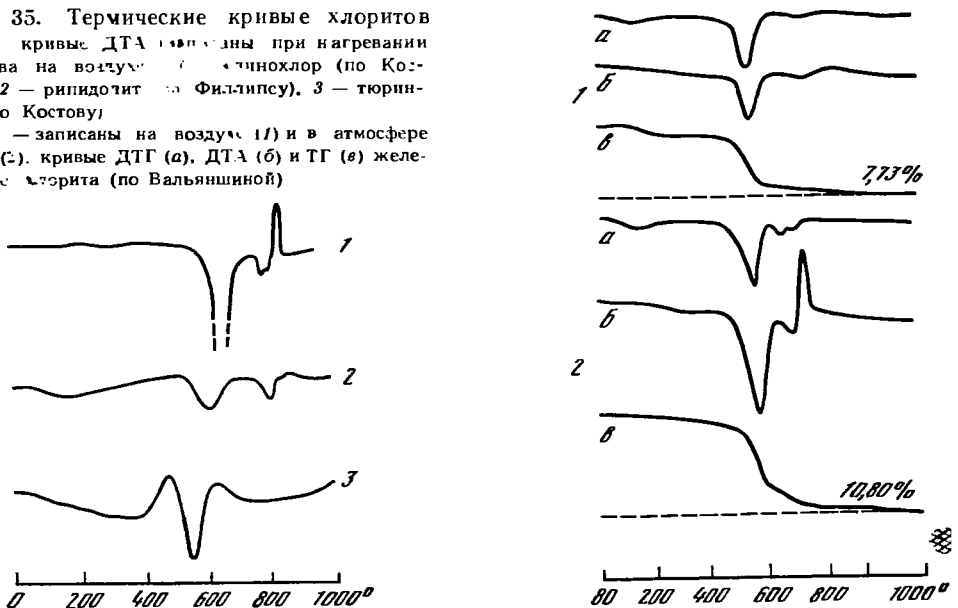
Однако при нагревании железистых хлоритов в инертной атмосфере их кривые ДТА по форме подобны кривым магнетитовых хлоритов (фиг. 35), замещение Mg на Fe проявляется лишь в снижении температур соответствующих эффектов [110].

Влияние химического состава хлорита на температуры его термических эффектов позволило ряду авторов установить различные виды корреляционных связей между ними [107, 111—113].

На форму кривых ДТА влияет размер частиц: чем он меньше, тем отчетливее проявляются термические эффекты [107]. Оптимальный размер частиц хлорита для термического анализа ~10 мкм. Однако при сухом растирании железистых хлоритов наблюдается частичное окисление Fe^{2+} [114]. Кроме того, интенсивное растирание приводит к увеличению поверхности минерала и повышению дефектности его структуры. В связи с этим на кривых ДТА появляется низкотемпературный эндотермический эффект (100—150°), связанный с выделением адсорбированной воды, а остальные эндотермические эффекты сдвигаются на 30—50° в сторону низких температур. В смесях тонких и крупных частиц на кривых ДТА обнаруживается раздвоение максимумов эндотермических эффектов [115—117]. При нагревании в условиях повышенного давления паров воды (выше 5 атм) кривые ДТА хлоритов усложняются [118].

Тип и количественное соотношение высокотемпературных фаз, образующихся при нагревании хлоритов, определяются их составом. При низком содержании FeO образуется форстерит, с увеличением содержания FeO его

Фиг. 35. Термические кривые хлоритов
Слева кривые ДТА записаны при нагревании вещества на воздухе: 1 — эпидидотит (по Филиппу), 2 — рипидотит (по Костову), 3 — тюрингит (по Костову);
справа — записаны на воздухе (1) и в атмосфере азота (2), кривые ДТГ (а), ДТА (б) и ТГ (в) железистого хлорита (по Вальяшиной)



количество уменьшается. При 1000° наряду с форстеритом обнаруживаются шпинель и энстатит [119—121], при высоком содержании Al — муллит [122]. В продуктах распада железистых хлоритов при 700—800 отмечалась шпинель, при 1200° — энстатит, кристобалит и гематит [114]. При нагревании в вакууме возможно образование алюминатов [107]. Установлен топотакический характер образования форстерита по хлориту [119, 120]: плоскость *bc* форстерита || плоскости *ab* пенина, направления [013] или [010] форстерита ориентируются вдоль оси *a* пенина, а [011] или [001] — вдоль оси *b*.

Хлориты — минералы, широко распространенные в природе. Условия их образования разнобразны: они выделяются в последние этапы магматической деятельности, при метаморфическом и гидротермальном преобразовании магматических пород, в процессе диагенеза, эпигенеза и метаморфизма осадочных пород, в гидротермальных условиях — часто в связи с образованием рудных месторождений, в гипергенном цикле — в современных осадках, в коре выветривания, в почвах. Во многих породах хлориты являются главными породобразующими минералами. Выделено несколько парагенетических типов хлоритов, ссылаемых по железистости в три группы: магнезиальные, магнезиально-железистые и железистые [123].

В магматических породах хлориты выделяются в последние этапы их застывания. Исследованы условия равновесия хлорит—амфибол при параметрах, характерных для нижних частей земной коры и для верхней мантии [124]. В ультрабазитах выделение хлоритов происходило частично до серпентинизации, непосредственно по оливину и пироксенам и сопровождалось образованием пылевидного магнетита [125]; местами хлорит образует короны вокруг включений хромшпинели [126]. В перидотитах среди гнейсов отмечался Cr-хлорит, образовавшийся также до серпентинизации и равновесный с оливином и пироксеном [127]. Гидротермальная хлоритизация в ультрабазитах обычно связана с залежами хромита и никелевых руд, в этом случае хлориты выделялись после оталькования и серпентинизации, нередко в виде мономинеральных выделений в рудных телах. Наиболее ранние хлориты образуют друзы с уваровитом, цементируют рудные минералы и покрывают их выделения. В сходных условиях хлориты встречены в некоторых метеоритах [128, 129]. В метаультрабазитах магнезиальные хлориты находятся вместе с тальком, магнезиально-кальциевым амфиболом, антофиллитом, куммингтонитом, актинситом и флогопитом.

В значительных массах хлориты (магнезиальные и переходные к магнезиально-железистым) выделяются вдоль контактов тел ультраосновных или магнезиально-карбонатных пород с алюмосиликатными — гнейсами, сланцами, амфиболитами, дайками гранитоидов, сиенитов или основных пород, пегматитами. Хлориты образуются в основном за счет алюмосиликатных пород одновременно с апогипербазитовыми и апомагнезитовыми талькитами. Содержание железа и Al^{IV} уменьшается по мере приближения к контакту с талькитами. При перекристаллизации и отальковании хлоритовых пород происходит дальнейшее уменьшение содержания Fe и Al. Наиболее поздний хлорит из ассоциаций с тальком почти безжелезистый и представлен талькхлоритом.

В родингитах, образовавшихся на глубине в океанической коре при гидротермальном изменении габбро, залегающих среди ультрабазитов, магнезиальный хлорит находится в ассоциации с гидрогранатом, везувином, пренитом, цонзитом, клиноцоизитом, волластонитом, ксонотлитом, алюминиевым серпентинитом [124, 106, 130].

В основных изверженных породах хлориты обычно образуются в процессе их метаморфического, метасоматического и гидротермального изменения, они замещают все минеральные компоненты этих пород. Имеются постепенные переходы к метаморфическим сланцам и гидротермально-метасоматическим хлоритолитам. Состав хлорита измененных основных пород магнезиально-железистый.

В некоторых базальтах, спилитах, толеитах и диабазах хлоритообразование, вероятно, происходило в заключительные этапы магматического про-

цесса, завершая последовательное выделение минералов в ряду пироксен—роговая обманка—биотит—хлорит [131]. Отмечался в продуктах раскристаллизации хлорофенита. В основных вулканогенных породах, измененных в условиях цеолитовой фации метаморфизма, хлориты встречаются с пумпеллитом, цеолитами, альбитом, кальцитом и другими минералами; в спилитах и диабазах нередко выполняют миндалины.

В гранитах и других кислых магматических породах хлорит чаще всего представляет собой продукт замещения биотита, а также других темноцветных минералов и полевого шпата. Хлоритизация биотита происходит вдоль трещин спайности, иногда она сопровождается выделением титанита. На начальных этапах образуются смешанослойные разупорядоченные образования хлорит-биотитового состава, далее хлорит обособляется в самостоятельную фазу и возникают зональные кристаллы; иногда процесс хлоритизации усложняется вермикулитизацией, хлоритовые слои чередуются с вермикулитовыми и биотитовыми [73, 132, 133]. Отмечалось псевдоморфное замещение биотита хлоритом с выделением мельчайших зерен калиевого полевого шпата и образованием устойчивых ассоциаций хлорит + ортоклаз + кварц и хлорит + ортоклаз + биотит [134]. Предполагалось, что хлоритизация биотита происходит только в присутствии К-полевого шпата [135], сопровождается разложением плагиоклаза и образованием эпидота, титанита, мусковита [136]. Состав хлоритов существенно зависит от состава замещенных им минералов, обычно это магнезиально-железистые хлориты, реже — железистые. Последние иногда выполняют трещины в гранитах. Кроме хлоритов полилита $11b$, в гранитах обнаружен железистый хлорит — $1b$ ($\beta=90^\circ$), в связи с чем предложено использовать политипную для определения температур дейтерических реакций в гранитах ($11b > 150 - 200 > 1b$) [137]. Однако экспериментально при $P_{H_2O} = 1$ кбар и $T = 200 - 700$ переход $1b$ ($\beta=90^\circ$) → $11b$ осуществить не удалось [138].

В щелочных породах хлориты встречаются в натролитовых, кальцит-сульфидных, кальцит-флогопит-апатитовых и кальцитовых прожилках, отмечались также в хлорит-кальцитовых выделениях с кальциевым лабунцовитом в массивном уртите, в фойяитах частично развивались по эгирину [139].

Метаморфогенные хлориты относятся к характерным минералам пород зеленосланцевой фации ($T = 300 - 500$ и $P = 1 - 6$ кбар [140]), устойчивы также в условиях эпидот-актинолитовой фации. По составу хлориты кристаллических сланцев магнезиально-железистые с относительно высоким содержанием Al . Колебания содержания в них железа, магния и алюминия обусловлены главным образом составом исходных пород; хлориты из метаморфических первично-осадочных пород отличаются от хлоритов метабазитов более высоким содержанием алюминия и железа [26, 141—144]. Отмечалось также увеличение магнезиальности хлоритов с возрастанием температуры их образования [32, 144—148]. Для хлорита из сланцев и филлитов, образовавшихся при метаморфизме основных изверженных пород и туфов, характерен парагенезис с актинолитом, эпидотом, альбитом. В этой ассоциации хлорит состава $Mg_3Fe^{2+}Al_2Si_3O_{10}(OH)_2$ становится неустойчивым при $T = 550$ и $P = 2$ кбар и при 575° и 5 кбар [149]. С возрастанием температуры он исчезает позже актинолита и может сосуществовать с роговыми обманками [140, 150—152]. При повышении давления H_2O или CO_2 актинолит замещается хлоритом и кальцитом, становится устойчивой ассоциацией хлорит—кальцит—эпидот—альбит. В основных вулканогенных породах при определенных условиях образуется хлорит и кварц, при дальнейшем метаморфизме развивается ромбический амфибол и кордиерит (с кварцем или шпинелью в зависимости от содержания Al_2O_3) [153]. В метаморфических породах зеленосланцевой фации, образовавшихся по породам, бедным кальцием (метапесчаники и умеренно богатые глиноземом метапелиты), хлорит находится в ассоциации с мусковит-фенгитом, кварцем, биотитом, стильпномеланом, гранатом [142, 154—156].

При увеличении температуры образования ассоциации хлорит—мусковит не только возрастает магнезиальность хлорита, но одновременно происходит обогащение алюминием октаэдрических позиций ассоциирующегося с ним мусковита. Распределение Al^{VI}

и $(\text{Mg}, \text{Fe})^{\text{VI}}$ в структурах этой минеральной пары положено в основу мусковит-хлоритового палеотермометра [148].

При относительно высоких содержаниях калия в исходных породах в парагенезисе с хлоритом возможно появление калиевого полевого шпата [150]. Устойчивость различных минеральных пар в системе биотит—К-шпат—хлорит—К— $\text{H}_2\text{O} + \text{SiO}_2$ в зависимости от отношения $[\text{K}^-]/[\text{H}^+]$ рассмотрена в работе [157].

В пересыщенных алюминием метapelитах хлориты находятся в ассоциации с пирофиллитом, хлоритоидом и кианитом. С возрастанием степени метаморфизма в метapelитах Патомского нагорья происходит переход пирофиллит-хлоритовых филлитов в пирофиллит-хлоритоид-хлоритовые и далее в альмандин-хлорит-хлоритоидные, при этом железистость хлорита изменяется от 92 до 36% [150]. В хлорит-кианит-кварцевых сланцах Замбии бесцветный магнезиальный хлорит находится в равновесных соотношениях с кианитом и кварцем и образовался, вероятно, при $P > 10$ кбар и относительно низких температурах [158], но в большинстве случаев хлорит в кианитсодержащих сланцах является либо реликтовым [159], либо возникающим в ретроградную стадию метаморфизма [158] и характеризуется значительным содержанием железа. Редкая ассоциация хлорита (с высоким содержанием Al и Fe) с хлоритоидом и кварцем указана для метаморфических пород Тайваня [160] и для сланцев Криворожского бассейна [161]. В высокоглиноземистых кристаллических сланцах Вороньих тундр (Кольский полуостров) хлорит встречается с гранатом, кордиеритом, жедритом, биотитом и плагиоклазом [162]. В породах зеленосланцевой фации с повышенным содержанием марганца хлорит находится вместе с Mn-гранатом [163].

Значительную роль играют хлориты в метаморфических породах железисто-кремнистых формаций, возникающих при метаморфическом преобразовании осадочных железорудных толщ, древних кор выветривания и других обогащенных железом образований. Хлориты в этих породах магнезиально-железистые (часто с тонкой сыпью магнетита) или железистые. Содержание железа в хлоритах определяется его содержанием во вмещающих породах и окислительно-восстановительными условиями: в более окислительной обстановке образовались преимущественно менее железистые хлориты с магнетитом, в более восстановительной — железистые хлориты и карбонаты. Глиноземистость хлоритов, по данным Макарова [122], не зависит от состава вмещающих пород, а определяется степенью метаморфизма; в хлоритах слабо метаморфизованных сланцев содержание Al_2O_3 низкое. В сланцах хлориты находятся в ассоциации с кварцем, магнетитом, карбонатами, в кварцитах и роговиках — с магнетитом, кварцем, стильпномеланом, куммингтонитом, актинолитом, сидеритом, анкеритом, железистыми слюдами, гематитом. В процессе диафореза замещают биотит, куммингтонит, гранат, роговые обманки. Менее распространены хлориты в глаукофановых сланцах, где они представлены магнезиальным рипидолитом. В породах высоких ступеней метаморфизма хлориты образуются при ретроградном метаморфизме и метасоматических процессах. В биотитовых и роговообманковых гнейсах, кристаллических сланцах с гранатом, ставролитом, биотитом и в других метаморфических породах они развиваются в зонах повышенной проницаемости, часто с замещением темноцветных компонентов пород, или образуют обособленные выделения. В некоторых метасоматитах находятся в устойчивых ассоциациях с роговой обманкой, ставролитом, дистеном, гранатом или с кварцем, плагиоклазом, ставролитом, роговой обманкой, биотитом, жедритом, гранатом [164].

Широко распространены хлориты в кварц-хлоритовых, кварц-анкеритовых и хрусталеносных жилах, а также жилах альпийского типа, генетически связанных с метаморфическими породами. В альпийских жилах хорошо образованные кристаллы хлорита встречаются с кристаллами альбита, горного хрусталя, титанита, адуляра, гематита, кальцита; состав хлорита зависит от состава вмещающих пород: от магнезиального среди ультрабазитов до железистого в альпийских жилах из гнейсов и гранитов.

В контактово-метаморфизованных породах хлориты встречаются редко [165, 166].

Гидротермально-метасоматические хлориты распространены чрезвычайно широко и часто тесно связаны с процессами рудообразования. Их состав изменяется в ширьких пределах, на ранних этапах он в значительной степени зависит от состава исходных пород, а в более поздние стадии, особенно при рудосотложении, определяется физико-химическими условиями минералообразования, в первую очередь концентрацией и активностью Mg, Fe, S, CO₂ и O₂ в растворах. В частности, содержание железа в хлорите уменьшается с увеличением парциального давления и активности серы и углекислоты при постоянных *T* и *P*, так как железо при этом связывается в сульфиды и карбонаты [167, 168]; железистость уменьшается также с повышением температуры и химического потенциала кальция [169]. Глиноземистость возрастает при увеличении температуры, при этом отношение Al^{IV}/Al^{VI} возрастает в ассоциациях с пирротинином и пиритом, а в ассоциации с мусковитом, напротив, снижается [169]. В высокотемпературных гидротермальных условиях кристаллизуются магнезиальные и магнезиально-железистые триоктаэдрические хлориты полигонального типа *IIb*, в низкотемпературных приповерхностных зонах гидротермального изменения появляются полигоны *Ia* и *Ib* ($\beta=90^\circ$), диоктаэдрические и диоктаэдрические алюминиевые хлориты, смешанослойные фазы. Установлено, что хлориты рудных месторождений содержат повышенное количество летучих, особенно CO₂ и H₂S [102].

Хлоритизированные породы и хлоритолиты обычны среди окколорудноизмененных пород свинцово-цинковых, золоторудных, медноколчеданных, сульфидно-касситеритовых и железорудно-скарновых месторождений, но известны также мощные зоны хлоритизации, не связанные с оруденением. Значительную роль хлориты играют также в качестве жильного минерала и цемента брекчий, выполняют друзовые пустоты в гидротермальных рудных и безрудных жилах. Хлоритизация при окколорудных изменениях часто связана с другими гидротермальными изменениями вмещающих пород — серицитизацией, турмалинизацией, окварцеванием, пропилитизацией; хлориты находятся в ассоциации с кварцем и серицитом, иногда с биотитом, амфиболом, турмалином, гранатом, карбонатами, топазом, флюоритом, апатитом, антофиллитом и реликтовыми минералами [167].

Для медноколчеданных месторождений характерны магнезиально-железистые хлориты. По мере приближения к рудным телам в их составе снижается содержание железа и возрастает содержание алюминия, что предлагалось использовать как поисковый признак на колчеданные руды [170, 171]. Однако в ряде случаев отмечалось увеличение железистости хлоритов к центру рудной зоны, например, на месторождении Летнем в Северных Мугоджарах [172]. Поздние хлориты медноколчеданных месторождений наиболее магнезиальные, почти бесцветные, часто с тонкой вкрапленностью пирита замещают магнезиально-железистые хлориты, образуют оторочки вокруг зерен сульфидов в кварц-полевошпатовых грейзильках [171].

В свинцово-цинковых месторождениях состав хлоритов существенно менялся на разных стадиях формирования месторождений. Магнезиально-железистые хлориты окколорудноизмененных пород сменялись более магнезиальными хлоритами в стадии пересотложения, одновременно с пиритом и сфалеритом формировались магнезиальные хлориты. В некоторых месторождениях на конечных этапах рудообразования появлялись железистые хлориты. Отмечалось повышенное содержание Al^{IV} в хлоритах рудной стадии (до 1,6 на формул. ед.) [173].

В оловорудных месторождениях разных формаций хлориты также различаются по своей железистости [174—180]. Наиболее железистые хлориты характерны для месторождений касситерит-сульфидной формации; вокруг этих месторождений образуются значительные ореолы хлоритизации, которые могут рассматриваться как важный поисковый признак на оловянное оруденение.

нение. В месторождениях касситерит-кварцевой формации хлорит менее железистый до магнезиально-железистого.

В более низкотемпературных месторождениях, например золоторудных [181], хлориты встречаются не только в самих жилах и околорудных метасоматитах, но широко распространены и во вмещающих пропилитизированных, аргиллитизированных и других измененных породах и связаны таким образом с дорудными, рудными и пострудными процессами. Благодаря неравномерности условий образования и многократности отложения хлориты этих месторождений разнообразны по составу и структурным особенностям.

В гидротермально-осадочных месторождениях марганца, железа и цинка при действии гидротермальных растворов на первично-осадочные минералы марганца образуются марганцевые хлориты в ассоциации с другими Mn-Zn-содержащими минералами, магнезиальные хлориты в ассоциации с магнетитом, реже магнезиально-железистые хлориты и тюрингит.

В железорудных скарновых месторождениях хлориты связаны с низкотемпературными фазами скарнообразования и входят в состав послескарновых метасоматитов. На наиболее ранних стадиях хлорит выделяется одновременно с магнетитом и характеризуется высокой магнезиальностью. В более поздних метасоматитах (хлоритовые, кварц-кальцит-хлоритовые, кальцит-хлорит-эпидот-амфиболовые, иногда с сильно железистым гранатом), которые развиваются по скарновым минералам и магнетиту в зонах дробления и расланцевания, хлорит более железистый, в выделениях магнетита он образует прожилки и чешуйчатые обособления.

В связи с редкометальной минерализацией гидротермально-метасоматические хлориты встречаются в породах хлорит-серицит-анкеритовой фации карбонатитов; находятся в ассоциации с магнезиально-железистыми и редкоземельными карбонатами, стронцианитом, монацитом, флюоритом, кварцем. Состав хлоритов колеблется от магнезиального (талъхлорит, пеннин, клинохлор) до сильно железистого с низким содержанием алюминия.

При гидротермальном выщелачивании компонентов алюмосиликатных пород возникает ассоциация магнезиально-алюминиевого хлорита с пиррофиллитом, карфолитом, хлоритоидом, парагонитом, андалузитом, гематитом и другими минералами (см. Mg-Al-хлориты).

Хлориты с различной степенью железистости образуются также в процессе современной гидротермальной деятельности при температурах 130—350° [182]. С увеличением глубины залегания пород и повышением температуры растворов в хлоритах уменьшается количество октаэдрических вакансий, возрастает содержание Al^{IV}, иногда уменьшается железистость [183].

В осадочных породах в ходе эпигенетических преобразований хлориты образуются за счет биотита, вермикулита, вулканического стекла, монтмориллонита, каолинита, иллит-монтмориллонита. В начальные стадии формирования осадочных пород образование хлоритов происходит за счет обломков темноцветных минералов, в первую очередь биотита, на более поздних этапах — за счет монтмориллонита и каолинита [141, 184—185]. По количеству новообразованного аутигенного хлорита в ряде случаев можно оценивать степень диагенетического изменения пород.

Состав хлоритов осадочных пород в основном определяется химизмом среды. Средний состав хлоритов из различных осадочных пород приведен в работе Розена [186]. В ряде случаев наблюдается сосуществование хлоритов различной железистости [187]. Температура образования хлоритов зависит от минерального состава исходных пород, она тем выше, чем меньше количество смектитового материала [188]. При увеличении степени диагенетического изменения в зависимости от глубины погружения, пористости, проницаемости, химического состава, pH среды происходит смена политипных модификаций хлоритов: Ia → Ib (β=97°) → Ib (β=90°) → Pb. Переход в Pb-модификацию осуществляется при нормальном давлении и температурах 50—200° [189, 190]. В эпигенетически измененных песчаниках, алевролитах и аргиллитах хлорит находится в ассоциации с иллитом. Относительные количества хлорита

и иллита определяются соотношением фемических и лейкократовых компонентов в исходных породах [184, 191—193]. В глинистых сланцах прослеживается тесная парагенетическая связь хлорита с пиритом [194]. В пестроцветных песчаниках и аргиллитах, сформировавшихся в областях аридного климата, хлорит в процессе эпигенеза становится более магнезиальным, железо выделяется в виде гематита, иногда в виде пирита; хлориты в этих породах являются метастабильными аккумуляторами железа [187, 195, 196]. Последовательное изменение магнезиальности хлорита в пределах одного разреза с глубиной прослежено в граувакковых породах Днепровско-Донецкой впадины [197]. В ряде случаев в цементе песчаников и алевролитов образуются Al- и Mg-Al-хлориты, вероятно, по монтмориллониту. Изредка магнезиально-железистые и магнезиально-алюминиевые хлориты устанавливаются в карбонатных породах [198, 199]. В некоторых мергелях хлорит (вероятно, диоктаэдрический) замещал глауколитовые корки на поверхности кремнистых галек [200]. В осадочных солитовых железных рудах железистый хлорит сосуществует с бертьерином [201].

В породах хемогенно-терригенно-эвапоритовой формации аутигенный хлорит характеризуется магнезиальным составом, находится с железистым иллитом, корренситом, гипсом, выделяется на поздних этапах осолонения бассейнов. Формирование ассоциации магнезиальных хлоритов и железистых иллитов в лагунных комплексах определяется физико-химическими условиями среды (первичный состав обломков не играет роли) [184, 187, 191].

В осадках современных океанов хлориты преимущественно аллогенные. Наибольшая концентрация триоктаэдрических хлоритов свойственна полярным областям. В придонных отложениях некоторых потсков вдоль западного побережья Северной Америки и в Японском море они составляют до 60% глинистой фракции [202—204]. Магнезиальный аллогенный хлорит в осадочных породах, образовавшихся при размыве алмазоносных кимберлитов, может служить поисковым признаком на алмазы [205]. Аутигенный хлорит образуется в осадках за счет монтмориллонита и вермикулита через промежуточные смешанослойные фазы, иногда в виде микроконкреционных пеллет; хлоритообразованию способствует повышенная соленость воды [206].

В зоне гипергенеза гипогенные триоктаэдрические хлориты при физическом выветривании устойчивы, они накапливаются в осадках и почвах в областях с развитием физическим выветриванием метаморфических и других хлоритсодержащих пород чаще всего в условиях высокого рельефа, обильных атмосферных осадков и холодного климата.

В коре выветривания и почвах в кислой среде, богатой органическими остатками, хлориты растворяются. Когда кислотность невелика, триоктаэдрические хлориты постепенно превращаются в вермикулит, монтмориллонит и каолинит, реже в алюминиевые диоктаэдрические хлориты [207, 208]. В никеленосных породах происходит значительное обогащение хлоритов никелем, замещающим Mg и Fe в межслоевых сетках структуры. Межслоевые сетки часто разрушаются неравномерно, и в качестве промежуточных фаз образуются смешанослойные хлорит—вермикулит и хлорит—монтмориллонит, которые затем переходят в вермикулит и монтмориллонит. Иногда образуются псевдоморфозы нонтронита по хлориту [209, 210]. В зоне выветривания серпентинитов отмечался переход хлорита в тальк через промежуточную тальк—хлоритовую смешанослойную фазу [210].

В процессе выветривания в условиях повышенной щелочности при низком P_{CO_2} возникает новообразованный хлорит [211]. Хлориты зоны выветривания обычно плохо раскристаллизованы, образуют плотные или землистые массы, иногда с оолитовой структурой, реже встречаются лепестково-пластинчатые агрегаты [18]. Проводился расчет энергии образования хлоритов в зоне гипергенеза [212].

Отмечалось образование хлоритов в почвах: триоктаэдрических по биотиту, например, в лугово-черноземновидных почвах Краснодарского края [213]

и диоктаэдрических в верхних горизонтах хорошо дренируемых почв (с «Донбассит»).

Экспериментально в системе $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ хлориты образуются при $T=300-900^\circ$ и P до 40 кбар при составах, соответствующих содержанию $Al^{IV}_{0,5-2,0}$ на форм. ед. В качестве промежуточной метастабильной фазы при всех составах кристаллизуются алюминиевые серпентины (до 600°) и смешанослойные образования — хлорит-алюминиевый серпентин ($600-800^\circ$). Скорость полиморфного перехода при температурах $300-500^\circ$ очень мала, но она существенно возрастает при увеличении температуры, в меньшей степени — при увеличении давления [44, 214]. При $T > 500$ хлориты политапа Ib кристаллизуются в течение нескольких дней (при различных давлениях) [44, 215]. Реакция алюминиевый серпентин—хлорит обратима [35]. Чистые магнезиальные хлориты получены только для составов с $Al^{IV}_{1,0-1,5}$, при более низких и более высоких содержаниях Al хлориты кристаллизуются в смеси с тальком, шпинелью, форстеритом или смешанослойной фазой [35, 44]. Клинохлор при $P = 2-3$ кбар выделяется в виде мелких пластинок с $n=1,580$ и низким дву- преломлением [216].

Синтетические магнезиальные хлориты отличаются большими значениями d_{001} , чем природные того же состава, и их плотность ниже, особенно при высоких содержаниях Al_2O_3 , что связано с менее упорядоченным распределением катионов между двумя октаэдрическими сетками [44]. При увеличении давления d_{001} уменьшается, так как упорядоченность возрастает [217]. Уменьшение d_{001} и b_0 с возрастанием содержания Al_2O_3 проявляется в меньшей степени, чем в природных хлоритах [44, 215].

Наиболее термально устойчив магнезиальный хлорит — клинохлор с Al^{IV}_1 [218]. Наиболее низкая температура его кристаллизации 450° [219]. Верхняя температурная граница устойчивости клинохлора повышается с увеличением давления (от $500-700^\circ$ при $1-2$ кбар до $800-900^\circ$ при $10-40$ кбар [35, 44, 216, 218, 220, 221]).

Продуктами распада клинохлора с Al^{IV}_1 при низких давлениях (до $3-3,5$ кбар) являются кордиерит, форстерит, шпинель и вода, при более высоких (до 20 кбар) — ассоциация энстатит + форстерит + шпинель + вода. Положение неинвариантной точки, в которой хлорит сосуществует с кордиеритом, энстатитом, форстеритом и шпинелью, вполне определено вследствие низких скоростей реакции, вероятно, она располагается при $P=2,5-3,5$ кбар и $T=735^\circ$; в качестве метастабильных продуктов отмечены тальк и антофиллит. При высоких давлениях ($22-40$ кбар) и высоких температурах ($870-900$ вместо кордиерита и энстатита наряду со шпинелью и форстеритом в продуктах распада кристаллизуется пироп [35, 217, 218, 221]).

В системе $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ при составе шихты $K_2O \cdot 10MgO \cdot 5Al_2O_3 \cdot 16SiO_2 \cdot nH_2O$ кристаллизация хлорита происходит только через образование промежуточных фаз — хлорит-монтмориллонит и алюминиевый серпентин. Температура разложения хлорита в результате реакции мусковит + хлорит + кварц \rightleftharpoons кордиерит + флогопит + H_2O зависит от давления, изменяется от 495° при 1 кбар до 635° при 6 кбар [76]. Проводился теоретический анализ возможных реакций с участием хлорита в системе $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ и в богатой SiO_2 части системы $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ при $P_{H_2O} = 4-10$ кбар [222].

В системе $MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ хлориты с Al^{IV}_1 получены при $T = 300-730^\circ$ и $P_{H_2O} = 1-6$ кбар при буферах $Fe-Fe_3O_4$ и $FeO-Fe_3O_4$ [15, 223].

В водяном паре хлорит с $Fe_{0,68}$ устойчив до температуры около 700° , в хлоридно-калиевых гидротермальных средах начинает замещаться слюдой серии биотит—флогопит уже при 450° [224].

В системе $FeO-Fe_3O_4-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ синтезированы хлориты состава $Fe_3Al[Si_3AlO_{10}](OH)_8-Fe_4Al_2[Si_2Al_2O_{10}](OH)_8$. В качестве промежуточной фазы всегда образуются железистые алюмосерпентины. Их полиморфный переход в хлорит происходит медленно после повышения температуры до 525° . Верхняя температурная граница устойчивости железистых хлоритов повышается от 540 до 650° в зависимости от содержания Al^{IV} и P_{O_2} [225, 226].

Экспериментально изучалось образование хлоритов по каолиниту [192], монтмориллониту [227], флогопиту [228], битовниту [227]. Определялись равновесные соотношения между хлоритом и каолинитом при предположении, что концентрация H^+ обусловлена реакцией $CO_2 + H_2O = H^+ + HCO_3^-$ [211]. По монтмориллониту при $T = 300$ и $P = 200$ атм в растворе $MgCl_2$ хлорит с $Al_{<0,75}^{IV}$ образуется в качестве метастабильной фазы; конечным продуктом в этих условиях является серпентин, что объясняет нахождение в диагенетически измененных осадочных породах хлорита, частично замещенного серпентином [227]. Верхний температурный предел устойчивости ассоциации хлорита с кварцем зависит от P_{H_2O} и отношения Fe/Mg в хлорите [153], при $P =$

2 кбар указывались значения от 527 до 590 [229, 230]; продукты реакций при магниальном составе хлорита — кордиерит и тальк [217, 231], при магниально-железистом — кордиерит, тальк, антофиллит, оливин, магнетит, жедрит (при P_{H_2O} до 6 кбар) [153, 229]. При повышении давления до 10 кбар температура разложения хлорита возрастает до 700° , продукты реакций представлены йодеритом и тальком, при $P = 10-20$ кбар — кианитом и тальком [232]. Экспериментально изучены также условия равновесия реакций: клинохлор + мусковит \rightarrow кианит + флогопит + кварц + H_2O [233]; клинохлор + мусковит + кварц \rightarrow флогопит + кордиерит + H_2O [76, 233]; рипидолит + тюрингит \rightarrow мусковит + кварц \rightleftharpoons кордиерит + биотит + $Al_2SiO_5 + H_2O$ [234]; рипидолит + тюрингит + мусковит + кварц \rightleftharpoons альмандин + биотит + $Al_2SiO_5 + H_2O$ [234]; мусковит + хлорит + кварц \rightarrow кордиерит + биотит + H_2O [235]; пиррофиллит + хлорит + алюмосиликат \rightleftharpoons кордиерит + H_2O ; хлорит₁ + пиррофиллит \rightleftharpoons хлорит₂ + андалузит + кварц + H_2O ; пиррофиллит + амезит \rightleftharpoons алюмосиликат + хлорит + H_2O [236]; альмандин + флюид \rightleftharpoons кварц + Fe-хлорит + флюид; спессартин + флюид \rightleftharpoons кварц + Mn-хлорит + флюид [237]. Имеются данные о влиянии температуры на распределение магния в равновесиях хлорит—биотит, хлорит—хлоритоид, хлорит—гранат [238].

Идентификация хлоритов наиболее надежно проводится рентгеновским методом. Рентгенограммы хлоритов характеризуются полным набором рефлексов $00l$ с межплоскостными расстояниями, кратными $\sim 14,2$ Å. Они не смещаются после насыщения хлорита глицерином и этиленгликолем и не исчезают при нагревании до 700° . Характерно усиление интенсивности рефлекса 001 в 2—5 раз при 500—550 и ослабление рефлексов $00l$ более высоких порядков. Рентгенографически хлориты сходны с серпентинами и минералами группы каолинита, с монтмориллонитом, вермикулитом. От серпентина хлориты отличаются меньшими значениями d_{00l} , плеохроизмом, аномальными интерференционными окрасками, по наличию плеохронных дворинок вокруг включений. В отличие от каолинита хлориты дают на рентгенограммах рефлекс 14 Å, у железистых хлоритов этот рефлекс слабый, но их рентгенограммы изменяются после прогревания до 400—600; после обработки ацетатом калия и промывания нитратом аммония рефлексы хлорита не изменяются, у каолинита и диккита появляется интенсивный рефлекс $11,6$ Å [239]; применяется селективное растворение триоктаэдрических хлоритов в разбавленной HCl; в смесях каолинита с диоктаэдрическими хлоритами селективно растворяется каолинит (в 0,5 N растворе NaOH после предварительной аморфизации при 500°) [240]. На кривах ДТА хлоритов экзотермический эффект следует непосредственно за эндотермическим, у каолинита — с разрывом. От монтмориллонита хлориты можно отличать по отсутствию сдвига рефлекса 14 Å после насыщения глицерином, от вермикулита и хлорит-вермикулита — по отсутствию смещения рефлекса 14 Å при нагревании и насыщении K. От слюд — отсутствием у чешуек упругости, более низким двупреломлением, от хлоритоидов — гибкостью чешуек и значительно меньшей твердостью.

Мельчайшие частички хлорита можно отличать от талька и вермикулита под электронным микроскопом после интенсивной бомбардировки электронами: хлорит превращается в оливин, тальк и вермикулит — в энстатит [241]

Вследствие большого разнообразия химического состава хлоритов, допускаемого особенностями их структуры, номенклатура этой группы минералов очень сложна и неоднозначна. Зачастую разные названия использовались для сходных составов и, наоборот, одними и теми же названиями охватывали разные интервалы колебаний химического состава.

Существует много классификационных схем хлоритов. В период до структурного изучения все они основывались исключительно на химическом составе. Таковы классификации Чермака [242], Кларка [243], Дальмера [244], Госснера [245], Орсея [246], Вавринца [247], Халлимонта [248], Ивановой [249], Вицелла [60, 250].

Одной из особенностей этих классификаций было подразделение хлоритов на более магнезиальные — ортохлориты — *orthochlorites* и более железистые — лептохлориты — *leptochlorites*. Огромное количество собственных названий хлоритов делали эти классификации громоздкими и трудными для практического использования. Кроме того, почти все они включали в качестве конечных членов (или в виде отдельных минералов в составе разных хлоритов) минералы с серпентиновой структурой.

Классификации, предложенные в 50—70-х годах, учитывают полученные к этому времени структурные данные. В них отчетливо проявляется тенденция к сокращению количества названий, каждое из которых охватывает соответственно большой диапазон составов. Эти классификации основаны на двух признаках: 1 — содержание Si (или Al^{IV}) в тетраэдрических позициях и 2 — относительные содержания октаэдрических катионов. Большинство авторов учитываются оба эти признака, хотя в качестве основного одними из них [18, 29, 251, 252] признается первый признак, другими [26, 67, 253—255] — второй.

Диоктаэдрические и дитриоктаэдрические хлориты в эти классификационные схемы обычно не включались. Хаяши и Ойнума [254] приняли в качестве основного критерия для разделения хлоритов на группы количество октаэдрических катионов (Σ): 1 — триоктаэдрические при $\Sigma = 6$ (магнезиальные, магнезиально-железистые и железистые); 2 — дитриоктаэдрические при $\Sigma = 5$ (магнезиально-алюминиевые); 3 — диоктаэдрические при $\Sigma = 4$ (алюминиевые).

Штрунц в своих минералогических таблицах (1966, 1970 гг.) выделил диоктаэдрические хлориты (кукеит, судоит, манандонит) и несколько изоморфных рядов триоктаэдрических хлоритов: 1 — ряд талькхлорита ($Mg : Fe > 1 : 1$): талькхлорит ($Al_{<0,5}^{IV}$), пеннин ($Al_{0,5-0,9}^{IV}$), клинохлор (Al^{IV}), шериданит и рипидолит ($Al_{1,2-1,6}^{IV}$), корундофиллит ($Al_{1,5-2}^{IV}$); 2 — ряд феррохлоритов ($Mg : Fe < 1 : 1$): брунсвит (Al^{IV}), дафнит ($Al_{1,2-1,5}^{IV}$), псевдотюрингит ($Al_{1,5-5}^{IV}$); 3 — ряд ферро-феррихлоритов (лептохлоритов): делессит ($Al_{0-0,5}^{IV}$), шамозит (Al^{IV}), тюрингит ($Al_{1,2-2}^{IV}$), пеннантит — Мп, Al-аналог шамозита — Мп, Mg-аналог шамозита; 4 — ряд хромовых хлоритов: кеммерит (Al^{IV}) и кочубейт (Cr, Al^{IV}).

По Эгглестону и Бейли [256], в отдельную группу следует поместить несовершеннокристаллизованные хлориты из почв и осадков, полностью заполненными межслоевыми промежуточками.

Комиссией по новым минералам и названиям минералов Международной минералогической ассоциации совместно с Международным номенклатурным комитетом по глинистым минералам рекомендовано [257] группу хлоритов разделять на три подгруппы: диоктаэдрические (донбассит), дитриоктаэдрические (кукеит, судоит) и триоктаэдрические хлориты; для триоктаэдрических хлоритов использовать номенклатуру, разработанную Бейлиссом [258].

Бейлисс предложил существенно упростить номенклатуру триоктаэдрических хлоритов, ограничив ее четырьмя названиями: «клинохлор» для состава $Mg_5Al[Si_3AlO_{10}](OH)$, «шамозит» $Fe_5Al[Si_3AlO_{10}](OH)_8$, «нимит» $Ni_5Al[Si_3AlO_{10}](OH)_8$ и «пеннантит» $(Mn, Al)_6[(Si, Al)_4O_{10}](OH)_8$, остальные хлориты характеризовать добавлением к этим названиям соответствующих прилагательных. Например: пеннин = магнезиально-кремнистый клинохлор — *magnesian siliceous clinochlore*; шериданит = алюминиевый клинохлор — *aluminian clinochlore*; псевдотюрингит = алюминиевый шамозит — *aluminian shamosite*.

гюрингит=железисто-алюминиевый шамозит — ferric aluminian chamosite, брунсвигит=магнезиальный шамозит — magnesian chamosite, корундофиллит=железисто-алюминиевый клинохлор — iron aluminian clinochlore, делессит=железистый клинохлор — iron clinochlore, диабантит=магнезиально-кремнистый шамозит — magnesian siliconian chamosite, пикнохлорит=железистый клинохлор — iron clinochlore, рипидолит=железисто-алюминиевый клинохлор — iron-aluminian clinochlore или магнезиально-алюминиевый шамозит — magnesium-aluminian chamosite, кочубент и кеммерерит=хромовый клинохлор — chromian clinochlore.

В настоящем издании автор статей по хлоритам в основном придерживается рекомендаций Международной комиссии по новым минералам и названиям минералов. Но критический подход к материалу, полученному при изучении обширной литературы, заставил в некоторых случаях (главным образом при описании триоктаэдрических хлоритов) использовать исключенные названия, тем более что они продолжают и до сих пор появляться в литературе. Кроме того, оказалось целесообразным триоктаэдрические хлориты подразделить на магнезиальные, магнезиально-железистые, железистые, никелевые, марганцевые, цинковые.

Л и т е р а т у р а

1. Brindley G. W., Robinson K. // X-ray identification and crystal structure of the clay minerals. L., 1951. P. 173; Рус. пер. в кн.: Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. С. 44, 191.
2. Bailey S. W. // Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. L., 1980. P. 86.
3. Звягин Б. Б., Врублевская Э. В., Жухлистов А. П., Сидоренко О. В., Соболева С. В., Федотов А. Ф. // Высоковольтная электронография в исследовании слоистых силикатов. М.: Наука, 1979. С. 103.
4. Bish D. L., Giese R. F. // Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 11/12. P. 1216.
5. Bailey S. W., Brown B. E. // Ibid. 1962. Vol. 47, N 7/8. P. 819; Рус. пер. в кн.: Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 213.
6. Shirozu H., Bailey S. W. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 7/8. P. 868.
7. Lister J. S., Bailey S. W. // Ibid. 1967. Vol. 52, N 11/12. P. 1614.
8. Звягин Б. Б. // Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М.: Наука, 1964. С. 46.
9. Дриц В. А., Каравин Ю. В. // Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970. С. 27.
10. Weiss Z., Miklos D. " VIII Conf. clay miner. and petrol.. Teplice: Geologica. Prague, 1981. P. 105.
11. Звягин Б. Б., Мищенко К. С. // Кристаллография. 1965. Т. 10, вып. 4. С. 555.
12. Bailey S. W. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 3. P. 175.
13. Бахтин А. И. // Геохимия. 1985. № 10. С. 1519.
14. Petruk W. // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 1/2. P. 61.
15. Goodman B. A., Bain D. C. // Develop. Sedimentol. 1979. Vol. 27. P. 65.
16. Рюмин А. А. // Материалы IV Всесоюз. симпози. по изоморфизму. Казань: Изд-во Казан. ун-та. 1978. Ч. 1. С. 47.
17. Shirozu H. // Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. D. 1960. Vol. 9, N 3. P. 183.
18. Сердюченко Д. П. // Тр. ИГН АН СССР. 1953. Вып. 140. С. 3.
19. Bailey S. W., Riley J. F. // Miner. Mag. 1977. Vol. 41, N 320. P. 541.
20. Oertel G., Curtis C. D., Phakey P. P. // Ibid. 1973. Vol. 39, N 302. P. 176.
21. Veblen D. R. // Amer. Miner. 1983. Vol. 68, N 5/6. P. 566.
22. Spinnler G. E., Self P. G., Iijima S., Buseck P. R. // Ibid. 1984. Vol. 69, N 3/4. P. 252.
23. Bailey S. W. // Clays and Clay Miner. 1972. Vol. 20, N 6. P. 381.
24. Wetzel R. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1973. Bd. 53, H. 2. S. 273.
25. McOnie A. W., Fawcett J. J., James R. S. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 11/12. P. 1047.
26. Капезинская К. Б. // Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М.: Наука, 1965. С. 1; ДАН СССР. 1965. Т. 164. № 3. С. 658.
27. Shirozu H. // Miner. J. 1980. Vol. 10. N 1. P. 14.
28. Engelhardt W. von // Ztschr. Kristallogr. 1942. Bd. 104, H. 2. S. 142.
29. Hey M. H. // Miner. Mag. 1954. Vol. 30, N 224. P. 277.
30. Shirozu H. // Miner. J. 1958. Vol. 2, N 4. P. 209; N 5. P. 298.
31. Radoslovich E. W. // Amer. Miner. 1962. Vol. 47, N 5/6. P. 617.
32. Albee A. L. // Ibid. N 7/8. P. 851.
33. Goitardi G. // Ibid. 1967. Vol. 52, N 9/10. P. 1573.
34. Дриц В. А. // Кристаллография. 1961. Т. 6, вып. 4. С. 530.
35. Segni E. R. // Amer. Miner. 1963. Vol. 48, N 9/10. P. 1080.
36. Brindley G. W., Gillery F. H. // Clays and Clay Miner. 1954. Vol. 2. P. 349.

37. Lee J. H., Feacor D. R. // Nature. 1983. Vol. 303, N 5918. P. 608.
38. Brown J. L., Jackson M. L. // Clays and Clay Miner. 1973. Vol. 21, N 1 P. 1.
39. Petruk W. // Canad. Miner. 1965. Vol. 8, pt 3. P. 372.
40. Иваицкий В. П., Кузья Е. К., Шеец Д. И. // Минерал. журн. 1980. Т. 2, № 4. С. 84.
41. Архипенко Д. К., Капезинская К. Б. // Исследование структурных особенностей минералов современными физико-химическими методами. Новосибирск: Наука 1970. С. 3.
42. Hayashi H., Oinuma K. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 3/4. P. 476; 1967. Vol. 52 N 7/8. P. 1206.
43. Tuddenham W. M., Lion R. J. P. // Anal. Chem. 1959. Vol. 31, N 3. P. 377.
44. Shirczu I., Mancsi H. // Miner. J. 1972. Vol. 6, N 6. P. 464.
45. Stubbs V., Kou R. // Amer. Miner. 1961. Vol. 46, N 1 2. P. 42; Рус. пер. в кн.: Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 364.
46. Кадота Н., Сигэно А. // Clays and Clay Miner. 1963. Vol. 11. P. 236.
47. Shirozu H., Ishida K. // Miner. J. 1982. Vol. 11, N 4. P. 161.
48. Faye G. H. // Canad. Miner. 1968 Vol. 9, pt 3. P. 403.
49. Марфунин А. С., Мирчан А. Р., Нобжаряк Г. Н., Нюссик Я. М., Платонов А. Н. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 7. С. 87.
50. Smith G. // Canad. Miner. 1977. Vol. 15, pt 4. P. 500.
51. Bish D. L. // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 3/4. P. 385.
52. Бахтин А. И., Кричари Г. А., Манапов Р. А. // Катнонное упорядочение в структурах минералов. Новосибирск: Наука, 1979. С. 42.
53. Halenius U. // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1984. Vol. 106, pt. 1. S. 51.
54. Hayashi H., Sano H., Shirozu H. // J. Miner. Soc. Jap. 1972. Vol. 10, N 6. P. 507.
55. Ericsson T., Wäppling R., Punakivi K. // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1977 Vol. 99, pt. 3. S. 229.
56. Blaauw C., Stroink G., Leiper W. // J. Phys. C. 1980. Vol. 41. P. 1.
57. Borggaard O. K., Lindgreen H. B., Morup S. // Clays and Clay Miner. 1982. Vol. 30, N 5. P. 353.
58. Townsend M. G., Longworth G., Kodama H. // Canad. Miner. 1986. Vol. 24, pt 1. P. 105
59. Orcel J. // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1927. Vol. 50, N 3/6. P. 75.
60. Winchell A. N. // Amer. J. Sci. 1926. Vol. 11. P. 283.
61. Craw D., Jamieson R. A. // Canad. Miner. 1984. Vol. 22, pt 2. P. 269.
62. Ильицкий М. М., Танатар-Бараш З. И. // Зап. ВМО. 1966. Т. 95, вып. 2. С. 224.
63. Буриков Е. В. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1963. № 9. С. 70.
64. Saggerson E. P., Turner L. M. // Miner. Mag. 1982. Vol. 46, N 341. P. 469.
65. Sudo T., Takahashi H. // The electron optical investigation of clays. L., 1971. P. 277
66. Sunagawa I., Koshino Y., Asakura M., Yamamoto T. // Fortschr. Miner. 1975. Vol. 52, spec. iss. P. 217.
67. Foster M. D. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1962. N 414-A. P. 1.
68. Winchell A. N. // Amer. Miner. 1946. Vol. 31, N 5/6. P. 288.
69. Orcel J., Renaud P. // C. r. Acad. sci. D. 1941. Vol. 212, N 21. P. 918.
70. Chatterjee N. D. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1966. Vol. 12, N 4. P. 325.
71. Mposkos E., Perdikatsis V. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1982. N. 8. S. 361; Fortschr. Miner. 1982. Vol. 60. N 1. P. 146.
72. Steinike K. // Ztschr. Geol. Wiss. 1985. Bd. 13, N. 2. S. 173.
73. Макаров В. Н., Сердюченко Д. П. // Конституция и свойства минералов. Киев. Наук. думка, 1974. Вып. 8. С. 16.
74. Inomata M., Tateyama H. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1974. Vol. 69, N 9. P. 332.
75. Половинкина Ю. Ир., Иванова В. П. // Вопросы петрографии и минералогии. М. Изд-во АН СССР. 1953. Т. 2. С. 161.
76. Seifert F. // J. Petrol. 1970. Vol. 11, N 1. P. 73.
77. Алонов В. С., Садиков М. А. // Геология и геофизика. 1974. № 4. С. 126.
78. Gruner J. W. // Amer. Miner. 1944. Vol. 29, N 11/12. P. 422.
79. Белов Н. В. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1950. № 4. С. 21.
80. Власов В. В., Дриц В. А. // Рентгенография минерального сырья. М.: Недра, 1967 Сб. 6. С. 114.
81. Макаров В. Н. // ДАН СССР. 1971. Т. 201, № 3. С. 690.
82. Хамхадзе Н. И., Дриц В. А., Дайняк Л. Г., Слонимская М. В., Соколова А. Л. // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 1. С. 130.
83. Никитин Н. М., Ясырев А. П. // Геохимия. 1974. № 8. 1237.
84. Зубков Л. Б., Ложникова О. Н., Яковлева С. В. // Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1969. Вып. 19. С. 32.
85. Карабаев К. К. // Особенности распределения ртути в альпийской зоне хребта Күритаг. Ташкент: Фан, 1973. С. 84.
86. Бадалов С. Т., Рабинович А. В., Викторов В. Ф., Туресебеков А. Х., Низаметдинходжаев Н. Н. // Узб. геол. журн. 1972. № 1. С. 78.
87. Отрощенко В. Д. // Зап. Узб. отд-ния ВМО. 1970. Вып. 22. С. 165.
88. Иванов В. В. // Геохимия и геология некоторых рудных месторождений. М.: Наука, 1970. С. 141.
89. Гармаш А. А., Власова Н. К. // Тр. ИМГРЭ. 1963. Вып. 10. С. 184.

90. Вершиковская О. В., Груздев В. С., Пиккат-Ордынская А. П. // Геохимия и геология некоторых рудных месторождений. М.: Наука, 1970. С. 55.
91. Литвинович А. Н., Казашикова Г. П., Аксенов В. С. // Тр. ИГН АН КазССР. 1967. Т. 20. С. 149.
92. Тишкин А. И. // ДАН СССР. 1969. Т. 185, № 6. С. 1350
93. Плуев Е. В., Рябова Л. А. // Геохимия. 1974. № 8. С. 1192.
94. Hayashi S., Obi I. // Bull. Geol. Surv. Jap. 1963. Vol. 14, N 12. P. 13.
95. Гавшин В. М., Бобров В. А., Пялине А. О., Резников Н. В. // Геохимия. 1973. № 6. С. 887.
96. Кривовичев В. Г., Порицкая Л. Г. // ДАН СССР. 1982. Т. 267, № 6. С. 1437.
97. Müller G. / Contrib. Mineral. and Petrol. 1966. Vol. 12, N 2. P. 173; Vol. 13, N 4. P. 295.
98. Neiva A. M. R. // Mem. e not. Univ. Coimbra. 1972. N 73. P. 3.
99. Graybeal F. T. // Econ. Geol. 1973. Vol. 68, N 6. P. 785.
100. Foster M. D. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1964. N 474-F. P. 1.
101. Kuroda Y., Suzuki T., Matsuo S., Shirozu H. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1976. Vol. 57, N 2. P. 223.
102. Norman D. I., Palin M. // Nature, 1982. Vol. 296. N 5857. P. 551.
103. Герлинг Э. К., Морозова И. М., Шуколюков Ю. А., Масленников В. А., Левченко О. А., Матвеева И. И., Васильковский Д. П. // Геохимия. 1967. № 10. P. 1035.
104. Nelson B. W., Roy R. // Clays and Clay Miner. 1954. Vol. 2. P. 335.
105. Brindley G. W., Chang T.-S. // Amer. Miner. 1974. Vol. 59. N 1/2. P. 152.
106. Felice G., Morandi V. // Miner. et petrogr. acta. 1978. Vol. 22. P. 141.
107. Caillere S., Henin S. // The differential thermal investigation of clays. L., 1957. P. 207.
108. Schomburg J., Sörr M. // Dilatometerkurvenatlas der Tonmineralrohstoffe. В., 1984. S. 1.
109. Ивањицкий В. П., Матяш И. В., Зинченко В. А. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1977. Вып. 11. С. 81.
110. Вальшихина Е. П. // Минерал. сб. Львов, 1972. № 26, вып. 2. С. 171.
111. Caillere S., Henin S. // Bull. Soc. franç. seram. 1960. N 48. P. 63; Idem. С. г. Acad. sci. D. 1960. Vol. 250, N 11. P. 2032.
112. Вальшихина Е. П., Капезинкас К. Б. // ДАН СССР 1973. Т. 210, № 6. С. 1419.
113. Кобцев Б. М. // Минерал. сб. Львов, 1982. № 36, вып. 12. С. 37.
114. Белов В. Ф., Вальшихина Е. П., Власова Е. В. и др. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1974. № 8. С. 50.
115. Shirozu H. // Clay Sci. 1980. Vol. 5, N 5. P. 237.
116. Иванова В. П., Коркизов Н. А. // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1963. Т. 96. С. 187.
117. Лаптева Е. С., Юсупов Т. С., Бергер А. С. // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1981. Вып. 493. С. 62.
118. Stone R. L., Weiss E. J. // Clay Miner. Bull. 1955. Vol. 2, N 13. P. 214.
119. Orcel J., Caillere S. // С. г. Acad. sci. D. 1938. Vol. 207, N 18. P. 788.
120. Brindley G. W., Ali S. Z. // Acta crystallogr. 1950. Vol. 3, pt 1. P. 25.
121. Schomburg J. // IX Conf. clay miner. and petrol. Zvolen, 1982. P. 159.
122. Макаров В. Н. // Хлориты из железисто-кремнистых и некоторых других рудных формаций. Л.: Наука, 1971. С. 3.
123. Капезинкас К. Б., Кузнецова И. К. // Геология и геофизика. 1966. № 10. С. 108.
124. Oba M., Thompson A. B. // Contrib. Mineral. and Petrol., 1981. Vol. 77. N 1. P. 74.
125. Виноградская Г. М. // Зап. ВМО. 1960. Т. 89, вып. 3. С. 307.
126. Arai S. // Geosci. Rep. Shizuoka Univ. 1978. N 3. P. 9
127. Rost F. // Fortschr. Miner. 1961. Vol. 39, N 1. P. 112.
128. Кваша Л. Г. // Метеоритика. 1948. Т. 4. С. 83.
129. Мальшева Т. В. // Эффект Мессбауэра в геохимии и космохимии. М.: Наука, 1975. С. 102
130. Capedri S., Garuti G., Rossi A. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1978. Bd. 132. N. 3. S. 242.
131. Lehman E. // Geol. Mag. 1965. Vol. 102. N 1. P. 24.
132. Ferry J. M. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 68, N 2. P. 125.
133. Refaat A. M., Abdallah Z. M. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1979. Bd. 136, N. 3. S. 262.
134. Chayes F. // J. Geol. 1955. Vol. 63, N 1. P. 75.
135. Dodge F. C. W. // Miner. Mag. 1973. Vol. 39, N 301. P. 58.
136. Eggleton R. A., Banfield J. F. // Amer. Miner. 1985. Vol. 70, N 9/10. P. 902.
137. Bondi M., Mor'en L., Rossi P. L. // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1976. Bd. 23, N. 1. S. 39.
138. Bondi M., Morten L. // Period. miner. 1980. Vol. 49. P. 203.
139. Костылева-Лабунцова Е. Е., Боруцкий Б. Е., Соколова М. Н., Шлюкова З. В., Дорфман М. Д., Дудкин О. Б., Козырева Л. В. // Минералогия Хибинского массива. М.: Наука, 1978. Т. 2. С. 114.
140. Дук Г. Г. // Процессы глубинного петрогенезиса и минералогии в докембрии СССР. Л.: Наука, 1979. С. 130.
141. Коссовская А. Г., Дриц В. А. // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 60.
142. Rao T. R. // Lithos. 1977. Vol. 10, N 2. P. 103.

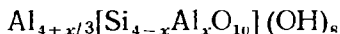
143. *Макрыгина В. А.* // XI Съезд Междунар. минерал. ассоциации. Новосибирск: ИГиГ 1978. Т. 1. С. 11.
144. *Nieto Garcia F., Rcdriquez Gallego M.* // Rend. Soc. ital. miner. petrol. 1982—1983 Vol. 38, fasc. 3. P. 1437.
145. *Chinner G. A.* // J. Petrol. 1960. Vol. 1, N 2. P. 213.
146. *Bogot B.* // Bull. Amer. Mus. Natur.-Hist. 1962. Vol. 123, art. 4. P. 223.
147. *Богатырева Н. А.* // Сб. музея землеведения МГУ. 1977. Вып. 12. С. 49.
148. *Котов Н. В.* // ДАН СССР. 1975. Т. 222, № 3. С. 701.
149. *Lion J., Kuniyoshi S., Ito K.* // Amer. J. Sci. 1974. Vol. 274, N 6. P. 613.
150. *Кориковский С. П., Боронихин В. А.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 4. С. 17
151. *Пинаева Н. И.* // Петрография докембрия Русской платформы. Киев: Наук. думка 1970. С. 228.
152. *Demange M.* // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1976. Vol. 99, N 6. P. 379.
153. *Hinrichsen Th., Zafari D.* // Neues Jb. Mineral. Abh. 1977. Bd. 130, H. 1/2. S. 33.
154. *Atherton M. P.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1968. Vol. 18, N 4. P. 347.
155. *Rutstein M. S.* // Amer. Miner. 1979. Vol. 64, N 1/2. P. 151.
156. *Kaminen D. C.* // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1976. H. 4. S. 174.
157. *McNamara M. J.* // J. Petrol. 1966. Vol. 7, N 3. P. 404.
158. *Vrana S., Barr M. W. C.* // Miner. Mag. 1972. Vol. 38, N 299. P. 837.
159. *Удовкина Н. Г., Муравицкая Г. Н., Лапутина И. П.* // ДАН СССР. 1977. Т. 237. № 5. P. 1183; Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 7. С. 55.
160. *Lion J. G., Chen P.-Y.* // Lithos. 1978. Vol. 11, N 3. P. 175.
161. *Белевцев Р. Я.* // Проблемы метаморфической зональности докембрия. Киев: Наук думка, 1975. С. 84.
162. *Глаголев А. А., Боронихин В. А.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 10. С. 57.
163. *Seitsaari J.* // Bull. Comm. geol. Finl. 1954. N 166. P. 75.
164. *Глебовицкий В. А., Бушмин С. А.* // Процессы глубинного петрогенезиса и минерогенни в докембрии СССР. Л.: Наука, 1979. С. 175.
165. *Verma P. K.* // Miner. Mag. 1979. Vol. 43, N 326. P. 201.
166. *Неева А. М. Р.* // Материалы XI Съезда ММА, Новосибирск, 1978, 4—10 сент. М.: Наука, 1981. С. 168.
167. *Широких И. Н.* // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1978. Вып. 404. С. 137.
168. *Hutcheon I.* // Amer. J. Sci. 1979. Vol. 279, N 6. P. 643.
169. *Коренбаум С. А.* // Междунар. геохим. конгр.: Тез. докл. М.: ВИНТИ. 1971 Т. 1. С. 348.
170. *Мхитарян Р. Г., Налбандян Э. М.* // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1974. Т. 27, № 3. С. 86.
171. *Новицкий В. Я.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 6. С. 75.
172. *Берг Л. Я., Чесноков В. И.* // Тр. Свердл. горн. ин-та. 1975. Вып. 112. С. 66.
173. *Пожарицкая Л. К.* // Изв. вузов. Геология и разведка. 1958. № 4. С. 100.
174. *Смирнов С. С.* // Зап. Ленингр. горн. ин-та. 1948. Т. 17/18. С. 3.
175. *Некрасов И. Я., Покровский В. К.* // Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука. 1973. С. 178.
176. *Флеров Б. Л.* // Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск: Наука, 1974. С. 64.
177. *Кизаи И. Н.* // Лифудзинское оловорудное месторождение. М.: Наука, 1966. С. 68.
178. *Борщевский Ю. А., Доломанова Е. И., Лисовская О. Ю., Медведовская Н. И., Рождественская И. В.* // Новые данные о минералах СССР. М.: Наука. 1979. Вып. 28. С. 34.
179. *Вальшихина Е. П., Доломанова Е. И., Подольский А. М., Панова М. А.* // Изв. вузов. Геология и разведка. 1975. № 2. С. 57.
180. *Октоев Д. О.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 4. С. 42.
181. *Рушинова О. В., Рушинов В. Л., Тронева Н. В.* // Метасоматизм, минералогия и во просы генезиса золотых и серебряных месторождений в вулканических толщах. М.: Наука, 1986. С. 3.
182. *Cathelineau M., Nieva D.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1985. Vol. 91, N 3. P. 235.
183. *McDowell S. D., Elders W. A.* // Ibid. 1980. Vol. 74, N 3. P. 293.
184. *Коссовская А. Г., Дриц В. А., Соколова Т. Н.* // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1971. Вып. 221. С. 35.
185. *Füchtbauer H., Goldschmidt H.* // Beitr. Miner. und Petrogr. 1959. Bd. 6, H. 5. S. 320; Proc. Intern. clay. conf. Stockholm, 1963. Vol. 1. P. 99.
186. *Розен О. М.* // ДАН СССР. 1976. Т. 228, № 3. С. 689.
187. *Шутов В. Д., Коссовская А. Г.* // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1972. Вып. 238. С. 3.
188. *Hurst A.* // Clay Miner. 1985. Vol. 20, N 1. P. 69.
189. *Hayes J. B.* // Clays and Clay Miner. 1970. Vol. 18, N 5. P. 285.
190. *Leone M., Alaimo R., Calderone S.* // J. Sediment. Petrol. 1975. Vol. 45, N 3. P. 618.
191. *Шутов В. Д.* // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1975. Вып. 278. С. 3.
192. *Котельников Д. Д., Борисовский С. Е., Солодкова Н. А.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 6. С. 121.
193. *Солодкова Н. А., Звягин Б. Б., Котельников Д. Д., Врублевская З. В., Жухлистов А. П., Сидоренко О. В.* // Изв. вузов. Геология и разведка. 1975. № 8. С. 39.

194. Siever R., Kastner M. // J. Sediment. Petrol. 1972. Vol. 42, N 2. P. 350.
195. Муравьев В. И., Сальни А. Л. // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1971. Вып. 221. С. 121.
196. Grossman R. H., Liebling R. S., Scherp H. S. // J. Sediment. Petrol. 1979. Vol. 49, N 2. P. 611.
197. Карпова Г. В. // Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Недра, 1972. С. 47.
198. Белокрыс Л. С., Макаров В. Н. // Литология и полез. ископаемые. 1966. № 6. С. 101
199. Weaver C. E. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1953. Vol. 64, N 8. P. 921.
200. Макаров В. Н., Белокрыс Л. С. Литология и полез. ископаемые. 1969. № 5. С. 93.
201. Velde B. // Develop. Sedimentol. 1977. Vol. 21. P. 218.
202. Griffin J. J., Windom H., Goldberg E. D. // Deep-Sea Res. 1968. Vol. 15, N 4. P. 433.
203. Berry R. W., Johns W. D. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1966. Vol. 77, N 2. P. 183.
204. Aoki S., Oinuma K., Sudo T. // Deep-Sea Res. 1974. Vol. 21, N 4. P. 299.
205. Зинчук Н. Н., Харькин А. Д. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. № 8 С. 25.
206. Johns W. D. // Fortsch. Geol. Rheinland Westfalen. 1963. Bd. 10. S. 215.
207. Schwertmann U. // Ztschr. Pflanz., Düng., Bodenk. 1976. H. 1. S. 27.
208. Lowland P. J., Bullock P. // Clay Miner. 1975. Vol. 10, N 6. P. 451.
209. Витовская И. В. ДАН СССР. 1973. Т 209, № 3. С. 687
210. Раев В. Г., Подлипаева Н. И. // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1982. № 3. С. 40.
211. Крамер Дж. Р. // Тр. XXIII Междунар. геол. конгр. М.: Мир, 1971. С. 223.
212. Ермолаев М. И. // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1966. Вып. 7. С. 37.
213. Трубин А. И., Ковалевская И. С. // Рентгенография минерального сырья и строение минералов. М.: ВИМС, 1981. С. 136.
214. Roy D. M., Roy R. // Amer. Miner. 1955. Vol. 40, N 3/4. P. 147.
215. Gillery F. H. // Ibid. 1959. Vol. 44, N 1/2. P. 143.
216. Yoder H. S. // Amer. J. Sci. 1952. Bowen vol., pt 2. P. 569; Рус. пер. в кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М.: Изд-во иностр. лит., 1954. С. 252.
217. Fawcett J. J., Yoder H. S. // Amer. Miner. 1966 Vol. 51, N 3/4. P. 353.
218. Staudigel H., Schreyer W. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1977. Vol. 61, N 2. P. 187.
219. Nelson B. W., Roy R. // Amer. Miner. 1958. Vol. 43, N 7/8. P. 707. Рус. пер. в кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. С. 307.
220. Chernosky J. V. // Amer. Miner. 1974. Vol. 59, N 5/6. P. 497.
221. Fawcett J. J. // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1963. Vol. 62. P. 140; 1964. Vol. 63. P. 136; Рус. пер. в кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1969. С. 112.
222. Schreyer W., Seifert F. // Amer. J. Sci. 1969 Vol. 267, N 3. P. 371.
223. Hellner E., Heinrichsen Th., Seifert F. // Controls of metamorphism. Edinburgh; L.: Oliver and Boyd. 1965. P. 155; Рус. пер. в кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 161.
224. Котельников Д. Д., Солодкова Н. А. // Рентгенография минерального сырья. М.: ВИМС, 1977. С. 162.
225. James R. S., Turnock A. C., Fawcett J. J. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1976. Vol. 56, N 1. P. 1.
226. Федькин В. В. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 6. С. 88.
227. Соколова М. Ф. // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 154.
228. Besson H., Caillere S., Henin S. // C. r. Acad. sci. D. 1968 Vol. 267, N 23. P. 1913.
229. Fleming P. D., Fawcett J. J. // Amer. Miner. 1976. Vol. 61, N 11/12. P. 1175.
230. Chernosky J. V. // Ibid. 1978. Vol. 63, N 1/2. P. 73.
231. Velde B. // Miner. Mag. 1973. Vol. 39, N 303. P. 297.
232. Schreyer W. // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1966—1967. Vol. 66. P. 380.
233. Bird G. W., Fawcett J. J. // J. Petrol. 1973. Vol. 14, N 3. P. 415.
234. Hirschberg A., Winkler G. F. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1968. Vol. 18, N 1. P. 17.
235. Schreyer W., Yoder H. S. // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1960—1961. Vol. 60. P. 147.
236. Schreyer W., Yoder H. S. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1964. Bd. 101, H. 3. S. 271.
237. Hsu L. C. // J. Petrol. 1968. Vol. 9, N 1. P. 40.
238. Перчук Л. Л. // Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. С. 205.
239. Andrew R. W., Jackson M. L., Wada K. // Soil. Sci. Soc. Amer. Proc. 1960. Vol. 24, N 5. P. 422.
240. Dixon J. B., Jackson M. L. // Clays and Clay Miner. 1960. Vol. 8. P. 274.
241. Akizuki M. // Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 3. 1968. Vol. 10, N 2. P. 229.
242. Tschermak G. S.-Ber. Akad. Wiss. Math-naturwiss. Kl. Abt. 1. 1890. Bd. 99. S. 174; 1891. Bd. 100. S. 29.
243. Clark F. W. // US Geol. Surv. Bull. 1893. N 113. P. 12; 1914. N 588. P. 5.
244. Dalmer K. // Neues Jb. Mineral. 1898. Bd. 1 S. 165; Zentr.-Bl. Miner. 1901. S. 627.
245. Gossner B. // Zentr.-Bl. Miner. 1924. S. 97, 129, 257.
246. OrceI J. // C. r. Acad. sci. D. 1926. Vol. 183. P. 363; Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1927. Vol. 50, N 3/6. P. 75.
247. Vavrinecz G. // Földt. közl. 1936. Köt. 66, füz. 10 12. Old. 242; 1937. Köt. 67, füz. 1/3. Old. 46.

248. *Hallimond A. F., Bannister F. A., Harvey C. O.* // *Miner. Mag.* 1939. Vol. 25, N 167 P. 441.
249. *Иванова В. П.* // Тр. ИГН АН СССР. 1949. Вып. 120, № 35. С. 56.
250. *Winchell A. N.* // *Amer. Miner.* 1928. Vol. 13, N 5. P. 161; 1936. Vol. 21, N 10. P. 642
251. *Orcel J., Caillere S., Henin S.* // *Miner. Mag.* 1950. Vol. 29. N 211. P. 329.
252. *Phillips W. R.* // *Ibid.* 1964. Vol. 33, N 267. P. 1114.
253. *Sudo T.* // *Mineralogical study on clay of Japan.* Tokyo, 1959. P. 84.
254. *Hayashi H., Oinuma K.* // *Clay Sci.* 1964. Vol. 2, N 1. P. 22.
255. *Melca K.* // *Věstn. Jstréd. úst. geol.* 1965. Sv. 40, N 1. S. 23.
256. *Eggleston R. A., Bailey S. W.* // *Amer. Miner.* 1967. Vol. 52, N 5 6. P. 673.
257. *Bailey S. W.* // *Ibid.* 1980. Vol. 65, N 1 2. P. 1.
258. *Bayliss P.* // *Canad. Miner.* 1975. Vol. 13, pt 2. P. 178.

ДИОКТАЭДРИЧЕСКИЕ ХЛОРИТЫ

Донбассит Donbassite



Назван по месту нахождения в Донбассе [1].

Синоп. Впервые был описан под названием α -хлоритит — α -chloritite — из Нагольного кряжа в Донбассе [2]. Вавринец [3] отнес его к группе хлоритов и дал название «нагольнит» — pagolnite. В 1940 г. Лазаренко [1] изучил новые находки этого минерала из Нагольного кряжа и предложил называть его донбасситом. В 1961—1962 гг. этот же минерал был описан как судоит [4—6], однако позже последнее название было закреплено за дитриоктаэдрическим хлоритом [7]; обозначался также как Al-хлорит — Al-chlorite и диоктаэдрический хлорит — dioctahedral chlorite [4, 8]; сулунит — sulunite [9], вероятно, смесь донбассита и диоктаэдрической слюды [10].

Характ. выдел. Листовато-лучистые, чешуйчатые, пластинчатые, радиально-листоватые агрегаты с чешуйками величиной до нескольких миллиметров, иногда с гексагональными очертаниями; прожилки, округлые включения, примазки на плоскостях скольжения; иногда спутанно-волокнистые выделения, мельчайшие кристаллики вдоль плоскостей спайности в смешанослойных минералах; криптокристаллический в осадочных породах.

Структ. и морф. крист. Структура хлоритовая с диоктаэдрическими слоями 2 : 1 и диоктаэдрическими межслоевыми сетками. Идеализированная формула донбассита, как у каолинита, оба минерала могут рассматриваться как полиморфные модификации $\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$. Однако в отличие от каолинита донбассит всегда содержит некоторое количество Li, Mg, K и Na и часто некоторый избыток Al_2O_3 , что стабилизирует структуру хлоритового типа. Большая часть образцов донбассита принадлежит к однопакетной полубеспорядочной модификации с $a_0 = 5,14\text{--}5,16$, $b_0 = 8,92\text{--}8,95$ (до 9,00 при содержании 3—4% MgO), $c_0 = 14,03\text{--}14,30$, $d_{060} = 1,49\text{--}1,50$ Å [4, 5, 8, 11—16]. Изучены две упорядоченные модификации: однопакетная на примере донбассита с Новой Земли с пр. гр. C2, $a_0 = 5,174$, $b_0 = 8,956$, $c_0 = 14,26$ Å, $\beta = 97^\circ 50'$ [17] и двухпакетная из Донбасса с $a_0 = 5,16$, $b_0 = 8,94$, $c_0 = 28,30$, $\beta = 93^\circ 50'$ [18]. Обе модификации построены из пакетов типа 1a (σ' по Звягину). В однопакетной упорядоченной модификации тетраэдрические сетки, примыкающие к одной и той же межслоевой сетке, в нормальной проекции совпадают. Угол дитригонального разворота тетраэдров больше, чем у триоктаэдрических хлоритов ($13^\circ 40'$), треугольные основания тетраэдров несколько наклонены к плоскости (001), благодаря чему атомы кислорода оснований тетраэдров частично сближены с октаэдрическими катионами слоя 2 : 1, частично с группами OH^- прилегающей межслоевой сетки. Из трех независимых расстояний O—OH ($3,11$; $2,78$ и $2,68$ Å) последние два очень короткие и соответствуют относительно сильным водородным связям, стабилизирующим структуру. Тетраэдры двух сортов: T(1), заполненные Si, несколько вытянуты вдоль оси c^* ($h = 2,25$ Å, на $0,09$ Å больше, чем в правильных тетраэдрах). Атомы Si приближены к основаниям тетраэдров, Si—O_{баз} = $1,60$ Å, Si—O_{верш} = $1,68$ Å. В T(2) сосредоточен весь Al^{IV}; (Si, Al)-тетраэдры сплюснены, катионы смещены к вершинам, Si—O_{баз} = $1,69$; Si—O_{верш} = $1,62$ Å. Октаэдры слоя 2 : 1 сжаты вдоль оси c , поделенные ребра каждой пары октаэдров существенно короче неподделенных

Средние расстояния Al—O в заселенных октаэдрах 1,934 и 1,910 Å, среднее расстояние от центра пустого октаэдра до его вершины 2,28 Å. Октаэдры межслоевой сетки также имеют более короткие поделенные ребра, их высота (1,98 Å) меньше высоты октаэдров слоев 2 : 1 (2,11 Å). Межслоевые сетки не полностью диоктаэдрические, пары Al-октаэдров упорядоченно чередуются с октаэдрами, частично заселенными катионами и несущими избыток положительных зарядов. Эти октаэдры располагаются точно над Al-содержащими тетраэдрами, чем обеспечивается локальная компенсация зарядов [17, 19].

В двухпакетном донбассите из Донбасса пакеты развернуты относительно друг друга в плоскости (001) на 120° и смещены попеременно на $\pm b_0/3$ вдоль оси b [18]. Для образца из осадочных пород, переходного к дитриоктаэдрическим хлоритам, указывалась модификация $11b$ ($\beta=97^\circ$) [14]. Диоктаэдрический двухпакетный хлорит с $d_{001} = 28,5$ Å найден также в эпигенетических жилках. секущих дислоцированных пород угленосной толщи Карагандинского бассейна. В структуре этого хлорита закономерно чередуются совершенные и «дефектные» межслоевые сетки; дефектность последних состоит в частичной обводненности, уменьшении числа ионов Al и образовании островковой структуры. При этом степень дефектности межслоевых сеток не одинакова во всех пакетах, что на рентгенограммах выражается наличием интенсивного фона, распространяющегося в сторону малых углов. Слои 2 : 1 асимметричны, и структура в целом может рассматриваться как переходная от донбасситовой к тосудитовой [20—22].

Дефектная структура установлена также для образцов из Печорского Приуралья. Наряду с дефектами межслоевых сеток в этой структуре появляется дефектность слоев 2 : 1, выражающаяся в прерывистом, «островковом» строении тетраэдрических сеток. На дифрактограмме дефект такого типа отражается в заметном уменьшении интенсивности рефлекса d_{002} . Благодаря дефектности структуры дифракционная картина проявляет особенности, характерные для смешанослойных образований; после нагревания до 550 d_{001} сокращается от 14,3 до 12,3 Å [15, 22].

Кристаллы в виде пластинок с гексагональными очертаниями. Под электронным микроскопом отчетливо видны слои роста с многочисленными ступенями и входящими углами [23].

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, спайные листочки гибки, но не упруги. Фигура удара на (001), как у слюд [24]. Тв. 2—2½. Уд. в. 2,628—2,638, указывался также 2,73 [25]. Цв. белый, серый, розоватый, иногда светло-зеленый, переходящий в белый на воздухе. Отдельные чешуйки бесцветны. Бл. матовый, жирный, реже перламутровый. В ИК-спектре — интенсивные полосы 540, 525 и 475 см^{-1} , характерные для диоктаэдрических слоистых силикатов, менее интенсивные 810 и 740 см^{-1} , по-видимому, связанные с Al в тетраэдрической координации, и сильная полоса валентных колебаний Si—O 1020 см^{-1} с плечом 1065 см^{-1} и слабым изгибом около 960 см^{-1} . В области валентных колебаний (OH) — широкая полоса 3340 см^{-1} и группа более узких сливающихся полос 3640, 3600, 3585, 3550 и 3500 см^{-1} (данные Е. В. Власовой).

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветный, изредка обнаруживается слабый плеохроизм. В упорядоченных модификациях донбассита из Донбасса и с Новой Земли пл. опт. осей || (010), $Ng \perp$ (001), иногда Ng отклоняется на 6 — 8° , удлинение (—). Двусный (+). $n_g = 1,573$ — $1,596$, $n_p = 1,566$ — $1,582$, $n_p = 1,560$ — $1,578$, $n_g - n_p = 0,013$ — $0,018$, $2V' = 48$ — 55 . Отмечалась дисперсия, $r > v$ [1]. Менее упорядоченные, возможно, дефектные донбасситы оптически отрицательные, с малым $2V'$, положительным удлинением и низким двупреломлением, $n_g = 1,572$ — $1,580$, $n_p = 1,568$ — $1,574$, $n_g - n_p$ до 0,006 [4, 11, 12].

Хим. Теор. состав для идеализированной формулы $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_6$: Al_2O_3 — 39,49; SiO_2 — 46,55; H_2O — 13,96. В анализах Al_2O_3 — в пределах 30—50%, SiO_2 — 30—45%, H_2O — 11—15%. Для изученных образцов характерно содержание некоторого количества щелочных металлов и магнезия. Li_2O — до 1,08%; возможно, имеется постепенный переход к кукеитам [1, 13, 23, 24, 26, 27]. MgO в гидротермальных донбасситах обычно не превышает

0,7%, часто отсутствует, но в образцах из осадочных пород — до 3—4%; возможно, имеются постепенные переходы к магнезиально-алюминиевым дитриоктаэдрическим хлоритам. $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ — не более 5%. CaO содержится почти во всех образцах (до 2%), предположительно входит в позиции между слюдopodobными слоями и межслоевыми сетками. Na_2O — до 1%, K_2O — 0,2—4% (примесь слюд?). Часто наблюдается повышенное содержание H_2O^- .

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|-------------------------|-------|--------|--------|---------|---------------------|----------------------|---------------------|---------|
| Li_2O | — | 0,14 | сл. | 0,76 | — | — | — | 0,55 |
| Na_2O } | 1,98 | 1,08 | 1,30 | 0,15 | — | 0,05 | — | — |
| K_2O } | — | — | — | 0,25 | 3,95 | 3,3 | — | — |
| MgO | сл. | 1,58 | 1,75 | 0,67 | He обн. | 0,65 | сл. | 1,08 |
| CaO | 0,61 | 1,82 | 2,03 | 0,45 | — | 1,55 | 1,6 | — |
| FeO | — | — | — | 0,07 | сл. | He обн. | 0,3 | 1,15 |
| Al_2O_3 | 48,16 | 46,03 | 45,02 | 47,35 | 35,33 | 33,4 | 52,0 | 43,90 |
| Fe_2O_3 | — | 0,55 | 1,38 | 0,52 | 3,34 | 1,4 | 0,5 | 0,45 |
| SiO_2 | 35,12 | 34,65 | 33,64 | 35,36 | 45,93 | 45,9 | 29,5 | 37,74 |
| TiO_2 | — | — | — | 0,14 | — | 0,07 | 1,2 | — |
| H_2O | 14,01 | 13,96 | 15,20 | — | 11,00 ^{2*} | — | 13,9 | 14,22 |
| П. п. | — | — | — | 14,28 | — | 13,4 | — | — |
| Сумма | 99,88 | 99,81 | 100,32 | 100,20* | (99,55) | 100,05 ^{3*} | 100,0 ^{4*} | (99,09) |
| Уд. в. | 2,63 | 2,628 | — | 2,638 | — | — | 2,63 | — |
| n_g | — | 1,581 | 1,585 | 1,596 | 1,580 | 1,572 | — | 1,596 |
| n_m | — | 1,569 | 1,577 | 1,582 | 1,580 | 1,572 | 1,587 | — |
| n_p | — | 1,563 | 1,571 | 1,578 | 1,574 | 1,568 | — | 1,579 |
| $2V^\circ$ | — | +52 | 51 | +55 | —(Мал) | —(Мал) | — | +36 |
| a_0 (Å) | — | 5,16 | — | 5,174 | 5,14 | 5,16 | — | 5,15 |
| b_0 | — | 8,94 | — | 8,956 | 8,95 | 8,94 | — | 8,93 |
| c_0 | — | 28,30 | — | 14,26 | 14,22 | $d_{001} = 14,14$ | $d_{001} = 14,2$ | 14,20 |
| β | — | 93°50' | — | 97°50' | — | — | — | 97°12' |

* В том числе $\text{F} = 0,20$. ² $[\text{H}_2\text{O}^+ = 5,7$ $\text{H}_2\text{O}^- = 2,7$. ³ В том числе $\text{MnO} = 0,05$, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,28$.

⁴ В том числе $\text{P}_2\text{O}_5 = 1,0$.

Пересчет анализов на 14 атомов O

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|-------------------------|------|------|------|------|-----------------|-----------------|------|------|
| Si | 3,12 | 3,09 | 3,05 | 3,12 | 4,00 | 4,08 | 2,66 | 3,36 |
| Al^{IV} | 0,88 | 0,91 | 0,95 | 0,88 | He ⁺ | He ⁺ | 1,34 | 0,64 |
| Al^{VI} | 4,16 | 3,93 | 3,86 | 4,05 | 3,63 | 3,50 | 4,19 | 3,96 |
| Fe^{3+} | — | 0,04 | 0,09 | 0,03 | 0,22 | 0,09 | 0,03 | 0,03 |
| Ti | — | — | — | 0,01 | — | 0,01 | 0,08 | — |
| Mg | — | 0,21 | 0,24 | 0,09 | — | 0,09 | — | 0,14 |
| Fe^{2+} | — | — | — | 0,01 | — | — | 0,02 | 0,09 |
| Mn | — | — | — | 0,01 | — | — | — | — |
| Li | — | 0,05 | — | 0,27 | — | — | — | 0,20 |
| Ca | 0,06 | 0,17 | 0,20 | 0,04 | — | 0,15 | 0,15 | — |
| Na } | 0,27 | 0,18 | 0,23 | 0,03 | — | 0,01 | — | — |
| K } | — | — | — | 0,03 | 0,43 | 0,37 | — | — |

1 — светло-зеленый, следящий на воздухе, из гнезд и прожилков в кварц-анкеритовой жиле, Нагельный кряж (Донбасс), анал. Самойлов [2]; 2 — жемчужно-белый, из Ж,равки (Донбасс), анал. Штурм [1, 25]; 3 — жел. чужно-белый, из шахты Утренняя, Нагельный кряж (Донбасс), анал. Лазаренко [1, 5]; 4 — бесцветный, из кварц-кальцитовых жил (Новая Земля), анал. не указан [24]; 5 — белый, линзовидные включения в гидротермально-измененном кварцево-порфирном туфе из Кессельберга, Шварцвальд (ФРГ), с примесью гидромусковита и кварца, анал. не указан, в оригинале сумма 99,75 [4, 3]; 6 — из песчаников, рассеченных баритовыми жилами, образовался по каолиниту или полевоому шпату, содержит примесь кварца и мусковита, район Кернберга, Гессен (ФРГ), анал. не указан [11]; 7 — из бокситов области Сан-Поль-де-Фенуйе в Пиренеях, крипнокристаллический с примесью апатита (2,2%) и TiO_2 (1,2%), анал. не указан [8, 16]; 8 — из гидротермально-измененной зоны в ассоциации с парагонит-монтмориллонитом (Донбасс), анал. Сафро, в оригинале сумма 99,29 [28].

Диagn. исп. В HCl (1, 6 и 12N), H₂SO₄, HNO₃ и в 1N NaOH не растворяется [1, 13, 29]. П. п. тр. белеет, но не плавится, расщепляется на отдельные листочки [1]. После насыщения глицерином и этиленгликолем межатомные расстояния не изменяются. В отличие от вермикулита не изменяет межплоскостных расстояний после кипячения в 20%-ном растворе лимоннокислого Na и затем 1N растворе KOH [30].

Повед. при нагр. На кривых ДТА фиксируется интенсивный эндотермический эффект с максимумом от 530 до 600°; для донбассита из Никитовки (с 1,08% Li₂O) характерен раздвоенный эффект с максимумами 570 и 680° (как для некоторых кукуентов) [23]. Иногда проявляется слабый эндотермический эффект при 850—880° [1, 24, 25]. Максимум экзотермического эффекта варьирует в пределах от 840 до 970. При нагревании до 500° на рентгенограммах исчезают рефлексы (002) и (003), увеличивается интенсивность рефлекса d_{001} , ее максимальная величина достигается при 550° [11, 12]. При 600—700° показатель преломления снижается до 1,518 [1, 25]. При частичной дефектности межслоевых сеток после обезвоживания d_{001} постепенно уменьшается до 12,2—12,6 Å, при 800 — до 11,1—11,5 Å [11, 12, 14, 15, 30]. В высокотемпературных продуктах разложения обнаружены муллит, шпинель и кристобалит [11, 31]. По Розиновой и Дубику [28], высокотемпературным продуктом разложения является только муллит, остальные фазы появляются за счет примесей.

Нахожд. Донбассит встречается в гидротермальных кварц-карбонатных жилах, несущих ртутное, медно-баритовое, свинцово-цинковое или станнин-касситеритовое оруденение, и в аргиллитизированных породах. Более редок в осадочных породах в качестве аутигенного минерала и в почвах.

В Никитовском рудном поле (УССР) донбассит образовался по диккиту в кварцевых жилах с ртутным оруденением [23], а в околорудно-измененных песчаниках — с кварцем, карбонатами и арсенипитом, наблюдалось замещение донбасситом гидрослюдь [26]. Прожилки донбассита с киноварью и примазки на зеркалах скольжения установлены в прослоях глинистых сланцев среди угольных пластов Должано-Садкинской котловины в Центральном Донбассе [32]. В Нагольном кряже (Донбасс) наблюдался в зальбандах свинцово-цинковых кварц-карбонатных жил и в виде гнезд и прожилков во вмещающих глинистых сланцах; в зонах смятия образует оторочки вокруг обломков глинистых сланцев [1, 2, 18, 25], отмечался также в виде твердых включений в кристаллах горного хрусталя [33]. В аналогичной обстановке встречен на Новой Земле [24]. В дислоцированных породах нижней части угленосной серии Карагандинского бассейна (КазССР) в тесной ассоциации с накритом и диккитом слагает эпигенетические жилки [20]. В области Кессельберг в Шварцвальде (ФРГ) образует округлые включения и линзы в гидротермально-измененных туфах в ассоциации с гидромусковитом, кварцем и гематитом [4, 5]. В песчаниках района Корнберга, Гессен (ФРГ), вблизи баритовых жил с медным оруденением донбассит замещает каолинит и полевой шпат [11]. В гидротермальных глинах неогенового стратовулкана Талагу (горы Апусени, Румыния) находится вместе с пирофиллитом, иллитом, кварцем, пиритом, алунином, тосудитом [34]. В кварц-станниновых жилах Камп-д'Атондо (Заир) встречен в жеодах с кварцем, мусковитом, касситеритом, станнином, топазом [12]. Отмечался в пегматитах Намиву в Мозамбике (по сподумену) [13] и в пегматитах ледника Скотт в Антарктиде (по андалузиту) [35].

В осадочных породах донбассит характеризуется дефектным строением межслоевых и тетраэдрических сеток и представляет собой образования, переходные к смешанослойным (см. «Тосудит»), например в красноцветных кварцевых песчаниках Прикаспийской впадины [14], в алеволитах Печорского Приуралья — в связи с ископаемыми почвами [15, 22, 30, 36]. в песчаниках и глинисто-мергелистых породах в Прохингене (ФРГ) [6], в глинистой фракции чергелей окрестностей Дрездена (ГДР) [37], в глинах из коры выветривания с бемитом и диаспором в шт. Кентукки (США) [38]. Известен в зеленовато-серых твердых бокситах области Сан-Поль-де-Фенуйе в Пиренейских горах в ассоциации с гидроокислами Al [8, 16].

Иногда образуется в верхних горизонтах почв, например, за счет хлорит-монтмориллонита более низких горизонтов в почвах Британской Колумбии (Канада), шт. Виргиния (США) [31, 39], и Новой Англии [40]; за счет слюды в некоторых почвах Новой Зеландии [41] и шт. Виктория в Австралии [42].

Искусств. Получен в системах $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ и $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ с небольшими добавками Na и K в интервале температур 450—640 при $P_{общ} = P_{H_2O} = 1$ кбар совместно с мусковитом (в присутствии K_2O) или с пирофиллитом (без K_2O), β -кристобалитом и гидральситом. Область термодинамической устойчивости не полностью соответствует области синтеза: верхняя температурная граница устойчивости в системе $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (в присутствии пирофиллита) проходит при 450—480. Это несоответствие обусловлено переменностью состава синтезированного Al-хлорита ($Al_{6,7-1,3}^{IV}$) и различной степенью совершенства его структуры (в ряде образцов интенсивность рефлекса d_{002} в области 7 \AA падает до 0 [43—47]). Получен также при обработке Na- и Al-насыщенного монтмориллонита раствором $AlCl_3 + NaOH$ при 220° (содержание Al равно 1500 мг·экв Al 100 г монтмориллонита. $NaOH/Al = 2,7$) [48].

Отл. От триоктаэдрических и дитриоктаэдрических хлоритов отличается наименьшим расстоянием $d_{000} = 1,49-1,50 \text{ \AA}$ и относительно высокой интенсивностью рефлекса d_{002} [49], также — большей устойчивостью в HCl [29, 50]. От каолинита — более высоким двупреломлением [1, 25] и образованием в случае гидротермальных условий при более высокой температуре [11].

Межплоскостные расстояния донбассита из Камп-д'Атондо [12]

SiK_{α} -излучение. Дифрактометр

| hkl | l | d (А) | $h'k'l'$ | l' | d (Å) | $h''k''l''$ | l'' | d (Å) |
|-------|-----|---------|----------|------|---------|-------------|-------|---------|
| 001 | 45 | 14,13 | | 30 | 2,554 | | 33 | 1,822 |
| 002 | 32 | 7,13 | | 15 | 2,503 | | 20 | 1,642 |
| 003 | 19 | 4,71 | 006 | 13 | 2,553 | | 9 | 1,541 |
| | 5 | 4,46 | | 8 | 2,235 | 06 | 15 | 1,495 |
| | 5 | 3,88 | 007 | 19 | 2,003 | | 12 | 1,418 |
| 004 | 47 | 3,517 | | 17 | 1,981 | | 6 | 1,383 |
| 005 | 12 | 2,838 | | 9 | 1,836 | | | |

Л и т е р а т у р а

1. Лазаренко Е. К. // ДАН СССР. 1940. Т. 28, № 6. С. 520.
2. Сапожков Я. В. // Материалы для геологии России. 1906. Т. 23. С. 204.
3. Vavrinec G. // Földt. közl. 1936. Köt. 66, füz. 10/12. Old. 242; 1937. Köt. 67, füz. 13. Old. 46.
4. Müller G. // Neues Jb. Mineral. Monatsh 1961. H. 5. S. 112.
5. Müller G. // Proc. Intern. clay conf. Stockholm; Oxford, 1963. Vol. 1. P. 121.
6. Engelhardt W. von, Müller G., Kromer H. // Naturwissenschaften. 1962. Bd. 49, H. 9. S. 205.
7. Brindley G. W., Pedro G. // Bull. Groupe franç. argiles. 1970. Vol. 22, N 1. P. 1.
8. Caillere S., Henin S., Pobeguïn T. // C. r. Acad. sci. D 1962. Vol. 254, N 9. P. 1657.
9. Нурков А. А. // Зап. ВМО. 1959. Т. 88, вып. 5. С. 571.
10. Сердюченко Д. П., Белов Н. В. // Там же. 1960. Т. 89, вып. 3. С. 367.
11. Müller G. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1967. Vol. 14, N 3. P. 176.
12. Oosterwyck-Gastuch M. C., Deliens M. // Bull. Groupe franç. argiles. 1968. Vol. 20, N 2. P. 187.
13. Figueiredo Gomes C. S. // Mem. e not. Univ. Coimbra. Mus. e lab. miner. geol. 1967. N 64. P. 32.
14. Шилин А. В., Карпов П. А., Соловьева Н. В., Степанова А. Ф. // Литология и полезные ископаемые. 1976. № 4. С. 136.
15. Сахаров Б. А., Хлыбов В. В. // Там же. 1972. № 1. С. 171.
16. Caillere S. // Bull. Groupe franç. argiles. N 5 1963. Vol. 23, N 8. P. 35.
17. Дриц В. А., Александрова В. А. // Минерал. сб. Львов, 1968. № 22, вып. 2. С. 162.
18. Дриц В. А., Лазаренко Е. К. // Там же. 1967. № 21, вып. 1. С. 40.
19. Александрова В. А., Дриц В. А., Соколова Г. В. // Кристаллография. 1972. Т. 17, вып. 3. С. 525.

20. Дриц В. А. // Физические методы исследования минералов осадочных пород. М.: Наука, 1966. С. 150.
21. Дриц В. А., Штотов В. Д. // Литология и полез. ископаемые. 1966. № 4. С. 130.
22. Дриц В. А., Сахаров Б. А. // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1976. Вып. 295. С. 1.
23. Горюхой А. Ф. // Минерал. сб. Львов, 1980. № 34, вып. 2. С. 86.
24. Лоскутов А. В. // К минералогии постмагматических процессов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1959. С. 190.
25. Лазаренко Е. К. // ДАН СССР. 1950. Т. 72, № 4. С. 771; Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1950. № 4. С. 95.
26. Кирикилица С. И., Тихоненкова Е. Г. // Минералогия рудных месторождений Украинны. Киев: Наук. думка, 1984. С. 64.
27. Мельников В. С., Жулид В. А. // Минерал. сб. Львов, 1973. № 27, вып. 4. С. 341.
28. Розина Е. Л., Дубик О. Ю. // Минерал. журн. 1983. Т. 5, № 3. С. 14.
29. Schultz L. G. // US Geol. Surv. Bull. 1963. N 1147-C. P. 11, 58.
30. Хлыбов В. В., Сахаров Б. А. // Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. 1971. Вып. 15. С. 100.
31. Brydon J. E., Clark J. S., Osborne V. // Canad. Miner. 1961. Vol. 6, pt 5. P. 595.
32. Дворников А. Г., Тихоненкова Е. Г. // ДАН СССР. 1974. Т. 214, № 6. С. 1391.
33. Калужный В. А., Щириця О. С. // Геол. журн. АН УССР. 1962. Т. 22. № 2. С. 29.
34. Iapovici V., Neacsu G., Neacsu V. // Rev. Roum. géol. géophys., géogr. Ser. géol. 1984. Vol. 28, N 1. P. 5.
35. Ahn J. H., Buseck P. R. // Miner. Mag 1988. Vol. 52, N 366. P. 396.
36. Чалышев В. И., Хлыбов В. В. // Континентальные красноватые отложения перми и триаса. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1975. С. 139.
37. Reuter G., Menning P. // Proc. First Intern conf. thermal analysis. Aberdeen, 1965. P. 232.
38. Keller W. D. // Clays and Clay Miner. 1964. Vol. 12. P. 129.
39. Rich C. I., Cook M. G. // Ibid. 1963. Vol. 10. P. 96.
40. Quigley R. M., Martin R. T. // Ibid. P. 107.
41. Churchman G. J. // Clay Miner. 1980. Vol. 15, N 1. P. 59.
42. Jones L. H. P., Milne A. A., Attwill P. M. // Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 1964. Vol. 28, N 1. P. 108.
43. Фонарев В. И., Берхин С. И. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 11. С. 115.
44. Жариков В. А., Иванов И. П., Фонарев В. И., Дюжикова Т. Н., Шмонов В. М. // Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. М.: Наука, 1969. Т. 2. С. 138.
45. Жариков В. А., Иванов И. П., Гусынин В. Ф. Минеральные равновесия в системе $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. М.: Наука, 1972. 160 с.
46. Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Томашенко А. Н. // Геохимия. 1973. № 8. С. 1153.
47. Koizumi M., Roy R. // Amer. Miner. 1959. Vol. 44, N 7/8. P. 788.
48. Poncelet G. M., Brindley G. W. // Ibid. 1967. Vol. 52, N 7/8. P. 1161.
49. Eggleston R. A., Bailey S. W. // Ibid. N 5/6. P. 673.
50. Hayashi H., Oinuma K. // Clay Sci. 1964. Vol. 2, N 1. P. 22.

ДИТРИОКТАЭДРИЧЕСКИЕ ХЛОРИТЫ

ГРУППА СУДОИТА

| | Сингония | a_0 | b_0 | c_0 | β | Уд. в. |
|--|----------|-------|-------|-------|---------|--------|
| Судоит $Mg_2Al_3[Si_3AlO_{10}](OH)_8$ | Монокл. | 5,23 | 9,08 | 14,28 | 97°21' | 2,68 |
| Кукент $LiAl_4[Si_3AlO_{10}](OH)_8$ | Монокл. | 5,15 | 8,92 | 14,20 | 97 45 | 2,65 |

Судоит Sudoite
 $Mg_2Al_3[Si_3AlO_{10}](OH)_8$

Назван по имени японского минералога Т. Судо [1].

Синон. Впервые дитриоктаэдрический хлорит получил особое название в работах Левинсон-Лессинга (1895), давшего ему наименование «псевдопирофиллит» — pseudopirophyllite — по сходству с пирофиллитом. Лазаренко в 1952 г. [2] этот минерал считал идентичным донбасситу. В 1967 г. после выявления отличия состава и структуры магнетильно-алюминиевого дитриоктаэдрического хлорита от донбассита Дрицем и Лазаренко [3] было предложено название «хлоритит» — chloritite. Одновременно Эгглестон и Бейли [4] предложили использовать для него название «судоит». Первоначально данное минералу, оказавшемуся идентичным донбасситу. Международная номенклатурная комиссия в 1969 г. вынесла решение закрепить за этим минералом название «судоит», так как именно Mg, Al-хлориты по Судо, входят в состав изученных им смешаностойных фаз [5]. Дон-

басситом следует называть только диоктаэдрические алюминиевые хлориты. В ряде работ судонит назван диоктаэдрическим хлоритом [6—10], Al-хлоритом или Mg, Al-хлоритом [11, 12].

Характ. выдел. Чешуйки изометричные, иногда с гексагональными очертаниями, также удлиненные пластинки до 4 мм, их радиально-лучистые и розеткоподобные агрегаты, червеобразные сростки, линзовидные и неправильные выделения мелкочешуйчатого и тонкочешуйчатого строения, слагает прожилки, гнезда, образует псевдоморфозы по пиррофиллиту.

Структ. и морф. крист. Основой структурных модификаций магнезиально-алюминиевых хлоритов являются пакеты типа *11b* [4, 7, 13—15], отмечался также тип *1a* [16]. $a_0 = 5,21—5,24$, $b_0 = 9,02—9,08$, $c_0 = 14,0—14,29$ Å (однопакетные модификации), $28,35—28,38$ Å (двухпакетные), $\beta = 97^\circ 02'—97^\circ 27'$ (однопакетные) и $93^\circ 40'—94^\circ 00'$ (двухпакетные), диагностический рефлекс $d_{060} = 1,500—1,513$ Å [7, 9, 10, 13, 16—19]. В отличие от триоктаэдрических хлоритов *11b* порошковая рентгенограмма характеризуется повышенной интенсивностью рефлексов 003, 020 и 060.

Однопакетный судонит из рудника Трэйси, шт. Мичиган (США), с типом пакетов *11b*, вероятно, представляет собой смесь двух политипов (пр. гр. *C2/m* и *C1*). Средние межатомные расстояния (Å): Т—О = 1,655; М(1)—О = 2,02; М(1)—ОН = 2,03; М(2)—О = 2,02; М(2)—ОН = 2,02; М(3)—ОН = 2,05; М(4)—ОН = 2,05. Между слоями О(2)—ОН(2) = 2,72; О(3)—ОН(3) = 2,80; О(3')—ОН(3) = 2,80. Средний угол О—Т—О = $109^\circ 24'$ (от $103^\circ 18'$ до $112^\circ 54'$) [4]. В судоните с двухпакетной структурой из Березовска (Урал) хлоритовые пакеты наложены так, что их собственные плоскости симметрии параллельны оси *a*, но смещены попеременно на $\pm b/3$. В межслоевых октаэдрических сетках из трех позиций две заняты Mg, одна — Al; М(1)—ОН = 2,075 Å ($Mg_{0,84}Al_{0,16}$), М(2)—ОН = 1,97 Å ($Mg_{0,27}Al_{0,73}$). Общие ребра М(1)- и М(2)-октаэдров короче (2,70 Å), чем общие ребра соседних М(1)-октаэдров (2,85 Å), анионы смещены из позиций правильной упаковки, базальные ОН не лежат в одной плоскости. Октаэдрическая сетка слоя 2 : 1 диоктаэдрическая, несколько растянута в плоскости (001), среднее расстояние Al—О = 1,96 Å. Тетраэдры двух типов: Т(1) занят Si и Al, Т(2) — только Si (расстояния Me—О соответственно равны 1,70 и 1,61 Å), их высота 2,36 и 2,23 Å, тетраэдры вытянуты вдоль оси *c*, что существенно отличает строение дитриоктаэдрических хлоритов от других. Угол дитригонального разворота равен 8° , базальные атомы кислорода не лежат в одной плоскости, но их расстояния до групп ОН межслоевых сеток близки: 2,73; 2,74 и 2,81 Å; это достигается когерентной гофрированностью поверхностей смежных слюдоподобных слоев и межслоевых сеток. Локальная компенсация зарядов и стабильность структуры обеспечиваются тем, что атомы Al^{IV} проецируются в центры Al-октаэдров межслоевой сетки [17]. Сходную структуру (пр. гр. *C2/c*) имеет судонит музейного образца (из неизвестного месторождения), в котором, кроме того, обнаружены пики электронной плотности между слюдоподобными слоями и межслоевыми сетками, связанные, вероятно, с присутствием в этих позициях атомов Са [10, 20]. Изучалась также структура судонита из рудников Ханаока и Козака (Япония) [19] и из Оттра (Бельгия) [14].

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, листочки гибки, но не упруги. Тв. 2—2½. Уд. в. 2,67—2,70. Бесцветный, белый, серовато-белый, светло-зеленый; сине-зеленая пятнистая окраска у Si-содержащего судонита из Сивагли (Якутия) [21]. Бл. перламутровый (на плоскостях спайности). В ИК-спектре имеются три области интенсивного поглощения; широкая наиболее интенсивная полоса $1100—900$ см⁻¹, одиночная полоса 690 см⁻¹ и группа из шести частично перекрывающихся полос: 552, 532, 472, 453, 405 и 355 см⁻¹. В области валентных колебаний ОН три полосы: 3600, 3520 и 3375 см⁻¹ [12, 13, 22, 23].

Мёссбауэровские спектры получены для судонита из месторождений типа куроко [24].

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветный. Медьсодержащий из Сивагли плеохроирует: по *Ng* — зелено-желтый, по *Np* — зелено-синий или густо-

синий, иногда с индигово-синими или ржаво-бурыми интерференционными окрасками [21]. Двуосный (+). $Ng \perp (001)$. Удлинение (—). $n_g = 1,582-1,601$, $n_m = 1,573-1,589$, $n_p = 1,569-1,583$, $n_g - n_p = 0,010-0,018$, $2V = 50-78^\circ$ [2, 10, 13, 18, 25]. Отмечалось волнистое угасание [18].

Хим. Теор. состав: $MgO - 15,02$; $Al_2O_3 - 37,98$; $SiO_2 - 33,58$; $H_2O - 13,42$. Содержания главных компонентов обычно близки к теоретическим: $MgO - 12-19$; $Al_2O_3 - 32-38$; $SiO_2 - 29-36$; $H_2O - 12-14\%$. MgO меньше указанного только в редких случаях, когда состав сдвигается в сторону донбасситов; примером может служить хлорит из гидротермально-измененной зоны месторождения Камикита, преф. Аомори [12]. Образцы с более высоким содержанием MgO (переходные к магнезиальным хлоритам) также сравнительно редки, они тонкодисперсны, плохо изучены и, вероятно, содержат посторонние примеси, например серовато-белый судоит из рудников Ханаока и Фурутобе, преф. Акита (Япония), слагающий измененные ореолы вокруг залежей гипса и аргиллизированные зоны в сульфидных рудах [26-29]. Mg значительно замещается на Fe^{2+} и Mn (FeO до 2,5%, MnO до 0,5%), Al — на Fe^{3+} (Fe_2O_3 до 7%). Часто содержит небольшое количество Na , K и Ca , которые, вероятно, могут входить в структуру в качестве дополнительных катионов, располагающихся в промежутках между слоями 2 : 1 и межслоевыми сетками. Na_2O до 0,6, K_2O до 0,5, CaO до 1,8%. Межслоевые сетки иногда частично гидратированы, содержание низкотемпературной воды достигает 2,2%. В образцах, переходных к тосудиту, например, из рудника Шинию, преф. Нагато (Япония), содержание H_2O^- достигает 4,32%, а содержание MgO снижается до 6,92% [30].

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|-----------|---------|----------|---------|-------|--------|-------|-------|-------|---------|
| Na_2O | 0,24 | — | 0,21 | 0,15 | <0,01 | 0,13 | — | 0,58 | Не обн. |
| K_2O | 0,46 | — | 0,10 | 0,29 | <0,001 | 0,29 | — | 0,04 | » |
| MgO | 8,63 | 12,08 | 11,98 | 13,12 | 14,07 | 16,54 | 14,25 | 18,86 | 13,62 |
| CaO | 1,13 | 1,49 * | Не обн. | Сл. | — | 0,55 | 0,26 | 1,80 | — |
| MnO | 0,05 | Не обн.! | » | » | 0,28 | 0,15 | — | — | 0,16 |
| FeO | 0,43 | 2,40 | 1,73 | » | 0,24 | 1,59 | 1,95 | 0,37 | 1,81 |
| Al_2O_3 | 34,87 | 37,95 | 36,56 | 37,43 | 35,69 | 35,81 | 37,49 | 31,86 | 35,38 |
| Fe_2O_3 | 5,01 | Сл. | 7,02 | 0,87 | 2,74 | 3,34 | 1,04 | 0,21 | 2,31 |
| SiO_2 | 35,63 | 33,71 | 29,13 | 33,10 | 33,00 | 28,06 | 31,17 | 33,83 | 32,70 |
| TiO_2 | Не обн. | Не обн. | 0,21 | 0,30 | — | 0,15 | — | 0,34 | — |
| H_2O^+ | 12,24 | 13,07 | 12,29 | 13,32 | 13,83 | 13,20 | 14,10 | 12,06 | 14,01 |
| H_2O^- | 1,91 | Не обн. | 0,85 | 2,11 | — | — | — | — | — |

| | | | | | | | | | |
|----------------|--------|----------|----------------------|--------|----------------------|-------|--------|-------|-------|
| Сумма | 100,60 | (100,70) | 100,65 ^{2*} | 100,69 | 100,03 ^{3*} | 99,81 | 100,26 | 99,95 | 99,99 |
| Уд. в. | — | 2,67 | — | — | 2,68 | — | 2,680 | — | 2,71 |
| n_g | — | 1,584 | 1,594 | — | 1,601 | 1,581 | 1,583 | 1,573 | 1,587 |
| n_m | — | 1,577 | — | — | 1,589 | — | 1,579 | — | 1,584 |
| n_p | — | 1,573 | — | — | 1,583 | 1,574 | 1,569 | 1,567 | 1,579 |
| (+) $2V^\circ$ | — | 68 | — | — | 71 | — | 78 | — | — |
| α_0 (Å) | — | 5,22 | — | — | 5,238 | — | 5,225 | — | 5,24 |
| b_0 | 9,05 | 9,05 | — | — | 9,080 | — | 9,058 | 9,06 | 9,07 |
| c_0 | — | 28,35 | — | — | 14,284 | — | 28,38 | — | 14,2 |
| β | — | 94°00' | — | — | 97°21' | — | 93°40' | — | 97° |
| d_{060} | 1,509 | 1,508 | — | 1,509 | 1,513 | 1,515 | 1,509 | 1,510 | 1,511 |

* После обработки HCl не выщелачивается. ^{2*} В том числе $Cu - 0,45$, $S - 0,05$, $SO_3 - 0,07$, CO_2 , NiO . Cr_2O_3 — не обн. ^{3*} В том числе $ZnO - 0,05$, $NiO - 0,09$, $Li_2O - 0,04$.

Пересчет анализов на 14 атомов O

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Si | 3,25 | 3,02 | 2,71 | 3,01 | 3,05 | 2,61 | 2,85 | 3,04 | 3,00 |
| Al ^{IV} | 0,75 | 0,98 | 1,29 | 0,99 | 0,95 | 1,39 | 1,15 | 0,96 | 1,00 |
| Al ^{VI} | 3,00 | 3,03 | 2,71 | 3,03 | 2,94 | 2,54 | 2,90 | 2,42 | 2,83 |
| Fe ³⁺ | 0,34 | — | 0,49 | 0,06 | 0,02 | 0,23 | 0,07 | 0,02 | 0,16 |
| Ti | — | — | 0,01 | 0,02 | — | 0,01 | — | 0,02 | — |
| Mg | 1,17 | 1,61 | 1,66 | 1,78 | 1,94 | 2,29 | 1,94 | 2,53 | 1,86 |
| Fe ²⁺ | 0,03 | 0,14 | 0,13 | — | 0,02 | 0,12 | 0,15 | 0,03 | 0,14 |
| Mn | — | — | — | — | 0,02 | 0,01 | — | — | 0,01 |
| Ca | 0,11 | 0,14 | — | — | 0,05 | 0,06 | 0,02 | 0,17 | — |
| Na | 0,04 | — | 0,04 | 0,03 | — | 0,02 | — | 0,10 | — |
| K | 0,05 | — | 0,01 | 0,03 | — | 0,03 | — | — | — |

1 — сероват-белый, из гидротермально-измененной зоны колчеданного месторождения Камикита, преф. Аомори (Япония), анал. не указан [12, 31]; 2 — светло-зеленый, из зальбидов кварц-хлоритовой жилки, месторождение неизвестно, анал. Евдокимова, спектрально обнаружены Cr, Ni (0,0п), V (0,00п), Cu (0,000п), в срингале сумма 100,80 [10, 20]; 3 — синие-зеленый, из прожилков в хлоритовых окислительных породах Сивагинского железорудного месторождения (Южная Якутия), анал. не указан [21]; 4 — из барит-пиритовой жилы, Нииза, преф. Акита (Япония), анал. не указан [22]; 5 — бледно-зеленый, из кварцевых жил окислительных Оттра, Арденны (Бельгия), анал. Спитже [13]; 6 — светло-зеленый, из серицит-кварцевых окислительных пород Урупского медно-колчеданного месторождения (Кавказ), анал. хим. лаборатория ИГЕМ АН СССР [32]; 7 — светло-зеленый, из ассоциации с пирофиллитом, Березовское месторождение (Урал), анал. Стукалова [2, 3]; 8 — из прожилков в гнездах в гидротермально-измененных алевролитах Орловского колчеданно-цинково-цинкового месторождения (Рудный Алтай), анал. Абрамова и Фролова [16], 9 — псевдоморфозы по пирофиллиту, Березовское месторождение (Урал), анал. не указан [15].

Диagn. исп. В 10% HCl не растворяется, но при длительной обработке интенсивность рефлексов на рентгенограмме иногда снижается, вследствие дефектности межслоевых сеток [33]. При насыщении этиленгликолем межплоскостные расстояния не изменяются.

Повед. при нагр. На кривых ДТА — два эндотермических эффекта: более интенсивный с максимумом от 600 до 660° и менее интенсивный при 800—840°. Последний непосредственно переходит в экзотермический эффект 910—920°, иногда с плечом при 960° [2, 10, 13, 16]. До 550° рентгенограмма не изменяется, за исключением образцов с дефектными межслоевыми сетками, в которых рефлекс d_{001} несколько сдвигается. При 600° d_{601} уменьшается до 13,4—13,7 Å, его интенсивность резко увеличивается, в то время как интенсивность d_{002} , d_{003} и d_{004} уменьшается, при этом показатель преломления возрастает до 1,612 [2, 8].

В интервале 825—900° вещество аморфизуется, затем кристаллизуются шпинель, α -кristобалит, сапфирин [10, 13].

Находж. Судонит возникает при низкотемпературной гидротермальной аргиллизации сланцев и хлоритизированных эффузивов при постепенном обеднении среды минералообразования щелочными и щелочноземельными элементами, железом, кремнием. Характерна ассоциация судонита с пирофиллитом, хлоритоидом и другими обогащенными алюминием минералами, а также с гематитом, что свидетельствует об окислительных условиях минералообразования. Нередко приурочен к рудным телам. Более интенсивное течение гидротермального процесса приводит к замещению судонитсодержащих ассоциаций каолиновыми минералами и диоктаэдрическим алюминиевым хлоритом — донбасситом.

Встречен в Днепровско-Донецкой впадине в зонах выщелачивания хлоритизированных базальтов и их туфов в ассоциации с серицитом, пирофиллитом, андалузитом, диаспором, рутилом, пиритом [25, 34, 35]. В Березовском месторождении на Урале образует псевдоморфозы по пирофиллиту [2, 3, 15]. В колчеданном месторождении имени XIX партсъезда на Южном Урале наиболее характерен для средней части линзы хлоритовых пород, подстилающих пирит-

халькопиритовое стратиформное рудное тело; находится в ассоциации с магnezиальным хлоритом, монтмориллонитом и смешанослойными минералами; образовался путем замещения продуктов подводного вулканизма [32]. На Кавказе отмечался в околорудных породах медноколчеданных месторождений: в Маднеульском — с магnezиально-железистым хлоритом, пиритом, гидрослюда-1М и гипсом, в Урупском — с пиритом и магnezиальным хлоритом в серицит-кварцевых метасоматитах [32]. В Дагестане находится в пустотах кварцевых жил среди окварцованных, карбонатизированных и серицитизированных пород в ассоциации с Na-ректором [36]; в Таджикистане встречается в зоне брекчирования хлоритизированных сланцев в одном из флюоритовых месторождений Гиссарского хребта в ассоциации с K-ректором [36] и в виде мельчайших включений в K-рекорите в месторождении Кули-Колон [37]. В Новозолотушинском и Орловском колчеданно-свинцово-цинковых месторождениях Рудного Алтая слагает прожилки, гнезда и линзы в гидротермально-измененных алевролитах в ассоциации с магnezиальным хлоритом, серицитом, кальцитом и ректоритом [16, 32]. В Сивагинском железорудном месторождении (Якутия) в хлоритизированных околорудных породах встречаются прожилки Si-содержащего сине-зеленого судоита [21]. В окрестностях Оттра в Арденнах (Бельгия) судоит вместе с Mn-хлоритоидом, пирофиллитом, андалузитом, Mn-вермикуллитом, диккитом, каолинитом, рутилом известен в кварцевых жилах, секущих сланцы, обогащенные Mn и Al [13, 14, 18], на Гарце (ГДР) — в составе судоит-кварц-карфолитовых прожилков в сланцах, сложенных хлоритом, пирофиллитом, Mn-хлоритоидом, мусковитом, парагонитом, кварцем, рутилом и гематитом [18]. В Кайзербахтале, Южный Пфальц (ФРГ), — в кровле гранодиоритов на границе с кварцевыми меланофирами в зоне рыхлых пород [9]. В Японии в свинцово-цинковых месторождениях типа куроко вместе с кварцем, серицитом, серицит-монтмориллонитом и другими смешанослойными минералами входит в состав пород аргиллизированных зон, образовавшихся по вулканогенным породам вокруг пиритовых и гипсовых залежей; возможно, связан постепенными переходами с магnezиальными и алюминиевыми хлоритами, например, в месторождениях Ниита и Фурутобе, преф. Акита, в месторождении Камикита, преф. Аомори, и др. [8, 11, 12, 19, 22, 26, 31]. В руднике Трэйси, плато Колорадо (США), встречается в гематитовых рудах [4, 7]. В Кобарго, Новый Южный Уэльс (Австралия), образовался за счет полевого шпата в зонах дробления альбигитов, где он находится в ассоциации с монтмориллонитом, тальком, вермикулитом, рутилом [29].

Искусств. Судоит обладает устойчивостью в системе $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ при температурах до 350—375 °C и давлении менее 7 кбар. Синтезирован из стехиометрических смесей составов: клинохлор + андалузит + кварц, клинохлор + кианит + кварц, клинохлор + андалузит + пирофиллит, клинохлор + кварц + пирофиллит + клинохлор + кианит — каолинит в присутствии затравки из природного судоита и H_2O при длительности опытов 1104—3024 ч. Применение в качестве исходного продукта геля соответствующего состава приводит лишь к образованию хлоритоподобной фазы, природа которой не установлена [38].

Отл. Похож. на пирофиллит, в тонкочешуйчатых агрегатах — на серицит и магnezиальный хлорит, от которых отличается по рентгенограмме.

Ванадиевый хлорит — vanadium chlorite [39]. Отличается от судоита повышенным содержанием ванадия (до 0,5 на форм. ед.). Ванадий концентрируется в межслоевых сетках структуры в виде V^{3+} , частично V^{4+} . Политип 11b, $d_{060} = 1,52 \text{ \AA}$. В двух образцах минерала, прокаленных при 900 °C, содержится в среднем (%): Li_2O — 0,15; Na_2O — 0,27; K_2O — 2,06; MgO — 9,05; CaO — 0,91; Al_2O_3 — 25,80; Fe_2O_3 — 8,15; V_2O_5 — 8,42; SiO_2 — 44,65; TiO_2 — 0,40; UO_3 — 0,59; сумма — 100,45. На кривой ДТГ — два эффекта, соответствующие выделению адсорбированной воды при 74° (2,74%) и гидроксильной воды при 552 (6,41%). Обнаружен в ванадий-урановых рудах района Хенри-Бэсин в юго-восточной части шт. Юта (США). Образовался по смешанослойному хлорит-сметиту одновременно с рудными минералами в восстановительных условиях на границе застойных рассолов и циркулирующих метеорных вод. Встречен в ассоциации с коффицитом, окислами ванадия, кварцем, кальцитом, доломитом, аутигенным калиевым полевым шпатом [39, 40].

Межплоскостные расстояния судонита **IIb**:

1 и 2—из окрестностей Оттра и Рене, Арденны (Бельгия), FeK_α -излучение, дифрактометр [13]; 3—из рудника Трэйси, шт. Мичиган (США), CuK_α -излучение, $D=114,6$ мм [4]

| <i>hkl</i> | 1 | | 2 | | 3 | |
|--|----------|--------------|----------|--------------|----------|--------------|
| | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
| 001 | 20 | 14,16 | 25 | 14,15 | 80 | 14,23 |
| 002 | 65 | 7,08 | 65 | 7,07 | 70 | 7,13 |
| 003 | 100 | 4,721 | 100 | 4,718 | 80 | 4,735 |
| 020; 110 | 45 | 4,506 | 60 | 4,500 | 85 | 4,517 |
| 021 | — | — | 20 | 4,327 | 5 | 4,314 |
| 111 | — | — | — | — | 5 | 4,180 |
| 11 $\bar{2}$ | 10 | 4,007 | 10 | 4,015 | 5 | 4,017 |
| 022 | — | — | <5 | 3,829 | 2 | 3,840 |
| 004 | 60 | 3,541 | 70 | 3,541 | 65 | 3,552 |
| 023 | — | — | <5 | 3,270 | 2 | 3,272 |
| 113 | — | — | — | — | 4 | 3,084 |
| 11 $\bar{4}$ | — | — | — | — | 2 | 2,923 |
| 005 | 20 | 2,833 | 30 | 2,834 | 20 | 2,839 |
| 024 | — | — | <5 | 2,787 | 1 | 2,783 |
| 130; 20 $\bar{1}$ | <5 | 2,612 | 5 | 2,613 | 10 | 2,606 |
| 131; 20 $\bar{2}$ | 20 | 2,545 | 25 | 2,547 | 25 | 2,544 |
| 13 $\bar{2}$ | 40 | 2,509 | 50 | 2,511 | — | — |
| 201 | 45 | 2,499 | 65 | 2,500 | 100 | 2,501 |
| 132; 203 | 20 | 2,402 | 25 | 2,407 | 50 | 2,409 |
| 006 | 10 | 2,361 | 15 | 2,359 | — | — |
| 202; 133 | 10 | 2,343 | 15 | 2,345 | 25 | 2,348 |
| 221 | <5 | 2,264 | <5 | 2,267 | — | — |
| 204 | 5 | 2,235 | — | — | 25 | 2,230 |
| 133 | 5 | 2,228 | 10 | 2,228 | — | — |
| 042; 203 | <5 | 2,160 | — | — | 2 | 2,160 |
| 007 | 10 | 2,025 | 15 | 2,024 | 5 | 2,024 |
| 135 | 15 | 1,995 | 20 | 1,993 | — | — |
| 204 | 20 | 1,978 | 25 | 1,979 | 50ш | 1,984 |
| 20 $\bar{5}$ | 5 | 1,870 | 15 | 1,872 | 15 | 1,868 |
| 135 | — | — | 10 | 1,863 | — | — |
| 13 $\bar{5}$ | 5 | 1,816 | 10 | 1,815 | — | — |
| 205 | 5 | 1,802 | 10 | 1,802 | 25ш | 1,812 |
| 008 | <5 | 1,771 | <5 | 1,771 | — | — |
| 20 $\bar{7}$; 136 | 5 | 1,709 | <5 | 1,710 | 15ш | 1,710 |
| 206; 13 $\bar{7}$ | 1 | — | — | — | 5ш | 1,643 |
| 208 | 10 | 1,559 | 15 | 1,560 | — | — |
| 137 | 10 | 1,549 | 15 | 1,550 | 40ш | 1,556 |
| 060; 331 | 25 | 1,513 | 30 | 1,513 | 60 | 1,511 |
| 333; 062 | <5 | 1,480 | 5 | 1,483 | 10 | 1,478 |
| 331 | 5 | 1,477 | 5 | 1,476 | — | — |
| 063; 332; 334 | <5 | 1,439 | <5 | 1,439 | 5 | 1,439 |
| 0.0.10 | <5 | 1,417 | 5 | 1,416 | 2 | 1,418 |
| 208; 139; 064 | — | — | — | — | — | — |
| 333; 335 | — | — | — | — | 40ш | 1,389 |
| 065; 334; 33 $\bar{5}$ | — | — | — | — | 2 | 1,331 |
| 400; 26 $\bar{2}$; 40 $\bar{3}$; 261 | — | — | — | — | 15 | 1,297 |
| 401; 263; 40 $\bar{4}$; 262 | — | — | — | — | 17 | 1,274 |
| — | — | — | — | — | 10 | 1,256 |
| 2.0. $\bar{1}\bar{1}$; 1.3.10 | — | — | — | — | 10ш | 1,217 |
| 0.0.12 | — | — | — | — | 2 | 1,182 |
| 40 $\bar{7}$; 265 | — | — | — | — | 2 | 1,163 |
| 2.0. $\bar{1}\bar{2}$; 1.3.11 | — | — | — | — | 2 | 1,129 |
| 406; 26 $\bar{8}$ | — | — | — | — | 2 | 1,082 |

Л и т е р а т у р а

1. Engelhardt W. von, Müller G., Kromer H. // Naturwissenschaften. 1962. Bd. 49, H. 9. S. 205.
2. Лазаренко Е. К. // ДАН СССР. 1952. Т. 84. № 4. С. 781.
3. Дриц В. А., Лазаренко Е. К. // Минерал. сб. Львов, 1967. № 21, вып. 1. С. 40.
4. Eggleston R. A., Bailey S. W. // Amer. Miner. 1967. Vol. 52, N 5/6. P. 673.
5. Brindley G. W., Pedro G. // Bull. Groupe franç. argiles. 1970. Vol. 22, N 1. P. 1.
6. Brindley G. W., Brown G. // Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. L., 1980. P. 97.
7. Bailey S. W., Tyler S. A. // Econ. Geol. 1960. Vol. 55, N 1, pt 1. P. 150.
8. Tsukahara N. // Clay Sci. 1964. Vol. 2, N 2. P. 56.
9. Frenzel G., Schembra F. W. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1965. H. 4. S. 108.
10. Власов В. В., Дриц В. А. // Рентгенография минерал. сырья. М.: Недра, 1967. Сб. 6. С. 114.
11. Hayashi H., Inaba A., Sudo T. // Clay Sci. 1961. Vol. 1, N 3/4. P. 12.
12. Hayashi H., Oinuma K. // Ibid. 1964. Vol. 2, N 1. P. 22.
13. Fransolet A.-M., Bourguignon P. // Canad. Miner. 1978. Vol. 16, pt 3. P. 365.
14. Lin Cheng-yi, Bailey S. W. // Clays and Clay Miner. 1985. Vol. 33, N 5. P. 410.
15. Делицин И. С., Звягин Б. Б., Сидоренко О. В. // ДАН СССР. 1981. Т. 258, № 3. С. 738.
16. Алышева Э. И., Русина О. В., Чекаудзе В. Б. // Там же. 1977. Т. 236, № 3. С. 722.
17. Александрова В. А., Дриц В. А., Соколова Г. В. // Кристаллография. 1973. Т. 18, вып. 1. С. 81.
18. Kramm U. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1980. Bd. 138, H. 1. S. 1.
19. Shirozu H., Higashi S. // Miner. J. 1976. Vol. 8. P. 158.
20. Dric V. A. // Acta crystallogr. A. 1966. Vol. 21, pt 7. P. 172.
21. Сердюченко Д. П. // Железные руды Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР. 1960. С. 407.
22. Kimbara K., Nagata H. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1974. Vol. 69, N 7. P. 239.
23. Shirozu H., Ishida K. // Miner. J. 1982. Vol. 11, N 4. P. 161.
24. Hayashi H., Sano H., Shirozu H. // J. Miner. Soc. Jap. 1972. Vol. 10, N 6. P. 507.
25. Ляшкевич З. М., Завьялова Т. В. // Минерал. сб. Львов, 1974. № 28, вып. 3. С. 45.
26. Shirozu H., Ozaki M., Higashi S. // Clay Sci. 1971. Vol. 4, N 2. P. 45.
27. Hayashi H., Oinuma K. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 3/4. P. 476; 1967. Vol. 52, N 7/8. P. 1206.
28. Reinold P. // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1965. Bd. 9. H. 3. S. 195.
29. Loughnan F. C., See G. T. // Amer. Miner. 1958. Vol. 43, N 7/8. P. 671.
30. Fujii N., Omori T., Fujinuki T. // Miner. Soc. Jap. Spec. Pap. 1971. Vol. 1. P. 183.
31. Sudo T., Sato M. // Proc. Intern clay conf. Jerusalem, 1966. Vol. 1. P. 33; Vol. 2. P. 25.
32. Алышева Э. И., Хетчиков Л. Н., Лайпанов Х. Х. // Минерал. жури. 1981. Т. 3, № 3. P. 71.
33. Котельникова Е. Н., Котов Н. В., Франк-Каменецкий В. А. // Кристаллохимия и структурная минералогия. Л.: Наука, 1979. С. 81.
34. Ляшкевич З. М., Завьялова Т. В. // Докл. АН УССР. Геол., хим. и биол. науки. 1973. № 6. С. 501.
35. Ляшкевич З. М., Марушкин А. И., Алехина М. А. // Минерал. сб. Львов, 1981. № 35, вып. 1. С. 90.
36. Градусов Б. П. // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 4. С. 95.
37. Королев Ю. М. // ДАН СССР. 1965. Т. 162. № 3. С. 650.
38. Fransolet A.-M., Schreyer W. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1984. Vol. 86, N 4. P. 409.
39. Whitney G., Northrop H. R. // Clays and Clay Miner. 1986. Vol. 34, N 4. P. 488.
40. Schultz L. G. // US Geol. Surv. Bull. 1963. N 1147-C. P. 11, 58.

Кукцит Cookeite
 $\text{LiAl}_4[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_8$

Назван по имени американского химика Дж. Кука (Бруш, 1866).

Синон. Куккеит [1], кукит — cookite (Лазаренко и Выиар, 1975); гидрокукит — hydrokookeite — гидратированный кукцит [2], по Черия [3] — излишнее название.

Характ. выдел. Чешуйчатые и плотные массы, сферолитовые, веерообразные и глобулярные агрегаты, скопления кристалликов и изометричных зерен. Выполняет пустоты и трещины, образует прожилки, гроздевидные корки, прищипки на кристаллах кварца, псевдоморфозы, включения тонких пластинок в других минералах.

Структ. и морф. крист. В структуре кукента диоктаэдрические слои 2 : 1 чередуются с триоктаэдрическими сетками октаэдров Li и Al. Большая часть изученных образцов относится к полубеспорядочным однопакетным и двух-

пакетным модификациям типа Ia. Отмечалась также однопакетная полубеспорядочная модификация IIb (в смеси с Ia) [4], $a_0 = 5,13-5,17$, $b_0 = 8,89-8,95$, $c_0 = 14,09-14,31$ Å, $\beta = 96^\circ 47'-98^\circ 45'$ [4-12]. Упорядоченная однослойная модификация Ia-6 ($[\sigma_6^+ \tau_+ \tau_+ \sigma_6^+]$) установлена для кукента из Джалаирского месторождения: трикл. с. C1, $a_0 = 5,14$, $b_0 = 8,90$, $c_0 = 14,15$ Å, $\alpha = 90^\circ 35'$, $\beta = 96^\circ 12'$, $\gamma = 90^\circ$ [13]. Для образца из Литл-Рока, шт. Арканзас (США), определены следующие межатомные расстояния (Å): Т—О 1,622; 1,620; 1,652; 1,673; М—О = 1,932; 1,906 — в слоях 2 : 1 и М—О = 1,892; 1,928; 2,125 — в межслоевых сетках. Li концентрируется в октаэдрах с М—О = 2,125. Тетраэдрические сетки заселены асимметрично: одна состоит только из SiO₄-тетраэдров, другая содержит весь Al^{IV}, пространственная группа Cc [14, 15]. Об однопакетных и переходных к двухпакетным кукентам см. также у Листера [16].

По порошковым рентгенограммам кукенты неотличимы от диоктаэдрических алюминиевых хлоритов, так как Li обладает малой рассеивающей способностью ($d_{060} \sim 1,485$, как и у алюминиевых хлоритов).

Кристаллы обычно очень мелкие, иногда достигают 1 см [6], пластинчатые или таблитчатые, реже призматические с гексагональными очертаниями, нередко изогнутые, собраны в розетки и веерообразные агрегаты [2, 6, 8, 12, 17], иногда клинообразные кристаллы со штриховкой [18], наблюдались сростки пластинок с приблизительно параллельными осями a [8]. Характерны шестисекториальные двойники прорастания гексагонального облика, в каждом секторе плоскость оптических осей параллельна стороне гексагона; иногда секториальные двойники, в центральной части одноосные [4, 6, 18-21].

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, спайные листочки гибкие, но не упругие. Агрегаты мягкие; в изометричных зернах твердость достигает 3,5, микротвердость 80-92 кгс/мм² при нагрузке 20 гс [5, 22]. Уд. в. 2,58-2,70. Бесцветный или белый с зеленоватым, желтоватым, реже голубоватым оттенками, серозеленый, серый, светло-зеленый, серо-желтый, желто-белый, желтовато-зеленый, розовый. Mn-содержащий кукент пурпурно-красный [23]. Розовые и желтые тона окраски характерны для кукентов из пегматитов. Бл. перламутровый, иногда шелковистый. Отдельные кристаллики и чешуйки прозрачны. В ИК-спектре наиболее интенсивно поглощение в области 1000 см⁻¹, где имеется широкая полоса, иногда раздвоенная с максимумами 1020-1010 и 1075-1065 см⁻¹. Вторая область интенсивного поглощения 600-400 см⁻¹ с двумя пиками — при 530-515 и 485-470 см⁻¹ и плечами 574-540 и 420-415 см⁻¹. Менее интенсивны полосы в интервале 850-600 см⁻¹, количество которых достигает шести. В области валентных колебаний OH — три сливающиеся друг с другом полосы: 3640-3620, 3530-3500, 3350-3340 см⁻¹ [4, 12, 24-27].

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветен. Двуосный (+). Пл. опт. осей \perp (001), ее след на этой плоскости параллелен следу грани призмы. $Ng \perp$ (001), указывался также угол 4-8 с нормалью к (001) (Лазаренко, Вынар, 1975). Удлинение (-). Угасание прямое, на (001) иногда облачное. $n_g = 1,590-1,607$, $n_n = 1,576-1,590$, $n_p = 1,570-1,585$, $n_g - n_p = 0,016-0,030$. $2V = 0-75^\circ$, обычно 40-55°. В образце из рудника Альсиде (Испания) отчетливая дисперсия, $r > v$ [18].

Хим. Теор. состав: Li₂O — 2,86; Al₂O₃ — 48,82; SiO₂ — 34,52; H₂O — 13,80. Состав природных образцов существенно не отклоняется от теоретического для формулы LiAl₄[Si₃AlO₁₀](OH)₈; сумма октаэдрических катионов обычно в пределах 4,9-5,35. Содержание Li₂O наиболее высокое в кукенте из пегматитов, где составляет 2,60-3,60% (Li_{0,90-1,25}), отмечалось и более высокое — 4,02-4,75% [23, 28]. В кукенте из кварцевых жил содержание Li₂O снижается до 2,10-2,80% (Li_{0,77-1,00}), наиболее низкие содержания (до 1,43%) отмечались для кукента в ассоциации с пиррофиллитом (переход к донбасситу) [11, 29]. Na₂O и K₂O устанавливаются почти всегда, от сотых долей процента до 1,12% Na₂O [2] и до 0,86% K₂O [4]. Количество окислов двухвалентных металлов незначительно: MgO обычно не более 1%, CaO — до 0,7%, MnO — до 0,2%, редко выше (0,86% MnO в кукенте из пегматитов Восточной Сибири

[20] и 2,60% — из пегматитов Лондондерри, Австралия [23]). Железистость кукцитов всегда низкая: FeO + Fe₂O₃ не более десятых долей процента, в единичных случаях более 1% [5, 13]; Al₂O₃ обычно в пределах 43—47,5%, редко менее [11] или более [9, 30], количество Al^{VI} в форм. ед. всегда очень близко к четырем (3,65—4,10), Al^{IV} — к единице (0,85—1,08), редко меньше [26, 29, 31]; SiO₂ обычно 32—38%, характерно содержание F до 0,46%; H₂O⁺ — 12,5—15%, H₂O⁻ — не более 0,75%. Чаше, чем в других хлоритах, OH частично замещается на F.

В незначительных количествах отмечались Be, B, Ge, Ga, Sn, Pb, Zn, Cu, Ag, изредка содержания BeO и B₂O₃ достигают заметных значений, например в кукците из пегматитов Мозамбика — 1,06% BeO (Be_{0,02}) и 0,38% B₂O₃ (B_{0,06}) [6], из пегматитов района Брно (Чехословакия) — 1,66% B₂O₃ (B_{0,26}) [4]. Be и B замещают Al^{IV} в тетраэдрах.

Анализы:

| | 1 | 2 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | |
|--------------------------------|-------|-------|-------|---------|-------|---------|---------|---------|---------|
| Li ₂ O | 2,60 | 2,90 | 2,74 | 2,90 | 3,12 | 3,12 | 3,18 | 3,40 | 4,33 |
| Na ₂ O | 0,10 | — | 1,12 | 0,97 | 0,07 | — | 0,10 | 0,70 | Не обн. |
| K ₂ O | 0,05 | — | 0,14 | 0,07 | Сл. | 0,09 | Сл. | 0,67 | 0,42 |
| MgO | — | — | 1,32 | 0,01 | 1,03 | 0,20 | » | 0,37 | 0,04 |
| CaO | — | 0,70 | 0,26 | 0,20 | 0,58 | 0,45 | 0,16 | Не обн. | 0,36 |
| MnO | — | — | Сл. | 0,86 | Сл. | Сл. | — | 0,18 | 0,03 |
| FeO | — | 0,41 | 0,24 | 0,28 | — | 0,71 | — | 1,09 | 0,07 |
| Al ₂ O ₃ | 51,43 | 47,17 | 44,36 | 45,70 | 45,76 | 47,47 | 46,35 | 44,16 | 43,20 |
| Fe ₂ O ₃ | — | — | 0,12 | 0,30 | 0,194 | Не обн. | 0,09 | 1,72 | 0,08 |
| SiO ₂ | 32,22 | 34,16 | 35,49 | 35,48 | 34,43 | 33,40 | 34,15 | 33,31 | 38,22 |
| TiO ₂ | — | — | — | Не обн. | 0,019 | — | Не обн. | Сл. | Не обн. |
| H ₂ O ⁺ | 13,70 | 13,52 | 13,84 | 13,40 | 14,36 | 14,98 | 14,06 | 13,19 | 12,46 |
| H ₂ O ⁻ | — | 0,74 | 0,55 | 0,12 | 0,38 | 0,23 | 0,42 | 0,46 | 0,16 |
| F | 0,01 | — | — | 0,18 | — | Сл. | 0,35 | Не обн. | 0,33 |

| | | | | | | | | | |
|----------------------|--------|---------|----------|--------|---------|--------|----------------------|--------|---------------------|
| Сумма | 100,10 | (99,60) | (100,18) | 100,47 | 100,00* | 100,65 | 100,30 ^{2*} | 99,85 | 99,84 ^{3*} |
| — O = F ₂ | | | | 0,08 | | | 0,15 | | 0,14 |
| | | | | 100,39 | | | 100,15 | | 99,70 |
| Уд. в. | 2,65 | 2,63 | — | — | 2,666 | — | 2,65 | 2,58 | 2,68 |
| n _g | — | 1,607 | 1,590 | 1,592 | 1,607 | 1,589 | 1,598 | 1,600 | 1,595 |
| n _m | 1,580 | — | 1,579 | — | 1,590 | — | 1,588 | 1,584 | — |
| n _p | — | 1,576 | 1,573 | 1,576 | 1,585 | 1,572 | 1,584 | 1,575 | 1,565 |
| (+) 2l | 30 | — | — | Малый | 55 | — | 65 | 55 | — |
| a ₀ (Å) | 5,16 | — | — | — | 5,130 | — | 5,16 | 5,17 | — |
| b ₀ | 8,92 | — | — | — | 8,885 | — | 8,92 | 8,94 | — |
| c ₀ | 14,24 | 14,08 | — | — | 14,171 | — | 14,21 | 14,3 | — |
| β | 97 | — | — | — | 96°55' | — | 97°15' | 98°45' | — |

Пересчет анализов на 14 атомов O

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|------------------|------|------|------|------|------|------|--------------------|------|------|
| Si | 2,81 | 3,01 | 3,13 | 3,10 | 3,04 | 2,95 | 2,98 | 2,98 | 3,29 |
| Al ^{IV} | 1,19 | 0,99 | 0,87 | 0,90 | 0,96 | 1,05 | 1,02 ^{4*} | 1,02 | 0,71 |
| Al ^{VI} | 4,09 | 3,92 | 3,75 | 3,82 | 3,81 | 3,89 | 4,02 | 3,63 | 3,68 |
| Fe ³ | — | — | — | 0,02 | 0,01 | 0,05 | 0,01 | 0,11 | 0,01 |
| Mg | — | — | 0,17 | — | 0,14 | 0,03 | — | 0,05 | 0,01 |
| Fe ² | — | 0,03 | 0,02 | 0,02 | — | — | — | 0,13 | 0,01 |
| Mn | — | — | — | 0,06 | — | — | — | 0,01 | — |
| Li | 0,91 | 1,03 | 0,97 | 1,02 | 1,11 | 1,11 | 1,11 | 1,22 | 1,50 |
| Ca | — | 0,07 | 0,02 | 0,02 | 0,05 | 0,04 | 0,02 | — | 0,03 |
| Na | 0,02 | — | 0,19 | 0,16 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,12 | — |
| K | — | — | 0,02 | 0,01 | — | — | — | 0,08 | 0,05 |

* В том числе Ga₂O₃—0,005. NiO—0,032. ** В том числе BeO—1,06, B₂O₃—0,38. *** В том числе P₂O₅—0,11. Cl—0,03. CO₂ и SO₂—не обн. ** В том числе Be—0,22, B—0,06.

1 — зеленовато-белый, из пустот в кварце, Аркуза, департамент Арьеж (Франция), анал. Орляк [9, 10]; 2 — бесцветный, прожилки в кварц-антимонитовом рудном теле среди сланцев. Удеренское сурьмяное месторождение, Енисейский край, анал. Класова, в оригинале сумма 99,64 [24]; 3 — из пегматитов, Липовка, Средний Урал, анал. Воронкова, в оригинале сумма 100,28 [2]; 4 — розовый, жилкоподобные выделения в пегматитах Во-точной Сибири, анал. Лебедева, спектрально определены Sn, Be, Ga [20]; 5 — грязезидные корки в пустотах пегматитовых жил, Добра Вода (Чехословакия), анал. не указан [4]; 6 — белый, из пегматитов Калбинского хребта (Казахстан), анал. Воронкова [2]; 7 — желтоватый, прозрачный, из пустот пегматитов Мунаиа (Мозамбик), анал. Норринг [6]; 8 — серо-зеленый по лепидолиту, из пегматитов Аллакуртти, Мурманская обл., анал. Стукалова, спектрально определены Be, Zr, Cu [5]; 9 — желтовато-зеленый, из трещин в пегматитах Варутреска (Швеция), анал. не указан, небольшая примесь кварца [28].

Диагн. исп. При воздействии 6*N* HCl, 1*N* NH₄NO₃, ацетата K, этиленгликоля не изменяется. П. п. тр. изгибается, как вермикулит, окрашивает пламя в красный цвет (реакция на Li).

Повед. при нагр. Обезвоживание происходит в интервале 500—750°. Этой реакции на кривых ДТА соответствует либо один эндотермический эффект с максимумом от 580 до 650° [2, 4, 11, 20, 25], либо два сближенных эффекта [2, 4, 5, 9, 10, 24]. Высказывались предположения, что появление двух эффектов связано с различной температурой обезвоживания октаэдрических сеток двух типов [9, 10] или с наличием в образцах двух фракций по величине частиц [24]. Черни [4] показал, что в кукеите из Добра Вода раздвоение термического эффекта обусловлено содержанием двух модификаций с различной величиной частиц. На рентгенограммах рефлексы d_{002} и d_{001} ослабевают при 400°, d_{001} достигает максимальной интенсивности при 500 [25]. После нагревания до 550—600° растертый кукеит вспучивается тем интенсивнее, чем выше содержание в нем лития; если пробы подготовлены настругиванием, нагревание сопровождается взрывом [32]. Экзотермический эффект (обычно четкий) — при 820—850° в кукеитах из пегматитов с наиболее высокими содержаниями Li₂O и при 900—935° в кукеитах с более низкими содержаниями Li₂O (менее 2,7%). В отличие от триоктаэдрических хлоритов обезвоживание заканчивается полностью до начала экзотермической реакции. Экзотермический эффект 890—910° может служить диагностическим признаком кукеита в смесях с другими минералами (каолинитом, магнезиальным хлоритом, пирофиллитом, серицитом) [32]. В продуктах обезвоживания установлены β-сподумен и муллит [24, 25].

Наход. Кукеит чаще всего встречается в литневых пегматитах в качестве позднего гидротермального минерала, также в низкотемпературных гидротермальных кварцевых и анкеритовых жилах, безрудных и несущих свинцово-цинковое, сурьмяное, ртутное и золотое оруденение. Иногда обнаруживается в гидротермально-измененных, обогащенных алюминием породах с пирофиллитом. Известна единичная находка кукеита, образовавшегося при диагенезе в порах песчаника за счет Li-содержащего биотита [33].

В литневых пегматитах кукеит образуется по более ранним минералам или отлагается в пустотах: по лепидолиту в виде мелкокристаллических агрегатов, иногда с адуляром [4, 5, 20, 34, 35]; по сподумену в виде псевдоморфоз в смеси с кварцем, реже с кристалликами апатита, K-полевого шпата, мусковита [20, 28, 36]; кроме того, в кварц-сподуменовых агрегатах кукеит может находиться в ассоциации с Cs-анальцимом, Cs-бериллом, адуляром, альбитом, литиофосфатом, кальцитом и монтмориллонитом [37]. Замещает рубеллит (в зональных турмалинах — только розовые их зоны) [20, 28, 36, 38]. По петалиту развивается совместно с гейландитом [20] или кварцем [25], по амблигону образуется с поверхности его желваков и по трещинам [20]. По монтебразиту дает полные псевдоморфозы в смеси с каолинитом, при этом в не полностью замещенных выделениях различимы три зоны: бурая — из монтебразита с кристалликами и сферолитами апатита, белая каолинитовая и розовая из псевдоморфоз кукеита по параллельно-чешуйчатому каолиниту с внешней оболочкой из беспорядочно ориентированных чешуек кукеита [1]; замещает микроклин, отлагается в пустотах выщелачивания и в трещинах, частично замещает также кварц, альбит и мусковит [19, 20]. Вместе с кристалликами берилла образует оторочки на агрегатах кварца, кварцина и халцедона [20] и грезде-

видные корки с сингенетичными кварцем, турмалином, апатитом, касситеритом [4]. Кукеит в пегматитах встречен в следующих месторождениях: Алакурти в Мурманской области [5, 34], Липовке на Среднем Урале [2, 39], в месторождениях Калбинского хребта [1, 2, 36], Восточной Сибири [20], в Добра Вода и Радлович (Чехословакия) [4, 35], Варутреске (Швеция) [28], в Альсеbedo (Испания) [18], Манано (Катанга) [38], на Мадагаскаре [17], в Танко, пров. Манитоба (Канада) [37], в ряде месторождений США: Геброн-Пэрис, Бэкфилд и Обурн в шт. Мэн (первая находка, Бруш, 1866) [19, 21], в Норд-Литл-Роке, шт. Арканзас [14, 40], Портланде, шт. Коннектикут [41]. Мп-содержащий кукеит известен в Лондондерри (Западная Австралия) [23].

В гидротермальных кварц-карбонатных жилах, секущих сланцы и песчаники, кукеит нередко связан с рудной минерализацией. В Северном Донбассе ранний кукеит выполняет промежутки между зернами кварца и анкерита, содержит включения мелких кристаллов сфалерита и халькопирита; поздний кукеит из катаклазированных участков жил и сланцев более тонкоочушчатый, его агрегаты содержат неравномерно распределенные мельчайшие зерна киновари [7, 42]. В золото-сурьмяных рудопроявлениях Адыча-Тарьинской зоны в Якутии встречен в гидротермально-измененных зонах с серпидитом, парагонитом, парагонит-монтмориллонитом, пиррофиллитом и анкеритом [32]. В Удереиском сурьмяном месторождении (Енисейский кряж) образует скопления и прожилки в центральных частях кварц-антимонитовых рудных тел с бертьеритом, сидеритом, пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, халькостибнитом, халькопиритом; более поздний замещает серицит и рипидолит в альбандах рудных тел [24]. Отмечался в кварцевых жилах с Au-W-Sb-оруденением и в пустотах среди кварц-шеелит-антимонитовой брекчии одного из месторождений Тихоокеанского рудного пояса [43]. В руднике Роман-Дир, Кармартен (Англия), в кварц-сульфидных жилах с золотосодержащим пиритом, арсенопиритом, галенитом, самородным золотом, карбонатами и гидромусковитом образует пленки и корки на стенках пустот в агрегатах кварца [8]. В карьере Джеффри, шт. Арканзас (США), в гидротермальных жилах с кварцем, пиритом, анкеритом, галенитом, рутилом, апатитом и хлоритом покрывает поверхность этих минералов и образует включения в агрегатах ректорита [40, 44]. В руднике Каракота (Боливия) в стибнит-пирит-кварцевых жилах слагает корочки до 2 мм на контакте с вмещающими породами [12].

В безрудных кварц-карбонатных жилах отмечался в Аркузе, Арьеже, Франция [9, 10], и в пров. Британская Колумбия, Канада (Гофман, 1895); в виде оторочек вдоль кварц-карбонатных прожилков с серицитом — в Енисейском кряже [32].

В месторождениях пирсфиллита, слагающего секущие и пластообразные тела гидротермального происхождения в риолитах, кукеит встречается с пиррофиллитом, каолиновыми минералами (главным образом дикинитом), серицитом, диаспором, бёмитом. Примерами могут служить месторождения Итайя, Митсуичи, Рисчо и Эбара в Японии, Сонгсок в Корее [11, 45], Бэк-Крик в Новом Южном Уэльсе (Австралия) [26]. В ассоциации с пиррофиллитом кукеит известен также в метаморфизованных бокситах. В Джалаирском месторождении он выделяется вдоль зон скольжения в пирсфиллите, выполняющем трещины боксита, иногда образуется самостоятельно в микротрещинах [13]. В бокситах горы Бохор и прилегающих массивах, Савойя (Франция), кукеит слагает мономинеральные прожилки или находится в микроскопических выделениях в ассоциации с хлоритомидом, диаспором, мусковитом, гематитом, пиррофиллитом, магнезиокарфолитом, парагонитом [30, 46].

Изм. При выветривании гидратируется и переходит в гидрокукеит, при этом постепенно снижаются показатели преломления и двупреломление. На кривой ДТА проявляется эндотермический эффект при 150°. Гидрокукеит замещается оптически изотропным агрегатом галлуазита с сохранением характерной для кукеитов веерообразной формы агрегатов [2, 36]. В пегматитах кукеит замещается жильбертитом, опалом, метаколлоидным кварцем, лимонитом, β-керолитом [20].

Отл. От донбассита отличается по кривой ДТА [24], от судонита — по ИК-спектру [12], от лепидолита и других слюд — положительным оптическим знаком и значительно более гибкими и упругими спайными пластинками. В отличие от других хлоритов (кроме донбассита) рефлексы d_{003} и d_{001} на рентгенограммах интенсивнее, чем d_{002} и d_{004} [12].

М а н а н д о н и т — manandonite $\text{Li}_2\text{Al}_3[\text{Si}_2\text{AlBO}_{10}](\text{OH})_8$ (Лакруа, 1912). Бесцветные пластинчатые агрегаты и корочки гексагональных пластинок. Монокл. с. Поли-тип 1а. Установлено отсутствие в структуре центра инверсии [15]. $a_0=5,23$; $b_0=8,92$; $c_0=14,11$ А; $\beta=97^\circ 45'$ (Штрунц, 1957). Двойники как у кукента. Уд. в. 2,89. Сп. совершенная по (001). Двусный (+). $Ng \perp (001)$. $n_m=1,6$, $n_\sigma-n_\pi=0,014$. $2V=25-30^\circ$. Теор. состав: $\text{Li}_2\text{O} - 5,84$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 49,80$; $\text{B}_2\text{O}_3 - 6,80$; $\text{SiO}_2 - 23,48$; $\text{H}_2\text{O} - 14,08$. Анализ (%): $\text{Li}_2\text{O} - 3,97$; $\text{Na}_2\text{O} - 0,48$; $\text{K}_2\text{O} - 0,20$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 47,02$; $\text{B}_2\text{O}_3 - 9,25$; $\text{SiO}_2 - 25,20$; $\text{H}_2\text{O} - 14,10$; сумма — 100,22. Обнаружен в пегматитах в Манандона на Мадагаскаре в ассоциации с рубеллитом, кварцем, лепидолитом [47].

Межплоскостные расстояния кукента 1а из Лондондерри (Западная Австралия) [23]

FeK α -излучение, $D=114,6$ мм

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (А) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (А) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (А) |
|------------|----------|--------------|---------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|
| 001 | 8 | 14,1 | 006 | ½ | 2,35 | 206 | 4½ | 1,635 |
| 002 | 7 | 7,05 | 202 | 10 | 2,315 | 208 | 2½ | 1,54 |
| 003 | 9 | 4,70 | 204 | 1 | 2,205 | 060 | 7 | 1,489 |
| 020; 110 | 4 | 4,47 | 203 | ½ | 2,14 | 062 | 1½ | 1,458 |
| 004 | 9 | 3,52 | 205 | 3 | 2,015 | 209; 063 | 1½ | 1,420 |
| 005 | 3 | 2,815 | 007 | | | 0.0.10 | 1½ | 1,410 |
| 200 | 4 | 2,56 | 204 | 5 | 1,96 | 064 | 1½ | 1,372 |
| 202 | 7 | 2,505 | 205 | ½ | 1,845 | 208 | | |
| 201 | ½ | 2,465 | 008 | 1 | 1,76 | | | |
| 203 | ½ | 2,37 | 15.24.31; 207 | 3 | 1,685 | | | |

Л и т е р а т у р а

1. Гинзбург А. И. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1950. Вып. 2. С. 72.
2. Гинзбург А. И. // ДАН СССР. 1953. Т. 90, № 5. С. 871.
3. Černý P. // Canad. Miner. 1970. Vol. 10, pt 4. P. 636.
4. Černý P., Povondra P., Staněk J. // Lithos. 1971. Vol. 4, N 1. P. 7.
5. Звягин Б. Б., Нефедов Е. И. // ДАН СССР. 1954. Т. 95, № 6. С. 1305.
6. Sahata Th. G., Knorring O., Lehtinen M. // Lithos. 1968. Vol. 1, N 1. P. 12.
7. Мельников В. С., Жулид В. А. // Минерал. сб. Львов, 1970. № 24, вып. 3. С. 337.
8. Brammell A., Leech J. G. C., Bannister F. A. // Miner. Mag. 1937. Vol. 24, N 157. P. 507.
9. Orliac M., Permingeat F., Tollon F., Passagui B. // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1971. Vol. 94, N 4. P. 396.
10. Orliac M., Permingeat F., Tollon F. // Ibid. 1972. Vol. 95, N 4. P. 532.
11. Henmi K., Yamamoto T. // Clay Sci. 1965. Vol. 2, N 3. P. 92; Chigaku Kenkyu Hokoku. Okayama Univ. 1966. N 1. P. 63.
12. Shimada N., Kusachi I., Sugaki A. // Miner. J. 1985. Vol. 12, N 5. P. 218.
13. Врублевская Э. В., Делицин И. С., Звягин Б. Б., Соболева С. В. // Новые данные о минералах. М.: Наука, 1975. Вып. 24. С. 31.— То же на англ. яз. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 11/12. P. 1041.
14. Bailey S. W. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 3. P. 175.
15. Guggenheim S., Schulze W. A., Harris G. A., Lin J.-C. // Clays and Clay Miner. 1983. Vol. 31, N 4. P. 251.
16. Lister J. S., Bailey S. W. // Amer. Miner. 1967. Vol. 52, N 11/12. P. 1614.
17. Behier J. // Ann. geol. Madagascar. 1960. Fasc. 29. P. 28.
18. Hensen B. // Leidse geol. meded. 1967. Vol. 39. P. 249.
19. Landes K. K. // Amer. Miner. 1925. Vol. 10, N 11. P. 355.
20. Тарновский Г. Н. // Зап. Вост.-Сиб. отд.-ния ВМО. 1960. Вып. 2. С. 3.
21. Ingraham M. J. // Rocks and Miner. 1964. Vol. 39, N 1/2. P. 229.
22. Лебедева С. И. // Микротвердость минералов. М.: Недра, 1977. С. 108.
23. Brown R. N., Henley K. J. // Bull. Austral. Miner. Develop. Lab. 1972. N 14. P. 17.
24. Вальшихина Е. П., Градусов Б. П., Козеренко С. В., Власова Е. В. // Минералогические исследования. М.: ИМГРЭ, 1973. Вып. 3. С. 3.
25. Kanaoka S. // Contributions to clay mineralogy in honor of professor Toshio Sudo. Tokyo, 1975. P. 34.
26. Loughnan F. C., Steggle K. R. // Miner. Mag. 1976. Vol. 40, N 315. P. 765.
27. Shirozu H., Ishida K. // Miner. J. 1982. Vol. 11, N 4. P. 161.

28. *Quensel P.* // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1937. Bd. 59. S. 262; Ark. miner., geol. 1957. Vol. 2, N 2. P. 72.
29. *Merceron T., Inoue A., Bouchet A., Mcunier A.* // Clays and Clay Miner. 1988. Vol. 36, N 1. P. 39.
30. *Goffe B.* // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1977. Vol. 100, N 5. P. 254.
31. *Капаока С., Като Е.* // J. Clay Sci. Soc. Jap. 1971. Vol. 11, N 3. P. 95.
32. *Розикова Е. Л., Дубик О. Ю.* // Минерал. журн. 1983. Т. 5, № 3. С. 14.
33. *Flehmig W., Menschel G.* // Contrib. Mineral and Petrol. 1972. Vol. 34, N 3. P. 211.
34. *Калита А. П.* // Редкоземельные пегматиты Алакуртти и Приладожья. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 71.
35. *Sekanina J.* // Věstn. Ustréd. úst. geol. 1946. Sv. 21. S. 299.
36. *Гинзбург А. И.* // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1949. Вып. 1. С. 60.
37. *Černý P.* // Canad. Miner. 1972. Vol. 11, pt 3. P. 720.
38. *Herman P., Vanderstappen R., Hubaux A.* // Ann. Soc. geol. Belg. Bull. 1961. Vol. 84, N 6. P. 297.
39. *Сердюченко Д. П.* // Тр. ИГН АН СССР. 1953. Вып. 140. С. 3.
40. *Miser H. D., Milton C.* // Bull. Arkansas Geol. Commiss. 1964. Vol. 21. P. 29.
41. *Bantly A. W.* // Rocks and Miner. 1964. Vol. 39, N 1/2. P. 138.
42. *Жулид В. А.* // Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. Киев: Наук. думка, 1975. С. 452.
43. *Федорчук В. П.* // Око рудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. М.: Недра, 1969. С. 67.
44. *Newson G.* // Miner. Rec. 1978. Vol. 9, N 2. P. 75.
45. *Shirozu H.* // The clays of Japan. Tokyo, 1969. P. 183.
46. *Goffe B.* // Bull. Miner. 1980. Vol. 103, N 2. P. 297.
47. *Lacroix A.* // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1912. Vol. 35. N 4. P. 223.

ТРИОКТАЭДРИЧЕСКИЕ ХЛОРИТЫ

Магнезиальные хлориты

| | a_0 | b_0 | c_0 | β | Уд. в. |
|---|------------|-------------|-------------|--------------|-----------|
| Пеннин (Mg, Al) ₆ [Si _{3,5-3,1} × Al _{0,5-0,9} O ₁₀](OH) ₈ | 5,327 | 9,232 | 14,399 | 97 10' | 2,63—2,68 |
| Клинохлор (Mg, Al) ₆ [Si _{3,1-2,8} × Al _{0,9-1,2} O ₁₀](OH) ₈ | 5,315 | 9,206 | 14,276 | 97 08 | 2,61—2,73 |
| Шериданит (Mg, Al) ₆ [Si _{2,8-2,2} × Al _{1,2-1,8} O ₁₀](OH) ₈ | 5,306—5,33 | 9,203—9,230 | 14,20—14,28 | 97 06—99 48' | 2,56—2,82 |

По составу магнезиальные хлориты соответствуют средним членам изоморфного ряда Mg₆[Si₄O₁₀](OH)₈ (серпентин) — Mg₄Al₂[Si₂Al₂O₁₀](OH)₈ (амезит) и являются стабильной полиморфной модификацией алюминиевых серпентинов. В отличие от алюминиевых серпентинов магнезиальные хлориты широко распространены в природе. В настоящем издании выделены три минерала по возрастанию содержания алюминия: пеннин (Al_{0,5-0,9}^{IV}), клинохлор (Al_{0,9-1,2}^{IV}) и шериданит (Al_{1,2-1,8}^{IV}).

В области составов с Al_{<0,5}^{IV} структура типа хлорита неустойчива и переходит в серпентиновую. Однако в литературе имеются описания минералов, промежуточных между серпентином и пеннином; Лодочников (1955) ввел для их обозначения название «хлорито-серпентин», или серпохлорит — serprochlorite. Позднее для хлоритов с низким содержанием Al₂O₃ применялось название «талькхлорит» [1—5], первоначально данное зональным кристаллам с ядром из талька и внешней клинохлоровой оболочкой (Маринак, 1845), а также «Al-серпентин» [1, 2], «алюмохризотил» [6, 7]. Детальное изучение такого минерала из Узагийяма, преф. Фуруока (Япония), показало, что он представляет собой тонкую смесь метастабильного минерала с двухпакетной серпентиновой структурой и образовавшегося по нему однопакетного хлорита того же состава [8]. Возможно, в ряде случаев талькхлорит представляет собой минерал с разупорядоченной серпентинитовой структурой, содержащей фрагменты со структурой хлорита [9].

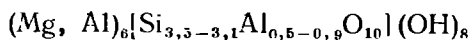
Высокоглиноземистые магнезиальные хлориты с $Al_{1,8-2}^{IV}$, переходные по составу от шериданита к амезиту, достоверно не известны. В прежних классификационных схемах эта область составов охватывалась названием «корундофиллит». Но обычно при высоких содержаниях Al^{IV} в хлоритах наблюдается значительное содержание железа. поэтому большую часть так называемых корундофиллитов следует относить к магнезиально-железистым хлоритам. Указания на находки магнезиальных высокоглиноземистых хлоритов немногочисленны, они известны в сланцах с корундом, сапфирином, бёмитом, кордиеритом и мусковитом в Южной Австралии [10] и в прожилках в шпинелевых скарнах Леспромхозовского железорудного месторождения в Горной Шории [11]; вероятно, примесь таких хлоритов имеется в образцах природного амезита. Искусственно высокоглиноземистые хлориты получены в системе $MgO-SiO_2-Al_2O_3-H_2O$ [12, 13].

Магнезиальные хлориты связаны постепенным переходом с магнезиально-железистыми (граница между ними проведена при $Fe = 1$ на форм. ед., т. е. приблизительно при $10-11\% FeO + Fe_2O_3$), а также с хромовыми хлоритами и никелевыми гидрохлоритами.

Л и т е р а т у р а

1. Shannon E. V., Wherry E. T. // J. Wash. Acad. Sci. 1922. Vol. 12, N 10. P. 239.
2. Lapham D. M. // Amer. Miner. 1958. Vol. 43, N 9/10. P. 921.
3. Чернышов Н. М. // Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та. 1971. С. 95.
4. Самойлов В. С. // Карбонатиты (фации и условия образования). М.: Наука, 1977. С. 186.
5. Венцловайте Е. И. // Породообразующие минералы и их равновесия. М.: Изд-во МГУ, 1979. С. 64.
6. Сердюченко Д. П. // ДАН СССР. 1945. Т. 46, № 3. С. 125.
7. Сердюченко Д. П. // Тр. ИГН АН СССР. 1953. Вып. 140. С. 3.
8. Shirozu H. // Miner. J. 1958. Vol. 2, N 4. P. 209; N 5. P. 298.
9. Felice G., Morandi N. // Miner. et petrogr. acta. 1978. Vol. 22. P. 141.
10. Oliver R. L., Jones J. B. // Miner. Mag. 1965. Vol. 35, N 269. P. 140.
11. Синяков В. И. // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1975. Вып. 270. С. 90.
12. Nelson B. W., Roy R. // Amer. Miner. 1958. Vol. 43, N 7/8. P. 707.
13. Gillery F. H. // Ibid. 1959. Vol. 44, N 1/2. P. 143.

Пеннин Pennine



Назван по месту первой находки в Пеннинских Альпах (Фребел, Швейцер, 1840).

Синон. Водная слюда — Wasserglimmer (Дана, 1892), лейкопеннин — leucopennine — бесцветный пеннин (Лазаренко и Вынар, 1975); логанит — loganite — псевдоморфозы по роговой обманке из Колумет Фаллз (Канада) (Хант, 1863); пеннинит — penninite (Неккер, 1835); псевдофит — pseudophite — плотный клинохлор или пеннин (Кенногот, 1855); синий тальк — blue talk или табергит — tabergite — сине-зеленый. по биотиту из Таберга (Швеция) (Розе, 1852) [1], по Чермаку (1891) — смесь пеннина, клинохлора и флогопита; япанит — japanite (Сасамото, 1895).

Разнов. Манганпеннин, титанопеннинит.

Характ. выдел. Чешуйчатые, иногда слегка скорлуповатые массы, таблитчатые кристаллы; псевдоморфозы по биотиту, роговой обманке, пироксенам.

Структ. и морф. крист. Имеется несколько структурных модификаций, существующих иногда в одном и том же образце: однопакетные $11b-2$ и $11b-4$ (по Звягину, $\sigma_6\tau_6\sigma_6$ и $\sigma_2\tau_4\sigma_2$), двухпакетные и трехпакетные [2, 3]. Возможно, к пеннину относится хлорит модификации $1a$ из включений в алмазе с аномально низким содержанием Al_2O_3 (8,7%) [4].

В пеннине с однослойной структурой модификации $11b-4$ из Циллертала в Тироле (Австрия) ячейка псевдогексагональная, триклинная $C1$, $a_0 = 5,327$, $b_0 = 9,232$, $c_0 = 14,399$ Å, $\alpha = 90^\circ$, $\beta = 97\ 10'$, $\gamma = 90^\circ$, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,577 : 1 : 1,559$. Слой 2 : 1 обладает почти идеальной гексагональной симметрией, тетраэдры несколько вытянуты вдоль c^* , удлинненные ребра тетраэдр-

ров имеют среднюю длину 2,709 Å для T(1) и 2,708 Å для T(2), базальные — 2,683 и 2,680 Å, средние — T(1)—O=T(2)—O = 1,651 Å; упорядочения в распределении Si и Al нет, угол дитригонального разворота тетраэдров 6,4°. Октаэдрическая сетка слоя 2 : 1 несколько сжата по *c*; средние расстояния M—O = 2,081 и 2,079 Å. В межслоевой бруситоподобной сетке M—O = 2,023 (Mg_{1,5}Al_{0,5}) и 2,045 (Mg_{1,75}Al_{0,25}). Три симметрично независимых OH-диполя отклоняются от перпендикуляра к слоям на 3,5; 3,5 и 3,4°, водородные связи средние и слабые [5].

Физ. св. Сп. совершенная по (001). Тв. 2½. Уд. в. 2,63—2,68. Цв. от светло-до темно-зеленого, синевато-зеленый, светло-желтый, иногда бесцветный. У пеннина с включениями рутила — черно-серый с фиолетовым оттенком [6]. В порошке зеленовато-белый. В тонких пластинках прозрачен или почти бесцветен. Марганцевая разновидность красная или оранжево-красная. В ИК-спектре в области 1200—400 см⁻¹ различимы три широкие полосы поглощения: с раздвоенным максимумом 998 и 957 см⁻¹, 648 и 438 см⁻¹ [7]. Определялись параметры мёссбауэровского спектра [8, 9].

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветен или слабо плеохроирует: по *Ng* — светло-зеленый, голубовато-зеленый, светло-желтый, по *Np* — бесцветный; отмечалась темно-серая, бурая и оранжевая окраска, возникающая за счет оптических эффектов, связанных с криптовключениями рутила [6]. Двусный (+) или (-). У оптически положительного пеннина: *aNg* 0—2,5, *Nm* = *b*, *cNg* = 5—7, *r* > *v*; у оптически отрицательного: *aNg* = 90°, *Nm* = *b*, *aNg* = 0. *r* < *v*. Удлинение (-). *n_g* = 1,577—1,583, *n_p* = 1,565—1,580, двупреломление слабое, до 0,006, редко до 0,015. Характерны аномальные интерференционные окраски: голубая, оливково-зеленая, бурая, фиолетовая, до индигово-синей. 2*V* обычно мал — от 0 до 20° [10].

Хим. Колебания состава (‰): MgO — 28—36; Al₂O₃ — 12—16; SiO₂ — 32—36; H₂O — 12,2—13,9. Mg и Al в октаэдрах частично замещаются на Fe²⁺ и Fe³⁺, обнаруживаются постепенные переходы к магнетитно-железистым хлоритам. Иногда содержит небольшое количество Na₂O, K₂O и CaO (десятые доли процента), MnO обычно не более 0,25‰, но в манганпеннине до 2,28%. Максимальное содержание TiO₂ (2,34‰) установлено в титанопеннине. Иногда отмечается Cr₂O₃ и NiO (хим. анализ 7). Пеннины с повышенным содержанием Cr₂O₃ (>1‰) охарактеризованы в статье «Хромовые хлориты». Содержание H₂O⁻ обычно не превышает 0,5%.

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|------------|----------|--------|
| Na ₂ O | — | — | 0,21 | — | 0,02 | — | 0,52 | 0,07 | — |
| K ₂ O | — | — | 0,12 | — | 0,37 | — | 0,15 | 0,28 | — |
| MgO | 32,81 | 35,56 | 32,65 | 35,90 | 34,91 | 34,41 | 32,68 | 32,37 | 35,88 |
| CaO | сл. | 0,19 | 0,79 | — | сл. | сл. | 0,05 | 0,30 | 0,33 |
| FeO | 3,15 | 2,92 | 0,11 | 1,45 | 3,45 | 3,07 | 3,44 | 2,55 | — |
| MnO | 0,13 | — | 0,02 | — | — | 0,16 | 0,06 | 0,02 | 2,28 |
| Al ₂ O ₃ | 15,80 | 13,56 | 12,78 | 13,12 | 13,91 | 13,24 | 14,57 | 14,08 | 13,80 |
| Fe ₂ O ₃ | — | 0,35 | 3,59 | 2,82 | 1,08 | 1,50 | 2,31 | 4,64 | 1,64 |
| SiO ₂ | 34,74 | 35,14 | 35,77 | 33,04 | 33,30 | 33,78 | 32,92 | 32,59 | 33,71 |
| TiO ₂ | — | 0,15 | 0,82 | — | — | — | сл. | 0,09 | — |
| H ₂ O ⁺ | 13,13 | 12,20 | 12,52 | 13,48 | 13,28 | 13,89 | 13,13 | 12,40 | 13,11 |
| H ₂ O ⁻ | | | 0,28 | | | | | | |
| Сумма | 99,76 | 100,07 | 99,68* | 99,81 | 100,32 | 100,05 | (100,07)** | 100,10** | 100,75 |
| Уд. в. | 2,65 | — | 2,628 | — | 2,64 | 2,682 | 2,653 | — | — |
| <i>n_g</i> | — | — | 1,581 | — | 1,5670 | — | — | 1,580 | — |
| <i>n_p</i> | 1,578 | 1,578 | 1,578 | — | 1,5655 | — | — | 1,578 | — |
| 2 <i>V</i> ° | — | +(0—2) | ~0 | — | (+) | — | — | (—) 20 | — |

* В том числе P₂O₅—0,01, F—0,01; a₀=5,32, b₀=9,21, c₀=14,48 Å, β=97°02'. V=703,7 Å³. ** В том числе Cr₂O₃—0,10, NiO—0,05. *** В том числе P₂O₅—0,18, CO₂—не обн., Cl—0,02, F—0,16; —O= —(Cl+F)₂=0,07.

Пересчет анализов на 14 атомов O

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Si | 3,29 | 3,27 | 3,35 | 3,14 | 3,16 | 3,22 | 3,14 | 3,11 | 3,16 |
| Al ^{IV} | 0,71 | 0,73 | 0,65 | 0,86 | 0,88 | 0,78 | 0,86 | 0,89 | 0,84 |
| Al ^{VI} | 1,03 | 0,76 | 0,76 | 0,61 | 0,68 | 0,71 | 0,78 | 0,70 | 0,68 |
| Fe ³⁺ | — | 0,02 | 0,25 | 0,20 | 0,08 | 0,11 | 0,17 | 0,33 | 0,12 |
| Cr | — | — | — | — | — | — | 0,01 | — | — |
| Ti | — | 0,01 | 0,06 | — | — | — | — | 0,01 | — |
| Mg | 4,56 | 4,93 | 4,56 | 5,08 | 4,93 | 4,90 | 4,65 | 4,61 | 5,01 |
| Fe ²⁺ | 0,25 | 0,23 | 0,01 | 0,12 | 0,27 | 0,24 | 0,27 | 0,18 | — |
| Mn | 0,01 | — | — | — | — | 0,01 | 0,01 | — | 0,18 |
| Ca | — | 0,02 | 0,08 | — | — | — | — | 0,03 | 0,03 |
| Na | — | — | 0,04 | — | — | — | 0,10 | 0,01 | — |
| K | — | — | 0,01 | — | 0,04 | — | 0,02 | 0,04 | — |

1 — светло-зеленый, таблитчатые и толстопризматические кристаллы, из цинковой руды месторождения Хеллефорс (Швеция), анал. Порвел, в оригинале назван амезитом [11]; 2 — светло-зеленый мелкозернистый, из прожилков, секущих магнетитовые руды Красноярского месторождения (Восточная Сибирь), анал. Бузова [12]; 3 — светло-желтый, из зоны трещиноватости в гнейсах близ мегадиабазов в Пуоланка (Финляндия), анал. Ояппере [13]; 4 — темно-зеленые таблитчатые кристаллы из Шиншских гор (Урал), анал. Черных [14]; 5 — таблитчатые кристаллы, месторождение не известно, анал. Дшанг [15]; 6 — синевато-зеленые призматические кристаллы, из хлорит-кальцитовой породы, Пфтиш, Тироль (Австрия), анал. Искюль [1]; 7 — Из Церматт-Валейса (Швейцария), анал. Хердсман, в оригинале суммарно 100,10 [16]; 8 — из магнетитовых руд месторождения Раарви (Северная Финляндия), анал. Хейккинен [10]; 9 — красный манганпинин из Харстига (Швеция), анал. Гамберг [17].

Диагн. исп. В кислотах разлагается легче, чем более глиноземистые магнезиальные хлориты (клинохлор и шериданит). При воздействии HF отщелачивались фигуры травления в виде треугольников [18].

Повед. при нагр. На кривой ДТА наблюдаются два эндотермических эффекта: при 600–670 и 820–870°; последний непосредственно переходит в экзотермический эффект с максимумом при 850–890° [6, 19–21].

В пеннине из Гарлашкинского массива (Южная Тува) в температурном интервале первого эндотермического эффекта установлено расщепление базальных рефлексов на рентгенограммах, свидетельствующее об образовании двух фаз со структурой хлорита [22].

Находж. Пеннин — гидротермально-метасоматический минерал, обычно приуроченный к зонам трещиноватости в районах развития ультраосновных пород, часто слагает поздние прожилки, образует псевдоморфозы по биотиту, плагиоклазу, гумиту, форстериту, диопсиду, клинохлору и другим минералам; отмечался как составная часть магнетитовых, титаномagnetитовых и цинковых руд.

В Кирябинском месторождении талька на Южном Урале слагает хлоритовые и тальк-хлоритовые породы, образующие линзовидные прослои в серпентинитах [23]. В Баженовском асбестовом месторождении на Урале слагает жилки, секущие змеевки близ хризотилowych и гранат-везувиановых жил [24]. В юго-восточной части Воронежского массива в серпентинитах и гранитоидных жилах образует псевдоморфозы по плагиоклазу [25]. В Красноярском магнетитовом месторождении (Ангаро-Илимский район) содержится в секущих кальцит-хлоритовых прожилках [12]. В Иджимском плутоне (Алтай-Саянская область) слагает прожилки в родингитах среди серпентинитов, содержит реликты пироксена, граната, везувиана [19]; в рудах Подлысанского массива (Восточный Саян) образует оторочки вокруг выделений титаномagnetита, вместе с пиритом и ильменитом выполняет трещины в серпентините [20, 26]; в ультраосновных мигматизированных сланцах Южной Якутии образовался по биотиту, содержит обильные включения рутила, находится в ассоциации с серпентинизированными оливином и клиногумитом [6]. Отмечался в кальцитовых карбонатитах Турьего мыса [27]. В Кураминском хребте (Узбекистан) выделился в предрудную стадию в пропилитизированных породах, образует гомоосе-

вые псевдоморфозы по биотиту вместе с рутилом, лейкоксеном, эпидотом, также по амфиболу и пироксену с магнетитом и кальцитом [28].

Встречен в Северо-Восточной Финляндии (Пуоланка) в зоне трещиноватости на контакте гнейсов и псаммитов в ассоциации с голубым магнезиорибекитом, в альбитизированных метадиабазах с карбонатами, кварцем, альбитом, биотитом, тальком [13] и в Северной Финляндии в магнетитовом месторождении Рааярви — в составе жильных минералов наряду с тремолитом, серпентином, флогопитом [10]. В серебряном руднике Хеллефорс (Швеция) находится в тесном сростании со сфалеритом и арсенопиритом. образует таблитчатые и толстопризматические кристаллы [11]. В месторождении Гёпферсгрюн в горах Фихтель (ФРГ) заключен в массе талька [29, 30]; в Тироле (Австрия) образовался за счет клиногумита, форстерита, диопсида, клинохлора [31, 32]; близ Церматта в Швейцарии пеннин в виде крупных таблитчатых кристаллов вместе с диопсидом, магнетитом, гранатом, кальцитом и сульфидами меди найден в трещинах и гнездах актинолитовых и хлоритовых сланцев [1, 16]; в Японии известен в Окути, преф. Нагасаки, где в ассоциации с тальком слагает жилки в серпентините [33, 34], и в тальковых месторождениях северной части о-ва Кюсю [35]. В США встречен в метаперидотитах и дунитах в горах Сьерра-Невада, шт. Калифорния [7, 36], и в Каскадных горах, шт. Вашингтон, в порфиритах Сан-Мануэла, шт. Аризона, — по фенокристаллам биотита [37]. В хромитовом руднике Нундл, шт. Новый Южный Уэльс (Австралия), слагает плотные массы (с включениями хромита) в серпентините («псевдофит») [38]. Магнезиальные хлориты с очень низким содержанием Al_2O_3 (вероятно, пеннин) отмечались в кимберлитовых породах и в виде включений в алмазах из Африки [4, 39], а также в нерастворенном остатке каменной соли из Тюрингии (ГДР) [40].

Изм. Замещается тальком, тремолитом, антигоритом, карбонатами [6, 23].

Искусств. Синтезирован в смеси с тальком и форстеритом из геля Al, Mg и Si со стехиометрическими соотношениями компонентов, соответствующих пеннинам с содержанием $Al_{0,50}^{IV}$ и $Al_{0,75}^{IV}$, при $T = 600-620^\circ$, $P_{H_2O} = 2-2.5$ кбар в течение 20—30 дней. В качестве промежуточной метастабильной фазы наблюдается Al-серпентин [41].

Разнов. М а н г а н п е н н и н — manganepennine [17].

Синон. Манганхлорит — manganchlorite [17]; марганцевый хлорит — manganesechlorite (Хей, 1955).

Отличается от пеннина повышенным содержанием марганца. Цвет красный или оранжево-красный. В Харстиге (Швеция) слагает прожилки с кальцитом, секущие выделения магнетита, гаусманита и тефронта (хим. анализ 9). Отмечается также в месторождении Лонгбан (Швеция) [42].

Т и т а н о п е н н и н и т — titanorenninite [43]. Отличается от пеннина повышенным содержанием TiO_2 (2,34%) и плеохроизмом: кофейно-коричневый по Ng до бесцветного по Np. $a_0 = 5,36$, $b_0 = 9,28$, $c_0 = 14,45$ Å, $\beta = 97^\circ$. Развивается по Ti-флогопиту при серпентинизации ультрамафитов, находится в ассоциации с серпентинизированным клинопироксеном, паргаситом, тремолитом, титанитом, серпентином, хромитом, магнетитом, пиритом, халькопиритом. Встречен в Центральной Японии [43].

Пеннин, содержащий 4,75% ZnO и 5,50% MnO, встречен в трещинах, секущих франклинитовую руду на месторождении Франклин, шт. Нью-Джерси (США) [44]. Представлен бледно-розовыми кристалликами с совершенной спайностью по (001). Уд. а. 2,74. В шлифах бесцветный по Ng и Nm, слабо-розовый по Np. $2V=0^\circ$. $n_g=n_m=1,586$, $n_p=1,583$. Анализ (%): Na₂O — 0,02; K₂O — 0,02; MgO — 31,0; CaO — 0,08; MnO — 5,50; FeO_{общ} — 0,89; ZnO — 4,75; SiO₂ — 0,02; Al₂O₃ — 13,1; Fe₂O₃ — сл.; SiO₂ — 32,4; H₂O — 12,5; H₂O⁻ — 0,2; сумма — 100,48; анал. Ито (в оригинале сумма 100,59).

Межплоскостные расстояния пеммина 11b из Окути, преф. Нагасаки, Японии
(FeO — 6,89%, Fe₂O₃ — 1,56%) [33]

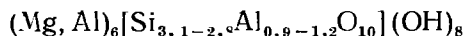
| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|-------------|----------|--------------|----------------|----------|--------------|
| 001 | 8 | 14,2 | 007 | 2 | 2,04 | 0.0.10 | 1 | 1,429 |
| 002 | 10 | 7,12 | 135; 204 | 4 | 2,01 | 139; 208 | 4 | 1,403 |
| 003 | 8 | 4,75 | 135; 206 | 2 | 1,891 | 400; 262; } | 2 | 1,323 |
| 004 | 10 | 3,56 | 136; 205 | 2 | 1,833 | 139; 2.0.10 } | | |
| 005 | 4 | 2,85 | 136; 207 | 1 | 1,732 | 066; 335; } | 3 | 1,294 |
| 131; 202 | 3 | 2,58 | 137; 206 | 1 | 1,672 | 337 } | | |
| 132; 201 | 5 | 2,55 | 137; 208 | 3 | 1,577 | 1.3.10; 2.0.11 | 1 | 1,228 |
| 132; 203 | 4 | 2,44 | 060; 331 | 6 | 1,541 | 0.0.12 | 1 | 1,192 |
| 133; 202 | 2 | 2,38 | 062; 331; } | 2 | 1,507 | | | |
| 133; 204 | 3 | 2,27 | 338 } | | | | | |

Л и т е р а т у р а

- Искуль В. // Экспериментальные исследования в области химической конституции силикатов: Хлориты. Пр., 1917. С. 166.
- Robinson K., Brindley G. W. // Proc. Leeds. Philos. Soc. 1949. Vol. 5. P. 102.
- Brindley G. W., Oughton B. M., Robinson K. // Acta crystallogr. 1950. Vol. 3, pt 6. P. 408.
- Mitchell R. S., Giardini A. A. // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 7/8. P. 756.
- Joswig W., Fuess H., Rothbauer R., Takeuchi Y., Mason S. A. // Ibid. 1980. Vol. 65, N 3/4. P. 349.
- Шабунин Л. И. // Зап. ВМО. 1949. Т. 78, вып. 4. С. 276.
- Post J. L., Plummer C. C. // Clays and Clay Miner. 1972. Vol. 20, N 5. P. 271.
- Бахтин А. И., Кричарь Г. А., Мананов Р. А. // Катионное упорядочение в структурах минералов. Новосибирск, 1979. С. 42.
- Goodman B. A., Bain D. C. // Develop. Sedimentol. 1979. Vol. 27. P. 65.
- Nuutilainen J. // Ann. Acad. Sci. Fenn. A. 1968. Vol. 96. P. 60.
- Sundius N., Parwel A., Rajandi B. // Sver. geol. unders. C. 1966. N 614, årsb. 60, N 9. S. 17.
- Павлов Н. В. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1961. Вып. 52. С. 58, 116.
- Laaajoki K., Ojanperä P. // Bull. Geol. Soc. Finl. 1973. Vol. 45, pt 2. P. 143.
- Курнаков Н. С., Черных В. В. // Зап. Минерал. о-ва. 1926. Т. 55, вып. 1. С. 183.
- Dschang G. L. // Chem. Erde. 1931. Bd. 6. S. 416.
- Lapham D. M. // Amer. Miner. 1958. Vol. 43, N 9/10. P. 921.
- Hamberg A. // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1890. Bd. 12. S. 580.
- Morante S. M., Rodriguez J. // Bol. Real. soc. esp. hist. natur. Sec. geol. 1968. Vol. 66, N 2. P. 159.
- Еремеев В. П., Сибилев А. К. // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969. № 8. С. 14.
- Глазунов О. М. // Геохимия и петрология габбро-пироксенитовой формации Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1975. С. 83.
- Зинчук Н. Н., Харкив А. Д. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. № 8. С. 25.
- Архипенко Д. К., Солотчина Э. П., Ковалева Л. Т., Корнева Т. А. // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1985. Вып. 610. С. 46.
- Аршинов В. В., Уральский Б. П. // Тр. ВИМС. 1936. Вып. 107. С. 5.
- Черных В. В. // Материалы по общ. и прикл. геологии. 1930. Вып. 151. С. 27.
- Чернышов Н. М. // Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та. 1971. С. 95.
- Глазунов О. М. // Изв. Том. политехн. ин-та. 1961. Т. 120. С. 21.
- Сачилов В. С. // Карбонатиты (фашии и условия образования). М.: Наука, 1977. С. 186.
- Мусеева М. И. // Минералогия рудных месторождений северо-восточной части Кураминского хребта и сопредельных районов. Ташкент: Фан, 1969. С. 84.
- Schüller K. H. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1968. H. 10. S. 363.
- Schreyer W., Seifert F. // Ibid. H. 3/4. S. 110.
- Tschermak G. // Tschermak's miner. und petrogr. Mitt. 1891. Bd. 12. S. 32.
- Franz G., Ackermann D. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1980. Vol. 75, N 2. P. 97.
- Shirozu H. // Miner. J. 1958. Vol. 2, N 4. P. 209; N 5. P. 298.
- Nakamura Y. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1976. Vol. 71, N 5. P. 147.
- Uchida Y., Muta K. // J. Geol. Soc. Jap. 1958. Vol. 64, N 757. P. 494.
- Frost R. // J. Petrol. 1975. Vol. 16, N 2. P. 272.
- Schwarz G. M. // Econ. Geol. 1958. Vol. 53, N 2. P. 164.
- Golding H. G., Bayliss P. // Miner. Mag. 1968. Vol. 36, N 282. P. 825.
- Tompkins L. A., Bailey S. W., Haggerty S. E. // Amer. Min. 1984. Vol. 69, N 3/4. P. 237.
- Braitsch O. // Salt deposits, their origin and composition. В.: Springer, 1971. P. 25, 232.
- Shirozu H., Momoi H. // Miner. J. 1972. Vol. 6, N 6. P. 464.

42. *Eckermann H.* // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1927. Bd. 49. S. 450.
 43. *Inomata M., Tateyama H.* // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1974. Vol. 69 N 9. P. 332.
 44. *Fronde! C., Ito J.* // Neues Jb. Mineral. Abh. 1975. Bd. 123, H. 2. S. 111.

Клинохлор Clinochlore



Назван по отчетливой принадлежности первых изученных образцов к моноклинной сингонии в отличие от псевдогексагональных хлоритов (Блек, 1851).

Синон. Грастит — *grastite* — темно-зеленый хлорит из хромитовых руд Техаса (Пенсильвания), вероятно, нечистый клинохлор (Пирс, 1864); лейхтенбергит — *leuchtenbergite* — распространенное название для бесцветного, почти безжелезистого клинохлора (Евренов, 1842); маулеонит — *mauleonite* — белый клинохлор из известняков Маулеона, Франция (Леймерн, 1867); мискейт — *miskeyite* — торговое название для плотного хлорита, используемого как орнаментальный камень (Берверт, 1912); мохелнит или мохленит — *mohelnite*, *mohlenite* — хлорит из серпентинитов Мохелно (Чехословакия), вероятно, клинохлор (Паклт, 1953); псевдофит — *pseudophite* — плотный клинохлор или пеннин (Кеннгот, 1855); пузакит или пузакит — *rouzacite* — бесцветный клинохлор (Лакруа, 1893); румпфит — *rumpfite* (Фирч, 1890) — бесцветный клинохлор (лейхтенбергит, по Хэдлу, 1941).

Характ. выдел. Чешуйки, пластинки и таблитчатые кристаллы размером до нескольких сантиметров, чешуйчатые, иногда листоватые, радиально- и веерообразно-лучистые агрегаты, розетки, друзы, плотные тонкочешуйчатые массы в гнездах и прожилках, цемент брекчий.

Структ. и морф. крист. Преобладают, по-видимому, политипные модификации с пакетами типа Pb ; для образца с небольшой примесью сапонитовых слоев отмечалась политипная модификация $1a$ с моноклинной ячейкой [1]; $b_0 = 9,20-9,27$ [2—5]. Структурно изучалась упорядоченная однопакетная модификация клинохлора из Кении Pb-4 , трикл. с. C1 , $b_0 = 9,235 \text{ \AA}$, $\alpha = 90^\circ 43'$, $d_{001} = 14,270 \text{ \AA}$. $\text{T-O} = 1,677; 1,673; 1,683; 1,677$. $\text{M-O} = 2,047; 2,023; 1,995$, среднее $2,022 \text{ \AA}$ (в межслоевых сетках), $\text{M-O} = 2,050; 2,052; 2,067$, среднее $2,056 \text{ \AA}$ (в слое 2 : 1). Al^{VI} концентрируется в межслоевых сетках. Угол дитригонального разворота тетраэдров $7,7$. Первоначально этот хлорит был описан под названием корундофиллита [6], позже с помощью микроскопа уточнено содержание $\text{Al}^{\text{IV}} = 0,98$ (на форм. ед.) и рассчитаны межатомные расстояния [7—9]. Для клинохлора из Апеннин, приближающегося по составу к пеннину, определены: $a_0 = 5,27$, $b_0 = 9,22$, $c_0 = 14,36 \text{ \AA}$, $\beta = 96^\circ 58'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,5715 : 1 : 1,5574$ [5]. Для бесцветного безжелезистого клинохлора («лейхтенбергита») из Филлипсбурга (США): $a_0 = 5,315$, $b_0 = 9,206$, $c_0 = 28,552 \text{ \AA}$, $\beta = 97^\circ 8'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,5773 : 1 : 3,1014$ [10]. Полубеспорядочная структура с чередованием пакетов Pb-2 , Pb-4 и Pb-6 установлена в кристаллах из Сибири с содержанием $\text{Fe}_{0,85}$, $\text{Al}_{1,15}^{\text{IV}}$ ($a_0 = 5,334$, $b_0 = 9,244$, $c_0 = 14,291 \text{ \AA}$, $\beta = 97^\circ 09'$) [11]. Детали структуры Sr -содержащего клинохлора Pb-2 из Вест-Честера изучались методом электронной микроскопии высокого разрешения [12].

Физ. св. Сп. совершенная по (001). Спайные листочки гибкие. Тв. $2\frac{1}{2}$. Уд. в. $2,61-2,73$ (указывались и более высокие значения [13, 14]). Цвет светло-зеленый до бесцветного, темно- или ярко-зеленый, иногда сине-зеленый, серо-зеленый, коричневатый-серый, светло-серый, желтый. В порошке зеленоватый-серый или снежно-белый. Бл. на спайных плоскостях серебристый до перламутрового. Отдельные чешуйки прозрачны. Безжелезистый клинохлор — хороший электрический изолятор [15]. В ИК-спектре клинохлора состава $\text{Fe}_{0,57}$ и $\text{Al}_{0,98}^{\text{IV}}$ наиболее интенсивны полосы поглощения при $3600, 3450, 1005, 960, 655, 440-460$ и 415 см^{-1} [16]. Для «лейхтенбергита» из рудника Ванибучи отмечались полосы 3574 и 3412 см^{-1} [17]. Изучались параметры мессбауэровского [18] и эмиссионного рентгеновского К-спектра железа [19]. Экспериментально определялись заряды на поверхности частиц клинохлора, обработанного раствором $\text{HCl} + \text{MgCl}_2$ [20] и термодинамические свойства [21, 22].

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветный или слабо плеохроирует в зеленоватых, желтоватых, редко голубовато-зеленых тонах. Иногда наблюдаются аномальные грязно-зеленые, зеленовато-серые интерференционные окраски. Двусный (+). $Nm = b$, $aNp = 0-2,5^\circ$, $cNg = 5-7^\circ$. Погасание косое. Удлинение (-). $n_g = 1,570-1,600$, $n_p = 1,564-1,590$, $n_g - n_p = 0,003-0,010$, $2V$ обычно не более 30° , редко до $40-50^\circ$. Отмечалась ясная дисперсия, $r < v$ [23—25]. В шлифах иногда наблюдается полисинтетическое двойникование. Может содержать включения граната, магнетита [14].

Хим. Теор. состав для формулы $Mg_8Al[Si_3AlO_{10}](OH)_8$: $MgO - 36,27$; $Al_2O_3 - 18,34$; $SiO_2 - 32,43$; $H_2O - 12,96$. Содержание основных компонентов: $MgO - 25-37$, $Al_2O_3 - 16-22$, $SiO_2 - 29-32$, $H_2O - 11-13,5$; устанавливаются постепенные переходы к пеннину, с одной стороны, и к шериданиту — с другой. Mg замещается на Fe^{2+} , Al на Fe^{3+} с постепенным переходом в магнезиально-железистые хлориты. Содержание Fe условно не более 1 на форм. ед., т. е. приблизительно до 10% ($FeO + Fe_2O_3$). Наименее железисты клинохлоры из гидротермально-измененных и метаморфизованных карбонатных пород («лейхтенбергиты»), более железистые клинохлоры связаны с ультрабазитами. Содержание H_2O обычно мало, повышается при переходе к смешанослойным образованиям [1]. Иногда в незначительных количествах содержат Na_2O , K_2O , CaO . Содержание MnO достигает 2% [26—28], необычно высокое (8,24%) отмечено в хлорите, переходном от клинохлора к рипидолиту из жилков в марганцевой руде месторождения Куманохата, преф. Сига (Япония) [29]. Описан клинохлор с повышенным содержанием TiO_2 , отличающийся красновато-бурными и синевато-зелеными цветами плеохроизма [30, 31]. Иногда в состав клинохлора входит Cr ; прослежены постепенные переходы к хромовым хлоритам [32, 33].

В клинохлоре медно-свинцово-цинковых месторождений установлено повышенное содержание Pb , Zn и Cu [34], CuO иногда до 1,9% [28].

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|-----------|-------|---------|-------|---------|---------|---------|----------------------|------------------------|--------|
| Na_2O | — | Не обн. | 0,36 | 0,03 | 0,20 | Не обн. | Не обн. | Не обн. | — |
| K_2O | — | » | 0,33 | 0,01 | 0,16 | » | » | » | — |
| MgO | 37,64 | 30,40 | 33,89 | 31,52 | 31,32 | 30,24 | 29,83 | 36,01 | 30,94 |
| CaO | Сл. | 0,25 | — | 0,59 | 0,28 | 0,21 | Не обн. | 0,07 | 0,15 |
| FeO | » | 4,03 | — | 0,77 | 3,60 | 8,16 | 9,06 | 0,54 | 4,23 |
| MnO | » | 0,03 | — | Не обн. | 0,02 | 0,07 | 0,14 | Не обн. | Сл. |
| Al_2O_3 | 17,62 | 21,22 | 20,92 | 19,85 | 19,05 | 17,78 | 17,18 | 19,38 | 20,75 |
| Fe_2O_3 | — | 1,80 | 3,43 | 2,18 | 1,67 | 1,43 | 0,02 | Не обн. | 1,68 |
| SiO_2 | 31,44 | 29,17 | 28,74 | 31,38 | 29,46 | 30,79 | 30,90 | 30,89 | 29,40 |
| TiO_2 | — | 0,14 | — | Не обн. | 0,20 | 0,04 | Сл. | Не обн. | 0,10 |
| H_2O | 13,19 | 12,63 | 12,30 | 12,51 | 13,00 | 11,51 | 12,60 | 13,21 | 12,85 |
| H_2O^- | — | — | — | 0,97 | 0,96 | Не обн. | 0,35 | Не обн. | 0,08 |
| Сумма | 99,89 | 99,67 | 99,97 | 99,99* | 99,95** | 100,23 | 100,08 ^{3*} | (100,33) ^{4*} | 100,18 |
| Уд. в. | — | — | — | 2,678 | — | — | — | 2,66 | 2,713 |
| n_g | 1,575 | — | 1,573 | 1,581 | 1,583 | 1,595 | 1,594 | 1,586 | 1,599 |
| n_m | 1,572 | 1,584 | — | — | — | — | — | — | 1,589 |
| n_p | 1,572 | — | 1,569 | 1,575 | 1,579 | 1,588 | 1,588 | 1,573 | 1,588 |
| $+2V$ | 6—14 | — | 5 | — | — | — | — | Мал. | 29 |

* В том числе $Cr_2O_3 - 0,18$, $NiO - \text{сл.}$ ** В том числе $P_2O_5 - 0,03$. ** Cr_2O_3 и $V_2O_5 - \text{не обн.}$ ** В том числе $P_2O_5 - 0,13$, $F - 0,18$. — $O = F_2 = 0,08$, S и $CO_2 - \text{не обн.}$

Пересчет анализов на 14 атомов O

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Si | 2,93 | 2,78 | 2,69 | 2,95 | 2,84 | 2,93 | 3,00 | 2,88 | 2,79 |
| Al ^{IV} | 1,07 | 1,22 | 1,31 | 1,05 | 1,16 | 1,07 | 1,00 | 1,12 | 1,21 |
| Al ^{VI} | 0,87 | 1,16 | 1,00 | 1,15 | 1,01 | 0,93 | 0,96 | 1,01 | 1,11 |
| Fe ³⁺ | — | 0,13 | 0,24 | 0,15 | 0,12 | 0,10 | — | — | 0,12 |
| Cr | — | — | — | 0,01 | — | — | — | — | — |
| Ti | — | 0,01 | — | — | 0,01 | — | — | — | — |
| Mg | 5,23 | 4,31 | 4,73 | 4,42 | 4,50 | 4,32 | 4,31 | 5,00 | 4,38 |
| Fe ²⁺ | — | 0,32 | — | 0,06 | 0,29 | 0,65 | 0,73 | 0,04 | 0,34 |
| Mn | — | — | — | — | — | 0,01 | 0,01 | — | — |
| Ca | — | 0,02 | — | 0,06 | 0,03 | 0,02 | — | 0,01 | 0,02 |
| Na | — | — | 0,07 | 0,01 | 0,04 | — | — | — | — |
| K | — | — | 0,04 | — | 0,02 | — | — | — | — |

1 — бесцветный, из метаморфизованного известняка, Филлипсбург, Монтана (США), анал. Шэннон [13]; 2 — бледно-зеленый, из каверы в магнетитовой руде Коршуновского месторождения, Ангаро-Илимский район, анал. Гормашева [3]; 3 — из хлорит-магнетитовой руды Тагарского месторождения, Средне-Ангарский район, анал. Столярова, спектрально обнаружены Ni, V, Cu, Ga [35]; 4 — бесцветный, из ассоциации с хромитом, район Тари, преф. Тоттори (Япония), анал. не указан [36]; 5 — зеленый до сине-зеленого, из контакта десилицифицированного пегматита и ультрабазита, Рила (Болгария), анал. не указан, спектрально определены Li, Rb, Cs, Be, Ba, Sr [37]; 6 — из контакта габбро-диоритовой жилы и дунита, Тарлашкский массив, Восточная Тува, анал. не указан [38]; 7 — темно-зеленый, из жилы в перидотите Отаго (Новая Зеландия), анал. Хаттон [39]; 8 — серовато-белый, из магнезиальных скарьов, долина р. Даран-Стаж, Юго-Западный Памир, анал. Шаповалова, в оригинале сумма 100,15 [10]; 9 — ярко-зеленые прозрачные кристаллы с Мадагаскара, анал. не указан [15].

Диагн. исп. Устойчив к действию кислот и щелочей [41, 42]. Процесс разложения существенно активизируется после растирания [41] или предварительного нагревания [43]. Изучена кинетика растворения клинохлора в HCl, H₂SO₄, органических кислотах (винной, янтарной, аспарагиновой), в нитрате аммония [16, 44—48]. После удаления значительной части катионов (до 70%) рентгенограмма почти не изменяется, но определенные изменения наблюдаются в ИК-спектре [44]. Отмечались возможности селективного растворения межслоевой октаэдрической сетки [43]. При действии HF на спайных пластинках появляются фигуры травления в виде треугольников [49].

Повед. при нагр. Кривая ДТА типична для магнезиальных хлоритов: два эндотермических эффекта с максимумами 630—675 и 830—850° и экзотермический эффект при 850—920° (не всегда проявляется) [5, 23, 50—54]. При 600° листочки буреют, оптический знак меняется на отрицательный, после второго эндотермического эффекта резко возрастает светопроломление [54]. Рефлексы на рентгенограмме клинохлора сохраняются после прокалывания его в течение часа при 700° [53]. После прогревания при 720° наблюдалось расщепление базальных рефлексов вследствие образования двух модификаций с $d_{001} = 14,20$ и $13,95 \text{ \AA}$ [55]. В продуктах обезвоживания при 860° установлены энстатит и оливин [23, 53, 56], при 1100—1200° — также шпинель [54, 55, 57]. При нагревании до 500—1000° в смеси с CaCO₃ и NH₄Cl в пропорции 1 : 5 : 10 разлагается с образованием гидрогроссуляра, периклаза, ларнита, спуррита, форстерита и энстатита [58].

Средний коэфф. термического расширения $\perp (001) = (9,0 \pm 2,3) \cdot 10^{-6}$, $\parallel (001) = (11,1 \pm 1,4) \cdot 10^{-6}$ [59].

Нахожд. Образование клинохлора связано с гидротермально-метасоматическими и метаморфическими изменениями ультраосновных и карбонатных пород, иногда — с рудообразующими процессами.

В ультрабазитах на начальных стадиях гидротермального изменения развивается в виде небольших скоплений, единичных чешуек, каемок вокруг зерен хромита и магнетита, прожилков; замещает оливин с выделением тонких частиц магнетита. Примеры нахождения клинохлора в ультраосновных породах: Алларченское месторождение никеля на Кольском полуострове [60]; Войкар-Сыньинский перидотитовый массив на Полярном Урале [23]; ультрабазиты Приазовья [61]; Шелектинское никелевое месторождение (КазССР) — в виде

крупных чешуй в пироксените [62]; породы диабаз-серпентинитовой формации Моденских Альп — в виде компактных масс с включениями октаэдрических кристаллов магнетита [56]; гранатые перидотиты Тисино (Швейцария) — чешуйки в шпинель-амфиболовых симплектиках вокруг зерен граната [24]; Ченгдинский гипербазитовый комплекс Корен — на контакте хромитовых тел и серпентинитов [63]; рудник Хиноками и район Тари, преф. Тоттори (Япония), — в ассоциации с хромитом [36, 64]; ультрамафиты центральной части шт. Массачусетс (США) [65]; перидотиты Ред-Маунтин, Отаго (Новая Зеландия) — мономинеральная жила [39].

Часто встречается на контактах ультрабазитов с более поздними кислыми породами, например в нижнем течении р. Бескес на Северном Кавказе образует скопления в контактово-метаморфической зоне между змеевиками и гранитами, находится в ассоциации с тальком, актинолитом, флогопитом, замещающая флогопит с выделением игольчатого рутила [50]; в Рила (Болгария) — на контакте десилицифицированных пегматитов и ультрабазитов [37, 66, 67]; в Сидоку (Западная Япония) в хромитовых рудах [68]; в районе Сакраменто, шт. Калифорния (США) [69]; в Каскадных горах, шт. Вашингтон (США), в контакте ультрабазитов с основными породами образует мономинеральную зону, переходящую в родингитовую зону (гранат + диопсид - эпидот + плагиоклаз + шпинель) [70].

На определенных стадиях метаморфизма ультрабазитов клинохлор устойчив в ассоциации с антигоритом и оливином или антигоритом и клинопироксеном, например в ультрамафическом комплексе Фудживара, Сикоку (Япония) [71]. Выделяется при ретроградном метаморфизме ультрамафических гранулитов в ассоциации с тремолитом и магнетитом (\pm антофиллит, доломит, ильменит), например в Скурнан (Шотландия) [72]. Примерами нахождения в апоультрабазитовых породах и серпентинитах могут служить Белозерский железорудный район [73], Кирябинское, Ильменское и Шабровское месторождения на Урале [74, 75], Тарлашкинский дунитовый массив (Тува) [38], месторождение магнезита Мен-Крик на о-ве Тасмания [76], Шишимские и Назямские горы на Южном Урале — с гранатом [14, 77], Пьямпадул [78] и Сасса Мангеска (Италия) [5].

В мраморизованных и доломитизированных известняках клинохлор известен в окрестностях Златоуста на Южном Урале [79], на юге Астурии (Испания) [80], в Филлипсбурге, шт. Монтана (США) [13], в Вестминстере, шт. Мериленд (США) [2].

На контакте известняков с серпентинитами в Тэлери (Западный Пакистан) находится в ассоциации с везувианом, гроссуляром, антигоритом, пикотитом, титанитом, иногда диопсидом и хондродитом [81]; в шт. Невада (США) в контактной зоне гранодиорита и доломита слагает жилу, секущую шеелит-кварц-эпидот-везувиановые породы [82]; в Кими (Греция) известен в апокарбонатных породах в ассоциации с везувианом, кальцитом, эпидотом, цоцитом, диопсидом и антигоритом [25].

В скарнированных мраморах встречен на о-ве Шпицберген в виде крупных чешуй со шпинелью, оливином, доломитом и кальцитом [83], в Тироле (Австрия) — в карбонатных породах с форстеритом, клиногумитом и диопсидом близ тоналитовой интрузии [84]. В Лепонтинских Альпах клинохлор является существенной составной частью форстерит-клинохлор-кальцит-доломитовых мраморов, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации [85]; в доломитовых мраморах в ореоле гранитоидной интрузии Бергель (Швейцария) наблюдался в ассоциации с доломитом, кальцитом, оливином, шпинелью и в параллельных сростаниях с флогопитом [83]; на пике Костабонн в Восточных Пиренеях образует идиоморфные кристаллы в прожилках среди доломитов в ассоциации со шпинелью, кальцитом, форстеритом или клиногумитом [86]; в магнезиальных скарнах месторождения Намге (Северная Корея) на контактах дайковых тел и магнезитов выделялся в несколько стадий, замещая тальк на границе флогопитовой и серпентинитовой зон [74]; в шт. Монтана (США) в контакте гранодиоритов батолита Боулдер с известняками и доломитами

клинохлор встречен в ассоциации с кальцитом, доломитом, оливином, шпинелью, флогопитом [87].

В некоторых магнезиальных скарнах образовался по шпинели, флогопиту, пироксену (долина р. Даран-Стаж на юго-западе Памира [40], месторождение Алтынтопкан в УзССР и др. [88]).

В железорудных скарновых месторождениях клинохлор находится в тесной ассоциации с магнетитом, образует прожилковые и друзовые скопления, цемент брекчированных руд, часто является главным нерудным минералом, замещает более ранние скарновые минералы: доломит, пироксен, везувиан, амфиболы. Примерами могут служить: Ангаро-Илимский, Ангаро-Катский, Средне-Ангарский железорудные районы юга Сибирской платформы [3, 35, 50], Тунгусское рудное поле [89], Саякское месторождение в Прибалхашье [90], Харангонское месторождение в Таджикистане [51].

В золоторудных и свинцово-цинковых месторождениях клинохлор входит в состав окolorудных пород: хлоритовых, карбонат-хлоритовых, карбонат-серицит-хлоритовых, кварц-хлоритовых, магнетит-хлоритовых, хлорит-гранат-пироксеновых и др. (месторождения Баймакское и Золотая Гора на Урале [52, 91, 92], Рубцовское, Тишинское, Золотушинское, Камышинское на Рудном Алтае [93—96], месторождения южного склона Гиссарского хребта и Алмалыкского района в Узбекистане [97, 98], Банской Штявницы (Чехословакия) [34]). В Оспинском массиве (Восточная Сибирь) встречен в кальцит-хлоритовых жилах, секущих эпидотизированные диопсид-везувиановые породы, содержащие вкрапленность галенита [54].

В месторождениях типа куроко (Япония) встречен на контакте аргиллизированных туфов и гипсовых тел (рудник Ванибачи, преф. Симане [1, 99], и рудник Катта, преф. Мяги [100]).

На медно-свинцово-золоторудном месторождении Голден-Антлер, шт. Монтана (США), клинохлор слагает мономинеральные жилы мощностью до 10 м в кварц-полевошпатовых гнейсах [101].

Наряду с пеннином клинохлор встречается в карбонатах хлорит-серицит-анкеритовой фации как метасоматический минерал по биотиту, флогопиту, гранату, пироксену, амфиболу, гидромелилиту и в пустотах пород (Малосаянский массив в Восточном Саяне [102]).

В некоторых сланцах содержится клинохлор с повышенным содержанием MnO , иногда CuO ; примерами могут служить слюдястый сланец месторождения Лонгбан в Швеции [26], марганцевые сланцы с ганитом, коронадитом, кварцем и порфиробластами канонита в Канона (Замбия) [27], а также гранат-пьемонтитовые сланцы с тальком и кварцем в Брезовике (Югославия) [28].

В осадочных породах эвапоритовых формаций магнезиальный хлорит (вероятно, клинохлор) находится в ассоциации с Fe-иллитом и корренситом, например, в альпийских соленосных породах [103].

Изм. Замещается тальком, серпентином, карбонатами, магнетитом. В зоне выветривания клинохлор более устойчив, чем другие Mg-хлориты [62]. При интенсивном воздействии экзогенных факторов в его составе увеличивается содержание SiO_2 , Fe_2O_3 и H_2O , иногда NiO [104, 105].

Искусств. При $P < 3$ кбар получен в интервале температур $520—680^\circ$ ($a_0 = 5,324$, $b_0 = 9,224$, $c_0 = 14,420 \text{ \AA}$, $\beta = 97^\circ 06'$, $V = 702,48 \text{ \AA}^3$), в качестве промежуточной фазы наблюдался Al-серпентин [106—109]. При $P = 10—15$ кбар образуется при 780° ; ниже этой температуры устойчивы лишь смешанослойные фазы хлорит — Al-серпентин; при 800° ($P = 10$ кбар) и 830° ($P = 15$ кбар) разлагается на тальк, форстерит, шпинель и пары воды [110].

При $P = 20$ кбар температура образования достигает 800° при продолжительности опытов 60 ч (таблички размером до 1 мкм, политип 11b, $a_0 = 5,3195$, $b_0 = 9,215$, $c_0 = 14,3708 \text{ \AA}$, $\beta = 97^\circ 06'$, $V = 699,06 \text{ \AA}^3$ [111]). Об устойчивости клинохлора см. во введении к группе хлоритов.

Отл. Во многом сходен с пеннином. С достоверностью можно говорить о клинохлоре только на основании химического анализа.

Межплоскостные расстояния клинохлора из Южной Тувы [55]

CuK_α-излучение. Дифрактометр

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|
| 001 | 100 | 14,16 | 132; 203 | 40 | 2,441 | 13̄; 205 | 17 | 1,823 |
| 002 | 100 | 7,08 | 133; 202 | 20 | 2,382 | 008 | 2 | 1,770 |
| 003 | 100 | 4,720 | 006 | 10 | 2,360 | 300 | 3 | 1,740 |
| 020 | 15 | 4,600 | 133; 204 | 17 | 2,260 | 136; 207 | 5 | 1,715 |
| 004 | 100 | 3,540 | 134; 205 | 5 | 2,070 | 137; 206 | 10 | 1,660 |
| 005 | 100 | 2,832 | 007 | 60 | 2,023 | 009 | 7 | 1,573 |
| 131; 202 | 27 | 2,584 | 135; 204 | 50 | 2,000 | 137; 208 | 40 | 1,567 |
| 132; 201 | 45 | 2,542 | 135; 205 | 20 | 1,885 | 060; 331 | 30 | 1,539 |

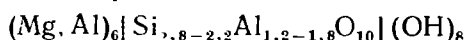
Л и т е р а т у р а

1. Shirozu H., Sukasegawa T., Katsumoto N., Ozaki M. // Clay Sci. 1975. Vol. 4, N 6. P. 305.
2. Brindley G. W., Edwards G. C. // Amer. Miner. 1976. Vol. 61, N 9/10. P. 1009.
3. Вахрушев В. А., Воронцов А. Е. // Минералогия и геохимия железорудных месторождений юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1976. С. 47.
4. Коренбаум С. А. // Минеральные парагенезисы тальковых месторождений. М. Наука, 1967. С. 237.
5. Felice G., Morandi N. // Miner. et petrogr. acta. 1978. Vol. 22. P. 141.
6. Steinfink H. // Acta crystallogr. 1958. Vol. 11, pt 3. P. 191, 195.
7. Bailey S. W. // Clays and Clay Miner. 1972. Vol. 20, N 6. P. 381.
8. Bailey S. W. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 3. P. 175.
9. Phillips T. L., Loveless J. K., Bailey S. W. // Ibid. 1980. Vol. 65, N 1/2. P. 112.
10. McMurphy R. C. // Ztschr. Kristallogr. 1934. Bd. 88, N. 5/6. S. 420.
11. Catti M., Ivaldi G. // Rend. Soc. ital. miner. e petrol. 1981. Vol. 37, fasc. 2. P. 987.
12. Spinnler G. E., Self P. G., Iijima S., Buseck P. R. // Amer. Miner. 1984. Vol. 69, N 3/4. P. 252.
13. Shannon E. V. // Ibid. 1923. Vol. 8, N 1. P. 8.
14. Исколь В. // Экспериментальные исследования в области конституции силикатов Хлориты. Пг., 1917. С. 166.
15. Orcl J. // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1927. Vol. 50, N 3/6. P. 75.
16. Архипенко Д. К., Канежинская К. Б. // Исследование структурных особенностей минералов современными физико-химическими методами. Новосибирск: Наука 1970. С. 3.
17. Kodama H., Oikuma K. // Clays and Clay Miner. 1963. Vol. 11. P. 236.
18. Goodman B. A., Bain D. C. // Develop. Sedimentol. 1979. Vol. 27. P. 65.
19. Нарбушт К. И., Смирнови И. С. // Изв. АН СССР. Сер. физ. 1972. Т. 36, № 2. С. 354.
20. Jones A. A. // Clay Miner. 1981. Vol. 16, N 4. P. 347.
21. Hemingway B. S., Robie R. A., Kittrick J. A., Grew E. S., Nelen J. A., London D. Amer. Miner. 1984. Vol. 69, N 7/8. P. 701.
22. Kittrick J. A. // Clays and Clay Miner. 1982. Vol. 30, N 3. P. 167.
23. Виноградская Г. М. // Зап. ВМО. 1960. Т. 89, вып. 3. С. 307.
24. Möckel J. R. // Leidse geol. meded. 1969. Bd. 42. Blz. 61.
25. Marakis G. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1972. H. 8. S. 345.
26. Phillips W. R. // Miner. Mag. 1963. Vol. 33, N 260. P. 404.
27. Vrana S., Rieder M., Podlaha J. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1978. Vol. 66, N 3. P. 325.
28. Abraham K., Schreyer W. // J. Petrol. 1976. Vol. 17, N 4. P. 421.
29. Shirozu H. // Miner. J. 1958. Vol. 2, N 4. P. 209; N 5. P. 298.
30. Макаров В. Н., Сердюченко Д. П. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1974. Вып. 8. С. 16.
31. Сердюченко Д. П., Макаров В. Н. // ДАН СССР. 1976. Т. 229, № 6. С. 1444.
32. Stone R. L., Weiss E. J. // Clay Miner. Bull. 1955. Vol. 2, N 13. P. 214.
33. Lapham D. M. // Amer. Miner. 1958. Vol. 43, N 9/10. P. 921.
34. Forgas J., Stresko J., Satajova E. // Miner. Slov. 1983. Sv. 15, N 3. S. 261.
35. Момджи Г. С., Архипенкова А. Я., Козлов В. Ф., Павлов В. А. // Платформенная магномангнетитовая формация (на примере Ангарской железорудной провинции). М.: Недра, 1976. С. 171.
36. Kitahara J. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1959. Vol. 43, N 1. P. 42.
37. Арнаудов В. // Год. Софийск. ун-та Геол.-геогр. фак. 1975/1976. Т. 68, кн. 1. С. 129.
38. Еремеев В. П. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1962. Вып. 77. С. 109.
39. Hutton C. O. // Trans. and Proc. Roy. Soc. N. Z. 1936. Vol. 66, N 1. P. 35.
40. Киселев В. И. // Минералогия Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1982. Вып. 5 С. 151.

41. Лантвева Е. С., Юсупов Т. С., Бергер А. С. // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1981. Вып. 493. С. 62.
42. Власов В. В., Ремизников В. И. // Рентгенография минерал. сырья. М.: Недра, 1967. Сб. 6. С. 122.
43. Ross G. J., Kodata H. // Clays and Clay Miner. 1974. Vol. 22, N 3. P. 205.
44. Архипенко Д. К., Григорьева Т. Н., Капезинская К. Б., Орехов Б. А., Новожилова М. В. // Исследование структурных особенностей минералов современными физико-химическими методами. Новосибирск: Наука, 1970. С. 23.
45. Матвеева Л. А. // Кора выветривания. М.: Наука, 1968. Вып. 10. С. 234.
46. Воскресенская Н. Т., Кольязо Х. // Геохимия. 1983. № 1. С. 43.
47. Гинзбург И. И., Беляцкий В. В., Матвеева Л. А., Нужденовская Т. С., Рождественская Э. С. // Экспериментальные исследования по разложению минералов органическими кислотами. М.: Наука, 1968. С. 18.
48. Ross G. J. // Clays and Clay Miner. 1969. Vol. 17, N 6. P. 347.
49. Morante S. M., Rodriguez J. // Bol. Real. soc. esp. hist. natur. Sec. geol. 1968. Vol. 66, N 2. P. 159.
50. Сердюченко Д. П. // Тр. ИГН АН СССР. 1953. Вып. 140. С. 3.
51. Блохина Н. А., Кабанова Л. К., Стрелкова В. Н. // Докл. АН ТаджССР. 1971. Т. 14, № 1. С. 47.
52. Буслав Ф. П., Юников Б. А. // Тр. Геол. ин-та УФАН СССР. 1970. Вып. 86, № 9. С. 107.
53. Sudo T. // Mineralogical study on clay. Tokyo, 1959. P. 84, 105, 293, 310.
54. Коржинский А. Ф. // Зап. Вост.-Сиб. отд-ния ВМО. 1959. Вып. 1. С. 50.
55. Архипенко Д. К., Солотчина Э. П., Ковалева Л. Т., Корнева Т. А. // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1985. Вып. 610. С. 46.
56. Gallitelli P. // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1954. Bd. 4, H. 1/4. S. 283.
57. Schomburg J. // IX Conf. clay mineral. and petrol. Zvolen, 1982. P. 159.
58. Shigeki I., Sudo T. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 7/8. P. 886.
59. McKinstry N. A. // Ibid. N 1/2. P. 212.
60. Яковлева А. К., Осокина А. С. // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1974. Вып. 10. С. 28.
61. Усенко И. С. // Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. Киев: Изд-во АН УССР, 1960. С. 123.
62. Кац А. Л. // Тр. ИГН АН СССР. 1941. Вып. 41. С. 83.
63. Зимин С. С., Радкевич Е. А., Путинцев В. К. и др. // Магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья. М.: Наука, 1966. С. 30.
64. Kitahara J. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1955. Vol. 39, N 4. P. 167.
65. Tracy R. J., Robinson P., Wolff R. A. // Amer. J. Sci. 1984. Vol. 284, N 4/5. P. 530.
66. Петрусенко Св., Арnaudов В., Костов Ив. // Год. Софийск. ун-та. Геол.-геогр. фак. 1964/1965 (1966). Т. 59, кн. 1. С. 248.
67. Станишева Г., Стефанов Д., Пулиев Хр. // Спис. Бълг. геол. дружество. 1970. Т. 31, кн. 2. С. 209.
68. Arai S. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1975. Vol. 52, N 1. P. 1.
69. Post J. L., Plummer C. C. // Clays and Clay Miner. 1972. Vol. 20, N 5. P. 271.
70. Frost R. // J. Petrol. 1975. Vol. 16, N 2. P. 272.
71. Onuki H., Yoshida T., Nedachi M. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1980. Vol. 75, N 6. P. 186.
72. Sill J. D. // Miner. Mag. 1982. Vol. 46, N 338. P. 55.
73. Танатар-Барани З. И. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1964. № 2. С. 61.
74. Коренбаум С. А. // Минеральные парагенезисы тальковых месторождений. М.: Наука, 1967. С. 237.
75. Коренбаум С. А., Траскунова Т. В., Нефедова М. Ю. // Петрология изверженных и метаморфических пород. Владивосток: ДВГИ, 1969. С. 141, 151.
76. Frost M. T. // Econ. Geol. 1982. Vol. 77, N 8. P. 1901.
77. Курнаков Н. С., Черных В. В. // Зап. Минерал. о-ва. 1926. Т. 55, вып. 1. С. 183.
78. Rondolino R. // Period. miner. 1936. Vol. 7. P. 193.
79. Zemitcenskij P. // Ztschr. Kristallogr. 1902. Bd. 35, H. 4. S. 357.
80. Hardy M., Ildefonse J.-P. // Bull. Miner. 1981. Vol. 104, N 4. P. 445.
81. Bilgrami S. A. // Amer. Miner. 1960. Vol. 45, N 9/10. P. 1008.
82. Kerr P. F., Callagham E. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1935. Vol. 46. P. 1957.
83. Bucher-Nurminen K. // Lithos. 1981. Vol. 14, N 3. P. 203; Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1976. Bd. 56, H. 1. S. 95.
84. Franz G., Ackermann D. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1980. Vol. 75, N 2. P. 97.
85. Trommsdorff V. // Schweiz. miner. and petrogr. Mitt. 1966. Bd. 46, H. 2. S. 421.
86. Гитар Ж., Лафитт П. // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 1. С. 387.
87. Rice J. M. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1977. Vol. 59, N 3. P. 237.
88. Королева Н. Н., Королев В. А. // Тр. Среднеаз. НИИ геологии и минерал. сырья. 1966. Вып. 7. С. 109.
89. Павлов Н. В. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1961. Вып. 52. С. 58, 116.

90. *Мирошниченко Л. А., Фомичев В. И., Кузнецова Е. И.* // *Метасоматиты Саякского рудного района Прибалхашья*. Алма-Ата: Наука, 1971. С. 60, 66.
91. *Исмагилов М. И., Исмагилова М. З.* // *Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Урала*. Уфа: Башк. фил. АН СССР, 1971. Вып. 13. С. 188.
92. *Берзон Р. О., Фадичева И. Ф.* // *Тр. Геол. ин-та УФАИ СССР*. 1974. Вып. 108. С. 63.
93. *Тащнина М. В.* // *Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая*. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1957. Т. 2. С. 371.
94. *Авдонин В. В.* // *Геология руд. месторождений*. 1976. Т. 18, № 1. С. 94.
95. *Кудряцева Н. Г., Алышева Э. И., Чекваидзе В. Б.* // *Изв. вузов. Геология и разведка*. 1979. № 10. С. 82.
96. *Пономарев Э. С., Рафиков Т. К., Хомяков В. Д.* // *Изв. АН КазССР. Сер. геол.* 1982. № 3. С. 35.
97. *Панкратьев П. В., Михайлова Ю. В.* // *Колчеданно-полиметаллическое оруденение Южного Узбекистана*. Ташкент: Фан, 1971. С. 95.
98. *Бадалов С. Т.* // *Минералогия и геохимия Алмалыкского рудного района*. Ташкент, 1965. С. 78.
99. *Sakamoto T., Sudo T.* // *Miner. J.* 1956. Vol. 1. P. 348.
100. *Nayakawa N., Takasawa S.* // *J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol.* 1966. Vol. 55, N 1. P. 1.
101. *Berg R. B.* // *Clays and Clay Miner.* 1986. Vol. 34, N 4. P. 496.
102. *Самойлов В. С.* // *Карбонатиты: (Фации и условия образования)*. М.: Наука, 1977. С. 186.
103. *Reinold P.* // *Tschermaks miner. und petrogr. Mitt.* 1965. Bd. 9, N 3. S. 195.
104. *Ostrowicki B.* // *Pol. Akad. nauk. Pr. miner.* 1965. N 1. S. 54.
105. *Wiewiora A.* // *Bull. Bur. rech. geol. et minieres. Sect. 2.* 1978. N 3. P. 247.
106. *Yoder H. S.* // *Amer. J. Sci.* 1952. Bowen vol., pt 2. P. 569. Рус. пер. в кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М.: Изд-во иностр. лит., 1954. 536 с.
107. *Shirozu H., Momi H.* // *Miner. J.* 1972. Vol. 6, N 6. P. 464.
108. *Chernosky J. V.* // *Amer. Miner.* 1974. Vol. 59, N 5/6. P. 497.
109. *Cho M., Fawcett J. J.* // *Ibid.* 1986. Vol. 71, N 1/2. P. 68. 77.
110. *Segnit E. R.* // *Ibid.* 1963. Vol. 48, N 9/10. P. 1080.
111. *Staudigel H., Schreyer W.* // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1977. Vol. 61, N 2. P. 187.

Шериданит Sheridanite



Назван по местности в шт. Вайоминг (США), где был найден впервые [1].

Синон. Грохаунит, грохонт — grochauite (Вебски, 1873); колераннит, колеренит — colerainite (Пуатевэн, Грэхам, 1918); корундофиллит — corundophilite (Шепард, 1851) — частично.

Характ. выдел. Листоватые, тонкочешуйчатые или войлокоподобные агрегаты, иногда с признаками сферолитового сложения, таблитчатые кристаллы, их розетковидные и шарообразные сростки, корочки из параллельно ориентированных пластинок, псевдоморфозы по флогопиту, биотиту, гранату, пироксену, паргаситу, шпинели.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. Политипная модификация IIb.

| a_0 (Å) | b_0 | c_0 | β | $a_0:b_0:c_0$ | FeO (%) | Al ₂ O ₃ (%) | Ссылка |
|-----------|-------|--------|---------|-----------------|---------|------------------------------------|--------|
| 5,313 | 9,203 | 14,280 | 97 06' | 0,5773:1:1,5516 | 1,3 | 29,5 | [2] |
| 5,306 | 9,230 | 14,228 | 99 48 | 0,5748:1:1,5414 | 8,4 | 23,0 | [3] |
| 5,33 | 9,22 | 14,20 | 97 06 | 0,5780:1:1,5401 | 0,5 | 24,4 | [4] |

Структура детально не изучена. Отмечались дефекты, связанные с поворотами пакетов на 60°, квазипараллельным наложением слоев, блочным строением [5], пропусками слоев 2 : 1 и межслоевых сеток [6].

Кристаллы таблитчатые, псевдогексагональные до нескольких сантиметров в диаметре, иногда бутылковидные с округлыми пирамидальными и призматическими гранями [7]. Отмечались включения рутила [8].

Физ. св. Сп. совершенная по (001). Тв. 2—3, до 3½ в агрегатах. Уд. в. 2,56—2,82, превышает 2,70 при суммарном содержании окислов железа более 5%; наиболее высокий в образцах, переходных к магнезиально-железистым хлоритам. Бесцветный, белый, серебристо-белый или с зеленоватым, желтоватым, коричневатым, розоватым оттенком, серый, светло-серый, желтовато-

серый, желто-коричневый, восково-желтый, зеленый различной интенсивности, желто-зеленый, травяно-зеленый, черновато-зеленый, серо-зеленый. Мп-содержащий шериданит розовато-коричневый или ярко-оранжевый. Иногда прозрачен. Бл. стеклянный до перламутрового, в агрегатах иногда восковой или шелковистый. В ИК-спектре полосы 3580, 3440, 995, 820, 770, 665, 440—465, 425, 410 см^{-1} [9].

Микр. В шлифах в прох. свете обычно бесцветный или плеохроирует в зеленоватых или желтоватых тонах. Одноосный или двуосный (+). $Ng \perp (001)$. Угасание иногда косое. cNg до 6° . $n_g = 1,585—1,605$, $n_m = 1,580—1,598$, $n_p = 1,570—1,598$, $n_g - n_p = 0,003—0,010$, иногда 0,014. $2V$ от 0 до 23° , редко более. Под электронным микроскопом высокого разрешения наблюдались двойники с поворотом на 30° вокруг оси c^* в виде пластинок до 24 мкм и плоские сростания шериданита с уонезитом, в которых несколько пакетов уонезита чередуются с 1—12 пакетами шериданита [6].

Хим. Содержания основных компонентов обычно изменяются в следующих пределах (%): $\text{MgO} — 24—34$, $\text{Al}_2\text{O}_3 — 22—29$, $\text{SiO}_2 — 24—29$, $\text{H}_2\text{O}^+ — 11—13$. Почти всегда содержит FeO (до 10%), Fe_2O_3 (до 4%), MnO (иногда до 0,5—2,5%) [4, 10, 11]. Часто обнаруживаются CaO (до 1%) и TiO_2 (до 0,12%), более высокие содержания TiO_2 связаны с включениями рутила [8]; иногда отмечается (до 0,2%) P_2O_5 . Содержание Cr_2O_3 обычно до 0,15%, редко более [12] (см. также «Хромовые хлориты»).

Присутствие Na_2O (до 0,7%) и K_2O (до 0,5%), возможно, связано с примесью слюды. В шериданите из оторочек пегматитовых тел установлены BeO и V_2O_5 (тысячные доли процента) [13], в образцах из рудных месторождений — до 0,4% ZnO [14].

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|-------------------------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|-------|---------|
| Na_2O | — | 0,11 | — | — | — | — | — | 0,06 | 0,25 |
| K_2O | — | 0,05 | — | — | — | — | — | 0,45 | Сл. |
| MgO | 34,08 | 29,41 | 29,02 | 30,82 | 25,48 | 26,41 | 26,96 | 27,87 | 25,60 |
| CaO | Не обн. | Сл. | — | — | 0,96 | 0,39 | 0,28 | 0,04 | 0,04 |
| FeO | » | 1,28 | 2,01 | 4,32 | 1,60 | 4,63 | 8,70 | 8,38 | 9,26 |
| MnO | 0,69 | 0,02 | 0,10 | — | — | 0,19 | — | 0,05 | 0,35 |
| Al_2O_3 | 22,06 | 29,50 | 29,20 | 23,19 | 25,53 | 25,64 | 25,20 | 23,03 | 23,36 |
| Fe_2O_3 | 1,05 | 1,04 | 1,55 | 0,16 | 3,29 | 0,69 | Не обн. | 1,49 | 2,61 |
| SiO_2 | 29,26 | 26,21 | 23,80 | 29,03 | 28,28 | 28,51 | 26,68 | 27,45 | 26,40 |
| TiO_2 | — | Сл. | 0,06 | — | 0,06 | 0,08 | Сл. | 0,10 | Сл. |
| P_2O_5 | — | — | 0,01 | 0,18 | — | — | — | — | Не обн. |
| H_2O^+ | 13,11 | 12,98 | 13,26 | 12,11 | 11,61 | 11,91 | 11,70 | 11,09 | 10,89 |
| H_2O^- | 0,08 | — | 0,56 | — | 3,40 | 0,38 | Не обн. | 0,15 | 0,85 |
| F | — | — | — | 0,20 | — | 0,06 | — | — | 0,57 |
| Cl | — | — | — | — | — | 0,15 | — | — | Сл. |

| | | | | | | | | | |
|---------------------------------------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|----------|
| Сумма | 100,33 | 100,60 | 99,57 | 100,01 | 100,21 | 99,62* | 99,52 | 100,16 | 100,18** |
| $-\text{O} = (\text{F}, \text{Cl})_2$ | — | — | — | 0,08 | — | 0,09 | — | — | 0,24 |
| | | | | 99,93 | | 99,55 | | | 99,24 |
| Уд. в. | 2,68 | — | — | — | — | — | 2,771 | — | 2,782 |
| n_g | 1,589 | 1,593 | 1,594 | 1,602 | — | — | 1,601 | — | — |
| n_m | 1,577 | 1,584 | — | 1,593 | 1,596 | — | 1,589 | — | 1,596 |
| n_p | 1,577 | 1,584 | 1,585 | 1,595 | — | — | 1,589 | 1,593 | — |
| (+) $2V^\circ$ | 0 | 0—23 | — | 0 | 0 | — | 15 | 10 | Мал. |

* В том числе $\text{CO}_2—0,50$, $\text{S}_{\text{общ}}—0,08$. ** В том числе $\text{BeO}—0,0033$, $\text{V}_2\text{O}_5—0,004$, $\text{Cr}_2\text{O}_3—$ не обн.

Пересчет анализов на 14 атомов O

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Si | 2,73 | 2,43 | 2,28 | 2,73 | 2,71 | 2,72 | 2,56 | 2,62 | 2,58 |
| Al ^{IV} | 1,27 | 1,57 | 1,72 | 1,27 | 1,29 | 1,28 | 1,44 | 1,38 | 1,42 |
| Al ^{VI} | 1,16 | 1,66 | 1,58 | 1,30 | 1,60 | 1,61 | 1,41 | 1,22 | 1,27 |
| Fe ³⁺ | 0,07 | 0,07 | 0,11 | 0,01 | 0,24 | 0,05 | — | 0,11 | 0,19 |
| Ti | — | — | 0,01 | — | 0,01 | — | — | 0,01 | — |
| Mg | 4,74 | 4,07 | 4,14 | 4,32 | 3,64 | 3,76 | 3,86 | 3,97 | 3,72 |
| Fe ²⁺ | — | 0,10 | 0,16 | 0,34 | 0,13 | 0,37 | 0,70 | 0,67 | 0,76 |
| Mn | 0,05 | — | 0,01 | — | — | 0,02 | — | 0,01 | 0,03 |
| Ca | — | — | — | — | 0,10 | — | 0,03 | — | — |
| Na | — | 0,02 | — | — | — | — | — | 0,01 | 0,05 |
| K | — | 0,01 | — | — | — | — | — | 0,06 | — |

1—светло-коричневый с розоватым оттенком, из прожилков в марганцевой руде, Мураматсу, преф. Нагасаки (Япония), анал. Сирозу [15]; 2—бледно-зеленый, из хлорит-корундовых сланцев, Флиндер (Австралия), анал. Оливер [2]; 3—зеленый, из хлоритизированных шпинелевых скарнов Леспромхозного месторождения, Горная Шория, анал. Непенина [16]; 4—из свинцово-цинковых руд Белоусовского рудника на Алтае, анал. не указан [17]; 5—серовато-зеленый, из магнетитовой руды месторождения Камышевский Байнитик, Тунгусская синеклиза, анал. Ломейко [18]; 6—из околоврудных метасоматитов колчеданного месторождения Учипотан, о-в Хонсю (Япония), анал. не указан [19]; 7—светло-серый по биотиту, из медного рудника Бурри-Бурра в Южных Аппалачах (США), анал. Шэннон [20, 21]; 8—бледно-зеленый по флогопиту, из Стрэнгуэй Рейндж (Австралия), анал. Лагталер [3]; 9—травяно-зеленый, из десилицифицированных пегматитов, переходный к магнетитно-железистым хлоритам, Изумрудные Копи (Урал), анал. Казакова спектрально обнаружены Cr, Ni, Co, Zn, V, Ti, Mo, Cu, Ga, Sn, Bi [13].

Диagn. исп. Плавится в белое матовое стекло. В HCl растворяется с трудом. При обработке 1 : 10 HCl при 100° структура сохраняется даже при удалении 60—70% всех катионов, затем переходит в монтмориллонито- и слюдоподобные фазы [9, 22].

Повед. при нагр. На кривой ДТА наблюдаются два эндотермических эффекта: более интенсивный с максимумом 620—670° и менее интенсивный — 820—850°. Последний непосредственно переходит в экзотермический эффект 870—880°, иногда отмечается слабая экзотермическая реакция при 920°. При нагревании шериданита из Мураматсу до 615° при P_{H_2O} 2,5 кбар в течение 20 дней наблюдалось увеличение d_{001} от 14,18 до 14,21 Å, исчезновение в ИК-спектре полосы 3675 см⁻¹ и сдвиг полос 3560 до 3570, 3420 до 3435 см⁻¹ [23]. После нагревания при 1000° в продуктах распада обнаруживаются шпинель и оливин [4, 8, 15, 24, 25].

Наход. Образование шериданита связано с гидротермально-метасоматическим и метаморфическим преобразованиями ультраосновных пород, в основном близ контактов с гранитоидными породами. В этих условиях для него характерна ассоциация с такими высокоглиноземистыми минералами, как корунд, кианит, маргарит. Встречен также в ряде гидротермальных и скарновых месторождений свинца, цинка, меди, железа, марганца и урана.

В апоультрабазитах встречен в Кыштымо-Каслинском районе Челябинской области (Урал) — с корундом [26], департаменте Савойя (Франция) — с маргаритом и мусковитом [27], близ г. Грохова в Силезии (Польша) — с хромовой шпинелью («грохауит») (Вебски, 1873), в районе Кессаба (Сирия) — с хризотилом, тремолитом, рипидолитом, клинтоном [28], близ г. Даргай (Западный Пакистан) — с хромитом и магнетитом в оторочках родингитовых тел [25], в Трансваале (ЮАР) в периферических частях маргарит-корундовых жил [27], на руднике Кангароо, Новый Южный Уэльс (Австралия) — с хромитом [29]. В апобазитовых кварц-альбит-хлоритовых метасоматитах образует гнездобразные и прожилковидные скопления [30]. В контактовых зонах гранитоидов и ультрабазитов наблюдался в Шинимских горах на Урале [31], в Сакраменто, шт. Калифорния (США) [32], и в Корундум-Хилле, шт. Северная Каролина (США), — с корундом, вермикулитом, иногда олигоклазом и шпинелью [26, 33].

В связи с пегматитами, залегающими в ультраосновных породах, известен на Урале. В месторождении Изумрудные Копи он слагает хлоритовую зону на контакте пегматитов и дунитов, находится в ассоциации с фенакитом, хризобериллом, апатитом, ильменитом, титанитом; в Ахматовской копи образует тонколистоватые агрегаты на гранате, диаспоре, скаполите [13]. На Северо-Западе СССР в аповезитовых метасоматитах, связанных с редкометальными пегматитами, развивается по биотиту и холмквиститу, слагая наиболее поздние кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-альбитовые и кварц-хлорит-турмалиновые метасоматиты [34, 35]. В массиве Рила (Болгария) на контакте пегматита и ультрабазита встречены гомоосевые псевдоморфозы шериданита по клинохлору [36]. В Колерене, пров. Квебек (Канада), в серпентинитах образует плотные массы, розетки таблитчатых кристаллов и тонкозернистые корочки [37]. В Стрэнгуэй-Рейндж (Австралия) в тесной ассоциации с хёгбомитом замещает флогопит в контактовых зонах пегматитовых тел [3].

Реже встречается в метаморфических породах, например в кианит-корундовых и корундсодержащих серицит-хлоритовых и маргаритовых сланцах Южной Якутии (по биотиту) [8], хлоритовых сланцах Хейльзельберга в Швейцарии [38], тальк-кианитовых сланцах Сар-е-Санг в Афганистане [39], хлоритовых сланцах в Гейнсвилл, шт. Джорджия, — с корундом, маргаритом, асбестом, турмалином (Гент, 1873), в филлитах и сланцах в Ранделей, шт. Мэн (США), — с кварцем, мусковитом, графитом, пирротинном, турмалином, маргаритом [40]. В кварцевой жиле среди кварцитовых сланцев на горе Петруни на Северном Урале образует гнездообразные выделения до 3 см [41]. В V-Ti-Fe-месторождениях области Северная Канада, шт. Майсур (Индия), залегающих среди гнейсов, выполняет интерстиции между зернами магнетита, титаномагнетита, магнетита, гематита, ильменита, гётита, шпинели, а также замещает хёгбомит [42]. Отмечался в карбонатных породах: в доломитовых мраморах горы Сивек и окрестностей г. Прилеп в Македонии — с доломитом, кальцитом, корундом, диаспором, цоизитом, рутилсом, флюоритом, мусковитом, иллитом, маргаритсом [43, 44], в мраморах Кашмирской зоны (Пакистан) — с кальцитом, корундом, флогопитом, маргаритом, амфиболом, плагиоклазом и пиритом [45].

Шериданит гидротермального происхождения известен в ряде рудных месторождений: в свинцово-цинковых месторождениях Алтая (Тишинском, Белоусовском, Зыряновском, Камышинском) [17, 46—51], в скарнах Алмалыкского рудного поля (УзССР) [14], Урупском медноколчеданном месторождении на Северном Кавказе [52], колчеданном месторождении Учинотан на о-ве Хонсю (Япония) [19], на медном руднике Бурри Бурра в Южных Аппалачах (США) [20, 21] и др. Для шериданита на этих месторождениях характерна ассоциация с пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, кварцем, серицитом, в некоторых случаях он является вторичным по флогопиту или биотиту. Известен в уранинит-альбитовых жилах долины Мистамиск на п-ове Лабрадор (Канада) [53]. В Леспромхозном железорудном месторождении в Горной Шории образовался при хлоритизации шпинелевых скарнов, содержащих магнетит и апатит, иногда в ассоциации с диаспором и клинтономитом [16, 54], в магнетитовых скарнах горы Макус на Сибирской платформе сопровождается низкотемпературные хлорит-кальцитовые метасоматиты [55]. В магномагнетитовом Красноярском месторождении в Ангаро-Илимском районе в тесном сростании с магнетитом и кальцитом замещает гранат; в ассоциации с магномагнетитом и апатитом встречается в месторождении Камышевский Байкитик в Тунгусской синеклизе [18]. Известен в некоторых марганцевых месторождениях: Мураматсу, преф. Нагасаки (Япония) [15, 23], Тахгагалт в Анти-Атласе (Марокко) [4]. Шериданит с повышенным содержанием марганца встречен в спессартин-кварцевых породах массива Венн-Ставто в Арденнах — в ассоциации с фенгитом, парагонитом, иногда с хлоритомидом или каолинитом [10].

Изм. Отмечалось замещение шериданита гидрослюдой [24], клинтономитом [56]. В сплошных массах вдоль трещин иногда наблюдается перекристаллизация и укрупнение частиц [27, 46].

Искусств. Синтезирован из геля Al, Mg и Si: с $Al_{1,26}^{IV}$ — при 615° и 2,5 кбар в течение 31 дня, с $Al_{1,50}^{IV}$ — при $600-630^{\circ}$ и 2.3 кбар за 20 дней, с $Al_{1,75}^{IV}$ — при 620° и 2 кбар за 20 дней в ассоциации с Al-серпентином и шпинелью [57]. Был получен при изменении клинохлора в присутствии доломита в гидротермальных условиях при $P = 1-3$ кбар в ассоциации со шпинелью, форстеритом и кальцитом [58].

Отл. В сплошных массах иногда похож на тальк [27, 56]. Отличается от талька более высокой твердостью и по рентгенограмме, от маргарита и флогопита — положительным оптическим знаком и низким двупреломлением.

Межплоскостные расстояния шериданита Pb из Горной Шории [16] *

CoK $_{\alpha}$ -излучение, $D=114$ мм, Si-стандарт

| <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|
| 001 | 3 | 14,1 | 132; 203 | 5 | 2,428 | 137; 203 | 6 | 1,559 |
| 002 | 9 | 7,04 | 133; 202 | 3 | 2,370 | 060; 331 | 10 | 1,531 |
| 003 | 2 | 4,71 | 133; 204 | 2 | 2,245 | 062; 331 | 4 | 1,494 |
| 020 | 2 | 4,56 | 134; 205 | 1 | 2,057 | 063 | 1 | 1,458 |
| 004 | 10 | 3,52 | 135; 204 | 9 | 1,993 | 0.0.10 | 1 | 1,407 |
| 005 | 3 | 2,81 | 135; 205 | 5 | 1,874 | 139; 208 | 6 | 1,389 |
| 131; 202 | 2 | 2,569 | 135; 205 | 4 | 1,816 | 065 | 1 | 1,345 |
| 132; 201 | 9 | 2,528 | 137; 206 | 1 | 1,651 | 262; 400 | 2 | 1,315 |

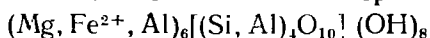
* Оригинал хим. анализа 3.

Л и т е р а т у р а

1. Wolff J. E. // Amer. J. Sci. Ser. 4. 1912. Vol. 34. P. 476.
2. Oliver R. L., Jones J. B. // Miner. Mag. 1965. Vol. 35, N 269. P. 140.
3. Wilson A. F. // Ibid. 1977. Vol. 41, N 319. P. 337.
4. Gaudefroy C., Bouladon J., Permingeat F. // Notes et mem. Serv. geol. Maroc. 1965. Vol. 24, N 183. P. 95.
5. Янулов К. П., Кабанова Л. К., Хорошилова Л. А., Стрелкова В. Н. // Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат., хим. и геол. наук. 1979. № 3(73). С. 53
6. Veblen D. R. // Amer. Miner. 1983. Vol. 68, N 5/6. P. 566.
7. Shannon E. V., Wherry E. T. // J. Wash. Acad. Sci. 1922. Vol. 12, N 10. P. 239.
8. Шабынин Л. И. // Зап. ВМО. 1949. Т. 78, вып. 4. С. 276.
9. Архипенко Д. К., Капезинкас К. Б. // Исследование структурных особенностей минералов современными физико-химическими методами. Новосибирск: Наука, 1970. С. 3.
10. Kramt U. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1976. Vol. 56, N 2. P. 135.
11. Melon J. // Mem. Acad. Roy. Belg. Cl. sci. 1938. Vol. 17, N 4. P. 23.
12. Kratochvíl M., Zabeňlický J. // Cas. Nár. mus. Pírodověd. muz. 1981. Sv. 150, N 1/2. S. 89.
13. Власов К. А., Кутукова Е. И. // Изумрудные Копи. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 97.
14. Василевский Б. Ф. // Науч. тр. Ташк. ун-та. 1975. Вып. 484. С. 30.
15. Okamoto Y., Shirogi H. // Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. D. 1957. Vol. 5, N 4. P. 185.
16. Сянъяков В. И. // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1975. Вып. 270. С. 90.
17. Шилин Д. М., Иванова В. П. // Измененные околородные породы и их поисковое значение. М.: Госгеолтехиздат, 1954. С. 148.
18. Павлов Н. Б. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1961. Вып. 52. С. 58, 116.
19. Зотов А. В., Русинов В. Л. // Метасоматиты и оруденение. М.: Наука, 1975. С. 179.
20. Ross C. S. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1935. N 179. P. 66.
21. McMurphy R. C. // Ztschr. Kristallogr. 1934. Bd. 88, N 5/6. S. 420.
22. Архипенко Д. К., Арнаутов Н. В., Капезинкас К. Б., Антонова Г. Я. // Исследование структурных особенностей минералов современными физико-химическими методами. Новосибирск: Наука, 1970. С. 14.
23. Shirogi H. // Miner. J. 1958. Vol. 2, N 4. P. 209; N 5. P. 298.
24. Гоцишвили В. Г., Гоцишвили Т. Ш. // Тр. Кавк. ин-та минерал. сырья. Полез. ископаемые. 1968. Вып. 7(a). С. 7.
25. Qaiser M. A., Akhter S. M., Khan A. H. // Miner. Mag. 1970. Vol. 37, N 290. P. 735.
26. Pavlovitch S. // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1931. Vol. 53, N 7/8. P. 335.
27. Orceel J. // Ibid. 1927. Vol. 50, N 3/4. P. 5, 75.
28. Majer V. // Год. зб. Филос. фак. Ун-т Скопје. Природ.-мат. одд. 1957. Т. 10. С. 143.
29. Golding H. G., Bayliss P. // Miner. Mag. 1968. Vol. 36, N 282. P. 825.
30. Петров С. И. // Минералогические критерии комплексной оценки минерального сырья Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1982. С. 96.

31. Шилин Л. Л. // Вопросы петрографии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1953. Т. 2. С. 182.
32. Post J. L., Plummer C. C. // Clay and Clay Miner. 1972 Vol. 20, N 5. P. 271.
33. Gordon S. G. // Proc. Acad. Natur. Sci. Philadelphia. 1921. Vol. 73, pt I. P. 21.
34. Гордиенко В. В., Кривовичев В. Г., Сырицо Л. Ф. // Зап. ВМО. 1981. Т. 110, вып. 4. С. 385.
35. Кривовичев В. Г., Порицкая Л. Г., Кочергина О. К. // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1982. № 6, вып. 1. С. 86.
36. Станишева Г., Стефанов Д., Пулиев Хр. // Спис. Бълг. геол. дружество. 1970. Т. 31, кн. 2. С. 209.
37. Poitevin E., Graham R. // Canada Geol. Surv. Mus. Bull. 1918. N 27. P. 66.
38. Hödl A. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1941. Bd. 77. S. 1.
39. Schreyer W., Abraham K. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1976. Vol. 59, N 2. P. 111.
40. Guidotti Ch. V., Cheney J. T. // Amer. Miner. 1976. Vol. 61, N 5/6. P. 431.
41. Сердюченко Д. П. // Тр. ИГН АН СССР. 1953. Вып. 140. С. 3.
42. Devaerji T. S., Uttangi V. H., Coolen J. J. M. M. // J. Geol. Soc. Ind. 1983. Vol. 24, N 5. P. 262.
43. Baric L. // Посебна издања: Реферати VI саветовања. 1967. Бр. 2. С. 3.
44. Baric L. // Tschermsk mineral. und petrogr. Mitt. 1969. Bd. 13, H. 3/4. S. 233.
45. Okrusch M., Bunsch T. E., Bank H. // Miner. deposita. 1976. Vol. 11, N 3. P. 278.
46. Верецагин В. А. // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1971. № 2. С. 10.
47. Верецагин В. А. // Там же. 1984. № 6. С. 46.
48. Широких И. Н. // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1978. Вып. 404. С. 137.
49. Тащнина М. В. // Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1957. Т. 2. С. 371.
50. Чекадзе В. Б., Альшеева Э. И., Кудрявцева Н. Г., Русинова О. В. // Тр. ЦНИГРИ. 1980. Вып. 150. С. 19.
51. Пономарев Э. С., Рафиков Т. К., Хомяков В. Д. // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1982. № 3. С. 35.
52. Тайпанов Х. Х., Русинова О. В., Филиппова Л. П. // Тр. ЦНИГРИ. 1970. Вып. 93. С. 69.
53. Kish L., Cuneu M. // Miner. Mag. 1981. Vol. 44. N 336. P. 471.
54. Синяков В. И., Архипенко Д. К., Федосеева М. М. // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1974. Вып. 55. С. 177.
55. Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. // Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1970. С. 187.
56. Fortan S. A., Kodama H., Abbey S. // Canad. Miner. 1967. Vol. 9, pt I. P. 25.
57. Shirozu H., Momi H. // Miner. J. 1972. Vol. 6, N 6. P. 464.
58. Widmark E. T. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1980. Vol. 72, N 2. P. 175.

Магнезиально-железистые хлориты



Магнезиально-железистые хлориты, так же как и магнезиальные, различаются по содержанию Al^{IV} , однако общепринятых критериев для выделения отдельных минералов нет. Для подавляющего числа Mg-Fe-хлоритов характерен интервал $\text{Al}_{0,9-1,5}^{\text{IV}}$. В большинстве случаев их называют рипидолитами, реже — прохлоритами. В значительной части работ этим хлоритам не присваивается специального наименования. Mg-Fe-хлориты с $\text{Al}_{<0,9}^{\text{IV}}$, аналогичные пеннину, очень редки, в наиболее распространенных классификационных схемах они называются диабантитом [1—3]. Высокоглиноземистые члены ряда ($\text{Al}_{>1,5}^{\text{IV}}$) достоверно известны только в образцах из Честера, шт. Массачусетс, США («корундофиллит»), и по отношению Mg/Fe являются переходными к магнезиальным (Чермак, 1891; Шепард, 1868).

Ниже приведены названия магнезиально-железистых хлоритов, большая часть которых в настоящее время вышла из употребления.

Ангаралит — angaralite (Мейстер, 1910) — черный с включениями углистого вещества, по рентгеновским данным [4], аналогичен рипидолиту; brunsvigite — brunsvigite (Фромм, 1902) — из сульфидсодержащих кварц-карбонатных жил, секущих габбро (по Фостер [2] и Филлипу [3] — Mg-Fe-хлориты с $\text{Al}_{0,9-1,2}^{\text{IV}}$); гельминт — helminite (Фолгер, 1854) — неанализированный хлорит из альпийских жил Швейцарии; гренгесит или гренгезит — grengesite, grängesite (Гизингер, 1818) — магнезиально-железистый хлорит из месторождения Гренгесберг в Швеции, содержащий 2,18% MnO; делессит — delessite (Нейман, 1850) — с высоким содержанием Fe^{3+} , из Грева в Вогезах (Франция) (по Хейо

[45], окисленный хлорит с $Si_{>3,1}$, по Филлипсу — с $Al_{0,5-0,9}^{IV}$; диабантит — diabantite (Гаус, 1875) или диабантин — diabantyn — из миндалин диабазов, с низким содержанием Al_2O_3 (в классификациях Фостер и Филлипса — Fe-Mg-хлориты с $Al_{0,5-0,9}^{IV}$); диабантахроннин — diabantachronnin (Либ, 1870) — синоним диабантина; халлит — hallite (Лидс, 1871) — сомнительный хлорит, возможно вермикулит, из серпентиновой формации Восточного Ноттинггема, шт. Пенсильвания (США); домазит — dumazite (Делесс, 1847) — пластинчатый из пустот меланофиров в Вогезах; клементит — klementite (Чермак, 1891) — высокоглиноземистый магнезиально-железистый хлорит из кварцевых жил Бельгии с 1,98% MnO; лепидохлорит — lepidochlorite (Шепард, 1859), лепидохлор — lepidochlore (Честер, 1896) — не совсем чистый хлорит из медных рудников шт. Теннесси (США), возможно смесь со слюдой (Хей, 1955); лофонт — lophoite (Брайтхаупт, 1841) — неанализированный хлорит, по Дана (1892), синоним рипидолита; меланолит — melanolith (Вюртц, 1850) — первоначально описан как железистый хлорит из трещин в сленитах. Фрондел [6] установил в этом материале 10,71% MgO и значительное количество Fe_2O_3 (10,46%) и отнес его к делесситу; огкоит — ogkoite (Брайтхаупт, 1841) или огконкоит — ogkonkoite (Штрунц, 1941), онкоит — onkoite (Хинне, 1897) — неанализированные магнезиально-железистые хлориты; пикнохлорит — puschchlorite (Фромм, 1903) — микрокристаллический хлорит из габбро Шмаленберга в Гарце. Хей [5] предлагал применять это название для обозначения хлоритов с $Si_{2,8-3,1}$ и $Fe^{2+}/Fe+Mg$ от 0,2 до 0,5; протохлорит — protochlorite (Штрауф, 1882) — группа хлоритов, близких к делесситу; прохлорит — prochlorite (Дана, 1867) — распространенное название для всех Mg-Fe-хлоритов (по Чермаку — это хлориты с $Al_{1,2-1,4}^{IV}$, по Филлипсу — с $Al_{1,2-1,5}^{IV}$ [3], по Капезинскому — с $Al_{0,5-1,2}^{IV}$ [7], по Вавринцу [8] прохлорит — магнезиальный хлорит с более высоким содержанием Al, чем в клинохлоре); рипидолит — ripidolite (Кобет, 1839) — наиболее распространенное наименование всех Mg-Fe-хлоритов по Фостер — с $Al_{1,25-1,60}^{IV}$ [2], по Филлипсу — с $Al_{1,2-1,5}^{IV}$ [3], по Капезинскому — с $Al_{1,2-1,7}^{IV}$ [7], по Мелке — с $Al_{0,9-2,0}^{IV}$ и $Fe/Fe+Mg=0-0,5$ [9]); стеатаргиллит — steatargillite (Шмидт, 1880) — минерал из амигдалондных пустот, с низким содержанием Al_2O_3 (8—10%) и высоким — Fe_2O_3 (25%), отнесен к хлоритам условно; субделессит — subdelessite (Вейс, 1879) — магнезиально-железистый хлорит из меланофиров Тюрингии; татаркаит — tatarkaite (Мейстер, 1910), ошибочно тартаркаит — tartarkaite (Дана, 1915), аналогичен ангаралиту [4]; хлоропит — chloropite (Гюмбель, 1879) — зеленый чешуйчатый минерал, отнесен к хлоритам условно; хромопиллит — chromophillite (Кёхлин, 1911) — синоним прохлорита (Хей, 1955); эуралит, эйралит — euralite (Уинк, 1868) — из трещин в оливиновом диабазе, вероятно, аналогичен диабантиту; эпихлорит — epichlorite (Раммельсберг, Цинкен, 1849) — хлорит с низким содержанием Al_2O_3 (10%), первоначально описан из серпентиноподобных пород Гарца, позже найден в змеевиках Баженовского месторождения на Урале [10]. Кроме того, для хлоритоподобных слабо изученных минералов чмеются названия: аеринит (азринит) — aerinite, бардолит — bardolite, берлауит — berlauite, лейдит — leidyite, маконит — maconite, моравит — moravite, эпифанит — epiphanite (см. у Лазаренко и Вынар, 1975).

Характ. выдел. Агрегаты от мелко- до крупночешуйчатых, реже плотные или листоватые. Отдельные чешуйки и пластинки с неправильными очертаниями, иногда удлинённые, изредка гофрированные, также гексагональные таблички; радиально-лучистые, сфероидальные, розетковидные, червеобразные сростки; корочки и щетки пластинок; прожилковые и гнездообразные скопления; цемент брекчий и кластических зерен, рыхлые скопления («хлоритовый песок») в полостях хрусталеносных жил; изредка оолиты. Отмечались асбестовидные выделения из волокон, сложенных чешуйками, располагающимися под углом 15° к удлинению [11], и сростки тонких ($<0,005$ мм) волокон рипидолита с волокнистым мусковитом [12]: псевдоморфозы по биотиту, амфиболом, пироксенам, карбонатам, пириту и другим минералам.

Структ. и морф. крист. Обычно магнезиально-железистые хлориты относятся к политипу $I1b$ (по [13], $\sigma_6\tau_6\sigma_6$). $a_0 = 5,31-5,37$, $b_0 = 9,22-9,32$, $c_0 = 14,10-14,31$ Å, $\beta = 96^\circ 21'-97^\circ 40'$. Распределение Fe^{2+} между октаэдрическими сетками может быть как неупорядоченным [14, 15], так и упорядоченным [16]. Структура определялась для образца (с $Al_{1,52}^{IV}$) из шт. Вашингтон (США) [17—20]. Политип $I1b$ — 2, пр. гр. $C2m$. Толщина тетраэдрических сеток 2,265 Å, распределение Si и Al беспорядочное, угол дитригонального разворота тетраэдров 8,5°. Распределение Mg и Fe^{2+} в позиции M(1) и M(2) слабоупорядоченное, Fe^{3+} — только в M(2), средние расстояния Me—(O, OH) равны 2,092 и 2,084. В искаженных октаэдрах M(3) с расстоянием Me—OH = 2,113 Å находятся Mg и Fe^{2+} ; в центросимметричных октаэдрах M(4) — Al^{IV} и вакансии, расстояние Al—OH — 1,929 Å [20]. При увеличении давления

параметры элементарной ячейки политипа $11b$ уменьшаются, угол β возрастает [21]. В образцах с относительно высокой железистостью установлен ортогексагональный политип $1b$ ($\beta = 90^\circ$), иногда в сочетании с $1a$, например, в хлорите ($Al_{1,09}^{IV}$) из кварцево-медных жил Японии ($a_0 = 5,390$, $b_0 = 9,336$, $c_0 = 14,166 \text{ \AA}$) [19, 22, 23], в хлорите из оолитов кремнистых осадочных пород на о-ве Сицилия [24], из трещин аргиллитов в шт. Нью-Йорк (США) [25], из гипергенных метасоматических пород бассейна р. Малки (Кавказ) [26], из месторождения красного железняка Рюхенберг на Гарце ($a_0 = 5,38$, $b_0 = 9,32$, $c_0 = 14,15 \text{ \AA}$). Последний после нагревания в вакууме при 240° в течение 10 дней перешел в модификацию $11b$ ($a_0 = 5,37$, $b_0 = 9,34$, $c_0 = 14,27 \text{ \AA}$, $\beta = 97^\circ 65'$ [27]). К политипам группы I, вероятно, относятся ранние умеренно железистые хлориты с аномальными оптическими свойствами из слабо метаморфизованных пород [28].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. совершенная по (001), спайные листочки гибки, но не упруги. Тв. $\sim 2-3$. Уд. в. $2,80-3,08$ (в зависимости от содержания железа). Цв. зеленый разных оттенков: от бледно- до густо-зеленого, почти черного. Ярко-зеленый, серо-зеленый, желтовато-зеленый, голубовато-зеленый, зеленовато-серый. Бл. стеклянный до жирного, иногда перламутровый. В тонких листочках иногда прозрачны. Магнитная восприимчивость минерала с содержанием FeO $24,04\%$ и Fe_2O_3 $0,25\%$ равна $41,7 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$, при облучении γ -лучами (доза $5,75 \cdot 10^{10}$ рад) уменьшается до $40,2 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ [29], у светло-зеленого из амфиболитов — $51-93 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$, диэлектрическая постоянная $8,63$ [30]. В ИК-спектре наиболее интенсивные полосы поглощения наблюдаются в областях около 1000 и 400 см^{-1} ; полосы валентных колебаний групп ОН — при $3560-3550$ и $3425-3420 \text{ см}^{-1}$ [31, 32]. В ряде работ приведены параметры мессбауэровских спектров [14—16, 29, 33—38]. Кривые поглощения в оптическом спектре типичны для минералов, окрашенных ионами железа [39].

Микр. В шлифах в прох. свете плеохроируют от густо- или бледно-зеленого до светло-желтого, буроватого или бесцветного. Иногда наблюдаются синеватые оттенки плеохроизма, отмечалась зональная окраска [40]. $Ng > Nm > Np$ или $Np - Nm > Ng$. Двуосные (-) или (—). $2V$ достигает 15° , редко — более. Угол погасания от прямого до 5° , реже до 14° [41]. $n_g = 1,605-1,655$, $n_m = 1,600$, $n_p = 1,600-1,647$, $n_g - n_p = 0,001-0,008$, иногда до $0,012$. Характерны аномальные интерференционные окраски: желтовато-серые, бурые, грязно-болотные, коричневые, голубые, фиолетовые; при повышенном содержании MnO буровато-красные или пурпурные [42], отмечена дисперсия, $r > v$ и $r < v$ [43—46]. Колебания оптических свойств связаны с изменением содержания Fe и принадлежностью к тому или иному политипу.

Хим. К магнезиально-железистым хлоритам условно отнесены хлориты, в формуле которых $Mg_{>1}$ и $Fe_{>1}^{2+}$. Содержание основных компонентов колеблется в значительных пределах (главным образом за счет изоморфного замещения $Mg \leftrightarrow Fe^{2+}$ и в меньшей степени $Al \rightarrow Fe^{3+}$): MgO — $7-26\%$, FeO — $7-35\%$ и Fe_2O_3 — $0-7\%$ (в редких «окисленных» хлоритах количество Fe_2O_3 достигает $10-14\%$ [47—49]); Al_2O_3 обычно $16-26\%$ ($Al_{1,2-1,5}$), редко до 12% — «диабантит» (имеется указание на существование Mg-Fe-хлоритов с очень малым содержанием Al_2O_3 [26, 50]); SiO_2 — $23-33\%$; H_2O — $10-12\%$, редко до 9% . Кроме основных компонентов, почти всегда присутствуют MnO — от $0,1$ до 2% , реже $\sim 3-5\%$ [51—53] и CaO (до $0,7\%$, иногда до $1,5-2\%$). По Грюнеру [54], высокое содержание CaO ($3,32\%$) в хлорите из Лонг-Хилл, шт. Коннектикут (США), связано с вхождением Ca в пустоты между тетраэдрическими и межслоевыми октаэдрическими сетками [54, 55]. TiO_2 обычно не более $0,5\%$ (большие содержания, вероятно, за счет примесей). Щелочные металлы не обнаруживаются или их количество не превышает $0,2\%$ Na_2O и $0,3\%$ K_2O . В хлоритах из пегматитов установлены Li_2O , Rb_2O , Cs_2O [56]. Иногда содержатся NiO, Cr_2O_3 , V_2O_5 — в сотых (до десятых) долях процента. Аномально высокие содержания V_2O_5 (до $1,20\%$), Ga_2O_3 (до $1,73\%$), GeO_2 (до $2,45\%$) обнаружены в хлорите, включенном в зерна сфалерита [57]. Встречается F (до

0,3%), реже Cl (до 0,14%). Спектрально обнаруживались В, Ва, Ве, Со, Си, Ga, Y, Mo, Nb, Pb, Sb, Sc, Sr, Zn, Zr.

Анализы (в порядке уменьшения содержания MgO):

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|---------------------|---------|----------------------|---------------------|------------------------|-----------------------|----------------------|--------|----------------------|
| Na ₂ O | 0,17 | 0,01 | 0,07 | He обн. | He обн. | 0,32 | 0,13 | — | — |
| K ₂ O | 0,06 | He обч. | 0,04 | 0,07 | — | He обн | 0,09 | — | — |
| MgO | 24,32 | 23,72 | 22,65 | 20,53 | 20,42 | 20,04 | 19,88 | 19,85 | 18,28 |
| CaO | He обн. | 0,62 | 0,43 | 0,12 | 0,06 | 0,02 | 0,10 | — | 0,16 |
| FeO | 12,06 | 14,85 | 13,75 | 16,17 | 17,64 | 18,25 | 19,18 | 18,73 | 20,29 |
| MnO | 0,02 | 0,09 | — | 0,19 | 0,13 | 0,08 | 0,10 | 0,52 | 0,16 |
| Al ₂ O ₃ | 22,48 | 19,03 | 20,37 | 20,37 | 22,01 | 19,39 | 21,07 | 20,85 | 20,90 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,06 | 1,19 | 2,22 | 2,05 | 0,51 | 2,91 | 0,80 | 1,90 | 1,99 |
| SiO ₂ | 27,64 | 28,32 | 27,79 | 27,98 | 26,79 | 27,80 | 26,72 | 26,50 | 26,65 |
| TiO ₂ | 0,22 | 0,09 | 0,85 | 0,19 | 0,26 | 0,23 | 0,14 | 0,03 | — |
| H ₂ O | 11,45 | 11,95 | 11,80 | 11,66 | 9,98 | 11,36 | 12,17 | 11,65 | 11,94 |
| H ₂ O ⁻ | 1,80 | 0,06 | 0,11 | 0,50 | 1,92 | 0,02 | 0,13 | 0,12 | 0,13 |
| Сумма | 100,34 [*] | 99,93 | 100,26 ^{2*} | 99,93 ^{3*} | (100,44) ^{4*} | 100,524 ^{5*} | 100,51 ^{6*} | 100,15 | 100,50 ^{7*} |
| Уд. в. | 2,80 | 2,82 | 2,80 | — | 2,733 | 2,88 | 2,882 | 2,883 | 2,91 |
| n _g | 1,606 | 1,625 | — | — | 1,618 | — | — | 1,621 | 1,616 |
| n _m | 1,600 | 1,621 | 1,605 | 1,610 | 1,611 | 1,619 | 1,610 | 1,618 | 1,613 |
| n _p | 1,600 | 1,620 | — | — | 1,610 | — | — | 1,618 | 1,611 |
| (r)2V ^r | 0—8 | 14 | — | — | Мал. | 10 | 0—10 | 0 | Мал. |

* В том числе V₂O₅—0,06, NiO—сл. ^{2*} В том числе Cr₂O₃—0,12, CO₂—0,04, SO₃—0,02. ^{4*} В том числе CO₂—0,10. ^{5*} В том числе Cr₂O₃—0,02, NiO—0,09, CoO—0,02, п. п.—0,43, S—0,10, CuO и SO₂—не обн.; a₀=5,31, b₀=9,22, c₀=14,31 Å, β=96°50'. ^{6*} В том числе NiO—0,024, F—0,08 ^{7*} a₀=5,35, b₀=9,25, c₀=14,23 Å, β=97°00'. ^{8*} a₀=5,35, b₀=9,27, c₀=14,29 Å, β=97°41'.

Пересчет анализов на 14 атомов O

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Si | 2,72 | 2,82 | 2,75 | 2,82 | 2,70 | 2,80 | 2,71 | 2,69 | 2,72 |
| Al ^{IV} | 1,28 | 1,18 | 1,25 | 1,18 | 1,30 | 1,20 | 1,29 | 1,31 | 1,28 |
| Al ^{VI} | 1,33 | 1,06 | 1,13 | 1,24 | 1,32 | 1,10 | 1,23 | 1,19 | 1,24 |
| Fe ³⁺ | 0,01 | 0,09 | 0,16 | 0,15 | 0,04 | 0,22 | 0,06 | 0,15 | 0,15 |
| Cr | — | — | 0,01 | — | — | — | — | — | — |
| Ti | 0,02 | 0,01 | 0,06 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | — | — |
| Mg | 3,57 | 3,53 | 3,34 | 3,08 | 3,07 | 3,00 | 3,01 | 3,01 | 2,78 |
| Fe ²⁺ | 0,99 | 1,24 | 1,15 | 1,36 | 1,49 | 1,54 | 1,63 | 1,59 | 1,73 |
| Ni | — | — | — | — | 0,01 | — | — | — | — |
| Mn | — | 0,01 | — | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,04 | 0,01 |
| Ca | — | 0,07 | 0,05 | 0,01 | 0,01 | — | 0,01 | — | 0,02 |
| Na | 0,03 | — | 0,01 | — | — | 0,06 | 0,02 | — | — |
| K | 0,01 | — | — | 0,01 | — | — | 0,01 | — | — |

1—из турмалин-хлоритовой породы, Нельсон (Новая Зеландия), анал. Сили [44]; 2—бледно-зеленый, из хлорит-диопсид-титанитовой породы, Пастоки, Хиндубаг (Пакистан) [59]; 3—густо-зеленый, из зон интенсивной хлоритизации вблизи золотоносной кварцевой жилы, Миасский район (Урал), анал. не указан, спектрально обнаружены Ni, Co, V, Cu, в оригинале сумма 100,39 [60]; 4—из кварц-хлоритового метасоматита Николаевского медно-колчеданного месторождения на Алтае, анал. Непенна [62]; 5—круп. чешуйчатый, из района Кольозера (Кольский полуостров), анал. Успенская, в оригинале сумма 99,44 [63]; 6—зеленый, из хлорит-альбитовой породы краевой части диабазового массива Ниливара, Китиле (Финляндия), анал. Оянлере [64]; 7—из гранитов Мергоццо, Новара (Италия), анал. Бонди [66]; 8—темно-зеленый, из хлоритового сланца, Андроса (Мадагаскар), анал. не указан [67]; 9—серо-зеленый из жил альпийского типа, Мутник, Рудные горы (Чехословакия), анал. не указан [68].

| | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|--------------------------------|-------|---------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Na ₂ O | — | Не обн. | Не обн. | Сл. | 0,07 | 0,13 | 0,04 | — | — |
| K ₂ O | — | » | 0,02 | » | 0,25 | 0,26 | 0,10 | 0,12 | — |
| MgO | 18,14 | 17,01 | 16,30 | 16,23 | 15,58 | 10,89 | 8,65 | 7,50 | 6,99 |
| CaO | — | — | Не обн. | 0,17 | 0,36 | 0,30 | 0,14 | 0,06 | 0,23 |
| FeO | 18,97 | 20,57 | 21,08 | 21,80 | 17,92 | 20,89 | 33,12 | 34,77 | 35,03 |
| MnO | — | 0,46 | 0,09 | 0,30 | 1,24 | 1,82 | Сл. | 0,33 | 1,65 |
| Al ₂ O ₃ | 22,85 | 20,56 | 19,48 | 19,57 | 19,55 | 24,35 | 20,38 | 18,26 | 18,43 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,95 | 3,65 | 3,59 | 3,49 | 6,78 | 6,00 | 2,36 | 3,18 | 1,10 |
| SiO ₂ | 26,08 | 26,66 | 27,45 | 26,69 | 27,06 | 24,76 | 24,24 | 26,17 | 24,29 |
| TiO ₂ | — | Сл. | 0,85 | 0,30 | 0,23 | 0,17 | 0,50 | Сл. | — |
| H ₂ O ¹ | 10,53 | 10,79 | 10,95 | 11,19 | 10,98 | 9,96 | 10,52 | 9,07 | 10,18 |
| H ₂ O | 0,24 | 0,44 | 0,12 | 0,12 | 0,14 | — | 0,14 | 0,59 | 2,01 |

| | | | | | | | | | |
|----------------------|-------|----------|---------|---------|----------|---------|----------|----------|-------|
| Сумма | 99,76 | 100,156* | 99,962* | 99,993* | 100,214* | 99,575* | 100,366* | 100,107* | 99,91 |
| Уд. в | 2,982 | 2,884 | — | 2,96 | 2,92 | 2,96 | 3,08 | 3,04 | — |
| <i>n_g</i> | — | — | — | 1,625 | — | 1,636 | 1,650 | 1,651 | 1,665 |
| <i>n_m</i> | 1,619 | 1,616 | 1,623 | 1,623 | 1,629 | 1,636 | — | — | 1,665 |
| <i>n_p</i> | — | — | — | 1,623 | — | 1,633 | — | 1,647 | 1,640 |
| 2 <i>V</i> | 0 | — | (+) | 0 | 0 | — | — | (-) Мал. | (+) 0 |

* В том числе В₂O₃—0,008, BeO—0,008, Cr₂O₃ и Cl—не обн. ** В том числе P₂O₅—0,03, CO₂—сл. *** В том числе NiO—0,13, Cr₂O₃—не обн. ** В том числе F—0,09 (—O=F₂=0,04). *** В том числе V₂O₅—0,04, Cr₂O₃—Сл. ** В том числе F—0,30 (—O=F₂=0,13). ** В том числе S—0,10, —O=S—0,05, $\sigma_0=5,33\delta$, $\sigma_0=9,318$, $c_0 \cdot \sin \beta=14,09$ КХ.

Пересчет анализов на 14 атомов O

| | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Si | 2,63 | 2,73 | 2,81 | 2,76 | 2,77 | 2,56 | 2,64 | 2,84 | 2,75 |
| Al ^{IV} | 1,37 | 1,27 | 1,19 | 1,24 | 1,23 | 1,44 | 1,36 | 1,16 | 1,25 |
| Al ^{VI} | 1,35 | 1,21 | 1,16 | 1,15 | 1,13 | 1,53 | 1,25 | 1,18 | 1,21 |
| Fe ³⁺ | 0,22 | 0,28 | 0,28 | 0,27 | 0,52 | 0,47 | 0,19 | 0,26 | 0,09 |
| Ti | — | — | 0,06 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,04 | — | — |
| Mg | 2,73 | 2,60 | 2,49 | 2,50 | 2,38 | 1,67 | 1,40 | 1,21 | 1,18 |
| Fe ²⁺ | 1,60 | 1,76 | 1,81 | 1,89 | 1,54 | 1,80 | 3,01 | 3,16 | 3,31 |
| Ni | — | — | — | 0,01 | — | — | — | — | — |
| Mn | — | 0,04 | 0,01 | 0,03 | 0,11 | 0,16 | — | 0,03 | 0,16 |
| Ca | — | — | — | 0,02 | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,01 | 0,03 |
| Na | — | — | — | — | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,02 | — |
| K | — | — | — | — | 0,03 | 0,03 | 0,01 | — | — |

10 — темно-зеленый, из кварц-флюоритовой жилки в лампрофирах, Джидя (Забайкалье), анал. Лахно [69]; 11 — травяно-зеленый, из плагиоклазовых прожилков, секущих амфиболиты, Изумрудные Копи (Урал), анал. Газакова, спектрально определены Ga, V, Co, Ni [70]; 12 — из кварц-хлорит-магнетит-мусковитового метасоматита, Абаканское железорудное месторождение, анал. Непенина [62]; 13 — из альбит-эпидот-хлорит-актинолит-кальцитового сланца, пик Корнет, Отаго (Новая Зеландия), анал. Хаттон [72]; 14 — из гранитов батолита Сьерра-Невада, Калифорния (США), анал. Нейл, спектрально обнаружены V, Ba, Co, Cr, Cu, Ga, Nb, Ni, Pb, Sc, Sr, Zr [73]; 15 — серовато-зеленый, из жилки в глаукофан-мусковит-кварцевых сланцах, Каменный бугор, Оренбургская область, анал. лаборатория Уральского территориального управления [42]; 16 — ярко-голубовато-зеленый, из магнетит-куммингтонит-гранит-хлоритового сланца, анал. не указан [77]; 17 — из контакта медно-никелевой руды и метагаббро-диабазы, Печенгский район (Кольский полуостров), анал. Успенская [78]; 18 — темно-зеленый, из гнезд в свинцово-цинковой руде, Курултыкенское месторождение (Восточное Забайкалье), анал. Молева и Матвеева [32].

Хим. анализы см. также в работах [58, 61, 65, 71, 74—76].

Диагн. исп. Растворяются в кислотах. Наиболее легко при кислотной обработке выщелачиваются Mg и Fe, медленнее — Al. При обработке частично окисленного магнезиально-железистого хлорита сульфитом и дитионитом натрия наблюдался переход в регулярную хлорит-вермикулитовую структуру [79]. Флотуруемость хлоритов в присутствии бутилового ксантогената калия

характеризуется сложной зависимостью от рН и наиболее интенсивна в присутствии уксусной и соляной кислот [80].

Повед. при нагре. На кривой ДТА фиксируются два эндотермических эффекта (первый с максимумом в области 600—700°, второй — 760—840°) и один экзотермический от 830 до 870°. Эндотермические эффекты обусловлены обезвоживанием. Обычно более низкотемпературный эффект значительно интенсивнее. Относительная интенсивность эффектов изменяется в зависимости от степени измельчения при растирании [11]. Начиная с 500° наблюдается побурение минерала, вызванное окислением двухвалентного железа, при этом резко возрастает светопроломление. Дегидратированные листочки, состоящие, по данным рентгеновского изучения, из оливина, шпинели и магемита, оптически однородны благодаря закономерной ориентировке новообразованных фаз. При 1220—1270° вещество пробы спекается и плавится, расплав при остывании дает черный шлак с тонкими частицами рудного компонента [69]. В образцах с $Fe > Mg$, приближающихся по составу к железистым хлоритам, на кривых нагревания на воздухе проявляется только один эндотермический эффект (все три эффекта, характерные для хлоритов, проявляются только в атмосфере азота) [32].

Наход. Магнезиально-железистые хлориты распространены в природе очень широко, в основном в качестве породообразующих минералов большинства метаморфических зеленых сланцев, часто и в значительных количествах возникают в связи с гидротермальной деятельностью, а также при диагенетическом и эпигенетическом изменении осадочных пород, в изверженных породах — в заключительные этапы магматической деятельности.

В сланцах зеленосланцевой фации метаморфизма основных изверженных и осадочных (пелитовых и граувакковых) пород хлорит — основной компонент и единственный темноцветный минерал; находится в ассоциации с белой слюдой, плагиоклазом, кварцем, в породах более высоких ступеней метаморфизма — с эпидотом, актинолитом, биотитом, хлоритоидом, гранатом, обладает наибольшей магнезиальностью по сравнению с этими минералами. Железистость хлоритов в метаморфических сланцах обусловлена главным образом составом исходных пород, она лишь незначительно возрастает с увеличением степени метаморфизма [81]. Хлориты из первично-осадочных пород, образовавшихся за счет глинистых минералов цемента, обычно более глиноземистые, чем хлориты из сланцев по изверженным породам [82].

Хлоритовые сланцы различного состава (серпичит-хлоритовые, эпидот-хлоритовые, гранат-хлоритовые, часто с амфиболами, хлоритоидом, мусковитом, биотитом, кварцем, карбонатами, альбитом и др.) имеют очень широкое распространение. В Советском Союзе они развиты: на Украине в Чивчинских горах [83], в Криворожском бассейне [77, 84—86]. Среднем Приднепровье [87, 88], Приполярном Урале [89], на Енисейском кряже — по алевролитам и туфобрекчиям [90], Патомском нагорье — в сланцах, метадиабазам и в известково-силикатных породах [91], в Саяно-Байкальской складчатой области — в метапелитах [92], в бассейне р. Селигдар (Якутия) — хлорит входит в состав зеленокаменных апатит-хлорит-доломитовых пород [93]. За рубежом сланцы с магнезиально-железистым хлоритом известны: в Англии (Южный Девон [94]), Шотландии (окрестности Перта и Аберфойла [95—98]), Франции (массивы Венн-Ставро, департамент Арденны [99], и Муре, департамент Вар [100], департамент Верхняя Гаронна [101]). Распространены в слюдяных сланцах Альпийской зоны [102—104], в Финляндии (Конгасала [41]), в метапелитах и метаграувакках Греции (о-в Крит [105]), в сланцах по пелитам и мафическим породам Японии (район Гамата, преф. Гифу [106]), в метапелитах и метаграувакках Канады (Северо-Западная территория [107]). Известны в США (штаты Вермонт [76, 108] и Калифорния [109]), в Новой Зеландии [72, 74, 81, 110, 111]. ЮАР (Капская провинция [61], на Мадагаскаре [67]).

В породах глаукофансланцевой фации метаморфизма хлорит присутствует часто, но обычно в качестве второстепенного и вторичного минерала. Часто обнаруживаются его реакционные соотношения с глаукофаном. В целом хло-

риты глаукофановых сланцев несколько беднее алюминием и богаче магнием, чем хлориты зеленых сланцев, их железистость не превышает 50%, нередко в их составе наблюдается повышенное содержание марганца, сопровождаются лавсонитом, пумпеллиитом, эпидотом, гранатом, омфацитом, глаукофаном, фенгитом, стильпноmelаном, хлоритоидом, альбитом, актинолитом, титанитом. Отмечались в породах рифейско-палеозойских эклогит-глаукофановых комплексов Южного и Полярного Урала, Казахстана, Тянь-Шаня, Алтае-Саянской области [42, 112, 113]. Встречены в ряде районов Западной Европы и Малой Азии — на о-ве Грца, Бретань (Франция) [114—116], в Итальянских Альпах [115, 117, 118], Западной Лигурии (Италия) [119], Тироле (Австрия) [120], Калабрии (Южная Италия) [121], на Южном Пелопоннесе [122] и на о-ве Милос (Греция) [123], в области Тавзангли (Турция) [124]. Известны в глаукофановых сланцах Тихоокеанского складчатого обрамления: в Корякско-Камчатской области [125], Японии [126—128], Калифорнии (США) [129], Новой Зеландии [130], Новой Каледонии [131, 132].

В гнейсах, амфиболитах и кристаллических сланцах высоких ступеней метаморфизма магнезиально-железистые хлориты образовались при ретроградном метаморфизме и в процессе метасоматоза в зонах переотложения. Примеров местонахождений такого типа много: в СССР — гнейсы центральной части Украинского щита [29], диафориты Карпат [133], кианитовое месторождение Хизовара (Карелия) [134], кристаллические сланцы Кольского полуострова [63, 84, 135—138] и Южного Урала [139, 140]; за рубежом — метаморфические породы Норвегии [141], Шотландии [142], Чехословакии (Западная Моравия) [143], США (штаты Коннектикут, Массачусетс, Вермонт и др.) [58, 144—147], Антарктиды [148]. На юге Западной Гренландии «рипидолит» встречен в карбонатитах, секущих гнейсовую толщу и в фенитизированных внешних зонах карбонатитовых тел [149].

В альпийских и близких к ним кварцевых жилах, секущих метаморфические породы, магнезиально-железистый хлорит — один из широко распространенных минералов. Образуется на разных этапах формирования жил, слагает мономинеральные оторочки в экзоконтактах жил и вокруг обломков вмещающих пород, образует линзочки, прожилки, выполняет каверны, трещины, включения беспорядочно ориентированных чешуек, радиально-лучистые и червеобразные агрегаты. Наиболее обилен в хрусталеносных полостях, которые иногда заполняет целником в виде хлоритового «песка». Нередко хлорит включен в кристаллы кварца, включения особенно многочисленны в основаниях друз, отдельные чешуйки ориентированы вдоль определенных кристаллографических направлений и подчеркивают строение «фантом-кристаллов». На поверхности кристаллов кварца хлорит образует зеленые «рубашки», присыпки и вростки крупных чешуек. Содержание в нем MgO изменяется от 10 до 25% (n_m — 1,592—1,658). Повышенное содержание в хлорите хрома, ванадия и скандия является признаком аметистонности кварцевых жил [150]. Изучались особенности химического состава хлорита промышленных месторождений горного хрусталя [151, 152]. Установлено, что железистость хлоритов вмещающих пород возрастает в зонах, включающих кварцевые и хрусталеносные жилы, что может служить признаком скрытых месторождений хрусталя [150].

В альпийских жилах магнезиально-железистые хлориты известны на Полярном Урале (месторождения Гранитное, Пуйва, Додо и др.) [26, 39, 71, 150, 151, 153], на Среднем Урале (Ватиха) [154, 155], на Южном Урале (месторождения Теренсайское [156] и Кочкарское [157]), Горном Алтае (Лысая гора) [71], в Центральном Казахстане (Карабайтал, Актас, Акмая) [71, 32], на Памире [158], Айданском щите (Холодное, Курумкан) [151], Патомском нагорье [91], в Рудных горах (Чехословакия) [68], в многочисленных жилах Альпийской горной системы, например в Циллертале, Тироле (Австрия) [159].

В основных вулканических и субвулканических породах (базальтах, диобазах, андезитах, диабазовых порфиритах, спилитах) магнезиально-железистые хлориты образуются в процессе автотметаморфизма и при поствулканиче-

ской гидротермальной деятельности. Пластинчатые агрегаты встречаются в миндалинах, полостях и трещинах, слагающий их хлорит метасоматически замещает палагонит, анальцит и темноцветные минералы; в процессе альбитизации он развивался по стеклу основной массы пород. Содержание Al^{IV} не выше $Al_{1,2}$, часто $Al_{0,9}^{IV}$ («диабантит»), $Mg \geq Fe^{2+}$, редко $Fe^{2+} > Mg$. Примеры нахождения такого хлорита многочисленны: миндалины и основная масса базальтов западной окраины Русской платформы [75, 160], субвулканические гиалоандезиты и андезиты Северного Криворожья [161, 162], прожилки диабазового порфирита горы Карабаш на Урале [163], мандельштейны Южной Грузии [164], миндалины андезито-базальтов кафанского антиклинория в АрмССР [165], шаровые лавы Сибирской платформы [166], базальты и туфы Думбартона (Шотландия) (Хеддл, 1880), спилиты Лулла в Савоие (Франция) [51], миндалины диабазов Финляндии (Унк, 1869), хлорит-альбитовая порода краевой части диабазового массива Ниливара в Киттиле (Финляндия) [64], базальты и туфы Саксонии в ГДР (Делессе, 1849), миоценовые вулканические породы, преф. Акита (Япония) [167]; известны в пустотах амигдалоидных пород в Кастер-Каунти, шт. Айдахо [168], и в трещинах диабазов Сомервилла, шт. Массачусетс (США) [6], в спилитах, игнибригах и туфах Новой Зеландии [169—171], в гидротермально-измененных базальтах Среднего Атлантического хребта с пумпеллином, пренитом и белой слюдой [172].

В основных изверженных породах магнезиально-железистые хлориты иногда выделяются при раскристаллизации остаточного титаномагнетитового расплава, они слагают хлоритовые оторочки вокруг сплошных титаномагнетитовых тел, развиваются между зерен титаномагнетита и в виде прожилков вблизи контакта руды и габбро, входят в состав реакционных «келифитовых» каемок на контакте рудных зерен с плагиноклазом, оливином, реже пироксеном, например в Цагинском массиве на Кольском полуострове [173, 174]. Чаще хлориты в основных породах встречаются в рассланцованных и милонитизированных участках тектонических зон, где образуют линзовидные скопления и развиваются псевдоморфно по пироксенам, оливиному, плагиноклазу, иногда совместно с актинолитом слагают прожилки и жилы (мономинеральные или с биотитом, кварцем, карбонатами), наблюдаются вдоль контактов с жильными породами, например в габбро-анортозитах Котозера на Кольском полуострове [175], в Нювгозерском массиве Северной Карелии [176], в габбро и пироксенитах титаномагнетитовых месторождений Восточного Саяна [177, 78], в габбро Аравийско-Индийского срединноокеанического хребта [179]. В кимберлитовых породах встречены в Заире [180]. Значительные количества магнезиально-железистых хлоритов известны в зеленокаменных и лиственитизированных основных породах, например в районе золоторудных месторождений Среднего Урала [181, 182].

Распределение элементов-примесей между хлоритом и габбро-анортозитом в метасоматитах по габбро-анортозитам предлагалось использовать для определения температуры образования метасоматических тел [183].

В некоторых гранитах магнезиально-железистые хлориты выделяются в заключительный этап магматического процесса одновременно с мелкими зернами эпидота, титанита, калиевого полевого шпата, замещают темноцветные минералы (в основном биотит) или образуют самостоятельные зерна. Хлорит-содержащие граниты известны в ФРГ (Южный Пфальц) [184], Австрии и Баварии (горы Фихтель) [185], Испании (к северу от Мадрида) [186], Италии близ Мергоццо [66, 187] и в Альце на оз. Орта [188], в батолите Сьерра-Невада, шт. Калифорния (США) [73]. В гранитоидах хлориты наблюдаются, кроме того, в зонах дробления; примерами могут служить Саксаганский район Криворожского бассейна [189], хлоритизированные и гематитизированные зоны дробления биотитовых гранитов Якутии — в ассоциации с эвклазом, гематитом, пиритом [190], граниты Средних гор Болгарии, где хлорит слагает жилы вместе с кварцем [191].

В Западном Приазовье известны в апогранитоидных альбит-эпидот-хлоритовых породах — гельсинкитах [192]. В щелочных породах магнезиально-

железистый хлорит отмечался в натролитовых прожилках и друзовых пустотах с бёмитом, пиритом, марказитом и в натролитизированном сиените — по пироксену [4]; в щелочных лавах и дайках области Такакусяма (Япония) слагает псевдоморфозы по темноцветным минералам [193].

Часто магнезиально-железистые хлориты образуются при взаимодействии гранитоидных пород и пегматитов с основными и ультраосновными породами. Так, в Изумрудных Копях на Урале такие хлориты слагают зону на контакте кварцевого диорита и серпентинита, образуют мельчайшие сфероидальные и червеобразные выделения в плагиоклазовых прожилках, секущих амфиболиты, известны в десилицифицированных пегматитах [70], в редкометалльных пегматитах Восточной Сибири кристаллы хлорита наблюдались на стенках пустот в массивном кварце с адуляром, горным хрусталем и альбитом [194], в Северной Португалии обнаружены на контакте гранитов с филлитами [195], в Японии — в контактовом ореоле гранодиоритового плутона Кейкомахо в горах Акаиси [196], в пров. Манитоба (Канада) на контакте гранитов с вулканогенно-осадочными породами [197]. Магнезиально-железистые хлориты, переходные к магнезиальным, нередки в контактовых зонах ультрабазитов и сланцев, обычно около залежей талька [198—202].

В значительных количествах магнезиально-железистые хлориты возникают в гидротермальных условиях, часто в связи с процессами рудоотложения, главным образом в дорудном этапе. Они образуют гнезда, линзы, прожилки, вкрапленность во вмещающих рудные тела породах (порфиритах, альбитизированных диабазах, туфах, сланцах, песчаниках), слагают околорудно-измененные породы (хлоритовые, кварц-хлоритовые, кварц-серцит-хлоритовые и др.), встречаются в виде скоплений в руде (частично по обломкам вмещающих пород). Железистость хлоритов в хлоритовых метасоматитах рудных месторождений определяется физико-химическими особенностями процесса минералообразования и не зависит от химизма первоначальных пород [62]. Отмечалось увеличение степени окисления железа в хлорите близ сульфидных руд [47]. Известны во многих свинцово-цинковых и медно-колчеданных месторождениях Рудного Алтая (Зырянском, Корбалихинском, Лениногорском, Греховском, Вавилоновском, Рулихинском, Николаевском, Александровском, Мамонтовском, Парыгинском и др.) [40, 45, 62, 158, 203—206] и на Урале [158]. В месторождении Левобережное в Северной Осетии отмечался хлорит, переходный к тюрингиту [207]. Магнезиально-железистые хлориты известны также в Урупских медно-колчеданных месторождениях на Северном Кавказе [208], в свинцово-цинковых месторождениях Гудас, Сассыксай и Кенкол УзССР [52], Курултыкенском в Восточном Забайкалье [32], месторождениях Южное и Садовое в Приморье [53, 209]. В связи со свинцово-цинковым оруденением отмечались также в Рудных горах (Чехословакия) [68]. Являются составной частью рудных жил хлоритово-медной формации Северной Карелии; на руднике Киикка в Финляндии встречены в ассоциации с кварцем, кальцитом, альбитом, титанитом, халькопиритом, пирротинном, пиритом, иногда с борнитом и халькозином [210]. В Анкасарском медно-молибденовом месторождении АрмССР представляют собой жильный минерал кварц-молибденит-халькопиритовых прожилков и находятся в сростании с диоктаэдрической слюдой [211]. В Брненском массиве близ Брно (Чехословакия) выделились в гидротермально-измененных гранитоидах в связи с формированием молибденовых руд [212]. В Японии встречены на рудниках Осарузава и Тазава (преф. Акита) — в кварцево-медных жилах с каолинитом [19, 22, 23, 213], Бесси, Сазар, Мотоясу (преф. Эхиме) — в пластовых меднорудных залежах [65, 213], медно-пиритовом месторождении Хитачи (преф. Ибараки) — в виде порошковатых выделений в эпидот-хлорит-кварц-альбитовых жилах [214]. В США известны в медном месторождении Ор-Ноб, шт. Северная Каролина, где образовались по биотиту, цементирующему обломки аплита [43], и в Джероме, шт. Аризона, — в кварц-халькопиритовых штокверках и кварц-карбонат-сульфидных жилах [215].

В медно-никелевых магматогенных месторождениях Печенгского района на Кольском полуострове магнезиально-железистые хлориты встречены на

контактах рудных тел и рудных брекчий с диабазами и сланцами [78]. Отмечались в ряде золоторудных месторождений Урала [60, 216], Восточного Саяна [217], Узбекистана [218], Горной Шории [219], Охотско-Чукотского вулканического пояса [220], в золотоносных кварцевых жилах Гула-Гул, Эритрея (Северо-Восточная Африка) [221].

Известны в железорудных флогопит-амфибол-хлоритовых метасоматитах Кривого Рога (УССР) [222], в месторождениях Горноблагодатском на Урале [223], Абаканском в Красноярском крае [62], Тарбатском в Восточном Саяне [224]. За рубежом — в Чехословакии (Хвалетице) — в кварц-полевошпатовых жилах [225], Австрии (Гранитцере [226] и рудник Юно [227]) — в магнетит-гематитовых телах, в Тасмании — в гидротермально-измененной вулканической толще месторождения Принс-Лиэлл [228].

В некоторых вольфрамовых месторождениях магнезиально-железистые хлориты входят в состав шеелитсодержащих апоскарновых метасоматических пород в ассоциации с плагноклазом, мусковитом, кварцем и кальцитом, отмечались в рудных кварцевых жилах. Встречены в Торговском вольфрам-молибден-висмутовом месторождении на Северном Урале [46], Майхуринском оловянно-вольфрамовом месторождении в Таджикистане [229], в месторождениях района Джиды в Забайкалье [69], в Фуджигатани, преф. Ямагути (Япония) [230], Сангдонге (Корея) [231].

В серебро-арсенидных месторождениях области Кобальт-Гоуганда, пров. Онтарио (Канада), находятся в тесной ассоциации с карбонатами и арсенидами: более магнезиальные — с Ni—Co-арсенидами, более железистые — с Fe-арсенидами [232]. Магнезиально-железистые хлориты отмечались также в месторождениях урана в составе березитизированных пород [233], катаклазированных альбититов [234] и хлорит-ортотлазовых околорудных метасоматитов [235], иногда в псевдоморфозах по роговой обманке [236]. Образуются также в процессе современной гидротермальной деятельности.

Широко распространены в осадочных породах, входят в состав аргиллитов и цемента песчаников и алевролитов. Частично присутствуют в качестве аллотигенной составляющей в виде чешуек, ориентированных по слоистости, но в основном образуются при диагенезе и эпигенезе. Отлагаются из поровых растворов, обогащающихся магнием, железом, алюминием и кремнием в процессе иллитизации смектитов [82, 237, 238], замещают каолинит [239, 240] и обломочные зерна биотита [241]. В качестве промежуточных фаз отмечалось образование алюмосерпентина и смешанослойных минералов [237, 242, 243]. Характерны послойные (до субмикроскопических) сростания хлорита с иллитом и каолинитом. Под электронным микроскопом высокого разрешения обнаружены единичные слои иллита и включения зерен и кристалликов сидерита [237, 244, 245].

В зоне начального метаморфизма отмечены сростания с фенгитом [241, 245]. Аутигенные хлориты осадочных пород отличаются от хлоритов из измененных магматогенных пород более высоким содержанием Al и Fe³⁺.

По мере перехода от зоны диагенеза к зоне глубинного эпигенеза и далее к фации зеленых сланцев при повышающихся температурах и давлениях состав и структурные особенности хлоритов закономерно изменяются: уменьшается содержание Fe³⁺ и возрастает магнезиальность, исчезает характерный для хлорита ранних стадий дефицит октаэдрических катионов, происходит последовательная смена политипов $Ibd \rightarrow Ib$ (β 97°) · Ib (β 90°) → $I1b$ [25, 82, 238, 242, 243, 246—254].

Своеобразные мономинеральные хлоритовые осадочные породы образуются в результате разрушения вулканитов при их взаимодействии с морской водой. Такие породы характерны для многих колчеданных месторождений, где они подстилают стратиформные рудные залежи и могут быть использованы как поисковый признак на колчеданные руды. Содержание железа в составе хлоритов этих пород возрастает по мере приближения к рудным телам, например в месторождениях Летнее, Новый Шемур, имени XIX партсъезда (Урал) [255].

Магнезиально-железистый хлорит с относительно высоким содержанием

железа отмечался в осадочных железистых породах, иногда совместно с бертьерином. В Джетымском железорудном месторождении в Тянь-Шане он входит в состав цемента гематит-магнетитовых руд и слагает самостоятельные пачки и прослой мощностью до 40 м [256]. В Малкинском районе на Северном Кавказе с каолинитом и бёмитом хлорит образует стяжения и оолиты в железистой массе и мономинеральные породы по серпентинитам [26]. В виде зелено-черных блестящих оолитов встречен в алевролитах в Уиквер, графство Глостер, Великобритания («магнезиальный шамозит») [257], и в иллит-монтмориллонитовых сланцах Сицилии [24]. Слагает округлые агрегаты в ассоциации с кальцитом и обломочным кварцем в месторождении красного железняка Рюхенберг на Гарце [27]. В слабо измененных породах архейской железорудной формации Западной Австралии находится совместно со стильпноmelаном, сидеритом, гриналитом, пиритом, магнетитом, миннесотитом и кварцем [258]. Известен в осадках центральных частей Тихого океана в ассоциации с иллитом [259].

Изм. При увеличении степени метаморфизма чешуйки хлоритов укрупняются, возрастает их магнезиальность. Отмечалось замещение биотитом, куммингтонитом, вермикулитом, стильпноmelаном [40, 72, 85, 110, 260], арагонитом, кварцем [261], «окисленным» хлоритом [262]. В почвах постепенно разлагается с образованием смешанослойных и разбухающих минералов [263].

Искусств. Хлориты составов $Mg_{3,75}Fe^{2+}_{1,25}Al[Si_3AlO_{10}](OH)_8$ и $Mg_{2,50} \times Fe^{2+}_{2,50}Al[Si_3AlO_{10}](OH)_8$ получены в системе $MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ в интервале температур 550—720° при P_{H_2O} 1—6 кбар (буфер $Fe-Fe_3O_4$) из смеси $MgO, Fe_2O_3, Al(OH)_3$ и SiO_2 -стекла с предварительным нагревом в атмосфере H_2 для восстановления железа [264]. Изучена устойчивость магнезиально-железистых хлоритов с Al^{IV} в гидротермальных условиях [265].

В чистой воде «рипидолит» устойчив до 700°, но в среде с KCl при 450—600° превращается в триоктаэдрическую слюду 1M [266].

Межплоскостные расстояния магнезиально-железистого хлорита 11b из рудника Хитачи, преф. Ибараки (Япония) [214]*

SiK_{α} -излучение Дифрактометр

| hkl | I | d(Å) | hkl | I | d(Å) | hkl | I | d(Å) |
|----------|----|-------|----------|----|-------|----------|---|-------|
| 001 | 41 | 14,7 | 132; 203 | 6 | 2,462 | 136; 205 | 4 | 1,824 |
| 002 | 90 | 7,14 | 133; 202 | 6 | 2,398 | — | 3 | 1,762 |
| 003 | 57 | 4,75 | 006 | 4 | 2,356 | 136; 207 | 5 | 1,713 |
| 004 | 90 | 3,56 | 133; 204 | 5 | 2,238 | 137; 208 | 8 | 1,578 |
| 005 | 23 | 2,84 | — | 4 | 2,151 | 060; 331 | 5 | 1,549 |
| — | 2 | 2,652 | 007 | 10 | 2,027 | — | 4 | 1,514 |
| 131; 202 | 5 | 2,600 | 135; 204 | 11 | 2,014 | 0.0.10 | 8 | 1,425 |
| 132; 201 | 6 | 2,564 | 135; 205 | 5 | 1,895 | 139; 208 | 8 | 1,397 |

* Содержит $MgO-18,64, FeO-14,60, Fe_2O_3-6,75$

Межплоскостные расстояния магнезиально-железистого хлорита 1b ($\beta=90^\circ$), в оригинале назван Fe-прохлоритом, из Рюхенберга, Гарц [27]*

| hkl | I | d(Å) | hkl | I | d(Å) | hkl | I | d(Å) |
|-----|-----|-------|-----|----|-------|--------|----|-------|
| 001 | 17 | 14,28 | 005 | 7 | 2,834 | 060 | 52 | 1,556 |
| 002 | 100 | 7,117 | 200 | 15 | 2,695 | 061 | 13 | 1,544 |
| 003 | 20 | 4,726 | 202 | 80 | 2,503 | 062 | 20 | 1,521 |
| 020 | 15 | 4,658 | 204 | 22 | 2,136 | 063 | 10 | 1,476 |
| 004 | 80 | 3,554 | 206 | 11 | 1,777 | 0.0.10 | 12 | 1,415 |
| 032 | 15 | 2,841 | 240 | 5 | 1,762 | 262 | 12 | 1,323 |

* Содержит: $MgO-7,1, FeO-31,50, Fe_2O_3-6,66$.

Л и т е р а т у р а

1. Orrell J., Caillere S., Henin S. // Miner. Mag. 1950. Vol. 29, N 211. P. 329.
2. Foster M. D. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1962. N 414-A. P. 1.
3. Phillips W. R. // Miner. Mag. 1964. Vol. 33, N 267. P. 1114.

4. Семенов Е. И. // Минералогия и генетические особенности щелочных массивов. М.: Наука, 1964. С. 15.
5. Hey M. H. // Miner. Mag. 1954. Vol. 30, N 224. P. 277.
6. Frondel C. // Amer. Miner. 1955. Vol. 40, N 11/12. P. 1090.
7. Капезинкас К. Б. // Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М.: Наука, 1965. С. 1; ДАН СССР. 1965. Т. 164, № 3. С. 658.
8. Vavrinecz G. // Földt. 1937. Köt. 67. füz. 1/3. Old. 46.
9. Melka K. // Věstn. Ustréd. úst. geol. 1965. Sv. 40, N 1. S. 23.
10. Черных В. В. // Материалы по общ. и прикл. геологии. 1930. Вып. 151. С. 3.
11. Иванова В. П., Корнилов Н. А. // ДАН СССР. 1958. Т. 119, № 1. С. 154.
12. Rutstein M. S. // Amer. Miner. 1979. Vol. 64, N 1/2. P. 151.
13. Звягин Б. Б. // Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М.: Наука, 1964. С. 46.
14. Марфукин А. С., Мкртчян А. Р., Наджарян Г. Н., Нюссик Я. М., Платонов А. Н. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 7. С. 87.
15. Kodama H., Longworth G., Townsend M. G. // Canad. Miner. 1982. Vol. 20, pt 4. P. 585; De Grave E., Vandenbruaene J., Van Bockstael M. // Phys. and Chem. Miner. 1987. Vol. 15, N 2. P. 173.
16. Ericsson T., Wäppling R., Punakivi K. // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1977. Bd 99, N 570, pt 3. S. 229.
17. Steinfink H. // Acta crystallogr. 1958. Vol. 11, pt 3. P. 191, 195.
18. Steinfink H. // Ibid. 1961. Vol. 14, pt 2. P. 198.
19. Bailey S. W. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 3. P. 175.
20. Rule A. C., Bailey S. W. // Clays and Clay Miner. 1987. Vol. 35, N 2. P. 129.
21. Hazen R. M., Finger L. W. // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 3/4. P. 293.
22. Shirozu H., Bailey S. W. // Ibid. 1965. Vol. 50, N 7/8. P. 868.
23. Bailey S. W. // Clays and Clay Miner. 1972. Vol. 20, N 6. P. 381.
24. Leone M., Alaïmo R., Calderone S. // J. Sediment. Petrol. 1975. Vol. 45, N 3. P. 618.
25. Borst R. L., Katz J. L. // Amer. Miner. 1970. Vol. 55, N 7/8. P. 1359.
26. Сердюченко Д. П. // Тр. ИГН АН СССР. 1953. Вып. 140. С. 3.
27. Knauper E. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1965. Bd. 103, N 2. S. 179.
28. Craw D., Jamieson R. A. // Canad. Miner. 1984. Vol. 22, pt 2. P. 269.
29. Иваницкий В. П., Матяш И. В., Зинченко В. А. // Конституция и свойства мнералов. Киев: Наук. думка, 1977. Вып. 11. С. 81.
30. Zabka M. // Geol. zb. geol. Carpath. 1969. Sv. 20, N 1. S. 163.
31. Shirozu H., Ishida K. // Miner. J. 1982. Vol. 11, N 4. P. 161.
32. Вальшихина Е. П., Власова Е. В., Кобцев Б. М. // Идеи академika Белянкина в области петрографии и минералогии и их дальнейшее развитие. М.: Наука, 1971. С. 109.
33. Spanu V., Filoti G., Ionescu J., Medesan A. // Proc. Intern. conf. Mössbauer spectrosc. Bucharest, 1977. Vol. 1. P. 323.
34. Рюмин А. А. // Материалы IV Всесоюз. симпози. по изоморфизму. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1978. Т. 1. С. 47.
35. Бахтин А. И., Кришари Г. А., Мананов Р. А. // Катионно е упорядочение в структурах минералов. Новосибирск, 1979. С. 42.
36. Влааш С., Stroink G., Leiper W. // J. Phys. C. 1979. Vol. 41, № 1. Suppl. P. C1—411.
37. Матяш И. В., Калиниченко А. М., Литовченко А. С., Иваницкий В. П., Польшин Э. В., Мельников А. А. // Радиоспектроскопия слюды и амфиболов. Киев: Наук. думка, 1980. С. 131.
38. Borggaard O. K., Lindgreen H. B., Mørup S. // Clays and Clay Miner. 1982. Vol. 30, N 5. P. 353.
39. Грум-Гржимайло С. В., Кожина Т. К. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1958. № 12. С. 351.
40. Тащина М. В. // Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1957. Т. 2. С. 371.
41. Seitsaari J. // Bull. Comm. geol. Finl. 1954. N 166. P. 75.
42. Чесноков Б. В. // Тр. Геол. ин-та УФАИ СССР. 1970. Вып. 86, № 9. С. 93.
43. Ross C. S. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1935. N 179. P. 66.
44. Hutton C. O., Seelye F. T. // Trans. and Proc. Roy. Soc. N. Z. 1945. Vol. 75, N 2. P. 163.
45. Зеленко Б. Ф. // Геология руд. месторождений. 1962. № 1. С. 7.
46. Юшкин Н. П., Фишман М. В., Голдин Б. А., Калинин Е. П., Охотников В. Н., Буканов В. В. // Металлогенетический очерк вольфрамовой минерализации севера Урала. Л.: Наука, 1972. С. 82.
47. Kalogeropoulos S. I. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1983. N. 4. S. 187.
48. Abe H. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1957. Vol. 41, N 5. P. 192.
49. Нечухин В. М. // Метаморфизм горных пород главной вулканогенной зоны Урала. М.: Наука, 1969. С. 23.
50. Сердюченко Д. П. // Железные руды Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 407.
51. Parjadis de Larivière N. // Bull. Soc. geol. France. 1960. Vol. 2, N 1. P. 108.

52. Моисеева М. И. // Минералогия рудных месторождений северо-восточной части Кураминского хребта и сопредельных районов. Ташкент: Фан, 1969. С. 84.
53. Благодарева Н. С., Говоров И. Н., Лаговская Е. А., Славкина С. П. // Минералогия, магматизм и рудогенез Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 78.
54. Gruner J. W. // Amer. Miner. 1944. Vol. 29, N 11/12. P. 422.
55. McMurphy R. C. // Ztschr. Kristallogr. 1934. Bd. 88, H. 5/6. S. 420.
56. Загорский В. Е. // ДАН СССР. 1978. Т. 239, № 4. С. 959.
57. Johan Z., Oudin E., Picot P. // Tscherma's miner. und petrogr. Mitt. 1983. Bd. 31, H. 1/2. S. 97.
58. Исколь В. Экспериментальные исследования в области конституции силикатов: Хлориты. Пг. 1917. С. 166.
59. Bilgrami S. A., Howie R. A. // Amer. Miner. 1960. Vol. 45, N 7/8. P. 791.
60. Берзон Р. О. Тр. Ильмен. заповедника. 1978. Вып. 21. С. 102.
61. Mathias M. // Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Afr. 1952. Vol. 55. P. 13.
62. Широких И. Н. // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1978. Вып. 404. С. 137.
63. Гинзбург И. И., Белячки В. В., Матвеева Л. А., Нужденовская Т. С., Рождественская З. С. / Экспериментальные исследования по разложению минералов органическими кислотами. М.: Наука, 1968. С. 18.
64. Merilainen K. // Bull. Comm. geol. Finl. 1961. N 195. P. 46.
65. Horikoshi Ei. // J. Geol. Soc. Jap. 1965. Vol. 71, N 839. P. 419.
66. Morten L., Rossi P. L. // Miner. et petrogr. acta. 1971. Vol. 17. P. 85.
67. Orzel J. // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1927. Vol. 50, N 3/6. P. 75.
68. Новák F., Trdlicka Z. // Cas. miner., geol. 1960. Sv. 5, N 3. S. 283.
69. Коржинский А. Ф. / Зап. Вост.-Сиб. отд-ния ВМО. 1959. Вып. 1. С. 50.
70. Власов К. А., Кутукова Е. И. Изумрудные Копи. М.: Изд-во АН СССР. 1960. С. 97.
71. Лавренко Е. И., Лазыко Е. М. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1959. № 13. С. 383.
72. Hutton C. O. // Trans. and Proc. Roy. Soc. N. Z. 1936. Vol. 66, N 1. P. 35.
73. Dodge F. C. W. // Miner. Mag. 1973. Vol. 39, N 301. P. 58.
74. Hutton C. O. // Ibid. 1938. Vol. 25, N 163. P. 172, 207.
75. Ушикова З. Г. / Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1962. Т. 80. С. 95.
76. Zen E-an. // Amer. Miner. 1960. Vol. 45, N 1/2. P. 129.
77. Белевцев Р. Я. // Проблемы метаморфической зональности докембрия. Киев: Наук. думка, 1975. С. 84.
78. Корнилов Н. А. / Материалы по минералогии Кольского полуострова. Кировск: Кол. фнл. АН СССР. 1959. Вып. 1. С. 39.
79. Makumbi L., Herbillon A. J. // Bull. Groupe franç. argiles. 1972. Vol. 24, N 2. P. 153.
80. Абрамов А. А. // Тр. Механобр. 1964. Вып. 134. С. 96.
81. Соорег А. F. // J. Petrol. 1972. Vol. 13, N 3. P. 457.
82. Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А. // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975. Вып. 4, кн. 1. С. 105.
83. Матковский О. И. Минералогия и петрография Чивчинских гор. Львов: Изд-во Львов ун-та. 1971. С. 164.
84. Макаров В. Н. // Хлориты из железисто-кремнистых и некоторых других рудных формаций. Л.: Наука, 1971. С. 3.
85. Сиворнов А. А., Кондратьева Д. Н., Макаров В. Н. // Минерал. сб. Львов, 1967. № 21, вып. 1. С. 92.
86. Гершюйг Ю. Г. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва 1949. № 3. С. 165.
87. Семеновко Н. П., Половко Н. И., Жуков Г. В., Ладиева В. Д., Макухина А. А. // Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Киев: Изд-во АН УССР. 1956. С. 482.
88. Дудник Н. Ф. // Геология и рудоносность юга Украины. Днепропетровск: ДГУ, 1986. С. 12.
89. Тимонина Р. Г. // Петрология метаморфических пород Приполярного Урала. Л.: Наука, 1980. С. 63.
90. Злобин В. А. // Геология и геофизика. 1980. № 11. С. 56.
91. Петров Б. В., Макрыгина В. А. // Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. С. 86, 240.
92. Макрыгина В. А. // Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. Новосибирск: Наука, 1981. С. 22.
93. Василенко В. Б., Кузнецова Л. Г., Холодова А. Д. и др. // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1982. Вып. 498. С. 98.
94. Tilley C. E. // Geol. Mag. 1938. Vol. 75, N 893. P. 497.
95. Shido F., Miyashiro A. // J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. 1959. Vol. 12, pt 1. P. 85.
96. Atherton M. P. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1968. Vol. 18, N 4. P. 347.
97. Mather J. D. // J. Petrol. 1970. Vol. 11, N 2. P. 253.
98. Baltatzis E. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1980. H. 7. S. 306.
99. Kramm U. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1973. Vol. 41, N 2. P. 179.
100. Caruba Ch., Baumer A., Turco G. // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1975. Vol. 98, N 2 3. P. 159.
101. Perseil E. A. // Ibid. 1966. Vol. 89, N 3. P. 377.

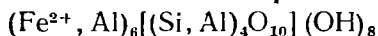
102. Goossens P. J. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1970. Bd. 50, H. 2. S. 297.
103. Angel F. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1965. Bd. 102, H. 2. S. 155.
104. Höck V. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1974. Bd. 54, H. 2.3. S. 567.
105. Seidel E., Okrusch M. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1975. Vol. 49, N 2. P. 105.
106. Seki Y. // Sci. Rep. Univ. Saitama B. 1959. Vol. 3. P. 209.
107. Ramsay C. R. // J. Petrol. 1973. Vol. 14, N 3. P. 467.
108. Stone R. L., Weiss E. J. // Clay Miner. Bull. 1955. Vol. 2, N 13. P. 214.
109. Hietanen A. // Amer. Miner. 1974. Vol. 59, N 1/2. P. 22.
110. Hutton C. O. // Geol. Mem. Dep. Sci. Industr. Res. N. Z. 1940. N 5. P. 18.
111. Brown E. H. // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 11/12. P. 1662; J. Petrol. 1975. Vol. 16, N 2. P. 258.
112. Добрецов Н. Л. // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1974. Вып. 57. С. 1.
113. Казак А. П., Добрецов Н. Л., Молдаванцев Ю. Е. // Геология и геофизика. 1976. № 2. С. 60.
114. Mäkinen A. A., Howie R. A. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1972. Vol. 35, N 2. P. 83.
115. Kienast J. R., Triboulet C. // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1972. Vol. 95, N 5. P. 565.
116. Triboulet C. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1974. Vol. 45, N 1. P. 65.
117. Ernst W. G., Dal Piaz G. V. // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 7/8. P. 621.
118. Chatterjee N. D. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1971. Bd. 114, H. 2. S. 181.
119. Ernst W. G. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1976. Bd. 56, H. 2. S. 293.
120. Abraham K., Hörmann P. K., Rait M. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1974. Bd. 122, H. 1. S. 1.
121. Hoffmann Ch. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1970. Vol. 27, N 4. P. 283.
122. Katagas Ch. // Miner. Mag. 1980. Vol. 43, N 332. P. 975.
123. Hoffmann Ch., Keller J. // Lithos. 1979. Vol. 12, N 3. P. 209.
124. Okay A. I. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1980. Vol. 72, N 3. P. 243; Vol. 75, N 3. P. 179; 1982. Vol. 79, N 4. P. 361.
125. Добрецов Н. Л., Лаврентьев Ю. Г., Пономарева Л. Г., Поспелова Л. Н. // Геология и геофизика. 1973. № 8. С. 25.
126. Ishimoto N. // Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 3. 1974. Vol. 12, N 3. P. 279.
127. Banno S. // J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. 1964. Vol. 15, pt 3. P. 255.
128. Iwasaki M. // Ibid. 1963. Vol. 15, pt 1. P. 79.
129. Lee D. E., Coleman R. G., Bastron H., Smith V. C. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1966. N 550-C. P. 148.
130. Coombs D. S., Kawachi Y., Houghton B. F., Hyden G., Pringle I. J., Williams J. G. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1977. Vol. 63, N 3. P. 229.
131. Black P. M. // Ibid. 1975. Vol. 49, N 4. P. 269.
132. Black P. M., Brothers R. N. // Ibid. 1977. Vol. 65, N 1. P. 69.
133. Данилович Ю. Р. // Минерал. сб. Львов, 1969. № 23, вып. 1. С. 178.
134. Бушмин С. А. // Изв. АН СССР. Сер. геот. 1978. № 7. С. 127.
135. Бельков И. В. // Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 277.
136. Петров В. П., Волошина З. М., Перлина Г. А. // Новые данные о минералах Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1979. С. 56.
137. Макаров В. Н., Горяинов П. М. // Железисто-кремнистые формации Кольского полуострова. Л.: Наука, 1970. С. 108.
138. Петров В. П., Волошина З. М. // Минеральные комплексы и минералы Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1980. С. 92.
139. Самаркин Г. И., Ахманов Г. Г., Самаркина Е. Я. // Тр. Геол. ин-та УФАИ СССР. 1976. Вып. 118. С. 130.
140. Пыстина С. Н., Пыстин А. М. // Тр. Итьмен. заповедника. 1978. Вып. 20. С. 18.
141. Müller G., Herbert H.-J. // Chem. Erde. 1984. Bd. 43, H. 1. S. 77.
142. Matthews D. W., Cheaney R. F. // Scott. J. Geol. 1968. Vol. 4, pt 1. P. 20.
143. Cerny P. // Cas. miner., geol. 1966. Sv. 11, N 3. S. 261.
144. Shannon E. V., Wherry E. T. // J. Wash. Acad. Sci. 1922. Vol. 12, N 10. P. 239.
145. Курнаков Н. С., Черных В. В. // Зап. Минерал. о-ва. 1926. Т. 55, вып. 1. С. 183.
146. Albee A. L. // J. Petrol. 1965. Vol. 6, N 2. P. 246.
147. Råheim A., Green D. H. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1974. Vol. 43, N 3. P. 223.
148. Равич М. Г., Соловьев Д. С., Фэдороз Л. В. // Геологическое строение Земли Мак-Робертсон (Восточная Антарктида). Л.: Гидрометеониздат, 1978. С. 118.
149. Secher K., Larsen L. M. // Lithos. 1980. Vol. 13, N 2. P. 199.
150. Соколов Ю. М., Мельников Е. П., Махонек Е. К., Мельникова Н. И. // Минерогенез метаморфогенных месторождений горного хрусталя и гранулированного кварца. Л.: Наука, 1977. С. 54.
151. Лавренко Е. И., Лазько Е. М. // Минерал. сб. Львов. геот. о-ва. 1962. № 16. С. 171.
152. Аполов В. С., Садиков М. А. // Геология и геофизика. 1974. № 4. С. 126.
153. Буканов В. В. // Горный хрусталь Приполярного Урала. Л.: Наука, 1974. С. 168.
154. Сорокин Ю. П. // Тр. Тюмен. индустр. ин-та. 1976. Вып. 51. С. 68.
155. Белковский А. И. // Зап. ВМО. 1970. Т. 99, вып. 3. С. 354.
156. Болтыров В. Б., Страшненко Г. И., Огорздинов В. Н. // Минералы и парагенезисы

- минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Л.: Наука, 1975. С. 45.
157. Ступаков Г. П., Ануфриев Ю. Н. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 6. С. 79.
 158. Шилин Д. М., Иванова В. П. // Измененные околородные породы и их понсковое значение. М.: Госгеолтехиздат, 1954. С. 148.
 159. Vavrincsz G. // Asvanvelemzesek (Magy. chem. folyoirat). 1932. Köt. 38. Old. 140.
 160. Махнач А. С., Веретенников Н. В. Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1970. С. 164.
 161. Мордовец Л. Ф., Кузнецова М. Н., Герра Гарсия М. А., Малахов Ю. Г., Андреева В. А. // ДАН СССР. 1974. Т. 216, № 1. С. 162.
 162. Веригина Р. С., Мордовец Л. Ф., Николенко В. Д., Волошина Н. Я., Иванченко В. В., Пирогов В. М., Душко Е. П. // Минерал. сб. Львов, 1975. № 29. вып. 4. С. 79.
 163. Кузнецов Е. А., Чеховских М. М. // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1960. № 4. С. 69; 1962. № 1. С. 20.
 164. Гогишвили В. Г., Зулиашвили Т. Г., Каландаршвили Н. А. // Геол. сб. Кавк. ин-та минерал. сырья, 1962. № 2. С. 192.
 165. Мнацаканян А. Х., Ревазова Н. В. Хуришдян Э. Х. // Зап. Арм. отд-ния ВМО. 1972. Вып. 5. С. 184.
 166. Аплонов В. С., Герасимов В. Н. // Минерал. сб. Львов, 1972. № 26, вып. 1. С. 99.
 167. Kimbara K., Shimoda S., Sudo T. // Clay Miner. 1973. Vol. 10, N 2. P. 71.
 168. Ross C. S., Shannon E. V. // US Nat. Mus. Proc. 1924. Vol. 64. N 19. P. 1.
 169. Battey M. H. // Geol. Mag. 1956. Vol. 93, N 2. P. 89.
 170. Steiner A. // Clays and Clay Miner. 1968. Vol. 16, N 3. P. 193.
 171. Boles J. R., Coombs D. S. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol. 86, N 2. P. 163.
 172. Mevel C. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1981. Vol. 76, N 4. P. 386.
 173. Кавардин Г. И. // Материалы по минералогии Кольского полуострова, Кировск: Кол. фил. АН СССР, 1959. Вып. 1. С. 49.
 174. Юдин Б. А. // Габбро-лабродоритовая формация Кольского полуострова и ее метатлечения. Л.: Наука, 1980. С. 112.
 175. Петров С. И. // Минералогические критерии комплексной оценки минерального сырья Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР. 1982. С. 96.
 176. Лавров М. М. // Гипербазиты и расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузии докембрия Северной Карелии. Л., 1979. С. 28.
 177. Глазунов О. М. // Изв. Точ. политехн. ин-та. 1961. Т. 120. С. 21.
 178. Глазунов О. М. // Геохимия и петрология габбро-пироксенитовой формации Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1975. С. 83.
 179. Белеацев Р. Я., Говоров И. Н., Савельева Г. Н., Слипченко В. В., Цветков А. А., Щербаков И. Б. // Геол. журн. АН УССР. 1980. Т. 40, № 2. С. 23.
 180. Fieretans M., Ottenburgs R. // Bull. Soc. Belge geol. 1979. Vol. 88, fasc. 3/4. P. 205.
 181. Саконов В. Н. // Тр. Ильмен. заповедника. 1975. Вып. 13. С. 115.
 182. Саконов В. Н. // Тр. Геол. ин-та УФАН СССР. 1974. Вып. 108. С. 23.
 183. Кривошечев В. Г., Порицкая Л. Г., Коцвергина О. К. // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1982. № 6. вып. 1. С. 86.
 184. Frenzel G. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1971. Bd. 115, H. 2. S. 164.
 185. Müller G. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1966. Vol. 12, N 2. P. 173; Vol. 13, N 4. P. 295.
 186. Chayes F. // J. Geol. 1955. Vol. 63, N 1. P. 75.
 187. Bondi M., Morten L., Rossi P. L. // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1976. Bd. 23, H. 1. S. 39.
 188. Morten L., Rossi P. L. // Miner. et petrogr. acta. 1972. Vol. 18. P. 97.
 189. Гершой Ю. Г., Каплун Е. Я. // Минерал. сб. Львов, 1975. № 29. вып. 1. С. 3.
 190. Егоров И. Н. // ДАН СССР. 1967. Т. 172, № 2. С. 433.
 191. Бресковска В. // Год. Софийск. ун-та. Биот.-геот.-геогр. фак. 1961/1962 (1963). Т. 56, кн. 2. С. 305.
 192. Цуканов В. А., Есипчук К. Е. // Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и геохимии Украины, Казахстана, Забайкалья. Киев: Изд-во Киев. ун-та. 1970. № 5. С. 50.
 193. Tiba T. // Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 3. 1966. Vol. 9, N 3. P. 583.
 194. Тарновский Г. Н., Васильев Е. К. // Зап. ВМО. 1964. Т. 93, вып. 1. С. 31.
 195. Neiva A. M. R. // Материалы XI съезда ММА. Новосибирск, 1978. М.: Наука, 1981. С. 168.
 196. Yuasa M. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. geol. 1976. Vol. 71, N 6. P. 157.
 197. Froese E., Gasparini E. // Canad. Miner. 1975. Vol. 13, pt 2. P. 162.
 198. Коренбаум С. А., Траскунова Т. В., Нефедова М. Ю. // Петрология изверженных и метаморфических пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1969. С. 141, 151.
 199. Ладиева В. Д. // Геол. журн. АН УССР. 1956. Т. 16, вып. 2. С. 54.
 200. Романович И. Ф. // Сов. геология. 1960. № 8. С. 133.
 201. Phillips A. H., Hess H. H. // Amer. Miner. 1936. Vol. 21, N 6. P. 333.
 202. Uchida Y., Muta K. // J. Geol. Soc. Jap. 1958. Vol. 64, N 757. P. 494.
 203. Пожарицкая Л. К. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1958. № 4. С. 100.
 204. Венцловайте Е. И. // Породообразующие минералы и их равновесия. М.: Изд-во МГУ, 1979. С. 64.

205. Пономарев Э. С., Рафиков Т. К., Хомяков В. Д. // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1982. № 3. С. 35.
206. Чекваидзе В. Б., Алышева Э. И., Кудряцева Н. Г., Русинова О. В. // Тр. ЦНИГРИ. 1980. Вып. 150. С. 19.
207. Миронов В. Ю. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1974. № 3. С. 183.
208. Тамбиев А. С., Глухов Ю. Ю. // Материалы по минералогии и петрографии Нижнего Дона и Северного Кавказа. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1970. С. 93.
209. Казаченко В. Т. // Марганцовистые и железистые метасоматиты Южного Приморья. М.: Наука, 1979. С. 141.
210. Saksela M. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1960. Bd. 94, H. 1. S. 319.
211. Карамян К. А., Авакян А. А. // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1979. Т. 3. С. 82.
212. Штельцл Й. // Scr. Fac. sci. nat. UJEP brun. geol. 1983. Vol. 13, N 2. P. 79.
213. Shirozu H. // Miner. J. 1958. Vol. 2, N 4. P. 209; N 5. P. 298.
214. Sato H., Sudo T. // Ibid. 1956. Vol. 1, N 6. P. 395.
215. Nash T. J. // J. Res. US Geol. Surv. 1973. Vol. 1, N 6. P. 673.
216. Грабежев А. И. // Тр. Геол. ин-та УФАН СССР. 1974. Вып. 108. С. 3.
217. Громова Е. И. // Зап. Вост.-Сиб. отд-ния ВМО. 1960. Вып. 2. С. 101.
218. Отакузиев Э. О. // Узб. геол. журн. 1966. № 5. С. 23.
219. Вахрушев В. А. // Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. Новосибирск: Наука, 1972. С. 105.
220. Еремин Р. А. // Тр. Сев.-Вост. комплек. НИИ. 1974. Вып. 43. С. 45.
221. Scherillo A. // Period. miner. 1938. Vol. 9. P. 71.
222. Половинкина Ю. Ир., Иванова В. П. // Вопросы петрографии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1953. Т. 2. С. 161.
223. Подлесский К. В. // Метасоматиты и оруденение. М.: Наука, 1975. С. 95.
224. Князев Г. Б. // Вопросы минералогии и геохимии эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. Томск: Изд-во Том. ун-та. 1977. С. 23.
225. Kratochvil M. // Cas. miner., geol. 1979. Sv. 24, N 4. S. 385.
226. Hödl A. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1941. Bd. 77. S. 1.
227. Large R. R. // Econ. Geol. 1975. Vol. 70, N 8. P. 1387.
228. Hendry D. A. F. // Ibid. 1981. Vol. 76, N 2. P. 285.
229. Блохина Н. А. // Условия формирования оловянно-вольфрамового месторождения Майхура. Душанбе: Дониш, 1973. С. 125.
230. Sato K. // Econ. Geol. 1980. Vol. 75, N 7. P. 1066.
231. Yong Wop John // Ibid. 1963. Vol. 58, N 8. P. 1285.
232. Jambor J. L. // Canad. Miner. 1971. Vol. 11, pt 1. P. 240.
233. Омельяненко Б. И., Маслягутов Б. А. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 10. С. 95.
234. Зинченко В. А., Ракович Ф. И. // Докл. АН УССР. Геол., хим. и биот. науки. 1973. № 1. С. 15.
235. Щербань И. П., Шунько В. В. // Геология руд. месторождений. 1983. Т. 25, № 3. С. 43.
236. Koen G. M. // Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Afr. 1962. Vol. 65, pt 2. P. 57.
237. Lee J. H., Peacor D. R., Lewis D. D., Wintch R. P. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1984. Vol. 88, N 4. P. 372.
238. Curtis C. D., Hughes C. R., Whiteman J. A., Whittle C. K. // Miner. Mag. 1985. Vol. 49, N 352. P. 375.
239. Füchtbauer H., Goldschmidt H. // Proc. Intern. clay conf. Stockholm, 1963. Vol. 1. P. 99.
240. Boles J. R., Franks S. G. // J. Sediment. Petrol. 1979. Vol. 49, N 1. P. 55.
241. Morad S. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1986. Bd. 154, H. 5. S. 271.
242. Шилин А. В., Карпов П. А., Соловьева Н. В., Степанова А. Ф. // Литология и полезные ископаемые. 1976. № 4. С. 136.
243. Fleming W. // Fortschr. Miner. 1980. Bd. 58, H. 1. S. 32.
244. Huggett J. M. // Sediment. Geol. 1984. Vol. 40, N 4. P. 233.
245. White S. H., Huggett J. M., Shaw H. F. // Miner. Mag. 1985. Vol. 49, N 352. P. 413.
246. Bailey S. W., Brown B. E. // Amer. Miner. 1962. Vol. 47, N 7/8. P. 819; Рус. пер. в кн.: Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 213.
247. Нырков А. А., Кабанер Е. И. // Исследование природного и технического минералообразования. М.: Наука, 1966. С. 254.
248. Карпова Г. В. // Минерал. сб. Львов, 1965. № 19 вып. 3. С. 284.
249. Карпова Г. В. // Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Недра, 1972. С. 47.
250. Муравьев В. И., Сальни А. Л. // Тр. ГИН АН СССР, 1971. Вып. 221. С. 121.
251. Шумов В. Д., Коссовская А. Г. // Там же. 1972. Вып. 238. С. 3.
252. McDowell S. D., Elders W. A. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1980. Vol. 74, N 3. P. 293.
253. Nieto F., Ortega Huertas M., Sebastian E. // Estud. geol. 1980. Vol. 36. P. 111.
254. Pye K., Krisley D. H. // Nature. 1983. Vol. 304, N 5927. P. 618.
255. Злотник-Ходкевич А. Г., Алышева Э. И., Лайпанов Х. Х. // Тр. ЦНИГРИ. 1980. Вып. 150. С. 10.
256. Джолдошев Б. // Изв. АН КиргССР. Сер. естеств. и техн. наук. 1962. Т. 4, вып. 7. С. 53.
257. Bannister A. F., Whittard W. E. // Miner. Mag. 1945. Vol. 27, N 190. P. 99.

258. Gole M. J. // Amer. Miner. 1980. Vol. 65, N 1/2. P. 8.
 259. Carroll D. // Proc. Intern. clay conf. Tokyo, 1969. Vol. 1. P. 355.
 260. Black P. M. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1975. Vol. 49, N 4. P. 269.
 261. Evans B. E., Misch P. // Amer. Miner. 1976. Vol. 61, N 9/10. P. 1005.
 262. Mposkos E., Perdikatsis V. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1982. H. 8. S. 361; Fortschr. Miner. 1982. Bd. 60, Beih. 1. S. 146.
 263. Coninck F. de, Conry M., Tavernier R. // Proc. Intern. clay conf. Mexico, 1975. P. 573.
 264. Hinrichsen Th., Zafari D. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1977. Bd. 130, H. 1/2. S. 33.
 265. McOnie A. W., Fawcett J. J., James R. S. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 11/12. P. 1047.
 266. Котельникова Е. Н., Котов Н. В., Франк-Каменецкий В. А. // X Всесоюз. совещ. по эксперим. и техи. минералогии и петрографии: Тез. докл. Киев: Наук. думка, 1978. С. 57.

Железистые хлориты



Железистые хлориты связаны постепенными переходами с магнезиально железистыми. Граница между ними проводится условно, например, по Ивановой [1], к железистым относятся хлориты с $\text{FeO}/\text{MgO} > 2,2$, по Орселю с соавторами [2] — с $\text{Fe}^{2+} > 2$, по Фостер [3] — с $\text{Fe}^{2+} R^{2+} > 0,75$, по Капезинскому [4] — с молекулярным содержанием FeO 75—100%, по Мелке [5] — с $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg} > 0,52$. Для этих минералов введено значительное количество названий, значение которых не вполне совпадает у разных авторов.

А ф р о с и д е р и т — aphrosiderite (Зандбергер, 1847) — тонкокристаллический железистый хлорит из гематитовых руд, диабазов и друзовых пустот гранитов (по Орселю [2] — хлорит с FeO/MgO 1,5—4, по Хею [6] — с $\text{Al}_{1,2-1,5}^{\text{IV}}$, $\text{Fe}_{3,5-4}^{\text{общ}}$ и $\text{Fe}_2\text{O}_3 < 4\%$, по Филлипсу [7] — с $\text{Fe}^{2+} R^{2+} \sim 0,50-0,75$ и $\text{Al}_{1,2-1,5}^{\text{IV}}$).

Б а в а л и т — bavalite (Хут, 1841) — железистый хлорит из девонских оолитовых руд Брегани, вероятно, образовался по бертьерину (по Хею [6] — синоним даффита, по Орселю [2] — хлорит с $\text{FeO}/\text{MgO} = 7-10$).

Б р у н с в и г и т — brunsvigite (Фромм, 1902) — железистый хлорит из окрестностей Гарцбурга (ФРГ) (по Хею [6] — хлорит с Fe_{3-4} ($\text{Fe}_2\text{O}_3 < 4\%$) и $\text{Al}_{0,9-1,2}^{\text{IV}}$, по Фостер [3] — это название относится к магнезиально-железистым хлоритам).

В и р и д и т — viridite (Кречмер, 1917) — тонкочешуйчатый хлорит с очень низким содержанием Al_2O_3 (4,37%) и резким плеохроизмом. Хинце (1938) отнес его к лептохлоритам.

Д а ф н и т — daphnite (Чермак, 1891). Название дано хлориту из корочек на арсенипирите и кварце из Корнуэлта (Англия); по Орселю [2] — хлориты с $\text{FeO}/\text{MgO} > 10$, Винчелл (1964) предложил применять это название к оптически отрицательным хлоритам и обозначал этим названием теоретически возможный минерал состава $\text{Fe}_4\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_{10}] \cdot (\text{OH})_8$. Халлиммонд [8] к даффиту отнес все жильные железистые хлориты (по Хею [6] — железистый хлорит с $\text{Fe}_2\text{O}_3 < 4\%$, $\text{Al}_{1,2-1,5}^{\text{IV}}$ и $\text{Fe} > 4$, по Филлипсу [7] — хлорит с $\text{Fe}/R^{2+} > 0,75$ и $\text{Al}_{0,5-1,5}^{\text{IV}}$).

Д е л е с с и т — delessite (Нейман, 1850) — название, обычно применяемое к магнезиально-железистым хлоритам, Мелка [5] объединил под этим названием хлориты с $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg} > 0,52$ и $\text{Al}_{0,5-0,9}^{\text{IV}}$.

Железистый корундофиллит — название, введенное Сердюченко [9] для обозначения железистых триоктаэдрических хлоритов с высоким содержанием Al^{IV} .

К р е м е н ч у г и т — kremenchugite [10] — хлорит из железистых кварцитов с низким содержанием Al_2O_3 (6,19%) и высоким — Fe_2O_3 (16,44%), вероятно, дитриоктаэдрический, с резким плеохроизмом от густо-зеленого до ярко-красно-бурого (синон.: слюдоподобный тюрингит [11]). Лазаренко и Вынар (1975) считают его идентичным делесситу; по составу и свойствам близок к кронштедтиту.

Л е п т о х л о р и т — leptochlorite (Чермак, 1890). Чермак к лептохлоритам отнес хлориты, в которых отношение $\text{Me} : \text{H} : \text{O}$ несколько отклоняется от стехиометрического, в отличие от стехиометрических хлоритов (ортохлоритов); Винчелл [12] считал лептохлориты «вторично окисленными минералами»; по Хею [6], к лептохлоритам относятся все хлориты с $\text{Fe}_2\text{O}_3 > 4\%$.

М а к к е н с и т (маккензит) — mackensite (Кречмер, 1918) или макенсенит — mackensite (синон.: черная железная руда — black iron ore) — «окисленный хлорит» из железных руд Чехословакии с низким содержанием Al_2O_3 .

М е т а х л о р и т — metachlorite (Лист, 1852) — темно-зеленый хлорит из ассоциации с волластонитом (по Лазаренко и Вынар (1975) — синоним даффита, по Хею (1955) — синоним бавалита, по Шубниковой и Ивановой (1954) — промежуточный между даффитом и афросидеритом, по Орселю [2] — хлорит с $\text{FeO}/\text{MgO} = 4-7$).

Меташамозит — metachamosite [13] — продукт окиснения шамозита при 420°.

Моравит — moravite (Кречмер, 1906) — лептохлорит или продукт изменения тюрингита.

Оуэнит (овенит) — owenite (Гент, 1853) — хлорит из кварцсодержащих метаморфических пород (по Смит (1854), идентичен тюрингиту).

Паратюрингит — parathuringite (Кох, 1884) — минерал, по свойствам похожий на тюрингит из Саксонии (по Хею (1955), вероятно, не является хлоритом).

Псевдотюрингит pseudothuringite (Кох, 1884); по Хею [6] — хлорит с $Al_{1,5-2}^{IV}$ и $Fe^{2+} > Mg$.

Стриговит — strigovite (strigovite) (Беккер, 1869) — призматические кристаллы из друзовых пустот в гранитах массива Стшегом (бывший Стригау). Силезия (Польша) (по Чермаку (1890) — гипотетический конечный член хлоритовой серии $(Mg, Fe)_2[Si_2Al_2O_7](OH)_4$).

Толлипит — tolypите (Улькеман, 1909) — недостаточно изученный железистый хлорит.

Тюрингит — thuringite (Брайтхаупт, 1832) — хлорит из слабо метаморфизованных осадочных железных руд Тюрингии (ГДР) (по Хею [6] — железистые хлориты с $Fe_2O_3 > 4\%$ и $Al_{1,2-2,6}^{IV}$, по Капезинскому [4] — хлориты с $Fe = 75-100\%$, по Мелке [5] — хлориты с $Fe/Fe, Mg = 0.52-1.00$, у которых $n_m > 1.630$).

Ферроамезит — ferroamesite (Джанг, 1931) — гипотетический конечный член хлоритовой серии $Fe_4^{2+} Al_2[Si_2Al_2O_{10}](OH)_8$.

Филлохлорит — phyllochlore (Гюмбет, 1868) — железистый хлорит из филлитов и сланцев Баварии.

Шамозит — chamosite (Штудер, 1836), первоначально ошибочно шамуазит — chamoisite (Бертье, 1820), железистый хлорит из осадочных пород (по Хею [6] — железистые хлориты с $Fe_2O_3 > 4\%$ и $Al_{0,9-1,2}^{IV}$, по Фостер [3] — все железистые хлориты с $Fe^{2+}/R^{2+} = 0,75-1,00$ и $Al_{0,9-1,25}^{IV}$, по Мелке [5] — с $Fe^{2+}/R^{2+} > 0,52$ и $Al_{0,9-1,25}^{IV}$. Нельсон и Рой [14] шамозитом обозначали теоретический состав $Fe_4Al_2[Si_2Al_2O_{10}](OH)_8$, по Бейлису [15] — теоретический состав $Fe_3Al[Si_3AlO_{10}](OH)_8$. Значительная часть минералов, описанных под этим названием, имеет не хлоритовую, а серпентиновую структуру и является бертьерином. Шамозитами в более широком значении называют гипергенно-осадочные железистые трюктаэдрические и дитрюктаэдрические серпентиновые минералы и хлориты, которые встречаются в тесной ассоциации друг с другом и не всегда достоверно отличимы не только по свойствам, но и по порошковым рентгенограммам. Иногда они содержат также примесь «рипидолита» поли типов 1b и 1a [16] или смешанослойные бертьерин-рипидолитовые образования [17].

Характ. выдел. Агрегаты, от микрочешуйчатых фарфоровидных до крупночешуйчатых и листоватых, иногда с радиально-лучистым или сферолитовым сложением; червеобразные зерна; кристаллы, корочки из чешуек, перпендикулярных к поверхности зерен рудных минералов и кварца; псевдоморфозы по анкериту, кальциту, актинолиту и другим минералам; выполнения пустот и трещин, цемент рудных брекчий.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. Тип пакетов в основном 11b. $a_0 = 5,35-5,40$, $b_0 = 9,29-9,375$, $c_0 = 14,06-14,22$ Å, $\beta = 97^\circ 20' - 97^\circ 53'$. Отмечалась двухпакетная модификация с $c_0 \sin \beta = 28,34$ Å [18]. Значения параметров элементарной ячейки, выходящие за пределы указанных, отмечались для тюрингита из Печенги, структура которого характеризуется вхождением Ca в промежутки между слоем 2 : 1 и межслоевой сеткой и дефицитом катионов в слое 2 : 1 (хим. анализ 6) [19]. Отмечался также политип 1b ($\beta = 90^\circ$) [20-24]. Рефлекс с $d_{001} = 14$ Å, иногда очень слаб или не заметен, однако термическое поведение таких хлоритов в нейтральной атмосфере соответствует таковому обычных хлоритов [25]. Например, образец из Аракавы (Япония), который Бриндли [26] приводил как пример хорошо раскристаллизованного бертьерина, оказался хлоритом модификации 1b ($\beta = 90^\circ$) [20]. В образцах «дафнита» из Корнуэлла (Англия) установлено чередование хлоритовой и серпентиноподобной структуры вдоль слоев [27], что дало повод назвать изученный минерал смешанослойным каолинит-хлоритом.

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, листочки гибки. Тв. 2-3. Излом у тонкочешуйчатых агрегатов несовершеннораковистый. Уд. в. 3,08-3,20. Цв. темно-зеленый, иногда с синеватым оттенком, зеленовато-черный, густо-зеленый, грязно-зеленый, желтовато-зеленый, реже светло-зеленый, зеленовато-серый, бурый. Черта яблочно-зеленая. Бл. матовый или жирный. В ИК-спектре

полосы поглощения 990, 750, 670, 540, 470 см^{-1} , в области валентных колебаний групп (ОН) — 3620, 3575, 3560, 3400 см^{-1} [28, 29].

Изучены мессбауэровские спектры железистых хлоритов [20, 28, 30] и их термодинамические свойства [31, 32].

Микр. В шлифах в прох. свете сильный плеохроизм: по *Ng* и *Nm* — темно-зеленый, оливково-зеленый, голубовато-зеленый, иногда желто-бурый. по *Np* — соломенно-желтый, светло-коричневый, зеленовато-желтый, бесцветный. $Np \ll Ng \sim Nm$. $Nm \parallel b$, $Np \sim \perp (001)$, $aNg = 0-2$. Удлинение (). Двусный (—). $n_g = 1,65-1,68$, $n_m = 1,65-1,67$, $n_p = 1,64-1,67$ (часто $n_g = n_m$), $n_g - n_p = 0,001-0,010$, $2V$ очень мал. Отмечалась слабая дисперсия оптических осей [33]. Обычны аномальные интерференционные окраски — чернильно-синие, тускло-сиреневые, лилово-фиолетовые, лавандово-голубые, желто-бурые. Установлена зависимость интерференционной окраски от структуры: хлориты одноосные с гексагональной ячейкой обнаруживают нормальную интерференционную окраску, моноклинные — аномальную, что может служить их отличительными признаками [22, 34].

Хим. Содержание основных компонентов колеблется в пределах: FeO — 26—41% (Fe_{2+}^{3-4}); Al_2O_3 — 12—27% ($\text{Al}_{1-1,6}^{\text{IV}}$); SiO_2 — 21—31%; H_2O — 9—12%. Всегда содержит 1—6% MgO; известны составы, переходные к магнезиально-железистым хлоритам. Fe_2O_3 до 10% ($\text{Fe}_{\text{до } 0,75}^{3+}$), при относительно высоких содержаниях ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$) можно говорить о переходе к дитриоктаэдрическим хлоритам. Повышенное количество Fe_2O_3 , вероятно, обусловлено окислением Fe^{2+} , в связи с этим содержание ОН нередко менее 8. MnO до 5,5%, CaO до 1%. Высокое содержание CaO (5,23%) отмечалось в хлорите из Печенги на Кольском полуострове [19]. Na_2O и K_2O обычно в незначительных количествах, редко до 1% Na_2O [35] и до 0,6—1% K_2O [19, 35, 36]. Иногда отмечается Li_2O 0,04—0,27% [36, 37]. TiO_2 редко более 0,25%. В хлорите из пегматитов Волыни обнаружено 0,23% F [36].

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|-------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| MgO | 1,90 | 2,41 | 5,57 | 2,40 | 4,59 | 5,51 | 4,15 | 4,47 | 3,07 |
| CaO | 0,10 | 0,24 | 0,10 | — | — | 5,23 | — | — | 0,86 |
| FeO | 33,96 | 35,97 | 36,27 | 41,16 | 31,46 | 26,57 | 37,96 | 34,43 | 31,41 |
| MnO | 2,84 | 0,16 | 0,48 | 0,19 | 3,33 | 0,20 | — | — | 0,90 |
| Al_2O_3 | 18,72 | 19,66 | 20,21 | 20,07 | 16,32 | 19,59 | 17,64 | 16,14 | 14,64 |
| Fe_2O_3 | 5,59 | 5,32 | 2,13 | 4,30 | 7,45 | 6,20 | 8,70 | 6,69 | 13,28 |
| SiO_2 | 24,38 | 23,96 | 24,35 | 21,48 | 24,50 | 25,29 | 20,82 | 26,65 | 24,06 |
| TiO_2 | — | 0,20 | 0,04 | — | — | 1,19 | сл. | сл. | 1,23 |
| H_2O^+ | 10,95 | 11,64 | 10,46 | 9,17 | 11,36 | 10,19 | 10,31 | 11,42 | 10,09 |
| H_2O^- | 1,45 | 0,26 | 0,35 | — | — | 0,10 | 0,07 | 0,08 | 0,93 |

| | | | | | | | | | |
|-----------|-------|---------|----------------|-----------------|----------|---------|---------------|---------|--------|
| Сумма | 99,89 | 99,82 | 99,96 | 98,77 | 99,01 | 100,32* | 99,65 | 99,88 | 100,47 |
| Уд. в. | — | 3,117 | 3,08 | — | — | — | 3,19 | 3,19 | — |
| n_z | 1,659 | — | 1,655 | 1,68 | 1,655 | — | 1,662 | 1,658 | — |
| n_m | 1,659 | — | 1,646 | — | 1,655 | 1,649 | 1,662 | 1,658 | 1,665 |
| n_p | 1,658 | — | 1,646 | — | 1,643 | — | — | — | — |
| $2V$ | — | — | (—) Мал. | — | (—) Мал. | — | Мал. | Мал. | 0 |
| a_0 (Å) | — | 5,375 | 5,40 | 5,363 | 5,39 | 5,378 | 5,37 | 5,39 | 5,39 |
| b_0 | — | 9,306 | 9,36 | 9,375 | 9,36 | 9,096 | 9,30 | 9,34 | 9,328 |
| c | — | 14,222 | d_{001} 28,2 | d_{001} 14,10 | — | 14,27 | $c^* = 28,00$ | 14,00 | 14,15 |
| β | — | 97° 53' | — | 97° 26' | — | 97° 12' | — | 99° 00' | 90° |

* В том числе $\text{Na}_2\text{O} = 0,03$, $\text{K}_2\text{O} = 0,22$.

Пересчет анализов на 14 атомов O

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6* | 7 | 8 | 9 |
|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Si | 2,80 | 2,73 | 2,70 | 2,48 | 2,81 | 2,71 | 2,42 | 2,99 | 2,73 |
| Al ^{IV} | 1,20 | 1,27 | 1,30 | 1,52 | 1,19 | 1,29 | 1,58 | 1,01 | 1,27 |
| Al ^{VI} | 1,33 | 1,37 | 1,35 | 1,21 | 1,01 | 1,19 | 0,83 | 1,12 | 0,69 |
| Fe ³ | 0,48 | 0,46 | 0,18 | 0,37 | 0,64 | 0,50 | 0,76 | 0,56 | 1,13 |
| Ti | — | 0,02 | — | — | — | 0,10 | — | — | 0,10 |
| Mg | 0,33 | 0,40 | 0,92 | 0,41 | 0,78 | 0,88 | 0,72 | 0,75 | 0,52 |
| Fe ²⁺ | 3,26 | 3,42 | 3,37 | 3,97 | 3,01 | 2,39 | 3,69 | 3,23 | 2,98 |
| Mn | 0,28 | 0,01 | 0,05 | 0,02 | 0,32 | 0,02 | — | — | 0,09 |
| Ca | 0,01 | 0,03 | 0,01 | — | — | 0,60 | — | — | 0,10 |
| Na | — | — | — | — | — | 0,01 | — | — | — |
| K | — | — | — | — | — | 0,03 | — | — | — |

* В том числе Na—0,01, K—0,03.

1—плотные фарфоровидные агрегаты, из месторождения, Тары-Экан, Восточный Карамазар (ТаджССР) анал. Молева и Матвеева [38]; 2—светло-зеленый тонокочешуйчатый, из Германович, Золотые горы (Чехословакия), анал. Вальша, спектрально определены Co, Cu, Ga, Ni, V, Zn [39]; 3—темно-зеленый, корочки на кристаллах кварца, месторождение Толгус, Корнуэлл (Англия), анал. Харви, в оригинале «дафнит» [8]; 4—из месторождения касситерит-кварц-сульфидной формации, анал. Гусева [28]; 5—темно-зеленые сферолиты, из медного месторождения Аракава, преф. Акита (Япония), анал. Судо [40]; 6—густо-зеленый, из габбро района Печенги, Кольский полуостров, анал. Кульчицкая (анализ выполнен на чисто отобранном материале) [19]; 7—оливково-черно-зеленый, из тюрингитовых сланцев Шмидефельда, Тюрингия (ГДР), анал. Юнг [41]; 8—желтовато-зеленый, из плотной породы со следами оолитового строения из Шмидефельда, Тюрингия (ГДР), анал. Юнг, политип Ib (первоначально был назван шамозитом) [42]; 9—псевдоморфозы по биотиту из гранитов интрузивного комплекса Монзонги, обл. Тренто (Италия), анал. Бонди [23].

Диagn. исп. В кислотах растворяются значительно легче, чем магнезиальные хлориты. При обработке 1 : 10 HCl при 100° структура сохраняется только в течение 1 ч [29]. Для тюрингита Ib из Шмидефельда отмечалась слабая растворимость в уксусной кислоте [41]. Железистый хлорит из осадочных пород после обработки щелочами становится аморфным [43], pH суспензии железистого хлорита сульфидной стадии оловорудных месторождений 6.10—7,8, Eh от 70 до 190 [44].

Повед. при нагре. Кривые ДТА, снятые на воздухе, нечеткие и нестабильные с эндотермическим эффектом в области 500—600°, иногда с экзотермическим эффектом около 400°, связанным с окислением Fe²⁺. В атмосфере азота четкие эффекты: эндотермический сильный при 450—600° и более слабый при 650—750. непосредственно переходящий в четкую экзотермическую реакцию при 710—750° [28, 38]. При прогревании железистого хлорита Ib ($\beta = 90^\circ$) при T = 200—700 и P_{H₂O} = 1 кбар перехода в модификацию Ib не наблюдалось; при 500 после выдержки в течение 92 дней хлорит начал разлагаться с выделением гематита [45]. После прогревания и окисления части Fe²⁺ b₀ уменьшается [46].

Находж. Железистые хлориты являются характерными минералами многих гидротермальных рудных месторождений, образуются также при метаморфизме обогащенных железом осадочных пород и гидротермальном изменении некоторых изверженных пород.

В гидротермальных рудных месторождениях возникают в относительно широком температурном интервале, иногда в несколько этапов, слагают зоны хлоритизации, выделяются в рудных телах, зонах дробления.

В оловорудных месторождениях встречаются в ассоциации с касситеритом, шеелитом, магнетитом, сидерофиллитом, арсенипиритом, анатазом, кварцем, кальцитом. Например: месторождения Наугарзансай и Каптархан в Кураминском хребте (УзССР) [47], Эге-Хая, Бургочан, Хатыннах, Депутатское, Чохчур, Дарпильское (Якутия) [44, 48, 49], Халччангинское (Забайкалье) [50], месторождения Балыгычано-Сугойского района в верховьях р. Колымы [51], Валькумейское (Чукотка) [52], месторождения Баджальского оловорудного района (Хабаровский край) [53], Октябрьское в Приморье [54], Дубровское

Хрустальное, Арсеньевское и другие месторождения Кавалеровского оловорудного района на Дальнем Востоке [55, 56]; железистые хлориты отмечались также в ряде других касситеритовых и вольфрамово-оловянных месторождений СССР [28, 57, 58]. В ряде оловорудных провинций и месторождений известны за рубежом: в Корнуэлле (Англия), Маймане (Франция), в месторождениях Рудных гор (ГДР), Акенове (Япония), Трансвааля (ЮАР), Боливийской оловорудной провинции, Новом Южном Уэльсе (Австралия), на о-ве Тасмания [59].

В цинково-свинцовых месторождениях Енисейского кряжа железистый хлорит содержится в дорудных гидротермально-измененных породах с гранатом, магнетитом, амфиболами, в рудах — с галенитом, кварцем, сидеритом и в продуктах завершающей стадии рудного процесса — с джемсонитом и буланжеритом [60]; в Саякском месторождении в Прибалхашье находится в тесной ассоциации с сульфоарсенидами никеля и кобальта, с карбонатом и кварцем цементирует раздробленные скарны, замещает актинолит и магнезиально-железистый хлорит, выполняет пустоты и трещины [61]; в молибденовом месторождении Восточный Коунрад (Казахстан) образует индивиды с кристаллографической огранкой [25]; в месторождении Тары-Экан (Восточный Карамазар, ТаджССР) сопровождает свинцово-цинковую, медно-висмутовую и медно-молибденовую минерализацию [38], в месторождениях Кураминского хребта (УзССР) — днрарсенидно-редкометалльную, касситерит-сульфидно-золоторудную, висмутовую и адуляр-карбонат-кварц-золоторудную минерализацию [47, 62]. В Золотых горах (Чехословакия) выполняет пустотки жил альпийского типа, секущих филлиты и кварциты со свинцово-цинковой, пиритовой и пирротиновой минерализацией [39]. Для эпитермальных медно-кварцевых жил Японии (преф. Акига, Тотиги, Мизэ) является одним из важнейших жильных минералов; представлен преимущественно полиморфом Ib ($\beta = 90^\circ$), реже полиморфами IIb, Ia ($\beta = 90^\circ$) и Ib ($\beta = 97^\circ$), сопровождается магнезиально-железистым хлоритом [20, 22, 40, 63—65].

В гранитных породах и пегматитах железистый хлорит образуется при гидротермальных изменениях. В пегматитах Волыни (УССР) встречен в виде таблитчатых кристаллов величиной до 1 см [36]; в прожилках с кварцем и флюоритом он тонкочешуйчатый, частично гидратированный [66]. В Карелии образует включения в мусковите пегматитов [67]. Отмечался в танталоносных кварц-альбитовых пегматитах на их контакте с амфиболитами [37]. В гранитных пегматитах Стшегомского массива (Польша) замещает кристаллы биотита («слюдяные книжки» до 8 см толщиной [18]). Псевдоморфозы по биотиту наблюдались также в альбитовых гранитах интрузивного комплекса Монзони в Тренто (Италия) [23]. В пегматитах рибекитовых гранитов на о-ве Корсика железистый хлорит образовался по рибекиту [2]. В Сайлент-Велли в Северной Ирландии слагает метасоматическую жилу в граните [35]. В Йодояма, преф. Тояма (Япония), Мп-содержащий железистый хлорит в ассоциации с гранатом, кварцем, кальцитом, эпидотом и гематитом образовался по роговообманковому диориту, рассеянному сетью кварцевых жилок [40]. В пегматитах оливин-диабазового силлового комплекса в Сьерра-Анха, шт. Аризона (США), замещает авгит и выполняет интерстиции крупных кристаллов полевого шпата, находится в ассоциации с ферросалитом, апатитом, титанитом, альбитом [68]. В фаялитовых гранитах Лавер-Кинга (Западная Австралия) в виде тонкокристаллического агрегата отложился вдоль микротрещин, секущих фаялит, плагиоклаз и калиевый полевой шпат, также заместил биотит [69].

В метаморфических породах развитие железистых хлоритов связано с повышенным содержанием в этих породах железа. Широко распространены в породах железисто-кремнистых формаций УССР: в Конском районе он образовался по биотиту из серовато-зеленых кварц-хлоритовых сланцев, содержащих небольшое количество магнетита, сидерита, пирита, турмалина [70, 71], в Криворожском железорудном районе входит в состав кианитовых [33] и хлоритид-хлорит-серицит-кварцевых сланцев, образующих линзы в рудных толщах [72]. В Базавтуьском районе совместно с кварцем и карбонатами образует

прослойки в джеспилитах и яшмо-сланцах, в Верховцевском районе встречен в роговиках с актинолитом, магнетитом, сидеритом [73], в Чертомлыкском месторождении — в кварц-магнетитовых прослойках среди биотитовых сланцев [74]. В Яковлевском месторождении (КМА) цементирует рудные брекчии и слагает прослой в магнетитовой руде [75, 76]. На Патомском нагорье обнаружен в хлорит-пирофиллитовых филлитах с апатитом и рутилом [77] и в хлорит-магнетит-гранат-кварцевых породах [78]. В докембрийских толщах Сибири образует прослой и стяжения в железных рудах и входит в состав пересланяющихся с ними песчаников и аргиллитов [79]. На о-ве Сикоку, преф. Коти (Япония), известен в железистых кварцитах [22, 80] и в хлоритоид-хлорит-кнанитовых породах пумпеллит-актинолитовой фации метаморфизма [81]. Близ Вава, пров. Онтарио (Канада), наряду с хлоритоидом, кварцем и ильменитом входит в состав измененных лав, перекрывающих породы архейской железорудной формации [82].

В осадочных железорудных месторождениях железистый хлорит («тюрингит») является продуктом метаморфического изменения бертьерина. В относительно слабо метаморфизованных рудах, сохраняющих оолитовое строение, представлен политипной модификацией Ib и находится в ассоциации с сидеритом, кварцем и магнетитом, в более метаморфизованных — политипной модификацией IIb, с кварцем и магнетитом. Иногда образует прожилки в красном железняке, концентрируется в зальбандах магнетит-гематитовых залежей. Известен в Бретани (Франция) («бавалит») [2, 24], Шмидефельде, Эйзенхюгеле и Мюльберге в Тюрингии (ГДР) [21, 24, 41, 42, 83, 84], в области Гессен (ФРГ) [85], в Цирмзее (Австрия) [86], на территории Марокко и Алжира [87, 88], в Японии на о-ве Хоккайдо и в префектурах Мияги, Ямагути, Ивата [89, 90], в породах железорудной формации Великих озер в Северной Америке [91].

Искусств. Железистые хлориты с $Al_{1,2-1,8}^{IV}$ синтезированы из смеси $\gamma-Al_2O_3$, оксалата Fe и кремнезема. При $P_{H_2O} = 2$ кбар и 300° за 2 нед образуется модификация со структурой серпентина. Переход в хлорит происходит через 6 нед при 550° . При более высоких P_{H_2O} время перехода в хлорит сокращается, продукт содержит до 20% примесей (магнетита, герцинита, фаяллита). Устойчив в пределах P_{O_2} , определяемых буферами гематит—магнетит, магнетит—вюстит и никель—бунзенит. Состав хлорита, полученного при $T = 575^\circ$, $P_{H_2O} = 4,8$ кбар и буфере Ni—NiO: $Fe_3^{2+}(Al, Fe^{3+})_{1,67}[Si_{2,4}Al_{1,6}O_{10}](OH)_8$, $n_m = 1,665$, $a_0 = 5,391$, $b_0 = 9,351$, $c_0 = 14,279$, $\beta = 97^\circ 02'$ [92—94]. При гидротермальном синтезе железистых хлоритов из смеси гелей Al_2O_3 и SiO_2 с избытком железа ($T = 500—575^\circ$, $P = 4—8$ кбар, длительность 15—48 сут, буфер Ni—NiO + H_2O) при различном соотношении Al : Si (от 1 : 3,5 до 4 : 2) образуются хлориты, по составу близкие к $Fe_3^{2+}(Al, Fe^{3+})_{1,6}[Si_{2,4}Al_{1,6}O_{10}](OH)_8$, содержащие $Fe_3^{2+,3+}$; их средний показатель преломления $n = 1,665$, $a_0 = 5,385$, $b_0 = 9,372$, $c_0 = 14,155$ Å, $V = 712,25$ Å³ [95]. При нормальных T и P из ионных растворов солей железистые хлориты образуются в достаточно большом интервале значений окислительно-восстановительного потенциала и pH среды (Eh от —125 до —260 мВ, pH от 5,7 до 7,8) [96].

Межплоскостные расстояния железистого хлорита IIb из Германович, Золотые горы (Чехословакия) [39] *

| | | Cu-излучение, камера Гинье | | | | | | |
|----------|-----------------|----------------------------|------------------------|-----|-------|-------------------|-----------------|-------|
| hkl | l | d(Å) | hkl | l | d(Å) | hkl | l | d(Å) |
| 001 | 7 | 14,13 | 202; 133 | 8 | 2,392 | 063 | 1 | 1,469 |
| 002 | 10 | 7,047 | 133 | 7 | 2,266 | 064; 0.0.10 | 2 ^{2*} | 1,413 |
| 002; 003 | 5 ^{2*} | 4,667 | 007; 204 | 7 | 2,009 | 208; 13 $\bar{9}$ | 1 | 1,386 |
| 004 | 10 | 3,424 | 135; 20 $\bar{6}$ | 4 | 1,884 | 065 | 1 ^{2*} | 1,361 |
| 005 | 3 | 2,812 | 008 | 7 | 1,753 | 400; 26 $\bar{2}$ | 4 | 1,331 |
| 200 | 4 | 2,661 | 206; 13 $\bar{7}$ | 0,5 | 1,658 | 066 | 3 | 1,300 |
| 202 | 9 | 2,601 | 060; 137 | 9 | 1,551 | 1.3.10; | 0,5 | 1,212 |
| 201 | 7 | 2,554 | 207; 331; 06 $\bar{2}$ | 6 | 1,513 | 2.0.1 $\bar{1}$ | | |
| 132 | 7 | 2,454 | — | 1 | 1,500 | | | |

* Оригинал хим. анализа 2. ^{2*} Диффузные.

Межплоскостные расстояния железистого хлорита Ib ($\beta = 90^\circ$)
из рудника Кису, преф. Миэ (Япония) [22]Fe = излучение, $D = 114,6$ мм

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|
| 001 | 5 | 14,1 | 204 | 4 | 2,14 | 065 | 1 2 | 1,365 |
| 002 | 10 | 7,05 | 007 | 2 | 2,02 | 400; 401 | 1 2 | 1,347 |
| 003; 020 | 5 | 4,69 | 206 | 4 | 1,776 | 402 | 1 | 1,326 |
| 034 | 9 | 3,52 | 060 | 5 | 1,559 | 066 | 1 | 1,300 |
| 005 | 4 | 2,83 | 062 | 3 | 1,523 | 2.0.10 | 1 | 1,253 |
| 200 | 1 | 2,67 | 063; 208 | 4 | 1,479 | 0.0.12 | 2 | 1,179 |
| 202 | 5 | 2,51 | 064 | 1 | 1,424 | 406 | 1 2 | 1,171 |
| 025 | 1 2 | 2,40 | 0.0.10 | 3 | 1,412 | | | |

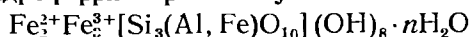
Л и т е р а т у р а

1. Иванова В. П. // Тр. ИГН АН СССР. 1949. Вып. 120, № 35. С. 56.
2. Orce! J., Caillere S., Henin S. // Miner. Mag. 1950. Vol. 29, N 211. P. 329; Orce! J. // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1927. Vol. 50. N 3/6. P. 75.
3. Foster M. D. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1962. N 414-A. P. 1.
4. Капешинская К. Б. // Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М.: Наука, 1965. С. 1; ДАН СССР. 1965. Т. 164. № 3. С. 658.
5. Melka K. // Věstn. Ústřed. úst. geol. 1965. Sv. 40. N 1. S. 23.
6. Hey M. H. // Miner. Mag. 1954. Vol. 30, N 224. P. 277.
7. Phillips W. R. // Ibid. 1964. Vol. 33, N 267. P. 1114.
8. Hallimond A. F., Bannister F. A., Harvey C. O. // Ibid. 1939. Vol. 25, N 167. P. 441.
9. Сердюченко Д. П. // Тр. ИГН АН СССР. 1953. Вып. 140. С. 3.
10. Доброхотов М. Н. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1957. № 11. С. 297.
11. Бордунов И. Н. // Тр. ИГН АН УССР. Сер. геол. месторождений полет. ископаемых. 1964. Вып. 14. С. 87.
12. Winchell A. N. // Amer. Miner. 1936. Vol. 21, N 10. P. 642.
13. Jung H. // Chem. Erde. 1932. Bd. 7, H. 4. S. 594.
14. Nelson B. W., Roy R. // Amer. Miner. 1958. Vol. 43, N 7/8. P. 707.
15. Bayliss P. // Canad. Miner. 1975. Vol. 13, pt 2. P. 178.
16. Leone M., Alaimo R., Calderone S. // J. Sediment. Petrol. 1975. Vol. 45, N 3. P. 618.
17. Gole M. J. // Amer. Miner. 1980. Vol. 65, N 1/2. P. 8.
18. Janeczek J. // Acta Univ. Wratisl. 1981. N 521. P. 177.
19. Макаров В. Н. // ДАН СССР. 1971, т. 201, № 3. С. 690.
20. Goodman B. A., Bain D. C. // Develop. Sedimentol. 1979. Vol. 27. P. 65.
21. Bailey S. W., Brown B. E. // Amer. Miner. 1962. Vol. 47, N 7/8. P. 819.
22. Shirozu H. // Miner. J. 1958. Vol. 2, N 4. P. 209; N 5. P. 298.
23. Bondi M., Morten L., Rossi P. L. // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1976. Bd. 23, H. 1. S. 39.
24. Engelhardt W. von. // Ztschr. Kristallogr. 1942. Bd. 104, H. 2. S. 142.
25. Вальшишина Е. П., Власова Е. В., Кобцев Б. М. // Иден академика Д. С. Белянкина в области петрографии и минералогии и их дальнейшее развитие. М.: Наука, 1971. С. 109.
26. Brindley G. W. // Miner. Mag. 1951. Vol. 29, N 212. P. 502.
27. Brindley G. W., Gillery F. H. // Clays and Clay Miner. 1954. Vol. 2. P. 349.
28. Белов В. Ф., Вальшишина Е. П., Власова Е. В., Доломанова Е. И. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1974. № 8. С. 50.
29. Архипенко Д. К., Капешинская К. Б. // Исследование структурных особенностей минералов современными физико-химическими методами. Новосибирск: Наука, 1970. С. 3.
30. Hayashi H., Sano H., Shirozu H. // J. Miner. Soc. Jap. 1972. Vol. 10, N 6. P. 507.
31. Hemingway B. S., Robie R. A., Kittrick J. A., Grew E. S., Nelen J. A., London D. // Amer. Miner. 1984. Vol. 69, N 7/8. P. 701.
32. Kittrick J. A. // Clays and Clay Miner. 1982. Vol. 30, N 3. P. 167.
33. Гершюйс Ю. Г. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1949. № 3. С. 165.
34. Bailey S. W. // Soil components. В. etc.: Springer, 1975. Vol. 2. P. 191.
35. Nockolds S. R., Richey J. E. // Amer. J. Sci. 1939. Vol. 237, N 1. P. 27.
36. Матковский О. И., Павлишин В. И., Приказчиков Л. А. // Химический состав и внутреннее строение минералов. Киев: Наук. думка, 1964. С. 150.
37. Загорский В. Е. // ДАН СССР. 1978. Т. 239, № 4. С. 959.
38. Вальшишина Е. П., Лурье Л. М., Онтоев Д. О. // Минерал. сб. Львов, 1971. № 25, вып. 2. С. 142.
39. Novak F. // Cas. miner., geol. 1967. Sv. 12, N 3. S. 253.
40. Sudo T. // Bull. Chem. Soc. Jap. 1943. Vol. 18, N 8. P. 281.
41. Jung H., Köhler E. // Chem. Erde. 1930. Bd. 5. S. 182.

42. Jung H. // Ibid. 1931. Bd. 6. S. 275.
43. Власов В. В., Рсмисникеев В. И. // Рентгенография минерал. сырья. 1967. Сб. 6. С. 122.
44. Иванов В. В. // Минералого-геохимические черты и индиенность оловорудных месторождений. М.: Наука, 1964. С. 126.
45. Bondi M., Morten L. // Period. miner. 1980. Vol. 49. P. 203.
46. Shirozu H. // Clay Sci. 1962. Vol. 1. P. 108.
47. Миссеев М. И. // Минералогия рудных месторождений северо-восточной части Кураминского хребта и сопредельных районов. Ташкент: Фан, 1969. С. 84.
48. Флеров Б. Л., Индолев Л. Н., Яковлев Я. В., Бичус Б. Я. // Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. М.: Наука, 1971. С. 86.
49. Смирнов С. С., Дубовик М. М., Епифанов П. П., Муромцев А. И., Розенцвиг А. О. // Тр. ИГН АН СССР. 1941. Вып. 46. С. 9.
50. Широких И. Н. // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР 1978. Вып. 404 С. 137.
51. Руб М. И. // Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов. М.: Наука, 1970. С. 185.
52. Флеров Б. Л. // Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск: Наука, 1974. С. 64.
53. Попов В. А. // Минералогические исследования гидротерматитов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 61.
54. Толок А. А. // Тр. Дальневост. фил. СО АН СССР. Сер. геол. 1964. Т. 7. С. 125.
55. Кига́й И. Н. // Лифудзинское оловорудное месторождение. М.: Наука, 1966. С. 68.
56. Радкевич Е. А. и др. Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района. М.: Наука, 1980. С. 193.
57. Онтоев Д. О. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 4. С. 42.
58. Шилин Д. М., Иванова В. П. // Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М.: Госгеолтехиздат, 1954. С. 148.
59. Смирнов С. С. // Зап. Ленингр. горн. ин-та. 1948. Т. 17 18. С. 3.
60. Груздев В. С., Зюзин Н. И., Капезинская К. Б. Геология и геофизика. 1967. № 1. С. 126.
61. Мирошниченко Л. А., Фомичев В. И., Кузнецова Е. И. // Метасоматиты Саякского рудного района Прибалхашья. Алма-Ата: Наука, 1971. С. 60, 66.
62. Хамрабаев И. Х., Брагин К. А., Молахов А. А. и др. // Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент: Фан, 1969. С. 111.
63. Shirozu H. // Adv. Clay Sci. 1961. Vol. 3. P. 279.
64. Nakamura T. // J. Geosci. Osaka Univ. 1963. Vol. 7, N 4. P. 97.
65. Nakamura T. // J. Miner. Soc. Jap. 1960. Vol. 4, N 5. P. 383.
66. Мельник Ю. М. // Минерал. сб. Львов, 1971. № 25, вып. 1. С. 76.
67. Скрипко С. Н., Карелина И. Н. // Тр. Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР. 1975. Вып. 24. С. 143.
68. Smith D. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1970. Vol. 27, N 2. P. 95.
69. Stephenson N. C. N., Hensel H. D. // Lithos. 1978. Vol. 11, N 3. P. 209.
70. Ладиева В. Д. // Геол. журн. АН УССР. 1956. Т. 16, вып. 2. С. 54.
71. Семенов Н. П., Половоко Н. И., Жуков Г. В., Ладиева В. Д., Макухина А. А. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Киев: Изд-во АН УССР. 1956. С. 482.
72. Шендерова А. Г. // Материалы ВСЕГЕИ. Н. С. 1956. Вып. 8. С. 133.
73. Макухина А. А. // Петрография железисто-кремнистых формаций УССР. Киев: Изд-во АН УССР. 1956. С. 343.
74. Семенов Н. П. и др. // Железисто-кремнистые формации Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1978. С. 102, 142, 206.
75. Макаров В. Н. // Химический состав и внутреннее строение минералов. Киев: Наук. думка, 1964. С. 81.
76. Макаров В. Н., Таранец В. И. // Докл. АН УССР. Геол., хим. и биол. науки 1964 № 10. С. 1363.
77. Кориковский С. П., Боронихин В. А. // Изв. АН СССР Сер. геол. 1976. № 4. С. 17.
78. Кориковский С. П., Лапутина И. П., Гусева А. И. // ДАН СССР. 1973. Т. 211, № 1 С. 193.
79. Беззенок П. Е. // Тр. Дальневост. политехн. ин-та. 1954. Вып. 43. С. 81.
80. Shirozu H. // Miner. J. 1955. Vol. 1. P. 224.
81. Aiba K // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1982. Vol. 77, N 1. P. 18.
82. La Tour T. E., Kerrich R., Hodder R. W., Barnett R. L. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1980. Vol. 74, N 2. P. 165.
83. Курнаков Н. С., Черных В. В. // Зап. Минерал. о-ва. 1926. Т. 55, вып. 1. С. 183.
84. Hoyer D., Meinel G., Ren H. // Geologie. 1964. Bd. 13, N. 6/7. S. 877.
85. Holzner J. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1938. Bd. 73, N. 3. S. 389.
86. Hödl A. // Ibid. 1941. Bd. 77. S. 1.
87. Velde B., Raoult J.-F., Leikine M. // J. Sediment. Petrol. 1974. Vol. 44, N 2. P. 1275.
88. Broothaers L. // C. r. Acad. sci. D. 1970. Vol. 271, N 11. P. 884.
89. Mitsui K. // Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 3. 1975. Vol. 13, N 1. P. 13.
90. Iijima A., Matsumoto R. // Clays and Clay Miner. 1982. Vol. 30, N 4. P. 264.
91. James H. L. // Econ. Geol. 1954. Vol. 49, N 3. P. 236.

92. James R. S., Turnock A. C., Fawcett J. J. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1976. Vol. 56, N 1. P. 1.
 93. Turnock A. C. // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1960. Vol. 59. P. 98.
 94. Turnock A. C., Eugster H. P. // Ibid. 1958. Vol. 57. P. 191.
 95. Силицын В. А., Ван К. В. // ДАН СССР. 1984. Т. 277, № 3. С. 700.
 96. Соколова Е. И. // Физико-химические исследования осадочных железных и марганцевых руд и вмещающих их пород. М.: Изд-во АН СССР. 1962. С. 124.

Гидроферрихлорит Hydroferrichlorite



Назван по составу [1].

Синон. Феррихлорит — ferrichlorite [2].

Характ. выдел. Плотные криптокристаллические массы с оолитовым сложением. Оолиты размером 1—5 мм, а также их обломки; пизолиты (до 3 см) со слабо концентрическим строением; цемент неравномерно раскристаллизован, более крупные чешуйки наблюдаются вокруг оолитов; прожилки, гнезда.

Структ. Дифракционная картина — как у типичных хлоритов, но бедна линиями (не более 7—14); они широкие, размытые, становятся более четкими после прогревания при 600°. Целочисленная серия базальных отражений отсутствует, d_{001} достигает 15,8 Å.

Обычно рентгенограммы содержат линии гётита, образующегося при разложении минерала. Вероятно, в структуре беспорядочно переслаиваются хлоритовые пакеты с различной степенью гидратации и слои из молекул воды и гидроокислов железа [1—4].

Физ. св. Сп. по (001) совершенная. Уд. в. сухого свежего образца 2,2—2,6 (цемент), 2,6—2,8 (оолиты), через несколько часов увеличивается, достигая в измененных разностях 3,1 [4]. Цв. травяно-зеленый до темно-зеленого, зеленовато-серый, иногда почти черный, буровато-зеленый. Так называемые «табачные» руды Керченского бассейна, сложенные гидроферрихлоритом, в свежем виде твердые, хрупкие, но полируются ногтем. с раковистым или неровным изломом, на воздухе, окисляясь и частично обезвоживаясь, буреют и теряют прочность.

Микр. Обычно изотропен вследствие слабой раскристаллизации или слабо двупреломляет. Отдельные чешуйки плеохроируют слабо в зеленоватых и желтовато-зеленых тонах до бесцветного по N_p . $N_g - N_m > N_p$. Вероятно, одноосный (—) или двуосный (—) с малым $2V$. Удлинение (+). Показатели преломления изменяются в широких пределах в зависимости от содержания железа, степени гидратации и окисления: от 1,544—1,565 у сильно гидратированных образцов до 1,62—1,77 у частично обезвоженных в естественных условиях; $n_g - n_p$ от 0 до 0,014 [1,5—8].

Хим. Состав изменчив, характерно низкое содержание Al_2O_3 (до 13%), значительное преобладание Fe_2O_3 над FeO (Fe_2O_3 26—49%, FeO — до 15%) и высокое содержание H_2O^- (5—8%). MgO — до 5%, MnO — до 4%, SiO_2 — 18—32%. В октаэдрических позициях $\text{Fe}^{3+} \gg \text{Al}$.

Общая сумма октаэдрических катионов в большинстве случаев составляет 4,3—4,6 атома на форм. ед. Увеличение их количества наблюдается в образцах с относительно низким содержанием кремния, например, в оолитах из Камыш-Бурунского месторождения на Керченском полуострове (хим. анализ 2) и в бобово-оолитовой руде Орловского месторождения на Урале (хим. анализ 6). В образцах с низким содержанием Fe^{2+} сумма октаэдрических катионов приближается к 4, т. е. имеет место переход к диоктаэдрическим железистым хлоритам, например, в гидроферрихлорите из цемента табачной руды Эльтиген-Ортельского месторождения на Керченском полуострове [1]. Колебания содержания компонентов частично обусловлены примесями.

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|--------------------------------|---------|---------|-------|-------|-------|---------|--------|-------|
| Na ₂ O | 0,04 | 0,09 | | | | — | | |
| K ₂ O | 0,14 | 0,16 | 0,61 | 0,76 | 0,62 | — | 0,54 | 0,47 |
| MgO | 1,63 | 1,59 | 1,06 | 0,79 | 3,52 | 3,75 | 1,20 | 0,88 |
| CaO | 2,24 | 1,26 | 1,22 | 1,09 | 0,91 | | 1,13 | 0,41 |
| FeO | 7,68 | 3,98 | 9,64 | 6,73 | 7,27 | 15,62 | 8,93 | 7,59 |
| MnO | 4,25 | 2,76 | 0,78 | 0,04 | 0,12 | 0,07 | 0,56 | 0,78 |
| Al ₂ O ₃ | 9,60 | 7,30 | 4,00 | 13,18 | 4,31 | 0,20 | 8,04 | 7,81 |
| Fe ₂ O ₃ | 26,20 | 45,87 | 39,60 | 39,04 | 34,28 | 40,45 | 34,17 | 44,31 |
| Cr ₂ O ₃ | — | — | — | — | 0,58 | 0,26 | — | — |
| SiO ₂ | 29,52 | 18,03 | 27,90 | 28,51 | 30,62 | 19,55 | 32,61 | 25,14 |
| TiO ₂ | 0,35 | 0,62 | 0,39 | 0,16 | 0,08 | 0,08 | 0,36 | 0,58 |
| P ₂ O ₅ | 0,14 | 0,94 | — | — | — | 0,22 | — | — |
| CO ₂ | 4,07 | 2,62 | 0,62 | 0,20 | — | — | 0,51 | — |
| H ₂ O ⁺ | 8,76 | 11,44 | 14,10 | 9,43 | 9,54 | 2,38 | 12,18 | 11,74 |
| H ₂ O ⁻ | 4,98 | 2,81 | — | — | 7,85 | 16,91 | | |
| Сумма | 100,28* | 99,88** | 99,92 | 99,93 | 99,69 | 99,73** | 100,23 | 99,71 |

* В том числе As₂O₃—0,08, SO₃—0,60. ** В том числе As₂O₃—0,00, SO₃—0,35. ** В том числе N₂O—0,17, CoO—0,06, S—0,01.

Пересчет анализов на 14 атомов O

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---------------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Si | 3,58 | 2,34 | 3,27 | 3,00 | 3,54 | 2,62 | 3,53 | 2,84 |
| (Fe ³⁺ , Al) ^{IV} | 0,42 | 1,66 | 0,73 | 1,00 | 0,46 | 1,38 | 0,47 | 1,16 |
| Al ^{VI} | 0,95 | — | — | 0,64 | 0,13 | — | 0,56 | — |
| Fe ³⁺ | 2,39 | 3,95 | 3,32 | 3,09 | 2,98 | 2,73 | 2,79 | 3,64 |
| Cr | — | — | — | — | 0,05 | 0,03 | — | — |
| Ti | 0,03 | 0,06 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,05 |
| Mg | — | 0,02 | 0,19 | 0,12 | 0,59 | 0,75 | 0,19 | 0,15 |
| Fe ²⁺ | 0,69 | 0,43 | 0,95 | 0,59 | 0,70 | 1,78 | 0,81 | 0,72 |
| Mn | 0,44 | 0,30 | 0,08 | — | 0,01 | 0,01 | 0,05 | 0,07 |
| Ca | — | — | 0,05 | 0,09 | 0,11 | — | 0,06 | 0,05 |
| Na | | 0,01 | | | | | | |
| K | 0,02 | 0,01 | 0,11 | 0,12 | 0,11 | — | 0,09 | 0,08 |

1, 2—из «табачных» руд Камыш-Бурунского месторождения, Керченский полстров (1—цементит, 2—оолиты), анализ не указан, спектрально обнаружены: Ba—0,01, Cr—0,01, Ni—сл. [1]; 3, 4—из «табачных» руд Керченско-Приазовского железорудного района, анализ не указан [3]; 5—темно-зеленый, кристаллический, из Новокиевского железорудного месторождения в Халиловском районе (Урал), анализ Сеидерова (в оригинале назван крохитом) [5]; 6—темно-зеленый микрошупчатый, из гетит-карбонатной бобору-оолитовой руды Ортово месторождения, Халиловский район (Урал), анализ не указан [6]; 7, 8—из руд Керченского бассейна, анализ не указан [4].

Повед. при нагревании. На кривых ДТА фиксируются два интенсивных эндотермических эффекта: в области 130—200° — выделение гигроскопической и межслоевой воды и в области 520—630° — выделение воды из межслоевых сеток. Отмечались также слабые эффекты при 290—340, 680—725 и 760—820°. Экзотермические эффекты 830—900 и 1030—1130° связаны с фазовыми переходами после обезвоживания; иногда фиксируется реакция окисления Fe²⁺ при 385—430° [1, 3—5, 8, 9].

Нахождение. Гидроферрихлорит образуется при диагенезе железистых коллоидных осадков в морских бассейнах. Наиболее крупные скопления известны в отложениях киммерийского яруса палеозоя Керченско-Приазовского железорудного бассейна, где он является основным компонентом неокисленных или слабоокисленных руд. В «табачных» рудах гидроферрихлорит составляет 60—90% рудной массы, слагает концентраты в оолитах и цемент, прослойки, прожилки, псевдоморфозы по растительным остаткам, находится в ассоциации с гетитом, карбонатами железа и марганца, глауконитом, в небольшом количестве устанавливаются кальцит, арагонит, фосфаты (вивианит, паравивианит,

керчениты, анапаит, курскит), ферримонтмориллонит, сульфиды (пирит, пирротин, смайтит), барит, реальгар, опал, халцедон, кварц [1—4, 10, 11].

В Халиловском районе на Южном Урале (Орловское и Новокневское месторождения) гидроферрихлорит составляет до 50% руды (частично принимался за кронштедтит и тюрингит). образует криптокристаллические агрегаты в тонко-слоистой руде; а также более крупнокристаллические выделения и мелкочешуйчатые скопления в прожилках и гнездах [5, 6, 9, 12, 13]. К гидроферрихлориту по составу частично относятся хлориты из осадочных железорудных месторождений Кокбулак. Талдынэспе и Карасандык в Северном Приаралье [7], а также из Бочкарского месторождения в Томской области и из песчаников Приверхоанского прогиба [14].

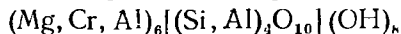
Вероятно, к гидроферрихлориту относится минерал из глауконитсодержащих метаморфизованных осадков Гельветских Альп (Швейцария) [15] и хлорит из осадков шельфовой зоны Западной Африки к северу от устья р. Конго [16]. Минерал из современных отложений оз. Пуннус-Ярви, описанный под названием гидроферрихлорита, по данным рентгеновского исследования, относится к вермикулит—монтмориллониту [17].

Изм. На воздухе замещается гётитом и ферримонтмориллонитом.

Л и т е р а т у р а

1. Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф., Лебедев Ю. С., Кириченко О. Н. // Минералогия железорудной формации Керченского бассейна. Симферополь: Крымиздат, 1960. С. 274.
2. Станкевич Л. О. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1957. Вып. 11. С. 159.
3. Литвиненко А. Я. // Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. М.: Недра, 1964. С. 51.
4. Керченский железорудный бассейн Под ред. Н. М. Страхова. М.: Недра, 1967. С. 140.
5. Левина С. Д. // Тр. Моск. геол.-разв. ин-та. 1939. Т. 15. С. 54.
6. Яницкий А. Л. // Тр. ИГН АН СССР. 1942. Вып. 67. С. 333.
7. Формозова Л. Н. // Тр. ГИН АН СССР. 1959. Вып. 20. С. 300.
8. Николаева И. В. // Глины и глинистые минералы Сибири. М.: Наука, 1965. С. 17.
9. Роде Е. Я., Родс Т. В. // Изв. АН СССР. Сер. хим. 1940. № 6. С. 943.
10. Скольза Е. И. // Физико-химические исследования осадочных железных и марганцевых руд и вмещающих их пород М.: Изд-во АН СССР. 1962. С. 124.
11. Шнюков Е. Ф., Науменко П. И., Лебедев Ю. С., Усенко В. П., Гордиевич В. А., Юханов И. С., Щирица А. С. // Грязевой вулканизм и рудообразование. Киев: Наук. думка. 1971. С. 264.
12. Сердюченко Д. П. // Тр. ИГН АН СССР. 1953. Вып. 140. С. 3.
13. Теодорович Г. И. // Аутигенные минералы осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 71.
14. Ивановская А. В. // Глины и глинистые минералы Сибири. М.: Наука, 1965. С. 28.
15. Frey M., Hunziker C., Roggwiler P., Schindler C. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1973. Vol. 39, N 3. P. 185.
16. Николаева И. В., Сенин Ю. М., Голубова Г. А. // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1971. Вып. 144. С. 7.
17. Штеренберг Л. Е. // ДАН СССР. 1973. Т. 211, № 2. С. 430.

Хромовые хлориты



К хромовым относят хлориты, содержащие не менее 1,5% Cr_2O_3 . Основным октаэдрическим катионом в их структуре является магний, в связи с чем они могут рассматриваться как обогащенные хромом магнезиальные хлориты. Наиболее употребительные названия для хромовых хлоритов: кеммерерит — *kämmererite*, кочубейт — *kotschubeite*, родохром — *rhodochrome*. Кеммереритом (по имени русского горного инженера А. Кеммерера) впервые был назван розово-красный хромовый хлорит из района оз. Иткуль на Урале (Норденшюльд. 1841), кочубейтом (по имени собирателя минералов России П. Кочубея) — красный сплюсноподобный хлорит из района Уфалея (Урал), который отличался от кеммерерита отчетливой двуосностью (Кокшаров, 1862), родохромом — хромовый хлорит в виде порошковатых налетов бледно-розового цвета (Фидлер, 1842). Малоупотребительные названия: бунгонит — *bungonite* (Харда, 1936), родофиллит — *rhodophyllite* (Гент, 1852), хромамезит — *chromamesite* — гипотетический компонент хлоритов (по Чермаку).

Ляфам в 1958 г. [1] предположил, что кеммерерит и кочубейт различаются по координационному числу хрома: Cr^{VI} в кеммерерите и Cr^{IV} в кочубейте. Аналогичные утверждения содержатся и в других работах [2, 3]. Однако имеются убедительные эксперимен-

тальные данные, согласно которым Сг всех хромовых хлоритов имеет только шестерную координацию [4—6]. Филлипс [7] предложил названия «кеммерерит», «кочубейт» и «родохром» отнести к хромовым хлоритам соответственно с $Al_{0,5-0,9}^{IV}$, $Al_{0,9-1,2}^{IV}$ и $Al_{1,2-1,8}^{IV}$. По Фекличеву с соавторами [8], к кочубейту следует относить хлориты с 1,5—4,5% Cr_2O_3 , к кеммерериту — с более чем 4,5% Cr_2O_3 , независимо от содержания Al^{IV} . Предлагалось [4, 5, 9] для хромовых хлоритов исключить собственные названия (в том числе кеммерерит и кочубейт) и пользоваться только прилагательными, например хромовый или хромсодержащий пеннин, клинохлор, шериданит.

Характ. выдел. Листоватые агрегаты, плотные массы, прожилки, оторочки вокруг зерен и скоплений хромита, выполнения промежутков между зернами, друзы кристаллов в пустотах хромовой руды.

Структ. и морф. крист. В структуре этих хлоритов Сг и Al располагаются в октаэдрических позициях межслоевых сеток, занимая октаэдры M(4); октаэдры M(1), M(2) и M(3) заполнены Mg. В слоях 2 : 1 тетраэдры T(1) и T(2) почти идентичны. Угол дитригонального разворота 6—7,2 [5]. Установлено несколько политипных модификаций: неупорядоченная однопакетная ($\beta \sim 97^\circ$) [5, 10—13], упорядоченные однопакетные Ib — 4 [5] и Ia —4 [14—16], двухпакетная ($c_0 = 28,73 \text{ \AA}$) [14, 17, 18] и трехпакетная ($c_0 = 43 \text{ \AA}$, α , β , $\gamma \approx 90^\circ$) [5]. Наиболее изучены модификации Ib —4 и Ia —4. Модификация Ib —4 (пр. гр. $C\bar{1}$) обнаружена в образцах из штатов Северная Каролина и Калифорния (США), содержащих 3,16—3,37% Cr_2O_3 ($Cr_{0,23-0,25}$), для которых соответственно: $a_0 = 5,327$ и $5,334$, $b_0 = 9,227$ и $9,228$, $c_0 = 14,356$ и $14,371 \text{ \AA}$, $\alpha = 90^\circ 27'$ и $90^\circ 31'$, $\beta = 97^\circ 21'$ и $97^\circ 26'$, $\gamma = 89^\circ 59'$ и $89^\circ 54'$ [5]. Модификация Ia —4 (пр. гр. $C\bar{1}$) изучена на образце состава $(Mg_{5,4}Fe_{0,1}Cr_{0,7}Al_{0,2})(Si_3Al)O_{16} \cdot H_7$ из Эрзинкана (Турция): $a_0 = 5,329$, $b_0 = 9,246$, $c_0 = 14,442 \text{ \AA}$, $\alpha = 90^\circ 00'$, $\beta = 97^\circ 05'$, $\gamma = 90^\circ 02'$ [15, 16]. Кристаллы псевдогексагональные, таблитчатые, столбчатые, иногда бутылообразные, их поперечник достигает нескольких сантиметров. Кристаллы двухпакетных модификаций sdвойникованы: на плоскости (001) видны шесть секторов треугольной формы, представляющие собой два проросших друг друга индивида из трех частей каждый, дв. ось [010], плоскости срastания (100), (130) и ($\bar{1}30$) [14, 17, 18]. Боковые грани кристаллов иногда зубчатые в результате многократного двойникования по пеннинговому закону [19].

Физ. св. Сп. весьма совершенная по (001), спайные листочки гибкие. Цв. розовый, красный, фиолетовый, интенсивность окраски возрастает с увеличением содержания Cr_2O_3 , при низких содержаниях Cr_2O_3 бесцветный, серебристо-белый, светло-зеленый, голубовато-зеленый. В плотных массах иногда пятнистая окраска (розовые участки переходят в зеленоватые) [20, 21] или зональная [12]. Порошок розовато-белый. Тв. как у магнезиальных хлоритов, мелкочешуйчатые массы мягкие, жирные на ощупь. Микротвердость закономерно возрастает с увеличением содержания Cr_2O_3 (от 56 кгс/мм² при 2,26% Cr_2O_3 до 150 кгс/мм² при 8,3% Cr_2O_3), детально изучена анизотропия микротвердости [22]. Уд. в. 2,60—2,93, возрастает при увеличении содержания Cr_2O_3 . ИК-спектр, как у пеннина; в спектре образца с 8,31% Cr_2O_3 имеется дополнительная полоса 520 см^{-1} [12]. На кривых поглощения фиолетовых разностей в видимой части спектра имеется полоса 530—540 мкм, характерная для Cr^{3+} в октаэдрической координации, при переходе к зеленым участкам появляется поглощение в более длинноволновой части спектра, связанное с Fe^{2+} [23, 24].

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветный, слабо-розоватый. Иногда плеохроирует в розовых тонах. Отмечался плеохронизм от сине-фиолетового до карминового [21] и от желтовато-красного до сиреневого [8]. Погасание прямое. Двусный (+) или (—). Смена оптического знака с (—) на (+) происходит при возрастании содержания Cr_2O_3 до 4,5% [8]. $n_g = 1,580$ — $1,600$, $n_m = 1,578$ — $1,590$, $n_p = 1,574$ — $1,590$, $n_z - n_p$ до 0,011, иногда колеблется в одном и том же образце. Средний показатель преломления возрастает при увеличении содержания Сг, Fe, Mn и Ni [8]. $2V'$ обычно мал, до 0° , иногда (30—40). Нередки аномальные интерференционные окраски: индигово-синяя, голубая, фиолетовая, оливково-серая, красновато-оливково-коричневая. Отмечалась умеренно сильная дисперсия, $r < v$ [25]. В ультрафиолетовом свете при содержании 4,04% Cr_2O_3 цвет люминесценции белый или голубой [26].

Хим. Содержание Cr_2O_3 большей частью составляет 2—5%, максимально известное — 13,46% (хим. анализ 9), что соответствует одному атому Cr на форм. ед. Содержание: MgO — 30—38%, Al_2O_3 — 6,5—20%, SiO_2 — 30—35%. Наименьшее содержание Al_2O_3 у высокохромистых членов ряда, известен хромовый хлорит без Al_2O_3 (хим. анализ 8). Очень высокое содержание Al_2O_3 (29,69%) в хлорите из шт. Орисса в Индии [27]. По содержанию Al^{IV} хромовые хлориты относятся к клинохлорам и пеннинам, $\text{Al}^{\text{IV}}_{1,2}$ отмечается очень редко [28, 29]. Обычно $\text{FeO} < 2,5\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 < 3\%$, более высокие значения указываются редко [30—32]. Характерны небольшие количества NiO (десятичные доли %), более высокое (1,67% NiO) отмечалось для хлорита из Патомского нагорья (хим. анализ 8). Na_2O , K_2O и CaO содержатся в небольших количествах. В розовом хлорите с 1,93% Cr_2O_3 указано 4,59% CaO [33].

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------|-------|-------|---------|----------|---------|-----------|--------|---------|--------|
| Na_2O | 0,04 | — | — | — | 0,11 | 0,03 | — | — | — |
| K_2O | 0,05 | — | — | — | 0,008 | 0,02 | — | — | — |
| MgO | 35,74 | 30,60 | 35,04 | 34,87 | 36,20 | 36,13 | 35,36 | 36,08 | 21,83 |
| CaO | 1,12 | — | сл. | — | 0,11 | He обн. | 1,24 | — | — |
| FeO | 0,13 | 1,98 | 0,60 | 1,20 | 1,58 | 0,71 | 1,98 | 0,50 | 3,28 |
| NiO | — | — | сл. | — | — | 0,43 | — | 1,67 | — |
| MnO | — | — | He обн. | — | He обн. | 0,01 | — | — | — |
| Al_2O_3 | 12,83 | 19,84 | 12,76 | 14,95 | 8,82 | 13,15 | 9,50 | He обн. | 12,40 |
| Cr_2O_3 | 2,26 | 2,80 | 3,92 | 4,27 | 4,72 | 5,16 | 7,88 | 12,53 | 13,46 |
| Fe_2O_3 | 1,32 | 1,82 | 1,26 | 0,47 | 1,13 | 0,37 | — | 5,05 | 3,14 |
| SiO_2 | 34,92 | 31,07 | 33,15 | 31,78 | 35,84 | 31,62 | 32,12 | 31,96 | 34,49 |
| TiO_2 | 0,08 | — | He обн. | — | 0,03 | 0,03 | — | — | — |
| H_2O^+ | 11,23 | 12,76 | 13,11 | 12,50 | 11,37 | 12,30 | 10,25 | 11,84 | 11,85 |
| H_2O^- | — | — | — | — | — | He обн. | 2,04 | 0,16 | — |
| Сумма | 99,72 | 99,87 | 99,84* | 100,04 | 99,918 | (99,96)** | 100,37 | 99,79 | 100,45 |
| $\lambda_{\text{д. в.}}$ | 2,60 | 2,631 | 2,644 | 2,675 | 3,62 | — | — | 2,885 | 2,709 |
| n_z | 1,585 | 1,590 | — | 1,584 | 1,584 | 1,588 | 1,590 | — | 1,590 |
| n_m | 1,579 | 1,590 | — | 1,579 | 1,584 | 1,585 | 1,590 | 1,585 | — |
| n_p | 1,578 | 1,585 | — | 1,579 | 1,578 | 1,583 | 1,587 | — | 1,586 |
| $2V$ | — | — | — | Оч. мал. | —(5—6) | —20 | 0 | 0 | (Мал.) |

* Образец высушен при 110°, гигроскопическая вода 0,49%. ** Кроме того, CoO —0,005.

Пересчет анализов на 14 атомов

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|-------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Si | 3,22 | 2,85 | 3,10 | 2,99 | 3,35 | 2,99 | 3,08 | 3,20 | 3,31 |
| Al^{IV} | 0,78 | 1,15 | 0,90 | 1,01 | 0,65 | 1,01 | 0,92 | — | 0,69 |
| Al^{VI} | 0,62 | 1,06 | 0,51 | 0,65 | 0,32 | 0,46 | 0,15 | — | 0,71 |
| Fe^3 | 0,10 | 0,13 | 0,09 | 0,03 | 0,08 | 0,03 | — | 0,38 | 0,23 |
| Cr | 0,17 | 0,21 | 0,29 | 0,32 | 0,35 | 0,39 | 0,60 | 0,99 | 1,02 |
| Ti | 0,01 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Fe^2 | 0,01 | 0,16 | 0,05 | 0,10 | 0,12 | 0,06 | 0,16 | 0,04 | 0,26 |
| Mg | 4,92 | 4,32 | 5,06 | 4,90 | 5,05 | 5,10 | 5,05 | 5,38 | 3,13 |
| Ni | — | — | — | — | — | 0,03 | — | 0,13 | — |
| Ca | 0,11 | — | — | — | 0,01 | — | 0,13 | — | — |
| Na | 0,01 | — | — | — | 0,02 | 0,01 | — | — | — |

1—розовый, Бисерское месторождение (Урал), анал. Горбачева [8]; 2—из жил, секущих хромитовые руды, рудник Сидхувалли, шт. Майсур (Индия), анал. не указан [34]; 3—красный, плотный, Кармаикольский присек, Мна... дача (Южный Урал), анал. Кукоть [20]; 4—розовый, на выделениях хромита, Того (Западная Африка), анал. не указан [45]; 5—желтовато-розовый (Болгария), анал. Горбачева [8]; 6—сиренево-фиолетовый, из хромитовых руд, Рай-Изский массив (Полярный Урал), анал. Панина, в оригинале сумма 100,38 [36]; 7—из Дир-Парка, шт. Вайоминг (США), анал. Шэннон [37]; 8—серовато-фиолетовый, из ультраосновного массива, р. Оньс, Пагомское нагорье, анал. Ляхо [31]; 9—из саксонитов Северной Швеции, анал. не указан [38].

Микронзондовые анализы 10 образцов хромовых хлоритов с содержанием Cr_2O_3 от 1,52 до 8,31% см. в работе [5].

Диagn. исп. На плоскостях спайности при воздействии HF у кеммерерита из Турции появляются фигуры травления в виде гексагонов [39].

Повед. при нагр. На кривых ДТА наиболее сильный эндотермический эффект имеет максимум при 600—670°, более слабый при 700—780°; экзотермическая реакция обычно выражена слабо (при 820—830°) [12, 19, 28, 40]. Продукты разложения после нагревания представлены оливином и хром-пикотитом, причем образование оливина начинается при относительно низких температурах (~660°) [41]. Отмечалось также образование при нагревании вторичной более алюминиевой хлоритовой фазы [41, 42]. У безалюминиевого хромового хлорита с высоким содержанием Cr_2O_3 (12,5%) и Fe_2O_3 (5%) наблюдались эндотермические реакции при 470—550 и 620—760°, экзотермическая — при 885°; при 600° резко снижался показатель преломления (с 1,585 до 1,567) и оптический знак менялся с отрицательного на положительный [31]. При прокаливании порошка розовый цвет переходит в желтый, затем в горчично-желтый [20].

Находж. Хромовые хлориты встречаются в ультрабазитах обычно в тесной связи с хромитовым оруденением, наиболее ранние из них выделяются в трещинах и пустотах руд в ассоциации с хромовыми гранатами, хромовым актинолитом, хром-диопсидом; более поздние хромовые хлориты замещают хромит, образуют оторочки вокруг рудных тел и выделений хромита, заполняют промежутки между скелетными кристаллами хромита, цементируют хромитовые зерна, слагают скопления и прожилки во вмещающих породах. Иногда хромовые хлориты выполняют центральные части антигоритовых прожилков, секущих руду [43]. Отмечалось обрастание розового хромового хлорита зеленым с небольшим содержанием хрома [19]. Некоторые кристаллы хлорита частью заключены в более позднем карбонате [12, 19].

Примеров местонахождений хромовых хлоритов в ультрабазитах довольно много. На Урале они известны в Рай-Изском массиве [36], окрестностях Уфалейского завода и Талицкого озера [21, 29, 44], Рединке [29], Шелектинском месторождении [45], Миусской даче [20], Ильменских горах [46, 47], Нижнетагильском массиве [48]. Встречены также в районе г. Беден [19] (Северный Кавказ), месторождениях Гей-Дере [33, 49] и Агкаинском (АзССР) [50], Кемпирсайском массиве, Актюбинская область (КазССР) [51], Чаган-Узунском массиве (Горный Алтай), на горе Зеленой (Кузнецкий Ала-Тау) и на горе Агардаг (Тува) [41], в бассейне р. Онье (Патомское нагорье) [31], Тамдынском массиве (УзССР) [52]. За рубежом хромовые хлориты известны в Северной Швеции [38], на Шетландских островах [5, 43], в Эрбендорфе, Бавария (ФРГ) [53], Краубате (Австрия) [54], области Эрзинкан (Турция) [1, 12], штатах Майсур [25, 34, 55] и Орисса [27, 30] в Индии, Нарынском массиве, хр. Хан-Таймирин-Ула (Монголия) [41, 56], в Сьерра-Леоне [57], Того [35], Малави [58]; во многих местах США: в Сискийу [1, 28], Сан-Бенито [5], Грин-Вэлли (Дельтер, 1917), горах Сьерра-Невада, шт. Калифорния [59], близ Дир-Парк, шт. Вайоминг [37], в округе Янси, шт. Северная Каролина [2, 5], массиве Туин-Систерс, шт. Вашингтон [60], а также в Новом Южном Уэльсе (Австралия) [61] и Новой Зеландии [62].

В метаморфических комплексах хромовый хлорит образован за счет хромита, представлен крупными скоплениями в ассоциации с магнетитом, оливином, тальком, хризотилом. Он встречен в виде прослоек в тальк-карбонат-хризотил-хлорит-оливин-антофиллитовом сланце в Осипенковском рудопоявлении асбеста (Западное Приазовье) [63]. В Витимском нагорье в серпентинитах, залегающих среди метаморфических сланцев Южно-Муёйского хребта, хромовый хлорит (Cr_2O_3 3,61%) слагает линзы рассланцованной темно-фиолетовой породы, в состав которой входит также буровато-красная хромовая шпинель и пылевидный магнетит [40]. В магнетитовых жилах, секущих серпентинизированные ультрабазиты Султануздага, Каракалпакская АССР (УзССР), заполняет интерстиции магнетита, образуя гнезда (до 0,8 см) и прожилки [64]. В энстатитовых породах Урал-Тау на Южном Урале образует удлиненные лис-

точки величиной до 1 см между зернами энстатита [24]. В перидотитах гнейсовой толщи Западной Норвегии встречен в ассоциации с оливином и пироксеном [65]. В магнетит-хлорит-энстатит-форстеритовых сланцах Лепонтинских Альп находится в равновесной ассоциации с более железистыми оливином и ромбическим пироксеном [66]. С оливином, ромбическим пироксеном, тальком и магнезитом известен в ультрамафических сланцах кианитовой зоны Тичино (Швейцария) [67], в сланцах массива Вольтри, пров. Александрия (Италия) [68], в Скачи, шт. Вашингтон (США) [69]. Хлорит, содержащий 1—1,2% Cr_2O_3 , обнаружен в виде включений в кристаллах драгоценного оливина из трещин в перидотитах о-ва Забаргад в Красном море [70]. Содержится в дайках кимберлитов и карбонатитов, округ Сен-Джун, шт. Юта (США) [71]. В ультрамафических породах Западного Хизанга (Тибет) в виде симплектитовых сростаний с серпентином образует псевдоморфозы по октаэдрическим кристаллам $\gamma\text{-Mg}_2\text{SiO}_4$ [72].

Изм. Отмечалось замещение хромовых хлоритов бруситом [43]. При серпентинизации оливина хромовый хлорит также изменяется, окраска становится бесцветной или зеленой, оптический знак отрицательным, появляется серо-голубая интерференционная окраска [65]. При выветривании хромовых хлоритов содержание Cr в них уменьшается [73], иногда они приобретают белесоватую окраску [33] и замещаются нонтронитом и волконскоитом [3].

Практ. знач. Плотные просвечивающие массы могут использоваться как поделочный камень [74]. Наличие хромовых хлоритов может указывать на возможность присутствия хромитового оруденения [40].

Межплоскостные расстояния хромового хлорита (двухпакетная модификация)
из Эрзинкана, Турция [13, 17]

FeCl_2 -излучение, $D = 114,6$ мм

| hkl | $d, \text{Å}$ | hkl | I | $d(\text{Å})$ |
|--------------------|---------------|--------------------------|-----|---------------|
| 002 | 9 14,46 | 223; 043; 207; 137 | 1 | 2,249 |
| 004 | 10 7,206 | 225; 045 | 1 | 2,143 |
| 006 | 8 4,809 | 0.0.14; 209; 139 | 6 | 2,050 |
| 110; 020 111; 021 | 8 4,619 | 2.0.10; 1.3.10 | 5 | 1,958 |
| 112; 022 | 2 4,412 | 2.0.12; 1.3.12 | 4 | 1,786 |
| 113; 023 | 3 4,175 | 310; 240; 150 | 1½ | 1,749 |
| 114; 024 | 2 3,899 | 312; 242; 152 | 1½ | 1,738 |
| 115; 025, 008 | 9 3,600 | 2.0.13; 1.3.13 | 3 | 1,704 |
| 116; 026 | 1 3,334 | 2.0.14; 1.3.14 | 4½ | 1,629 |
| 117; 027 | ½ 3,076 | 2.0.15; 1.3.15 | 3 | 1,558 |
| 0.0.10; 118; 028 | 4 2,878 | 330; 060 | 9 | 1,541 |
| 200; 130; 201; 131 | 3 2,664 | 1.1.18; 0.2.18; 334; 064 | 4½ | 1,507 |
| 119; 029; 202; 132 | 8 2,626 | 2.2.15; 0.4.15; 336; 066 | 2 | 1,468 |
| 203; 133 | 4 2,575 | 0.0.20 | 1 | 1,437 |
| 204; 134 | 8 2,504 | 2.0.17; 1.3.17 | 1 | 1,429 |
| 205; 135; 0.0.12 | 10 2,424 | 068; 338 | 2 | 1,416 |
| 206; 136 | 7 2,340 | | | |

Л и т е р а т у р а

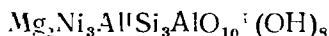
1. Lapham D. M. // Amer. miner. 1958. Vol. 43, N 9/10. P. 921.
2. McCormick G. R. // Ibid. 1975. Vol. 60, N 9/10. P. 924.
3. Besnus Y., Füsül G., Janot C., Pinta M., Sieffermann G. // Proc. Intern. clay conf., 1975, Mexico. Wilmette (Ill.), 1976. P. 27.
4. Bish D. L. // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 3/4. P. 385.
5. Phillips T. L., Loveless J. K., Bailey S. W. // Ibid. 1980. Vol. 65, N 1/2. P. 112.
6. Neuhaus A. // Ztschr. Kristallogr. 1960. Bd. 113. S. 195.
7. Phillips W. R. // Miner. Mag. 1964. Vol. 33, N 267. P. 1114.
8. Фекличев В. Г., Иванова Т. Н., Бочарова Г. И., Желязкова-Панайотова М. Д., Плехов Г. Ф., Грбачева С. А. // Новые данные о минералах. М.: Наука, 1986. Вып. 33. С. 100.
9. Boyliss P. // Canad. Miner. 1975. Vol. 13, pt 2. P. 178.

10. *Bailey S. W., Brown B. E.* // Amer. Miner. 1962. Vol. 47, N 7/8. P. 819; Рус. пер. в кн.: Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 213.
11. *Garrido J.* // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1949. Vol. 72. N 10/12. P. 549.
12. *Krause H.* // Neues Jb. Mineral. Abh. 1964. Bd. 102, H. 1. S. 31.
13. *Lister J. S., Bailey S. W.* // Amer. Miner. 1967. Vol. 52, N 11/12. P. 1614.
14. *Brown B. E., Bailey S. W.* // Ibid. 1963. Vol. 48, N 1/2. P. 42.
15. *Bailey S. W.* // Canad. Miner. 1986. Vol. 24, pt 4. P. 649.
16. *Bailey S. W.* // Clays and Clay Miner. 1972. Vol. 20, N 6. P. 381.
17. *Bailey S. W.* // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 3. P. 175.
18. *Drits V. A., Karavan Yu. V.* // Acta crystallogr. B. 1969. Vol. 25, pt 4. P. 632.
19. *Сердюченко Д. П.* // Учен. зап. Рост. ун-та. 1935. Вып. 3. С. 95.
20. *Искюль В.* // Экспериментальные исследования в области конституции силикатов: Хлориты. Пг., 1917. С. 166.
21. *Черных В. В.* // Материалы по общ. и прикл. геологии. 1930. Вып. 151. С. 3.
22. *Иванова Т. Н., Бочарова Г. И., Феклиев В. Г., Желязкова-Панайотова М. Д., Дорохова Г. И.* // Новые данные о минералах. М.: Наука, 1985. Вып. 32. С. 206.
23. *Грум-Гржимайло С. В.* // Тр. Лаб. кристаллографии. АН СССР. 1940. Вып. 2. С. 73.
24. *Казак А. П., Чесноков Е. В.* // Тр. Геол. ин-та УФАН СССР. 1965. Вып. 70, № 6. С. 43.
25. *Varadarajan S.* // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 3/4. P. 420.
26. *Грум-Гржимайло С. В., Толстихина К. И., Рудницкая Е. С.* // Зап. ВМО. 1955. Т. 84, вып. 4. С. 449.
27. *Chakraborty K. L.* // Miner. Mag. 1968. Vol. 36, N 283. P. 963.
28. *Phillips W. R.* // Ibid. 1963. Vol. 33, N 260. P. 404.
29. *Шилин Д. М., Иванова В. П.* // Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М.: Госгеолтехиздат, 1954. С. 148.
30. *Mitra S.* // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1973. H. 3. S. 139.
31. *Коржинский А. Ф.* // Зап. Вост.-Сиб. отд-ния ВМО. 1959. Вып. 1. С. 50.
32. *Sanero E.* // Period. miner. 1933. Vol. 3. P. 473.
33. *Кашкай М. А.* // Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзербССР. 1947. С. 113.
34. *Viswanathiah M. N.* // Current sci, 1956. T. 25, № 4. P. 114.
35. *Orcel J.* // Bull. Soc. franç. miner et cristallogr 1927. T. 50. № 3/4. P. 75.
36. *Варшков А. С.* // Тр. Итьмен. заповедника. 1978. Вып. 16. С. 101.
37. *Shannon E. V.* // US Nat. Mus. Proc. 1920. Vol. 58. P. 371.
38. *Du Rietz T.* // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1935. Bd. 57, Pt. 2, N 401. S. 133.
39. *Morante S. M., Rodriguez J.* // Bol. Real. soc. esp. hist. natur. Sec. geol. 1968. Vol. 66, N 2. P. 159.
40. *Ляхович В. В.* // Геология и геофизика. 1964. № 11. С. 144.
41. *Велинский В. В., Архипенко Д. К., Банников О. Л.* // Там же. 1983. № 8. С. 88.
42. *Архипенко Д. К., Солотчина Э. П., Ковалева Л. Т., Корнева Т. А.* // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1985. Вып. 610. С. 46.
43. *Brindley G. W., Knorring O. von* // Amer. Miner. 1954. Vol. 39, N 9/10. P. 794.
44. *Лурнаков Н. С., Черных В. В.* // Зап. Минерал. о-ва. 1926. Т. 55, вып. 1. С. 183.
45. *Кац А. Л.* // Тр. ИГН АН СССР. 1941. Вып. 41. С. 83.
46. *Варлаков А. С.* // Минералогические исследования эндогенных месторождений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 54.
47. *Красина А. С.* // Тр. Геол. ин-та УФАН СССР. 1965. Вып. 70. № 6. С. 261.
48. *Малахов И. А., Малахова Л. В.* // Там же. 1970. Вып. 83. С. 44.
49. *Кашкай И. М.* // Учен. зап. Азерб. ун-та. Сер. геол.-геогр. 1964. № 5. С. 31.
50. *Магриби А. А., Мустафаде В. В., Алахьяров А. Г.* // Изв. АН АзербССР. Науки о Земле. 1974. № 2. С. 121; 1975. № 4. С. 142.
51. *Павлов Н. В., Григорьева И. И.* // Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1978.
52. *Хамрабаев И.-Х., Мусаев А., Лихойдов Г. Г.* // Узб. геол. журн. 1962. № 4. С. 87.
53. *Matthes S., Knauer E.* // Neues Jb. Mineral. Abh. 1981. Bd. 141, H. 1. S. 59.
54. *Kopetzky I.* // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1948. Bd. 1, H. 1. S. 68.
55. *Damodaran K. T., Somasekar V.* // Clays and Clay Miner. 1976. Vol. 24, N 1. P. 31.
56. *Агафонов Л. В., Сопелова Л. Н., Баярхуу Ж.* // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1978. Вып. 395. С. 4.
57. *Dunham K. C., Phillips R., Chalmers R. A., Jones D. A.* // Overseas Geol., Miner. Resour. Suppl. Ser. B. 1958. N 3. P. 44.
58. *Haslam H. W., Harding R. R., Tresham A. E.* // Miner. Mag. 1976. Vol. 40, N 315.
59. *Ehrenberg S. N.* // Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol. 86, N 9. P. 1239.
60. *Onyegoda A. C.* // Amer. Miner. 1974. Vol. 59, N 5/6. P. 608.
61. *Golding H. G., Bayliss P.* // Ibid. 1968. Vol. 53, N 1 2. P. 162.
62. *Hutton C. O., Seelye F. T.* // Trans. and Proc. Roy. Soc. N. Z. 1945. Vol. 75, N 2. P. 163.
63. *Байраков В. В.* // Минерал. сб Львов. 1968. № 22. вып. 4. С. 403.
64. *Скачкова Л. А., Колдаев А. А., Самойлов И. А., Кешишян К. А.* // Зап. Узб. отд-ния ВМО. 1984. Вып. 37. С. 15.
65. *Rost F.* // Fortschr. Miner. 1961. Bd. 39, H. 1. S. 112.
66. *Trommsdorff V., Evans B. W.* // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1939. Bd. 49. H. 2.
67. *Rice J. M., Evans B. W., Trommsdorff V.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1974. Vol. 43, N 4. P. 245.

68. *Cortesogno L., Lucchetti G., Massa B.* // *Rend. Soc. ital. miner. e petrol.* 1981. Vol. 37, fasc. 1. P. 481.
 69. *Evans B. W., Misch P.* // *Amer. Miner.* 1976. Vol. 61, N 9/10 P. 1005.
 70. *Clocchiatti R., Massaro D., Jehanno C.* // *Bull. Miner.* 1981. Vol. 104, N 4. P. 354.
 71. *McGetchin T. R., Nikhanj Y. S., Chodos A. A.* // *J. Geophys. Res.* 1973. Vol. 78, N 11. P. 1854
 72. *Xue J., Zhao Y., Chen S., Ren Y.* // *Ofioliti.* 1984. Vol. 9, suppl. P. 74.
 73. *Zeissink H. E.* // *Miner. deposita.* 1969. Vol. 4, N 2. P. 132.
 74. *Bank H., Rodewald H.* // *Ztschr. Dt. gemmol. Ges.* 1979. Bd. 28, N 1. S. 39.

Никелевые хлориты

Нимит Nimite



Название по начатым буквам — Национальный институт металлургии (в ЮАР) [1].

Образует неправильные жилки в массе Ni-талька и рудных минералов. Монокл. с $C2m$, поллитип $11b$, $a_0 = 5,320$, $b_0 = 9,214$, $c_0 = 14,302$ Å, $\beta = 97,06^\circ$, $V = 695,74$ Å³. Сп. совершенная по (001). Цв. желтовато-зеленый. Тв. 3. Уд. в. 3,19 (в жидкости Клеричи), 3,21 (вычисл.). Плеохроизм слабый: по Ng и Nm — яблочно-зеленый, по Np — желто-зеленый. Двуосный (—). $n_g = n_m = 1,647$, $n_p = 1,637$, $2V = 15^\circ$. В ИК-спектре полосы поглощения 1010, 962, 810, 750, 676, 634, 545, 465, 445 см⁻¹ (наиболее интенсивные подчеркнуты). Анализ (°): $MgO = 10,13$; $CaO = 0,38$; $MnO = 0,06$; $NiO = 29,49$; $CoO = 0,38$; $FeO = 2,78$; $Al_2O_3 = 15,21$; $Fe_2O_3 = 4,35$; $Cr_2O_3 < 0,01$; $SiO_2 = 27,27$; $H_2O^+ = 10,48$; $H_2O^- = 0,27$; сумма — 100,80. Структурная формула в расчете на 18 атомов кислорода: $Ca_{0,03}(Mg_{1,61}Fe_{0,25}^{2+}Ni_{2,62}Mn_{0,01}Co_{0,03}Al_{0,99}Fe_{0,36}^{3+})[Si_{3,01}Al_{0,99}O_{10}](OH)_{-1}O_{0,9}$. При нагревании нимита базальные межплоскостные расстояния сокращаются, увеличивается интенсивность рефлексов (001), (003) и (005), рефлексы (002) и (004) становятся слабее. Потеря воды при 710° приводит к разрушению структуры, при 921° перекристаллизовывается с образованием шпинелевой фазы. Обнаружен в Бон-Аккорде, Барбертон, Трансвааль (ЮАР), в составе никелевых руд, залегающих в контакте кварцитов и ультрамафитов и сложенных в основном непуитом и треворитом [1, 2]. По данным Бейли (Бриндли, Браун, 1980), нимит Ia с двухпакетной структурой ($a_0 = 5,346$, $b_0 = 9,268$, $c_0 = 28,649$ Å, $\beta = 97,1^\circ$) обнаружен в Уудлин-Уэлл (Западная Австралия).

Известен искусственный Ni-аналог клинохлора $Ni_5Al[Si_3AlO_{10}](OH)_8$ с $d_{001} = 14,25$ [3, 4].

Межплоскостные расстояния нимита из Бон-Аккорда [2]

| Дифрактометр | | | | | | | | |
|--------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|
| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
| 001 | 25 | 14,2 | 202 | 2 | 2,379 | 062 | 1 | 1,5012 |
| 002 | 100 | 7,10 | 204 | 2 | 2,258 | 0.0.10 | 1ш | 1,4188 |
| 003 | 16 | 4,74 | 205 | 1 | 2,062 | 064 | 1ш | 1,4101 |
| 020 | 1 | 4,60 | 007 | 1 | 2,028 | 208 | 1 | 1,3948 |
| 004 | 45 | 3,55 | 204 | 3 | 2,003 | 400 | 1ш | 1,3190 |
| 005 | 7 | 2,841 | 206 | 1 | 1,8827 | 401 | 1 | 1,3001 |
| 200 | 1 | 2,644 | 205 | 1 | 1,8253 | 404 | 1 | 1,2901 |
| 202 | 3 | 2,582 | 206 | 1 | 1,6620 | 405 | 1ш | 1,2179 |
| 201 | 2 | 2,540 | 208 | 2 | 1,5661 | 0.0.12 | 1ш | 1,1821 |
| 203 | 2 | 2,438 | 060 | 2 | 1,5349 | | | |

Л и т е р а т у р а

1. *Hiemstra S. A., Waal S. A. de* // *Nat. Inst. Met. (S. Afr.) Res. Rep.* 1968. N 344. P. 1.
 2. *Waal S. A. de* // *Amer. Miner.* 1970. Vol. 55, N 1/2. P. 18.
 3. *Гинзбург И. И., Пономарев А. И.* // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1939. № 1. С. 85.
 4. *Devries R. C., Roy R.* // *Econ. Geol.* 1958. Vol. 53, N 8. P. 958.

Никелевые гидрохлориты

$$(Mg, Fe, Ni, Al)_6[(Si, Al)_4O_{10}](OH)_8 \cdot nH_2O$$

Назв. Общепринятого названия для никельсодержащих гидратированных хлоритов нет. В советской литературе с 1936 г. [1] обычно применяется название «джефферизит» — jefferite (Бруш, 1866). Первоначально оно было дано минералу из Западного Честера, шт. Пенсильвания (США), но позднее доказана его полная идентичность с вермикулитом. В зарубежной литературе название «джефферизит» упоминается лишь как синоним вермикулита. Название «шухардит» (шухардитт) — schuchardtite (Шрауф, 1882) впервые было дано хлоритоподобному минералу из массива Шкляр в Польше, который, согласно более поздним исследованиям [2—4], представляет собой смесь хлорита и неупорядоченного хлорит—вермикулита или смесь хлорит—вермикулитов с различным соотношением хлоритовых и вермикулитовых пакетов По Гинзбургу и Рукавишниковой [5], шухардит — более глиноземистая и менее магнезиальная разновидность джефферизита. По Никитину [6, 7], шухардиты отличаются от джефферизитов большим содержанием Ni и H₂O и могут рассматриваться как никелевые джефферизиты, иногда шухардит упоминается как синоним джефферизита [8]. Для микрочешуйчатых глиноподобных агрегатов с 2% NiO применялось название «нонтронитоподобный гидрохлорит» [6]. Недавно предложено объединить никелевые гидрохлориты под названием «хлоритовый гарниерит» — chlorite garnierite [9].

Характ. выдел. Отдельные пластинки и чешуйки, чешуйчатые или землистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Политип 1a [10]. $a_0 = 5,17—5,34$, $b_0 = 9,22—9,27$, $c_0 = 14,32—14,55$ Å. $\beta = 95—98^\circ$. Структура переходная между хлоритовой и вермикулитовой, межслоевые сетки в различной степени дефектны и гидратированы, частично имеют островковое строение [3]; в слоях 2 : 1 атомы кислорода, возможно, частично замещены группами (OH) [9], имеются постепенные переходы к никелевому корренситу [11] и вермикулиту [4]. Под электронным микроскопом иногда обнаруживается неоднородное строение: мельчайшие участки хлорит—вермикулита заключены в чешуйки хлорита [9], вероятно, Ni содержится в межслоевых сетках [12]. Для образца из рудника Рибейро (Бразилия), содержащего 7,50% NiO, определена принадлежность к политипу 1a, $a_0 = 5,322$, $b_0 = 9,223$, $c_0 = 14,356$, $\beta = 97 04'$, уд. в. 2,69 [13]. В образцах Ni-хлорита из Западной Австралии с высоким содержанием NiO (14,6%) установлена двухпакетная структура из пакетов 1a, $a_0 = 5,346$, $b_0 = 9,268$, $c_0 = 28,649$ Å, $\beta = 97 06'$, уд. в. 3,22; в межслоевой сетке 15% позиций групп OH вакантны, что, вероятно, связано с окислением железа, большая часть Ni и Fe²⁺ содержится в межслоевых сетках; монокристалльные пластинки сдвойникованы по слюдяному закону и имеют мозаичную структуру [14, 15].

Физ. св. Сп. совершенная по (001). Цв. от светло- до темно-зеленого, зеленовато-серый, зеленовато-бурый, желто-зеленый, ярко-зеленый, голубовато-зеленый. Интенсивность окраски зависит от содержания Ni, окраска иногда пятнистая. Бл. жирный. В отличие от других хлоритов иногда хрупки [6, 16]. Уд. в. от 2,49 [17—19] до 3,22 [20], зависит от железистости. При высоком содержании железа слабо магнитны [20]. ИК-спектр в области 400—1200 см⁻¹ типичен для хлоритов; полосы валентных колебаний OH размыты, после насыщения К полоса 3400 см⁻¹ сдвигается на 20—30 см⁻¹ в сторону больших частот, полоса 3600 см⁻¹ становится более четкой [4].

Микр. В шлифах в прох. свете почти бесцветные или плеохроируют в желто-зеленых тонах, иногда от густо-зеленого по Ng до желто-зеленого по Np. n_g от 1,54 до 1,69, n_p от 1,52 до 1,68; наиболее низкие у существенно магнезиальных сильно гидратированных никелевых хлоритов, наиболее высокие у железистых сильно измененных образцов. $n_g - n_p$ от 0 до 0,033. Оптически отрицательные с малым 2V', иногда положительными с 2V' до 41°. Для Ni-гидрохлорита из Калленберга (хим. анализ 1) отмечена дисперсия угла оптических осей от 13,3 до 10,5° (при изменении длины волны света от 491 до 659 нм) [17].

Хим. Для никелевых гидрохлоритов характерно содержание железа в виде Fe³⁺, повышенное количество низкотемпературной воды (до 8%), дефицит октаэдрических катионов (<6), NiO обычно менее 8%, более высокие содержания NiO отмечались для гидрохлорита Бурыктальского массива на Урале (12,63%) [21], для Ni-клинохлора с дефицитом групп OH из Уудлин-Уэлла, Западная

Австралия (14,6%) [14, 15], для гидрохлорита Шелектинского никелевого месторождения в Казахстане (22,70%) [22]. В образце из месторождения Либердаде (Бразилия) методом электронного микросондирования установлено колебание содержания NiO в отдельных чешуйках от 1,60 до 16,39% [9]. Возможно, никелевым гидрохлоритом с очень высоким содержанием NiO (20,64%) является минерал из Тюленевского месторождения на Урале, описанный под названием «непуит-хлорит» [23, 24].

MgO в большинстве случаев в пределах 20—30%, FeO не более 3,5%, Fe₂O₃ до 13%. Более железистые никелевые гидрохлориты редки [16, 19, 20, 25—28]. Содержание Al₂O₃ обычно 11—20%, более высокоглиноземистый Ni-содержащий хлорит (Al₂O₃ 26,7%, NiO 3,6%) обнаружен в Новой Каледонии (в оригинале назван септеамезитом) [29]. Низкие содержания Al₂O₃ отмечались для сильно магнезиальных членов группы [8, 18]. В незначительных количествах могут присутствовать: Na₂O до 0,2, K₂O до 0,17, CaO до 1—2, MnO до 1, CoO не выше 0,2% (в железистом Ni-хлорите из Серовского железорудного месторождения Co до 1%) [20], Cr₂O₃ до 0,6% (изредка 1—3%) [16, 26, 27], TiO₂ до 1,2%, более высокое содержание TiO₂ (до 5%) установлено в Ni-хлорите из коры выветривания по хлоритовым сланцам Кольского полуострова [25].

Преобладающим октаэдрическим катионом в составе никелевых гидрохлоритов обычно является магний, вследствие чего они могут рассматриваться также как никельсодержащие разновидности гидратированных магнезиальных хлоритов, соответственно более редкие никелевые гидрохлориты с повышенным количеством железа — как никельсодержащие магнезиально-железистые гидратированные хлориты. Для магнезиальных составов характерно невысокое содержание тетраэдрического алюминия.

Анализы (в порядке увеличения содержания NiO):

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|---------|----------|--------|----------|---------|--------|-------|----------|---------|
| Na ₂ O | — | 0,01 | 0,19 | — | Сл. \ | 0,33 | 0,08 | 0,20 | — |
| K ₂ O | — | 0,02 | 0,17 | — | , / | | | | |
| MgO | 33,79 | 29,71 | 15,65 | 28,31 | 24,4 | 22,03 | 20,38 | 21,86 | 18,13 |
| CaO | 0,14 | 0,18 | 0,65 | 0,47 | 0,16 | 0,51 | 0,79 | 0,10 | 0,90 |
| FeO | 3,10 | 0,71 | 1,07 | 0,29 | 0,25 | 4,52 | 0,74 | 4,05 | 1,70 |
| MnO | — | Сл. | 0,30 | 0,04 | — | 0,26 | 0,58 | 0,05 | 1,00 |
| NiO | 1,11 | 2,93 | 4,57 | 4,67 | 5,50 | 5,78 | 7,20 | 7,41 | 7,60 |
| CoO | — | — | 0,15 | — | — | 0,16 | — | — | 0,03 |
| Al ₂ O ₃ | 13,23 | 12,68 | 14,97 | 11,80 | 14,55 | 9,73 | 17,10 | 13,98 | 12,47 |
| Cr ₂ O ₃ | — | — | 0,08 | 0,08 | — | 0,31 | — | — | 0,21 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,92 | 2,73 | 17,61 | 1,61 | 6,22 | 11,28 | 5,61 | 4,80 | 13,77 |
| SiO ₂ | 33,32 | 37,48 | 32,04 | 35,28 | 35,0 | 31,25 | 31,85 | 32,40 | 33,47 |
| TiO ₂ | — | 0,06 | 1,21 | — | — | 0,21 | 0,08 | 0,08 | 0,08 |
| H ₂ O ⁻ | 12,7 | 10,96 | 10,65 | 12,24 | 13,41 | 11,79 | 12,31 | 13,30 | 10,47 |
| H ₂ O ⁺ | — | 2,14 | 1,30 | 5,05 | — | 2,10 | 3,02 | 2,04 | 4,89 |
| Сумма | 100,31* | 99,63** | 100,61 | 99,84 | 99,493* | 100,26 | 99,74 | 100,27 | (104,72 |
| Уд. в. | 2,69 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| n _γ | 1,584 | 1,571 | — | 1,550 | — | — | — | 1,590 | 1,600 |
| n _m | — | — | 1,585 | — | — | — | 1,588 | 1,590 | — |
| n _p | 1,579 | — | — | 1,524 | — | — | — | 1,557 | 1,573 |
| 2V° | +41 | (+) Мал. | — | (-) Мал. | — | — | (-) | (-) Мал. | (-) |

* Анализировался материал, высушенный при 105°, H₂O⁻=1,6%. ** В том числе P₂O₅—0,02.
 ** a₀=5,322, b₀=9,223, c₀=14,356 Å, β=97°04'.

Пересчет анализов на 14 атомов O

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Si | 3,17 | 3,55 | 3,17 | 3,53 | 3,40 | 3,23 | 3,22 | 3,30 | 3,31 |
| Al ^{IV} | 0,83 | 0,45 | 0,83 | 0,47 | 0,60 | 0,77 | 0,78 | 0,70 | 0,69 |
| Al ^{VI} | 0,65 | 0,96 | 0,91 | 0,92 | 1,07 | 0,42 | 1,26 | 0,98 | 0,77 |
| Fe ³⁺ | 0,21 | 0,19 | 1,31 | 0,12 | 0,45 | 0,88 | 0,43 | 0,37 | 1,03 |
| Cr | — | — | 0,01 | 0,01 | — | 0,02 | — | — | 0,02 |
| Ti | — | — | 0,09 | — | — | 0,02 | — | 0,01 | 0,01 |
| Mg | 4,79 | 4,19 | 2,31 | 4,22 | 3,54 | 3,39 | 3,07 | 3,32 | 2,68 |
| Fe ²⁺ | 0,25 | 0,06 | 0,09 | 0,02 | 0,02 | 0,39 | 0,06 | 0,35 | 0,14 |
| Ni | 0,09 | 0,23 | 0,36 | 0,37 | 0,43 | 0,48 | 0,58 | 0,61 | 0,60 |
| Co | — | — | 0,01 | — | — | 0,01 | — | — | — |
| Mn | — | — | 0,02 | — | — | 0,02 | 0,05 | — | 0,08 |
| Ca | 0,01 | 0,02 | 0,07 | 0,05 | 0,02 | 0,06 | 0,09 | 0,01 | 0,10 |
| Na | — | — | 0,04 | — | — | — | — | — | — |
| K | — | — | 0,02 | — | — | 0,05 | 0,01 | 0,03 | — |

1—светлый, зеленовато-серый, из месторождения Калленберг (ГДР), анал. Вольф и Шнейдер, спектрально определены Ba, Co, Cr, Cu, Mn, Sn, Ti, V, Zn [17]; 2—светло-серый землистый, из района Шкляр, Нижняя Силезия (Польша), анал. не указан [30]; 3—буровато-зеленый, чешуйчатый, из Побужья (УССР), анал. не указан [28]; 4—яблочно-зеленый тонкопластинчатый, из Верблюжогорского хромитового месторождения (Урал), анал. не указан [1]; 5—зеленовато-желтый, из никелевого месторождения Рнбейро, шт. Сан-Пауло (Бразилия), анал. не указан [13]; 6—темно-зеленый чешуйчатый, из Среднего Побужья, анал. не указан [8]; 7—темно-зеленый с бронзовым отливом, мелкочешуйчатый, из Западнокемпирсайского месторождения (КазССР), анал. Гринценко [31]; 8—желтовато-серые, рыхлые чешуйчатые массы, анал. Ковязина, спектрально обнаружены (%): Zr—0,1—1; Cu—0,01; Co—0,1 и Cr—1; местонахождение не указано [32]; 9—темно-зеленый чешуйчатый, из Среднего Побужья (УССР), анал. Назарчук, в оригинале сумма 100,03 [33].

Диagn. исп. Кислотами разлагаются легче, чем другие хлориты. В кипящей конц. HCl в течение 6 ч из пробы минерала выщелачивается 90—95% Mg, 100% Fe, 50—73% Ni. Si в раствор не переходит, полученный продукт сохраняет способность сорбировать Ni [34]. Межплоскостные расстояния после насыщения глицерином не изменяются [17, 25, 35] или незначительно возрастают [36]. После насыщения K или NH₄ базальные рефлексы не смещаются или смещаются слабо [4, 33].

Повед. при нагр. При нагревании растрескиваются, иногда несколько вспучиваются, но значительно слабее, чем вермикулиты; листочки при этом не скручиваются [6, 32]. При 600° интенсивность рефлекса (001) усиливается, его *d* сокращается до 13,3 и даже до 12,3 Å [13, 25]. На кривой ДТА наряду с эффектами, типичными для хлоритов, фиксируются эндотермические эффекты в интервале 100—300° [4, 5, 17, 30, 32]. При прокаливании в токе воздуха Ni входит в состав новообразованных энстатита и оливина, в токе водорода при температуре >600° никель восстанавливается до металлического, при этом межслоевые сетки разрушаются [12].

Нахожд. Никелевые гидрохлориты широко распространены в никеленосных корах выветривания по серпентинизированному и хлоритизированному ультрабазитам. Образуются главным образом за счет магнезиальных хлоритов. Их изменение начинается вдоль плоскостей спайности, окраска становится пятнистой, показатели преломления снижаются, двупреломление возрастает, 2V уменьшается, химический состав исходных хлоритов изменяется в результате гидратации, окисления Fe²⁺ и выноса Mg, который замещается на Ni, выщелачиваемый из выветривающихся ультрабазитов. Структура разрушается и разупорядочивается. Развитие процесса изменения приводит к обогащению Ni и образованию смешанослойных хлорит—вермикулитовых образований, затем вермикулит и глинистых продуктов; иногда наблюдается непосредственный переход Ni-гидрохлоритов в монтмориллонит и нонтронит [5, 7, 22, 37]. Гипергенной хлоритизации с концентрацией никеля подвергаются также первичные минералы ультрабазитов, пироксены, амфиболы, биотит, флогопит [4, 22, 35]. Сильно железистые никелевые гидрохлориты возникают при образовании

бертьерина в древних никеленосных корах выветривания [16, 20, 26, 27, 38]. Возможно, частично никелевые гидрохлориты являются продуктами низкотемпературного гидротермального изменения ультрабазитов [1, 10, 24].

Никелевые гидрохлориты известны на Кольском полуострове в породах серии Имандра—Варзуга [25], на Украине в Волынском габбро-анортозитовом массиве [35], в Среднем Приднестровье [8], Побужье [28, 33, 39], Северном Криворожье [40], Верховцевском районе [41], Западном Приазовье [42], на Северном Урале (Кольский массив [16, 19, 43] и Верблюжогорское месторождение хромитов [1, 5]), на Южном Урале (Ега-Каринский и Буруктальский массивы) [6, 21], в Актюбинской области, КазССР (Шелектинское и Западнокемпирсайское никелевые месторождения [22, 31]), в Ипякском месторождении (АзССР) [44]. За рубежом: в Калленберге (ГДР) [17, 45], районах Шкляр и Ямолице-Дукованы (Польша) [3, 4, 30, 46], Ni-Fe-месторождении Ржаново, Македония [36], в штатах Калифорния и Северная Каролина (США) [45, 47], месторождениях Рибейро (Жакупиранга) и Либерад (Бразилия) [9, 13], в Новой Каледонии [29] и Уудлин-Уэлле (Западная Австралия) [14, 15].

В «шамозитизированных» корах выветривания никельсодержащие сильно железистые хлориты известны в железорудных месторождениях: Серовском на Северном Урале [16, 19, 20, 26] и Малкинском на Северном Кавказе [27, 38].

Искусств. Никелевый гидрохлорит синтезирован при сосаждении гидроокиси Ni и монтмориллонита; полученный продукт не содержал свободной гидроокиси Ni и оставался стабильным в течение 6 мес, $d_{001} = 14,6 \text{ \AA}$ [48]. При обработке природных хлоритов с содержанием NiO 1,16 и 11,63% растворами NiSO₄ (1,0; 0,1; 0,01; 0,001*N*) сорбция Ni убывает по мере снижения концентрации исходного раствора; Mg при этом выщелачивается в количестве, значительно превышающем содержания сорбированного Ni; рентгенограмма не меняется [34].

Межплоскостные расстояния однопакетного никелевого гидрохлорита из рудника Рибейро в Бразилии [13]

CuK_α-излучение. Дифрактометр

| <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (\AA) | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (\AA) | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (\AA) |
|------------|----------|---------------------------|------------|----------|---------------------------|------------|----------|---------------------------|
| 001 | 100 | 14,25 | 202 | 12 | 2,382 | 060 | 5 | 1,5371 |
| 002 | 60 | 7,13 | 204 | 1½ | 2,259 | 330 | 1½ | 1,527 |
| 003 | 65 | 4,75 | 205 | 1½ | 2,069 | 062 | 1 | 1,503 |
| 110 | 4 | 4,575 | 007 | 8 | 2,033 | 209 | 1½ | 1,4377 |
| 004 | 80 | 3,560 | 204; 135 | 3½ | 2,006 | 0.0.10 | 4 | 1,4250 |
| 005 | 32 | 2,848 | 205 | ½ | 1,888 | 139; 400 | 4 | 1,3246 |
| 200 | 6 | 2,639 | 027 | ½ | 1,967 | 1 | 1 | 1,3167 |
| 131 | 1½ | 2,602 | 151 | ½ | 1,7208 | 2 | 2 | 1,2907 |
| 202 | 3 | 2,581 | 206 | 5 | 1,6675 | 1 | 1 | 1,1876 |
| 201 | 1½ | 2,543 | 208 | 2 | 1,5691 | ½ | ½ | 1,1314 |

Межплоскостные расстояния двухпакетного никелевого гидрохлорита из Австралии [15]

FeK_α-излучение. *D* = 114,6 мм

| <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (\AA) | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (\AA) |
|------------|----------|---------------------------|---------------------|----------|---------------------------|
| 002 | 1 | 14,20 | 1.3.14; 2.0.12 | 15 | 1,669 |
| 004 | 100 | 7,111 | 1.3.14; 2.0.16 | 5 | 1,569 |
| 006 | 55 | 4,740 | 060; 332 | 50 | 1,543 |
| 021; 111 | 10 | 4,605 | 064; 33; 332 | 30 | 1,508 |
| 008 | 60 | 3,556 | 066; 333; 334 | 15 | 1,469 |
| 0.0.10 | 6 | 2,845 | 0.0.20; 068; 3.3.10 | 20 | 1,417 |
| 132; 200 | 40 | 2,652 | 336 | | |
| 132; 204 | 15 | 2,593 | 1.3.18; 2.0.16 | 2 | 1,398 |
| 134; 202 | 30 | 2,552 | 260; 404; | 20ш | 1,333 |
| 135; 204 | 50 | 2,390 | 1.3.18; 2.0.20 | | |

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d(A)</i> | <i>hkl</i> | <i>i</i> | <i>d(A)</i> |
|----------------|----------|-------------|------------------------|----------|-------------|
| 136; 208 | 20 | 2,264 | 264; 405; 0.6.12 | 25 | 1,295 |
| 13; 206 | 2 | 2,201 | 3.3.14; 3.3.10 | | |
| 0.0.14 | 10 | 2,027 | 26, 404 | 2 | 1,275 |
| 1.3.10; 208 | 30 | 2,009 | 0.6.14; 3.3.10; 3.3.10 | | |
| 1.3.10; 2.0.12 | 5 | 1,887 | 3.3.12; 268; 4.0.12 | 10ш | 1,226 |
| 1.3.10; 2.0.10 | 2 | 1,830 | 0.0.24 | | |
| 151; 241; 311 | 5 | 1,745 | 1.3.22; 2.0.12 | 10ш | 1,132 |
| 1.3.12; 2.0.14 | 2 | 1,718 | 2.6.12; 4.0.12 | | |

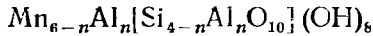
Л и т е р а т у р а

1. Соколов Г. А., Вахромеев С. А., Кашин С. А. // Тр. СОПС. Сер. урал. 1936. Вып. 5. С. 1—98.
2. Brindley G. W., Maksimovic Z. // Clay Miner. 1974. Vol. 10, N 4. P. 271.
3. Wiewiara A. // Bull. Bur. rech. geol. et minieres. Sect. 2. 1978. N 3. P. 247.
4. Dubinska E. // Arch. miner. 1982. Vol. 38, N 1. S. 27.
5. Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. // Минералы древней коры выветривания Урала М.: Изд-во АН СССР. 1951. С. 407.
6. Никитин К. К. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1962. Вып. 69. С. 151.
7. Никитин К. К., Глазковский А. А. // Никеленосные коры выветривания ультрабазитов и методы их изучения. М.: Недра, 1970. С. 71.
8. Додатко А. Д., Романенко Г. Н. // Литология и полез. ископаемые. 1969. № 1. С. 99.
9. Esson J., Carlos L. // Bull. Bur. rech. geol. et minieres. Sect. 2. 1978. N 3. P. 263.
10. Дьяконов Ю. С. // Рентгенография минерал. сырья. 1973. Сб. 9. С. 107.
11. Wiewiara A., Szpila K. // Clays and Clay Miner. 1975. Vol. 23, N 2. P. 91.
12. Эдельштейн И. И., Зузук Ф. В. // Геохимия. 1974. № 3. С. 392.
13. Brindley G. W., De Souza J. V. // Miner. Mag. 1975. Vol. 40, N 310. P. 141.
14. Riley J. F. // Ibid. P. 200.
15. Bailey S. W., Riley J. F. // Ibid. 1977. Vol. 41, N 320. P. 541.
16. Журавлева Н. А. // Тр. Свердл. горн. ин-та. 1975. Вып. 118. С. 32.
17. Schneider H. // Ber. Dt. Ges. Geol. Wiss. 1970. Bd. 15, H. 1. S. 55.
18. Бородина К. Г., Вохмянкина Н. Д. // Кора выветривания. М.: Наука, 1973. Вып. 12. С. 129.
19. Бородина К. Г. // Минералогия зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980. С. 101.
20. Григорьева В. М. // Кора выветривания. М.: Наука, 1965. Вып. 9. С. 24.
21. Эдельштейн И. И. // Петрология гипербазитов Тоболо-Иргизского района Южного Урала. М.: Наука, 1968. С. 90, 170.
22. Кац А. Л. // Тр. ИГН АН СССР. 1941. Вып. 41. С. 83.
23. Грицаенко Г. С., Бочарова А. П., Лямина А. Н. // Зап. ВМО. 1943. Т. 72, вып. 1. С. 7.
24. Сердюченко Д. П. // Тр. ИГН АН СССР. 1953. Вып. 140. С. 3.
25. Афанасьев А. П. // Минералогия доледниковой коры выветривания Кольского полуострова и приуроченных к ней месторождений вермикулита. М.; Л.: Наука, 1966. С. 16, 150.
26. Журавлева Н. А., Вторушин А. В., Русскии В. И. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1970. № 7. С. 48.
27. Калганов М. И. // Природные ресурсы Кабардинской АССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 1.
28. Додатко А. Д. // Докл. АН УССР. Геол., хим. и биол. науки. 1966. № 6. С. 819.
29. Montoya J. W., Baur G. S. // Amer. Miner. 1963. Vol. 48, N 11/12. P. 1227.
30. Ostrowicki B. // Pol. Akad. nauk. Pr. miner. 1965. № 1. S. 54.
31. Грицаенко Г. С. // Минерал. сырье. 1936. Т. 11, № 5. С. 41.
32. Иванова В. П., Половинкина Ю. Ир. // Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М.: Госгеолиздат, 1952. С. 100.
33. Лебедев Ю. С. // Минералогия и генезис коры выветривания гипербазитов Среднего Побужья. Киев: Наук. думка, 1965. С. 24, 54.
34. Эдельштейн И. И., Зузук Ф. В. // Зап. ВМО. 1975. Т. 104, вып. 4. С. 466.
35. Бучинская Н. И. // Геол. журн. АН УССР. 1970. Т. 30, вып. 5. С. 50.
36. Maksimovic Z., Panto Gy. // Bull. Acad. serbe sci. et arts. Cl. sci. natur. et math. 1982. Vol. 82, N 23. P. 77.
37. Гинзбург И. И., Никитина А. П. // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1956. Вып. 2. С. 193.
38. Саколова Е. И. // Физико-химические исследования осадочных железных и марганцевых руд и вмещающих их пород. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 124.
39. Семенов Н. П., Половоко Н. И., Жуков Г. В., Ладиева В. Д., Макухина А. А. // Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Киев: Изд-во АН УССР, 1956. С. 482.

40. Славутский М. Б., Шалыт Е. С. // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1961. Кн. 6. С. 216.
 41. Мудрая Т. В. // Геология и рудоносность юга Украины. 1975. Вып. 7. С. 45.
 42. Байраков В. В. // Докл. АН УССР. Геол., хим. и биол. науки. 1966. № 11. С. 1488.
 43. Кузнецкина Е. Н. // Кора выветривания. М.: Наука, 1965. Вып. 9. С. 56.
 44. Кашкай М. А. // Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1947. С. 54.
 45. Springer G. // Canad. Miner. 1974. Vol. 12, pt 6. P. 381.
 46. Kudelasek V., Polický J., Zamarsky V. // Sb. věd. pr. VŠB. Ostravě. 1968. Sv. 14, N 2. S. 45.
 47. Holz P. E. // Econ. Geol. 1964. Vol. 59, N 3. P. 355.
 48. Gurp G. C., Malik W. U. // Clays and Clay Miner. 1969. Vol. 17, N 4. P. 233.

Марганцевые хлориты

Пеннантит Pennantite



Назван по имени зоолога и минералога Томаса Пеннанта (1726—1798) [1].

Синон. Марганцовистый тюрингит — *manganoferris turingite* [2]; гровесит (гровесит, гроувсит) — *grovesite* [3]. Баннистер [3], впервые описавший гровесит, считал его Mn-аналогом крошхедтита с двухслойной ячейкой из каслинитоподобных слоев, Пинкор [4] полагал, что таким аналогом является келлиит, а гровесит обладает хлоритовой структурой и представляет собой пеннантит политипной модификацией Ia.

Разнов. Цинковый пеннантит, магниопеннантит, ферропеннантит.

Характ. выдел. Чешуйчатые и слабо раскристаллизованные агрегаты, слагающие прожилки и корочки.

Структ. и морф. крист. Структура хлоритовая. Политипные модификации: однопакетная Ib с $a_0 = 5,47$, $b_0 = 9,47$, $c_0 = 14,29 \text{ \AA}$, $\beta = 97,3^\circ$ [5]; двухпакетная Pb с $a_0 = 5,43$, $b_0 = 9,4$, $c_0 = 28,5 \text{ \AA}$ (удвоенный параметр c_0 был установлен только при монокристалльной съемке) [1]; однопакетная Ia («гровесит»), $a_0 = 5,45$, $b_0 = 9,50$, $c_0 = 14,40 \text{ \AA}$, $\beta = 97,3^\circ$ [4, 5] (все данные для пеннантита из рудника Беналлт в Великобритании).

Кристаллы пластинчатые, размер их до десятых долей мм.

Физ. св. Сп. по (001) совершенная. Тв. 2^и. Уд. в. 3,04—3,15. Цв. черно-бурый, оранжевый, оранжево-бурый, темно-коричневый.

Микр. В шлифах в прох. свете плеохроирует: по Ng — оранжевый, по Np — оранжево-розовый; пеннантит Ia («гровесит») из рудника Беналлт по Ng — темно-коричневый, по Np — красновато-коричневый. Ng = Nm > Np. Np ⊥ (001), погасание прямое, псевдоодноосный (—). $n_g = n_m = 1,661—1,673$, $n_p = 1,646—1,664$, $n_g - n_p = 0,009—0,029$. 2V = 0.

Хим. Mn является основным октаэдрическим катионом, обычно характерно отсутствие двухвалентного железа.

Анализы:

| | MgO | CaO | ZnO | MnO | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | SiO ₂ | H ₂ O+ | Сумма |
|----|---------|------|------|-------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|-------------------|-------|
| 1. | 1,48 | 1,33 | — | 38,93 | 18,60 | 4,43 | 22,64 | 9,40 | 96,81 |
| 2. | Не счт. | — | 0,97 | 39,82 | 19,07 | 6,67 | 21,29 | 12,11 | 99,93 |
| 3. | 0,8 | 0,3 | — | 43,4 | 18,8 | 4,1 | 22,0 | 9,0 | 98,4 |

1 — оранжево-бурый, из пражилков в марганцевой руде месторождения Беналлт, Карнарвоншир (Великобритания), анал. Неф (BaO, вес. счт., а счет примеси Санальсита) [1] $(\text{Mn}_{3,5}\text{Mg}_{0,25}\text{Ba}_{0,08}\text{Al}_{1,13}\text{Fe}_{0,60}^{3+} \times [\text{Si}_{2,61}\text{Al}_{1,39}\text{O}_{10} (\text{OH})_6]$; 2 — черно-бурый, из пражилков в руде месторождения Ушкатын, Атасуйский район (Центральный Казахстан), анал. Зайцева (FeO, P₂O₅, Na₂O, K₂O не обнаружены, спектрально установлены Mg, Ba, Pb, Ge [6—8]), $(\text{Mn}_{3,49}\text{Zn}_{0,08}\text{Al}_{1,18}\text{Fe}_{0,60}^{3+}) [\text{Si}_{2,52}\text{Al}_{1,48}\text{O}_{10}] (\text{OH})_6$; 3 — темно-коричневый пеннантит Ia («гровесит», из рудника Беналлт, Карнарвоншир (Великобритания), анализ из микроаналитического отобрания материала) [3] $(\text{Mn}_{4,29}\text{Mg}_{0,14}\text{Ba}_{0,01}\text{Al}_{1,18}\text{Fe}_{0,36}^{3+}) [\text{Si}_{2,57}\text{Al}_{1,43}\text{O}_{10}] (\text{OH})_6$.

Повед. при нагр. На кривой ДТА пеннантита из Ушкатына фиксируются два четких эндотермических эффекта (480—550 и 615—680°) и небольшой сглаженный экзотермический эффект при 680—770° [7].

Находж. Встречается в марганцевых рудах, где его образование связано с поздними этапами гидротермальной деятельности. В месторождении Беналлт, Карнарвоншир (Великобритания), пеннантит *Ib* плохо окристаллизован, наблюдается в виде оранжевых скоплений и чешуек в цементе руды (содержит включения граната) и в тонких секущих прожилках с анальцитом и парагонитом по банальситу, а также с небольшим количеством ганофиллита, кальцита, тефроита, пирофанита [1]; пеннантит *Ia* («гровесит») образует тонкие корочки на марганцевой руде, состоящие из розеток диаметром до 0,5 мм, реже в виде жилков [3].

В руднике Болд-Ноб, шт. Северная Каролина (США), пеннантит *Ia* встречается в виде кристалликов, заключенных в кутнагорите, в ассоциации с келлиитом [4, 5]. Во Французских Альпах (департамент Савойя) в аналогичной ассоциации (с кутнагоритом, аллеганитом, сонолитом, галакситом, якобитом и келлиитом) встречается марганцевый хлорит, названный Мп-тюрингитом, который отличается от изученных пеннантитов более высоким содержанием Al_2O_3 (27%) и MgO (7—14%), но более низким MnO (24—32%) [9]. В месторождении Ушкатын Атасуйского района (Центральный Казахстан) в прожилках мощностью до 3 см, секущих гематитовые и ферроцинкякобит-магнетитовые руды, встречается в ассоциации с фриделитом, цинковым якобитом, кальцитом или только с кальцитом; иногда образует послойные выделения в отложениях алюмосиликатно-карбонатно-марганцевистой рудной фации [6—8].

Близок к пеннантиту коричнево-желтый марганцевый хлорит из Сапальского марганцевого месторождения на Среднем Урале. Отличается положительным углом $2V=8-12^\circ$. Образуется по карбонатам марганца, находится в ассоциации с окислами марганца [10]. Возможно, к пеннантиту относится оранжево-бурый спутанно-волокнистый хлорит из магнетит-манганогранат-хлорит-серпичитовых сланцев Чивчинских гор (Украинские Карпаты) [11].

Разнов. Цинковый пеннантит — *zincian pennantite* [5] — $(Mn_{2,6}Zn_{1,3}Al_{1,3}Mg_{0,6}Fe_{0,2}^{3+})Si_{,7}Al_{1,3}O_{10}(OH)_8$. Темно-красные корочки пластинчатых кристалликов, размером до 0,05 мм. Анализ (%): MgO — 3,4; ZnO — 15,9; MnO — 27,4; Al_2O_3 — 19,1; Fe_2O_3 — 2,6; SiO_2 — 23,9; сумма — 92,3. Порошковая рентгенограмма, как у пеннантита *Ia* из рудника Беналлт. Обнаружен в музейном образце из месторождения Франклин, шт. Нью-Джерси (США). Нарастает краями пластинок на призматические грани виллемита так, что [001] кристалликов хлорита субпараллельны [0001] виллемита. Сверху корочки цинкового пеннантита покрыты пренитом, позже которого отлагались датолит и рёблингит. В ассоциации с цинковым пеннантитом наблюдаются также клиногумит и ханкоцит [5].

Магнезиопеннантит — *magnesiopennantite* [6, 7] — $(Mg, Mn)_{6-n}Al_n[Si_{4-n}Al_nO_{10}](OH)_8$. Состав промежуточный между пеннантитом и клинохлором. Красноцвето-коричневый или красно-бурый, с перламутровым блеском на плоскости спайности, легко расщепляется на листочки по (001). Тв. 2—2½. Уд. в. 2,89. В шлифах светло-оранжево-розовый по *Ng*, розовый по *Nm* и оранжево-желтый по *Np*. Угасание прямое, $Ng \perp (001)$. Удлинение (—). Оптически (+). $n_g = 1,622$, $n_m = n_p = 1,615$, $n_g - n_p = 0,007$, $2V = 0$. Анализ (%): MgO — 23,55; MnO — 19,12; Al_2O_3 — 16,03; Fe_2O_3 — 2,23; SiO_2 — 26,25; H_2O — 12,80; сумма — 99,98, анал. Зайцева; FeO, CaO, ZnO и PbO не обнаружены. На кривой ДТА эндотермические эффекты при 115, 630 и 800°, последний непосредственно переходит в экзотермический с максимумом 835°. Встречен в месторождении Джумарт и рудопроявлениях Камыс и Арап в Атасуйском районе (Центральный Казахстан); образует включения лучистой или сноповидной формы в мраморизованных карбонатных прослоях среди браунитовой руды, реже мономинеральные прослои мощностью до 1 см, также зернистые скопления в ассоциации с тефроитом, спессартином, родонитом и кальцитом или с ферроцинковым якобитом, тефроитом, саркинитом и Мп-кальцитом; в секущих прожилках — в ассоциации с фриделитом и кальцитом в браунитовой руде и с кальцитом и магнезитом в якобитовой руде [7, 8]. Обнаружен также в родохрозит-пирролизитовых рудах месторождения Линн-Вэлл в Арденнах (Бельгия) [12].

Ферропеннантит — ferropennantite — $(\text{Fe}, \text{Mn})_{6-n}\text{Fe}_n^{2+}[\text{Si}_{4-n}\text{Al}_n\text{O}_{10}(\text{OH})_8]$ [7]. Состав промежуточный между пеннантитом и тюрингитом. Темно-зеленый, пластинчатый, с совершенной спайностью по (001). Черта зеленовато-серая. Бл. перламутровый на плоскостях спайности. Тв. $2-2\frac{1}{2}$. Уд. в. 3,07. Плеохроизм по *Ng* — оливково-зеленый, по *Nm* — зеленый, по *Np* — светло-желтый. Удлинение (+). $Np \perp (001)$. Двуосный (—). $n_g = n_m = 1,661$, $n_p = 1,649$, $n_g - n_p = 0,012$, $2V$ — мал. Анализ (%): FeO — 23,93; MgO — 21,14; ZrO — 0,16; Al₂O₃ — 10,73; Fe₂O₃ — 12,02; SiO₂ — 20,60; H₂O⁺ — 11,48; сумма — 100,06, анал. Зайцева. Спектрально обнаружены Mg, Pb, Ti (соды доли процента), Ge, Ag (тысячные доли процента). На кривой ДТА широкие эндотермические эффекты с максимумами при 115 и 735°. Встречен в железомарганцевых месторождениях Ушкатын и Джумарт в Атаусуйском районе (Центральный Казахстан), образует прожилки и зернистые скопления в ассоциации с пирросмалитом и кальцитом в магнетитовой руде [7, 8].

Межплоскостные расстояния пеннантита

1—пеннантит *Pb* из рудника Беналт [5]. Си-излучение, Ni-фильтр, $D=114,6$ мм; 2—пеннантит *Ib* («гровеснт») из рудника Беналт [4]. Fe-излучение, Мп-фильтр, $D=114,6$ мм; 3—пеннантит из месторождения Ушкатын [7]. Fe-излучение, Мп-фильтр, $D=53,3$ мм.

| <i>hkl</i> | 1 | | 2 | | 3 | |
|-----------------|----------|--------------|----------|----------------|----------|-----------------|
| | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) * | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) ** |
| 001 | 30 | 14,15 | 40 | 14,3 | — | — |
| 002 | 100 | 7,12 | 100 | 7,1 | 10 | 7,10 |
| 003 | 30 | 4,73 | 30 | 4,75 | 3 | 4,74 |
| 004 | 90 | 3,56 | 80 | 3,57 | 9 | 3,54 |
| 005 | 10 | 2,84 | 20 | 2,85 | 3 | 2,85 |
| 200 | 15 | 2,708 | 40 | 2,70 | 2 | 2,712 |
| 20 $\bar{2}$ | 70 | 2,646 | — | — | — | — |
| 201 | 50 | 2,600 | 10 | 2,60 | — | — |
| 203 | 40 | 2,494 | — | — | — | — |
| 202 | 50 | 2,431 | 80 | 2,43 | 8 | 2,436 |
| 20 $\bar{4}$ | 50 | 2,302 | 20 | 2,30 | 2 | 2,310 |
| 203 | 5 | 2,235 | — | — | — | — |
| 205 | — | — | 5 | 2,10 | 1 | 2,109 |
| 204 | 60 | 2,034 | 40 | 2,03 | 6 | 2,033 |
| 20 $\bar{5}$ | 20 | 1,914 | 15 | 1,908 | 2 | 1,914 |
| 206 | 5 | 1,686 | 30 | 1,683 | 7 | 1,685 |
| 208 | — | — | 20 | 1,585 | — | — |
| 060 | 100 | 1,578 | 30 | 1,574 | 8 | 1,581 |
| 062 | 40 | 1,541 | 20 | 1,537 | 2 | 1,542 |
| 063 | 5 | 1,494 | — | — | — | — |
| 064 | 10 | 1,441 | 5 | 1,440 | 1 | 1,448 |
| 0.0.10 | 5 | 1,415 | 5 | 1,428 | 1 | 1,426 |
| 208 | 15 | 1,403 | — | — | — | — |
| 40 $\bar{2}$ | — | — | 5 | 1,361 | — | — |
| 400 | 10 | 1,357 | — | — | — | — |
| 2.0. $\bar{10}$ | — | — | 10 | 1,335 | 5 | 1,333 |
| 40 $\bar{4}$ | 5 | 1,325 | 5 | 1,322 | — | — |
| 402 | — | — | 5 | 1,300 | 1 | 1,295 |
| 40 $\bar{5}$ | — | — | 5 | 1,246 | 1 | 1,239 |
| 408 | — | — | 10 | 1,150 | 2 | 1,157 |
| 406 | — | — | 10 | 1,117 | 2 | 1,118 |
| 0.6.10 | — | — | 15 | 1,059 | 3 | 1,055 |

* Кроме того, рефлекс 12.6 (5), вероятно, за счет примеси стильпномелана. ** Кроме того, рефлексy 7.89 (4); 5.10 (7); 3.93 (1); 3.75 (1); 1.765 (1); 1.189 (1); 1.042 (1).

Межплоскостные расстояния магнезиального пеннантита из месторождения Джумарт [8]

| Fe-излучение, Мп-фильтр, $D=57,3$ мм | | | | | |
|--------------------------------------|---------------|-----|---------------|-----|---------------|
| l | $d(\text{Å})$ | l | $d(\text{Å})$ | l | $d(\text{Å})$ |
| 3 | 7,889 | 6 | 2,843 | 7 | 2,020 |
| 9 | 7,089 | 2 | 2,617 | 3 | 1,902 |
| 1 | 5,148 | 3 | 2,555 | 4 | 1,832 |
| 8 | 4,717 | 4 | 2,461 | 1 | 1,731 |
| 3 | 3,907 | 2 | 2,392 | 2 | 1,675 |
| 1 | 3,728 | 3 | 2,276 | 6 | 1,573 |
| 10 | 3,544 | 1 | 2,218 | 5 | 1,547 |
| 2 | 3,033 | 2 | 2,091 | 2 | 1,519 |
| | | | | 1 | 1,480 |
| | | | | 3 | 1,423 |
| | | | | 7 | 1,400 |
| | | | | 1 | 1,331 |
| | | | | 1 | 1,296 |
| | | | | 1 | 1,2510 |
| | | | | 2 | 1,2240 |
| | | | | 2 | 1,9976 |
| | | | | 2 | 1,1820 |
| | | | | 1 | 1,1520 |
| | | | | 2 | 1,1020 |
| | | | | 3 | 1,0446 |
| | | | | 1 | 1,0342 |
| | | | | 1 | 1,01054 |

Межплоскостные расстояния ферропеннантита из месторождения Джумарт [8]

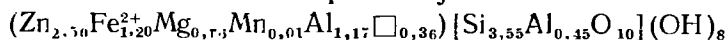
| Fe-излучение, Мп-фильтр, $D=53,3$ мм | | | | | |
|--------------------------------------|---------------|-----|---------------|-----|---------------|
| l | $d(\text{Å})$ | l | $d(\text{Å})$ | l | $d(\text{Å})$ |
| 4 | 7,823 | 9 | 3,533 | 1 | 2,411 |
| 10 | 7,026 | 2 | 3,003 | 1 | 2,293 |
| 3 | 5,147 | 3 | 2,850 | 4 | 2,023 |
| 9 | 3,920 | 1 | 2,712 | 1 | 1,952 |
| 2 | 3,704 | 1 | 2,634 | 1 | 1,762 |
| | | | | 8 | 1,573 |
| | | | | 4 | 1,534 |
| | | | | 2 | 1,434 |
| | | | | 2 | 1,425 |
| | | | | 1 | 1,399 |
| | | | | 1 | 1,336 |
| | | | | 1 | 1,307 |
| | | | | 1 | 1,184 |
| | | | | 2 | 1,154 |
| | | | | 1 | 1,051 |

Л и т е р а т у р а

1. Smith W. C., Bannister F. A., Hey M. H. // *Miner. Mag.* 1946. Vol. 27, N 194. P. 217.
2. Иванова В. П. // Тр. ИГН АН СССР. 1949. Вып. 120. № 35. С. 56.
3. Bannister F. A., Hey M. H., Smith W. C. // *Miner. Mag.* 1955. Vol. 30, N 229. P. 645.
4. Peacor D. R., Essene E. J., Simmons W. B., Bigelow W. C. // *Amer. Miner.* 1974. Vol. 59, N 11/12. P. 1153.
5. Bayliss P. // *Canad. Miner.* 1983. Vol. 21, pt 3. P. 545.
6. Каюпова М. М. // ДАН СССР. 1965. Т. 163, № 1. С. 189.
7. Каюпова М. М. // Зап. ВМО. 1967. Т. 96, вып. 2. С. 155.
8. Каюпова М. М. // Минералогия железных и марганцевых руд Западного Атасу (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1974. С. 197.
9. Chopin Ch. // *Bull. Miner.* 1978. Vol. 101, N 5/6. P. 514.
10. Калинин В. В. Марганцевые месторождения складчатых областей СССР. М. Наука, 1978. С. 91.
11. Матковский О. И. // Минералогия и петрография Чивчинских гор. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1971. С. 164.
12. Schreyer W., Franolet A.-M., Abraham K. // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1986. Vol. 94, N 3. P. 333.

Цинковые хлориты

Бейлихлор Bailychlore



Назван в 1988 г. по имени известного исследователя структуры и полиптизма слоистых силикатов профессора В. Бейли [1].

Трикл. с. $C\bar{1}$ или $C1$. $a_0 = 5,346$, $b_0 = 9,257$, $c_0 = 14,401$ Å, $\beta = 97^\circ 07'$. Структура полубеспорядочная, политип Ib , заряд слоев 2 : 1 около 1 благодаря наличию вакансий в октаэдрических позициях. Кристаллиты волокнистые, 3—10 мкм в диаметре. Уд. в. 3,18 (вычисл. 3,195). Цв. темно-зеленый до желто-зеленого. В шлифах слабо плеохроирует, $n_g = 1,614$, $n_p = 1,582$. Содержание ZnO по данным микрозондового анализа 28—30,5%. Для образца с наиболее высоким содержанием ZnO (‰): $\text{MgO} - 4,6$; $\text{CaO} - 1,0$; $\text{FeO} - 12,9$; $\text{MnO} - 0,15$; $\text{ZnO} - 30,5$; $\text{SiO}_2 - 32,0$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 12,4$, что соответствует формуле $(\text{Zn}_{2,46}\text{Fe}_{1,13}^{2+}\text{Mg}_{0,75}\text{Mn}_{0,01}\text{Ca}_{0,12}\text{Al}_{1,13}\square_{0,3})[\text{Si}_{3,52}\text{Al}_{0,48}\text{O}_{10}](\text{OH})_8$. Присутствие Са, вероятно, обусловлено примесью кальцита. Для гипотетического конечного члена предложена формула $\text{Zn}_5\text{Al}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_8$ [1].

На кривой ДТА сильный эндотермический эффект при 550°, слабый — при 680—750°, экзотермический — при 850°. Встречен близ Чиллага в Квинсленде (Австралия) в карстовых брекчиях, содержащих обломки измененных андезитов и гранат-везувиановых скарнов с борнитом, сфалеритом и различными теллуридами. Слагает оторочки в прожилках колломорфного кальцита и замещает обломки андезитов и скарнов, находится в сростании с кальцитом и самородной медью. Образовался при воздействии на оруденелые породы метеорных вод [1, 2]. Наряду с бейлихлором в Квинсленде встречены хлориты, промежуточные по содержанию ZnO между ним и магнезиальными, железистыми и марганцевыми хлоритами [1, 2]; кроме того, они установлены в Квайсинском барит-галенит-сфалеритовом месторождении в Грузии [3].

Л и т е р а т у р а

1. Rule A. C., Radke F. // Amer. Miner. 1988. Vol. 73, N 1/2. P. 135.
2. Radke F., Schulz P. K., Brown R. N. // Bull. Austral. Miner. Develop. Lab. 1978. N 23. p. 25.
3. Самсонова Н. С., Жабин А. Г., Сергеева Т. А., Богомолова В. Д. // ДАН СССР. 1982. Т. 266, № 6. С. 1458; Минерал. журн. 1985. Т. 7, № 1. С. 53.

Франклинфарнейсит — franklinfurnaceite, $\text{Ca}_4\text{Fe}^{3+}\text{Mn}^{3+}\text{Mn}_2^{3+}[\text{Si}_2\text{Zn}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_8$. Назван по месту нахождения [1]. Является цинкосиликатом со структурой, промежуточной между структурами хлоритов и хрупких слюд [2]. В слоях 2 : 1 тетраэдрические сетки составлены шестичленными кольцами из чередующихся тетраэдров SiO_4 и ZnO_4 , угол разворота которых достигает 23,5°. Октаэдрические сетки слоев 2 : 1 триоктаэдрические, с упорядоченным чередованием октаэдров, заселенных Mn^{3+} и (Mn^{2+} , Mg, Zn). В межслоевых сетках пустующие октаэдры упорядоченно чередуются с октаэдрами (Fe^{3+} , Al) O_6 и (Mn^{2+} , Mg, Zn) O_6 ; в отличие от межслоевых сеток хлоритов они заряжены отрицательно. Са занимает октаэдрические пустоты между слоями 2 : 1 и межслоевыми сетками напротив центров гексагональных колец из Si- и Zn-тетраэдров. Водородные связи между сетками отсутствуют. Взаимное расположение сеток соответствует полниту IIa—1, который в хлоритах не реализуется. Является пока единственным тридиоктаэдрическим минералом. Монокл. с. С2. $a_0 = 5,483$, $b_0 = 9,39$, $c_0 = 14,51$ Å, $\beta = 97^{\circ}02'$ [1, 2]. Кристаллы тонкопластинчатые по (001) до 0,3 мм в диаметре. Сп. совершенная по (001). Тв. 3. Очень хрупкий. Уд. в. 3,66 (вычисл. 3,737). Цв. темно-коричневый. Черта коричневая. Бл. стеклянный. В прох. св. плеохроирует от коричневого до темно-коричневого. $Np \gg Ng > Nm$. Двусный (—). $Ng = b$. Nm и Np — в плоскости (010), Nm в остром углу между осями a и c , $cNm = 29^{\circ}$. $n_g = 1,802$, $n_n = 1,798$, $n_p = 1,792$ (Na), $2V = 79$. Дисперсия опт. осей $r < v$, умеренная. По данным микроноздового анализа трех образцов [1] (%): SiO_2 — 14,5—15; Al_2O_3 — 0,4—1,3; Fe_2O_3 — 8,6—9,4; MgO — 0,6—4,3; CaO — 12,6—14,3; ZnO — 22,7—24,1; MnO — 17,0—19,0; Mn_2O_3 — 9,5—10,6. Соотношение MnO и Mn_2O_3 определено по данным структурного анализа. H_2O в количестве 8,4% выделяется в интервале 300—630°. F — сл. Содержание элементарной ячейки одного из образцов выражается формулой: $\text{Ca}_4(\text{Fe}_{1,33}^{3+}\text{Al}_{0,47})(\text{Mn}_{1,07}^{2+}\text{Mg}_{0,57}\text{Zn}_{0,36})\text{Mn}_2^{3+}(\text{Mn}_{1,94}^{2+}\text{Mg}_{0,6}) (\text{Mn}_{1,0}^{2+}\text{Mg}_{0,5}\text{Zn}_{0,36})[\text{Si}_4\text{Zn}_4\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$. В 1 : 1 HCl растворяется медленно. Обнаружен в месторождении Франклин, шт. Нью-Джерси (США), редкий, образует ноздреватые сростки с виллемитом, клиноэдритом, ходжкинсонитом, гетеролитом, франклинитом, родохрозитом и баритом. Выполняет промежутки между другими минералами и нарастает в виде кристаллов на стенках пустот, иногда образует тонкокристаллические агрегаты до 1 см в диаметре.

Л и т е р а т у р а

1. Dunn P. J., Peacor D. R., Ramik R. A., Su S. C., Rouse R. C. // Amer. Miner. 1987. Vol. 72, N 7/8. P. 812.
2. Peacor D. R., Rouse R. C., Bailey S. W. // Ibid. 1988. Vol. 73, N 7/8. P. 876.

Г о н ь е р и т — gonyerite — $(\text{Mn, Mg, Fe}^{3+})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$. Назван по имени химика-аналитика Ф. А. Гоньера [1]. Округлые радиальные агрегаты лейцит и пластинок, сходные с железными розами; поперечник агрегатов — до нескольких миллиметров. Псевдогексагональный, вероятно, ромбический. $a_0 = 5,47$, $b_0 = 9,46$, $c_0 = 28,8$ Å. Фрондел отнес гоньерит к хлоритам. По Бейлиссу, изучившему образцы Фрондела рентгеновским методом, структура гоньерита отлична от структуры хлоритов [2]. Сп. совершенная по (001), листочки гибкие, но не эластичные. Тв. $2\frac{1}{2}$. Уд. в. $3,01 \pm 0,04$ (вычисл. 3,03). Цв. коричневый с красноватыми внутренними рефлексами. Порошок шоколадно-коричневый. Оптически (—). $n_g = n_m = 1,664$ (светло-коричневый), $n_p = 1,646$ (темно-коричневый), $2V = 0^\circ$. Анализ (%): MgO — 11,55; CaO — 0,07; MnO — 33,83; PbO — 0,56; TiO₂ — не обн.; As — не обн.; ZnO — 0,42; Fe₂O₃ — 9,42; Al₂O₃ — 0,58; SiO₂ — 33,06; H₂O⁺ — 10,31; H₂O⁻ — 0,02; сумма — 99,82, анал. Гоньер. Формула: $(\text{Mn}_{3,25}\text{Mg}_{1,95}\text{Fe}_{0,64}^{3+}\text{Zn}_{0,04}\text{Pb}_{0,02}\text{Ca}_{0,01})[\text{Si}_{3,75}\text{Al}_{0,08}\text{Fe}_{0,17}^{3+}\text{O}_{10}](\text{OH})_{7,80}\text{O}_{0,20}$. Быстро растворяется в холодной конц. HCl, медленно с выделением хлопьев SiO₂ — в холодной 3N HCl. Нерастворим в конц. H₂SO₄. На кривой ДТА эндотермический эффект при 600°. После прогрева при 800° в течение 30 мин на рентгеновской порошкограмме относительная интенсивность рефлекса с $d = 14,4$ Å увеличивается по отношению к рефлексу с $d = 7,2$ Å, другие рефлексы становятся размытыми, дупреломление возрастает. Обнаружен в месторождении Лонгбан (Швеция) с баритом, берцелинитом, бемени-том и гранатом в тонких гидротермальных прожилках, секущих скарны. По внешнему виду напоминает арсеносиликат марганца диксенит [1].

Межплоскостные расстояния гоньерита из Лонгбана (Швеция) [1]

Fe-излучение, Мп-фильтр

| hkl | l | d(Å) | hkl | l | d(Å) | hkl | l | d(Å) |
|-----|-----------------|------|-------------|---------------|-------|-------------|-----------------|-------|
| 002 | 3 | 14,6 | 009 | $\frac{1}{2}$ | 3,22 | 204 | $\frac{1}{2}$ | 2,550 |
| 012 | $\frac{1}{2}$ ш | 8,0 | 030 | $\frac{1}{2}$ | 3,13 | — | 1 | 2,441 |
| 004 | 10 | 7,23 | 033 | $\frac{1}{2}$ | 3,03 | 0.0.14; 231 | $\frac{1}{2}$ | 2,056 |
| 005 | $\frac{1}{2}$ ш | 5,79 | 0.0.10 | 2 | 2,888 | 0.0.17 | $\frac{1}{2}$ ш | 1,696 |
| 101 | 1 ш | 5,33 | — | 2 | 2,801 | — | 3 | 1,634 |
| 006 | 5 | 4,79 | 202 | 3 | 2,697 | — | 5 | 1,574 |
| 008 | 8 | 3,61 | 211; 0.0.11 | 1 | 2,610 | 0.0.20 | 1 ш | 1,437 |
| 123 | 1 | 3,33 | | | | | | |

Л и т е р а т у р а

1. Frondel C. // Amer. Miner. 1955. Vol. 40, N 11/12. P. 1090.
2. Bayliss P. // Canad. Miner. 1975. Vol. 13, pt 2. P. 178.

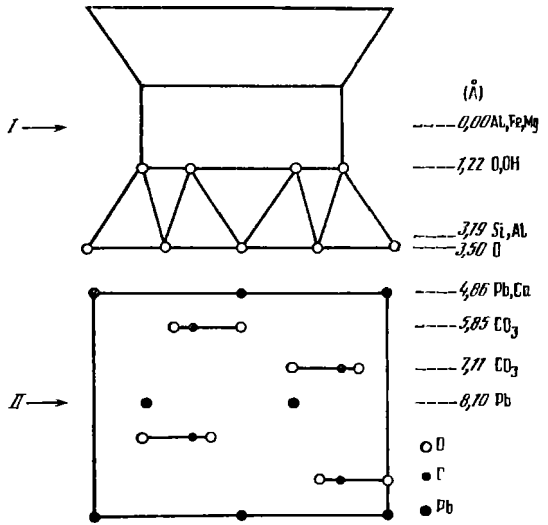
С у р и т — surite — $(\text{Pb}_{1,90}\text{Cu}_{0,01}\text{Ca}_{0,25})(\text{CO}_3)_2(\text{Al}_{1,75}\text{Fe}_{0,05}^{3+}\text{Mg}_{0,30})(\text{Si}_{3,68}\text{Al}_{0,32})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$.

Назван по месту находки в Крус-дель-Суре (Аргентина) [1].

Образует компактные агрегаты чешуйчатых кристаллов. Монокл. с. $C_2^2 - P2_1$. $a_0 = 5,22$, $b_0 = 8,97$, $c_0 = 16,3$ Å, $\beta = 96,1^\circ$, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,582 : 1 : 1,817$, $Z = 2$ [1].

Кристаллическая структура (фиг. 36) состоит из диоктаэдрических 2 : 1 силикатных слоев, переслаивающихся с церусситоподобными Pb-карбонатными слоями. Позиции Pb в церусситоподобных слоях, которые по своему положению аналогичны бруситоподобным слоям хлоритов, частично вакантны. При обработке сурита этиленгликолем заметных изменений интенсивностей и положения пиков на дифрактограммах не отмечается. Кристаллы таблитчатые, лейцитобразные, различимы только под электронным микроскопом. Сп. совершенная по (001). Тв. 2—3. Уд. в. 4,0. Цв. белый, светло-зеленый. Бл. перламутровый, жирный. Черта белая. ИК-спектр характеризуется полосами поглощения при 1430, 840 и 690 см⁻¹, отвечающими карбонатным группам, и широкой

полосой поглощения при 1000 см^{-1} , отвечающей силикатному радикалу. В шлифах в прох. свете бесцветен, анизотропен. Погасание по удлинению. Удлинение (+). $n_g = 1,738$, $n_p = 1,693$, $n_g - n_p = 0,045 - 0,047$. Анализ ($\%$): $\text{Na}_2\text{O} - 0,77$; $\text{K}_2\text{O} - \text{сл.}$; $\text{MgO} - 1,29$; $\text{CaO} - 4,75$; $\text{PbO} - 45,32$; $\text{CuO} - 0,07$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 11,27$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,41$; $\text{SiO}_2 - 23,58$; $\text{H}_2\text{O}^+ - 3,33$; $\text{H}_2\text{O}^- - 0,39$; $\text{CO}_2 - 9,45$; сумма — 100,63. (анал. не указан). После обработки суриита 0,75% HCl высушенный остаток содержал ($\%$): $\text{Na}_2\text{O} - 0,09$; $\text{MgO} - 3,68$; $\text{CaO} - 0,95$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 27,46$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1,61$ (от загрязнения в ходе опыта); $\text{SiO}_2 - 55,38$; $\text{H}_2\text{O}^+ - 10,11$; сумма — 99,28. Порошок минерала вскипает в 0,75% HCl при комнатной температуре. При обработке минерала HCl при этой же температуре в течение 7 дней образуется гелеобразный остаток, составляющий 40% по весу от исходного вещества и дающий реакцию на свинец. Нагревание до 550° не вызывает изменения рентгеновской дифрактограммы, выше 550° все ее пики уменьшаются и при 650° исчезают. Выше 450° становится светло-желтым или зеленовато-желтым до зеленого, при 650° и выше проба затвердевает. На кривых ДТА и ТГА, полученных при нагреве в воздушной среде, фиксируются эндотермические эффекты при 600° (резкий) и $700 - 800^\circ$, а также экзотермические — при 700 и $\sim 800^\circ$. На кривых ДТА и ТГА, полученных при нагревании в атмосфере азота, экзотермические эффекты не наблюдаются. Потере CO_2 соответствует эндотермический прогиб при 600° . Обнаружен в зоне окисления полиметаллического месторождения Крус-дель-Сур в провинции Рио-Негро (Аргентина). Минерал слагает жилы мощностью 1—5 м и прожилки в контактовой зоне между андезитами и риолитами; те и другие подвергались серицитизации, хлоритизации и карбонатизации. Характерна ассоциация суриита с другими гипергенными минералами.



Фиг. 36. Схема структуры суриита (по Хаяси и др.)
 I — тетраэдрическая и октаэдрическая сетки; II — церусситоподобный слой

[Межплоскостные расстояния суриита из Крус-дель-Сура (Аргентина) [1]
 CuK_α -излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр

| hkl | l | d(Å) | hkl | l | d(Å) | hkl | l | d(Å) |
|----------|-------|-------|----------|-------|-------|-----------|-------|-------|
| 001 | 68 | 16,2 | 104 | 7,5 | 3,035 | 117 | 3 ш | 1,984 |
| 003 | 71 | 5,4 | 006 | 35 | 2,700 | 143 | 3 ш | 1,951 |
| 110; 020 | 20 | 4,48 | 200; 130 | 18 | 2,593 | 009 | 5 | 1,800 |
| 021 | 12 | 4,35 | 007 | 50 | 2,313 | 310; 240; | 4 ш | 1,697 |
| 004 | 100 | 4,05 | 203; 220 | 14 ш | 2,247 | 150 | | |
| 014 | 5,5 ш | 3,705 | 204 | 4,5 ш | 2,079 | 0.0.10 | 4 ш | 1,618 |
| 103 | 8 ш | 3,573 | 027; 141 | 4,5 ш | 2,056 | 154; 228 | 3 ш | 1,581 |
| 023 | 11 ш | 3,463 | 008 | 7 | 2,024 | 330; 060 | 3,5 ш | 1,497 |
| 005 | 60 | 3,240 | | | | 0.0.11 | 4 ш | 1,470 |

Л и т е р а т у р а

1. Hayase K., Dristas J. A., Tsutsumi S., Otsuka R., Tanabe S., Sudo T., Nishiyama T. // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 11/12. P. 1175.

СИЛИКАТЫ СО СМЕШАНОСЛОЙНОЙ СТРУКТУРОЙ

Смешанослойные минералы представлены слоистыми силикатами с дисперсной и тонкочешуйчатой формой выделения, в структуре которых сочетаются элементы структур двух, реже трех слоистых минералов, например слюды и смектита, хлорита и смектита, слюды и хлорита, талька и хлорита, каолинита и смектита и т. д. По составу смешанослойные минералы являются промежуточными между соответствующими слоистыми силикатами.

Впервые они были выявлены Грюнером в 1934 г. [11]; в 60—80-х годах проводилось интенсивное исследование состава, структуры, свойств и условий образования этих минералов, их влияние на качество керамического сырья, коллекторские свойства нефтегазоносных пород, процессы образования оползней и т. д. [2—22].

Методом сравнения вычисленных дифрактограмм с экспериментальными, полученными от ориентированных препаратов, показано, что в структурах этих минералов \perp (001) чередуются пакеты, каждый из которых включает слой 2 : 1 или 1 : 1 и межслоевой промежуток. Последний может быть заполнен целочными катионами (как в слюдах), октаэдрической сеткой (как в хлоритах), обменными катионами (как в смектитах) или быть вакантным (как в каолините и тальке).

Наиболее распространены смешанослойные образования, состоящие из компонентов, принадлежащих одному структурному типу — со слоями 2 : 1 (например, слюда—смектит, хлорит—смектит, слюда—хлорит и т. д.), иногда со слоями разного структурного типа 2 : 1 и 1 : 1 (тальк—смектит, тальк—хлорит, каолинит—монтмориллонит). При этом большей частью один из составляющих слоев разбухающий (типа смектита, вермикулита, разбухающего хлорита), а другой — неразбухающий (типа хлорита, слюды, каолинита); реже в состав смешанослойных образований входят только неразбухающие слои (тальк—хлорит, слюда—хлорит). Отличительной чертой структур смешанослойных минералов, включающих слои 2 : 1, является несимметричность строения этих слоев, в результате которой они не вполне идентичны слоям 2 : 1 в структурах слюд, хлоритов и смектитов. Тетраэдрические сетки каждого слоя различаются по величине отношения Si/Al , и, следовательно, по величине отрицательного заряда. Бóльший заряд имеют сетки, примыкающие к межслоям типа хлорита или слюды, меньший — к межслоям типа смектита или вермикулита [2—4].

По способу чередования слоев различного состава выделяют упорядоченные (регулярные) и неупорядоченные (нерегулярные) структуры, между которыми имеются постепенные переходы в виде частично упорядоченных смешанослойных минералов или минералов с тенденцией к упорядочению [4—7]. Иногда различают структуры с ближним порядком в чередовании слоев и собственно упорядоченные, характеризующиеся дальним порядком [3]. Методом дифракции электронов от загнутых краев частиц установлено, что низкоупорядоченные по рентгеновским данным смешанослойные минералы проявляют в отдельных частицах сверхпериодичность чередования слоев различного типа, иногда достигающую 100 Å [6, 7]. Имеются также смешанослойные минералы, в структуре которых проявлена тенденция к сегрегации с образованием блоков однотипных слоев и к постепенному переходу к смеси.

Согласно представлениям ряда исследователей [8—11], картины на рентгенограммах, соответствующие смешанослойным слюда—смектитам и хлорит—смектитам, могут возникать в результате дифракционного взаимодействия между тончайшими (менее пяти слоев) частицами слюды или хлорита в параллельно ориентированных препаратах. При этом роль смектитовых межслоев играют контакты между частицами, степень упорядоченности определяется степенью однородности размеров частиц.

В упорядоченных смешанослойных структурах размер элементарной ячейки вдоль оси c определяется суммой c_0 составляющих ее слоев разных типов. Рентгенограмма от упорядоченных образцов содержит целочисленную серию

базальных рефлексов. С увеличением степени беспорядка интенсивность отражения d_{001} падает, нарушается целочисленность базальных рефлексов, оставшиеся рефлексы уширяются. Структурно-неупорядоченные минералы, в которых переслаивание слоев достаточно однородно, характеризуются дифрактограммами с относительно острым рефлексом d_{001} , значение которого является средним между пиками слагающих компонентов. Менее гомогенные образования дают широкие линии или площадки на дифрактограммах, при переходе к смесям появляются индивидуальные линии каждого компонента [4].

Смешанослойные минералы распространены в природе широко, образуются при диагенезе осадков в результате гидротермального преобразования пород, в процессе выветривания. Появляются в основном при трансформационном преобразовании других слонстых минералов и являются промежуточными продуктами замещения одних минералов другими. При положительной трансформации (аградации) возникают за счет смектитов и вермикулитов, при отрицательной (деградации) — за счет слюд, хлоритов, каолинита. Образуются в определенных физико-химических условиях, выступая в качестве чувствительных индикаторов изменения химизма, температуры, давления и кислотности в процессе минералообразования [4, 12].

При обозначении отдельных смешанослойных минералов указываются типы слоев, участвующих в структуре, которые обозначаются буквами, например А — слюдяные, каолинитовые, тальковые слои, В — смектитовые, вермикулитовые, хлоритовые слои. Количественное соотношение слоев выражается относительным или процентным их содержанием, например 3 : 1 (75 : 25) слюда—смектит, 1 : 1 (50 : 50) тальк—хлорит и т. д. Иногда относительное содержание того или иного слоя (W или P) дается в пределе от 0 до 1, например для К-рекоррита W (B) < 0,5. Указывается также степень упорядоченности (упорядоченный, частично упорядоченный, неупорядоченный). Собственные названия рекомендуется присваивать только минералам с упорядоченной структурой [13]. Ниже описание смешанослойных минералов дается по следующей схеме:

Смешанослойные минералы с участием каолинитовых слоев

Каолинит—монтмориллонит

Смешанослойные минералы с участием тальковых слоев

Алиэтит (упорядоченный 1 : 1 тальк—сапонит)

Кулькеит (упорядоченный 1 : 1 тальк—хлорит)

Смешанослойные минералы с участием слюдяных слоев

Ректориты (Na-рекоррит — упорядоченный 1 : 1 парагонит—смектит, К-рекоррит — упорядоченный 1 : 1 иллит—смектит, Са-содержащий рекоррит)

Иллит—смектиты (частично упорядоченные и неупорядоченные)

Тарасовит (упорядоченный 3 : 1 слюда—смектит)

Слюда—вермикулиты

Смешанослойные минералы с участием хлоритовых слоев

Тосудиты (упорядоченные 1 : 1 ди- и дитриоктаэдрические хлорит—смектиты: донбассит—смектит, кукент—смектит, судоит—смектит и др.)

Корренситы (упорядоченные триоктаэдрические хлорит—смектиты и хлорит—вермикулиты)

Слюда—хлориты (серцит—судоит, иллит—хлорит, биотит—хлорит, флогопит—хлорит, уонезит—хлорит и др.)

Л и т е р а т у р а

1. Gruner J. W. // Amer. Miner. 1934. Vol. 19, N 12. P. 557.
2. Reynolds R. C. // Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. L., 1980. P. 249.
3. Мельников В. С. // Минералогия осадочных образований. Киев: Наук. думка. 1974. Вып. 1. С. 21.
4. Дриц В. А., Сахаров Б. А. // Тр. ГИН АН СССР. 1976. Вып. 295. С. 1.
5. Watanabe T. // Sci. Rep. Dep. Geol. Kyushu Univ. 1977. Vol. 12. P. 303.

6. Горшков А. И., Дриц В. А., Соколова Г. В. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 3. С. 76.
7. Gorshkov A. I., Drits V. A., Sokolova G. V. // Intern. Geol. Rev. 1976. Vol. 18. N 5. P. 609.
8. Nadeau P. H., Wilson M. J., McHardy W. J., Tait J. M. // Clay Miner. 1984. Vol. 19. N 5. P. 757.
9. Nadeau P. H. // Ibid. 1985. Vol. 20, N 4. P. 499.
10. Klimentidis R. E., Mackinnon I. D. R. // Clays and Clay Miner. 1986. Vol. 34, N 2. P. 155.
11. Sawhney B. L., Reynolds R. C. // Ibid. 1985. Vol. 33, N 6. P. 559.
12. Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А. // Зап. ВМО. 1973. Т. 102, вып. 2. С. 129.
13. Bailey S. W. // Amer. Miner. 1982. Vol. 67, N 3/4. P. 394.
14. Коробкин В. Н., Черкасов М. И., Щеглов А. П., Войтова Т. Н. // Глины, глинистые минералы и их использование в народном хозяйстве. Алма-Ата: Наука, 1985. С. 173.
15. Котельников Д. Д., Конюхов А. И. // Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. С. 65.
16. Bethke C. M., Vergo N., Alaner S. P. // Clays and Clay Miner. 1986. Vol. 34, N 2. P. 125.
17. Березовская В. А., Зон И. Р., Ковалев Г. И. и др. // Рентгеновский анализ минерального сырья. М.: ВИМС, 1982. С. 30.
18. Лазаренко Е. К., Мельник Ю. М., Мельник В. С. // Минерал. сб. Львов, 1967. № 21, вып. 4. С. 339.
19. Шутов В. Д., Дриц В. А., Сахаров Б. А. // Тр. ГИН АН СССР. 1971. Вып. 221. С. 54.
20. Градусов Б. П. // Минералы со смешанослойной структурой в почвах. М.: Наука, 1976. С. 3.
21. Власов В. С., Волкова С. А., Вяхирев Н. П. и др. Рентгенография основных типов породообразующих минералов. Л.: Недра, 1983. 178 с.
22. Дьяконов Ю. С. // Рентгенография основных типов породообразующих минералов. М.: Недра, 1983. С. 175.

СМЕШАНОСЛОЙНЫЕ МИНЕРАЛЫ С УЧАСТИЕМ КАОЛИНИТОВЫХ СЛОЕВ

Каолинит—монтмориллонит Kaolinite—montmorillonite

Впервые смешанослойное образование, состоящее из неупорядоченно чередующихся каолинитовых и монтмориллонитовых слоев, было описано в 1956 г. Судо и Хаяши под названием каолин—монтмориллонита — минерала с неупорядоченным переслаиванием слоев монтмориллонита, галлуазита-10Å и галлуазита-7Å из так называемых «кислых глин» Японии [1—4]. В дальнейшем подобные смешанослойные образования с участием слоев каолиновых и монтмориллонитовых минералов описывались под различными названиями: монтмориллонит—каолин — montmorillonite—kaolin, монтмориллонит—галлуазит—метгаллуазит — montmorillonite—halloysite—metahalloysite [5], каолинит—монтмориллонит — kaolinite—montmorillonite [6, 7], каолинит—смектит — kaolinite—smectite [8], каолинит—бейделлит — kaolinite—beidellite [9], монтмориллонит—каолинит — montmorillonite—kaolinite [10].

Минералы с преобладанием слоев монтмориллонита называют монтмориллонит—каолинитом, с преобладанием каолинитовых слоев — каолинит—монтмориллонитом, но часто принимаются и обратные понятия.

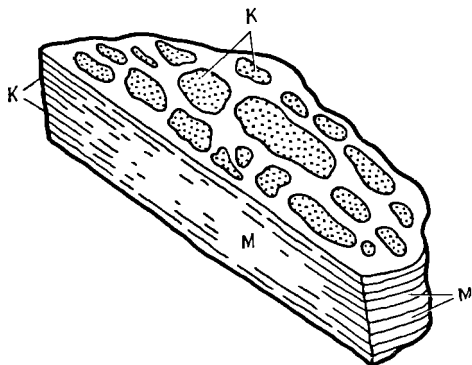
При более детальном исследовании выяснилось, что многие двухкомпонентные смешанослойные каолинит—монтмориллониты оказались трехкомпонентными смешанослойными минералами (каолинит—монтмориллонит—иллитовыми) [11] или многокомпонентными сложными смесями [12].

Характер и природа смешаностойности во многих случаях не выяснены из-за слишком высокой дисперсности минералов; в смешаностойных сростаниях и смесях они не могут быть достоверно расшифрованы только рентгеновским методом без применения высоко разрешающей электронной микроскопии, микродифракции электронов, электронно-микроскопического вакуумного декорирования и др.

Характ. выдел. Микрористаллические плотные и рыхлые массы, состоящие из округлых, неправильных или с неясными гексагональными очертаниями частиц толщиной от первых десятков элементарных слоев до нескольких микрон и поперечником от долей мкм до нескольких мкм.

Структ. и морф. крист. Очень слабо изучены. Описаны структуры с неупорядоченным и частично упорядоченным чередованием каолинитовых, галлуа-

зитовых (10 \AA), галлуазитовых (7 \AA) и монтмориллонитовых слоев с различным соотношением этих компонентов (фиг. 37). Наиболее часто встречаются неупорядоченные сростания, состоящие из слоев каолинита и диоктаэдрического Al-монтмориллонита. Во многих случаях в минералах, которые, по данным рентгеновского метода, характеризуются неупорядоченным чередованием слоев, при исследовании методом микродифракции (по базальным отражениям от загнутых краев или линий перегиба отдельных частиц) обнаруживается упорядоченное чередование слоев в отдельных частицах с различным законом чередования и числом слоев разного типа. Так, в неупорядоченном, по рентгеновским данным, каолинит—монтмориллоните с Юго-Западной Камчатки [11], содержащем 75% каолинитовых и 25% монтмориллонитовых слоев, методом микродифракции электронов установлены частицы с различными периодами повторяемости; наиболее часто встречаются периоды повторяемости в 48, 54 и 70 \AA , для которых возможны следующие варианты в чередовании каолинитовых (А) и монтмориллонитовых (В) слоев: для слоев с $d_{001} = 48 \text{ \AA}$ — АВАААВ и АВАААВА, для слоев с $d_{001} = 54 \text{ \AA}$ — ААВАААВ, АВААААВ, ААВААВА, для слоев с $d_{001} = 70 \text{ \AA}$ — АААВААААВ, ААВАААААВ, АВААААААВ; наиболее вероятны чередования АВАААВ (48 \AA), ААВАААВ (54 \AA) и АВАААААВ (70 \AA). Разнотипные слои равномерно распределены в пределах каждого кристалла, т. е. монтмориллонитовые слои разделены по крайней мере одним каолинитовым слоем [13]. В смешанослойном неупорядоченном каолинит—монтмориллоните из месторождения Тепакан в Мексике с соотношением каолинитовых и монтмориллонитовых слоев 45 : 55 [7], оказавшемся при более детальном рентгеновском исследовании трехкомпонентным неупорядоченным минералом каолинит—монтмориллонит—слюда с соотношением слоев 70 : 10 : 20 [14], методом высокоразрешающей электронной микроскопии обнаружены частицы упорядоченного каолинит—монтмориллонита с $d_{001} = 19 \text{ \AA}$, отвечающим последовательности АВА, и целая серия различных неупорядоченных смешанослойных образований и сростаний отдельных минералов [12]. В неупорядоченном каолинит—сметките из огнеупорных глин Парижского бассейна электронографически установлены частицы с $d_{001} = 20 \text{ \AA}$, отвечающим последовательности слоев АВА [15]. В каолинит—бейделтите из Соколовского магнетитового карьера в Северном Казахстане с отношением каолинитовых и сметкитовых слоев 87 : 13 с помощью метода преобразования Фурье установлена следующая вероятностная последовательность чередования слоев: $A^7BA^6BA^7B \dots$ [9]. В смешанослойном каолинит—сметките из Еглова в Нижней Силезии (Польша) (хим. анализ 9), в котором, по данным рентгеновского метода, неупорядоченно чередуются каолинитовые и сметкитовые слои в отношении 86 : 14, методом микродифракции электронов обнаружены частицы трех типов с различными закономерными чередованиями слоев: частицы с $d_{001} = 31,3 \text{ \AA}$ и последовательностью АААВ, частицы с $d_{001} = 38,4 \text{ \AA}$ и последовательностью ААААВ, частицы с $d_{001} = 48,2 \text{ \AA}$ и последовательностью АААААВВ (фиг. 38) [16].

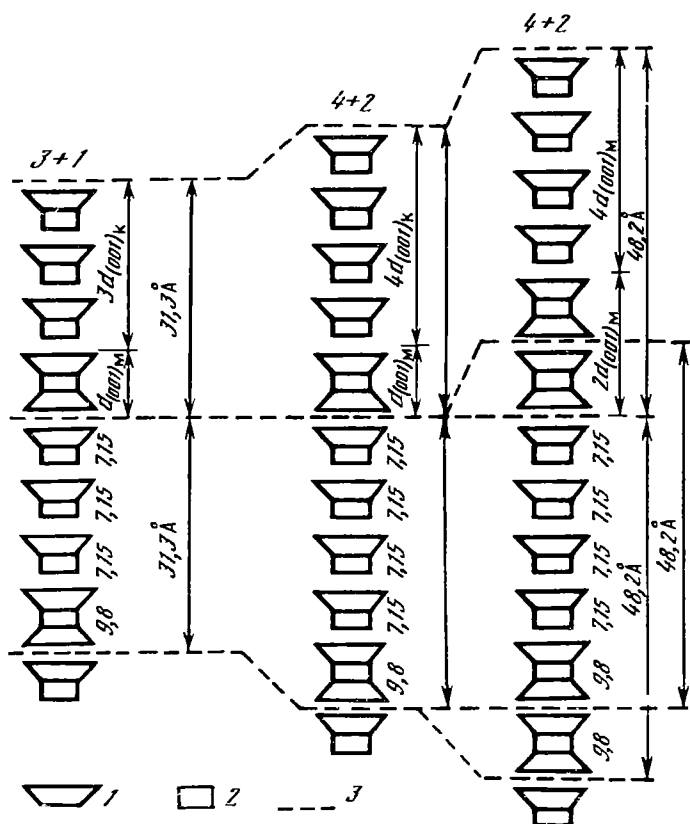


Фиг. 37. Схема строения кристалла смешанослойного каолинит-монтмориллонита (по Судо и Хаяши)

К — слои каолинитового минерала; М — слои монтмориллонита

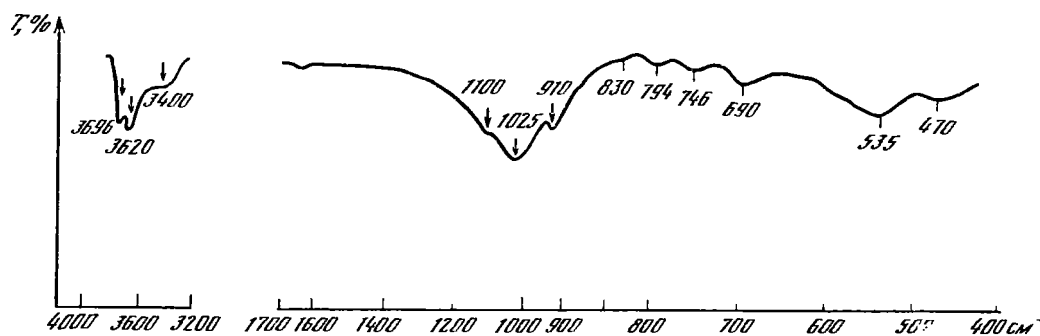
Физ. св. Изучены очень слабо, так как минерал встречается в виде очень тонкодисперсных частиц. В зависимости от соотношения каолинитовых и монтмориллонитовых слоев свойства минерала приближаются к свойствам каолинита или монтмориллонита или являются промежуточными.

Емкость обменных катионов для минерала с преобладанием каолинитовых



Фиг. 38. Схема структуры трех смешанослойных кристаллов, характеризующихся различным сверхструктурным периодом (по Вюора)
1 — тетраэдрическая сетка;
2 — октаэдрическая сетка;
3 — разбухающий межслоевой промежуток

Фиг. 39. ИК-спектр смешанослойного каолинит-монтмориллонита из Уэйка, преф. Исикава, Япония (по Оиңуша и Хаяши)



слоев^н (60—85%) составляет 40—27 мг·экв/100 г, пластичность — 45—50%. Цвет тонкодисперсных чистых агрегатов снежно-белый или серо-белый. ИК-спектры каолин-монтмориллонитов (с галлуазитовым типом каолиновых слоев) из кислых глин месторождений Авацу, Ваке и Ранмаруке (Япония) близки к ИК-спектрам галлуазита и характеризуются полосами с максимумами 3700, 3625, 3400, 1100, 1025, 910, 790, 750, 690, 530, 467 и 430 см⁻¹ [17, 18]. ИК-спектр каолинит-сметтита из Еглова в Нижней Силезии (Польша) (фиг. 39) близок к ИК-спектру каолинита и имеет полосы поглощения валентных колебаний гидроксильных групп с максимумами при 3692, 3662, 3648 и 3621 см⁻¹. В виду небольшого содержания смектитовых слоев в этом минерале (около 14%) характерная полоса поглощения внутренних гидроксильных смектитового слоя не проявляется в спектре. Однако присутствие смектитовых слоев в структуре этого минерала подтверждено появлением интенсивной полосы поглощения при 1740 см⁻¹ после обработки его триэтазином [16].

Микр. В шлифах бесцветный, обладает низким двупреломлением (0,003—0,005) и интерференционной окраской от голубой до желтой с гипсовой пластинкой. Определен только средний показатель преломления 1,517—1,520.

Хим. Состав минерала зависит от соотношения каолинитовых и монтмориллонитовых слоев и при примерно равном их содержании является промежуточным между составами этих минералов. Характерно наличие повышенных количеств MgO (от 0,5 до 2,7%) и низкотемпературной воды.

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|---------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Na ₂ O | 0,17 | 0,08 | 0,08 | 0,08 | — | 0,43 | 0,38 | 0,01 | 0,08 |
| K ₂ O | 0,47 | 0,33 | 0,33 | 0,64 | — | 0,64 | 0,24 | 0,60 | 0,05 |
| MgO | 2,67 | 2,60 | 2,65 | 0,41 | 1,52 | 1,03 | 2,48 | 1,22 | 0,96 |
| CaO | 1,01 | 1,00 | 1,04 | 1,27 | 0,32 | 0,76 | 0,24 | 0,50 | 0,41 |
| MnO | 0,05 | 0,06 | 0,06 | 0,01 | сл. | 0,00 | — | сл. | сл. |
| FeO | Не обн. | Не обн. | 0,04 | — | 0,21 | 0,27 | 0,48 | 0,19 | 0,03 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,58 | 2,27 | 3,34 | 1,15 | 2,42 | 0,94 | 5,45 | 0,47 | 0,54 |
| Al ₂ O ₃ | 26,36 | 28,41 | 28,31 | 31,40 | 30,12 | 29,90 | 20,03 | 34,78 | 35,28 |
| SiO ₂ | 45,94 | 47,87 | 45,45 | 49,96 | 41,94 | 46,50 | 47,68 | 47,66 | 47,02 |
| TiO ₂ | 0,61 | 0,60 | 0,61 | 0,68 | 0,40 | 0,39 | 1,92 | 0,48 | 0,02 |
| P ₂ O ₅ | 1,04 | 0,36 | 0,43 | 0,15 | — | 0,01 | — | — | — |
| H ₂ O ⁺ | 12,56 | 10,66 | 10,75 | 11,76 | 11,10 | 12,79 | 7,96 | 12,83 | 13,04 |
| H ₂ O ⁻ | 4,77 | 4,57 | 5,08 | 1,71 | 12,88 | 6,87 | 13,52 | 1,58 | 2,53 |
| CO ₂ | Не обн. | 0,09 | 0,05 | 0,20 | — | — | — | — | — |
| C | 1,37 | 0,68 | 1,31 | — | — | — | — | — | — |

Сумма 99,60 99,58 99,53 99,42 100,91 100,53 100,38 100,32 99,96

1—3—неупорядоченный каолинит—монтмориллонит, из гидротермально-измененных пепловых андезитодацитовых туфов, район Северо-Камбальных струй на Камчатке, фракция менее 0,001 мм, в обр. 3 присутствует около 2% CaCO₃ [10]; 4—неупорядоченный каолинит—монтмориллонит, из глин нижнего сольфатарного поля юго-западной части хр. Камбального на Камчатке, фракция менее 0,001 мм, в виде незначительной примеси присутствуют монтмориллонит и SiO₂ кр. — 4,6% [11]; 5—7—неупорядоченный каолинит—монтмориллонит, в котором слои каолинового минерала представлены галлузитом-10Å и галлуазитом-7Å, из «кислых глин»: 5—Авацу, преф. Иснава (Япония) [1], 6—близ Накамаруке, преф. Нингата (Япония) [5], 7—Мицусаву, преф. Ямагата [19]; 8, 9—упорядоченный каолинит—смектит, из гидротермальных жильных выделений, Еглов, близ Стжелина, Нижняя Силезия (Польша): 8—содержит небольшую примесь кварца, анатаза и зеленовато-желтой слюды [20], 9—фракция меньше 1 мкм [8, 16, 20—22].

| | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|--------------------------------|-------|------|------|------|-------|-------|-------|---------|---------|
| Na ₂ O | 0,12 | 0,15 | 0,47 | 0,50 | 0,05 | 0,05 | < 10 | 0,26 | 1,53 |
| K ₂ O | 0,92 | 0,63 | 0,96 | 0,45 | 0,20 | 0,82 | < 10 | 0,16 | 0,96 |
| MgO | 2,19 | 1,2 | 1,6 | 1,8 | 1,27 | 1,66 | 0,48 | 1,47 | 3,76 |
| CaO | 0,32 | 0,92 | 0,38 | 0,59 | 0,49 | 0,55 | 2,5 | Не обн. | Не обн. |
| MnO | — | — | — | — | 0,35 | 0,08 | 0,013 | 0,33 | 0,23 |
| FeO | 0,21 | 0,08 | 0,04 | 0,04 | 0,07 | 0,07 | — | — | — |
| Fe ₂ O ₃ | 2,55 | 4,2 | 4,3 | 4,3 | 17,04 | 12,83 | 3,4 | 1,51 | 4,30 |
| Al ₂ O ₃ | 30,78 | 28,0 | 27,3 | 26,3 | 26,50 | 26,89 | 28,7 | 36,18 | 28,54 |
| SiO ₂ | 51,99 | 43,3 | 44,5 | 45,0 | 37,04 | 39,59 | 48,5 | 45,41 | 45,08 |
| TiO ₂ | 1,03 | 0,43 | 0,43 | 0,34 | 1,66 | 1,39 | 1,20 | 1,45 | 2,30 |
| P ₂ O ₅ | — | — | — | — | 0,18 | 0,09 | — | — | — |
| П. п. | — | 21,0 | 20,0 | 20,5 | — | — | 14,31 | — | — |
| H ₂ O ⁺ | 9,89 | — | — | — | 12,14 | 11,44 | } | 12,88 | 12,72 |
| H ₂ O ⁻ | — | — | — | — | 3,36 | 4,58 | | | |

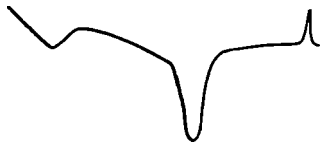
Сумма 100,01 * 99,91 99,98 99,82 100,43 ** 100,07 ** 99,30 99,65 99,42

| | | | | | | | | |
|------------------------------|------|-----|------|---|---|---|---|---|
| H ₂ O (до 110°) | 10,3 | 9,8 | 10,7 | — | — | — | — | — |
| H ₂ O (110—300°) | 2,9 | 2,4 | 3,1 | — | — | — | — | — |
| H ₂ O (300—1000°) | 7,8 | 7,8 | 6,7 | — | — | — | — | — |

* В том числе Li₂O—0,01. ** В том числе С—0,08. *** В том числе С—0,03.

10 — упорядоченный каолинит—монтмориллонит, из каолинов третичной формации Бон-Валли, месторождение Садл-Крик, шт. Флорида (США), фракция < 2 мкм (после исключения апатита и крадаллита), анал. Крамер [6, 23]; 11—13 — неупорядоченный каолинит—монтмориллонит, из зеленовато-серых горшечных глин п-ова Юкатан (Мексика): 11 — месторождение Тиккуль, фракция < 0,25 мкм, возможна небольшая примесь каолинита, анатаза и кальцита [7], 12 — месторождение Тепакан, фракция < 0,25 мкм [7], соотношение каолинитовых и монтмориллонитовых слоев, по [7], 45:55, по [24], 65:35, обнаружена примесь каолинита, монтмориллонита, вермикулита, хлорита, слюды, упорядоченного каолинит—монтмориллонита (19 Å), неупорядоченных каолинит-слюдистых сростаний [12], 13 — месторождение Бекаль, фракция < 0,25 мкм [7]; 14, 15 — неупорядоченный каолинит—монтмориллонит, из почв, разнотных на диабазовых порфиридах Месхетского хребта в Приморской Аджарии [11, 25] (14 — содержит значительную примесь окислов железа и аморфных веществ, соотношение каолинитовых и монтмориллонитовых слоев 82:18, 15 — соотношение каолинитовых и монтмориллонитовых слоев 80:20); 16 — неупорядоченный каолинит—монтмориллонит, из нижнеэоценовых огнеупорных каолиновых глин Парижского бассейна (MnO определено как Mn_2O_4) [15]; 17, 18 — неупорядоченный каолинит—смектит, искусственно полученный из флогопита Гуланского месторождения в результате кислотного выщелачивания, по рентгеновским данным, соотношение каолинита и смектита в хим. анализе 17 составляет 80:20, в хим. анализе 18 равно 35:65, установлена примесь остаточного флогопита [26].

Повед. при нагр. Кривые ДТА (фиг. 40) напоминают таковые гагдуазита и характеризуются эндотермическими эффектами в областях 120—200, 560—600 и 740° и экзотермическим — при 925°. Эндотермические эффекты 120—200 и 740° приписываются монтмориллонитовым, остальные — каолинитовым слоям структуры [16, 10]. При нагревании до 1200° превращается в муллит с примесью кристобалита [16].



Фиг. 40. Кривая нагревания смешанослойного каолинит-смектита (по Вивора)

Находж. Распространен в низкотемпературных гидротермально-измененных вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах различного состава, корах выветривания (от плиоцен-четвертичных до нижнемезозойских), почвах и осадочных породах, преимущественно в третичных каолиновых глинах. Обычно рассматривается как промежуточный продукт каолинизации монтмориллонита. Может отлагаться из низкотемпературных гидротермальных растворов. В осадочных породах (главным образом прибрежно-

морских и континентальных угленосных отложениях) образуется как продукт переотложения материала кор выветривания, а также при диагенезе в результате трансформации каолинита в водоемах с повышенной щелочностью или путем преобразования монтмориллонита в каолинит в кислой среде, возникающей в ходе катагенеза органического вещества.

Неупорядоченный каолинит—монтмориллонит широко развит в гидротермальных глинах Камчатки и Курильских островов, например в светло-серых глинах нижнего сольфатарного поля юго-западной части хр. Камбального (Камчатка). Каолинит—монтмориллонит с примесью диоктаэдрического Al-монтмориллонита встречается в зоне между верхней 20—30 см зоной, сложной смесью каолинита и монтмориллонита, и расположенной ниже зоной серых глин с каолинитом, монтмориллонитом, хлоритом и смешанослойными глинистыми минералами [11]. Каолинит—монтмориллонит из гидротермально-измененных пепловых андезит-дацитовых туфов паужетской свиты района Северо-Камбальных струй (хим. анализы 1—3) [10, 27] образовался по обточным компонентам пемзовых и пепловых туфов при температуре 70—100° и pH 0,9—7,5. Представлен таблитчатыми кристаллитами размером до 1,0—1,5 мкм с числом слоев около 20, края их слегка загнуты, морфологически сходны с монтмориллонитом. Для структуры этого минерала характерно неупорядоченное чередование 30 каолинитовых и 70 монтмориллонитовых слоев. Около 10% монтмориллонитовых слоев содержат в межслоевых промежутках гидраргиллитовые сетки. В тех же образцах обнаружен каолинит—монтмориллонит с содержанием монтмориллонитовых слоев до 20%. В кальдере вулкана Узон на Камчатке каолинит—монтмориллонит развит в гидротермально-измененных базальтах на глубине 50—80 см между приповерхностной каолинит-алуни-опаловой и нижележащей монтмориллонитовой зонами. В зоне каолинита и

алунита среда наиболее кислая (рН 5,5) с температурой 70—75°, в зоне монтмориллонита — близкая к нейтральной с температурой несколько выше 100° [28].

На о-ве Кунашир в сольфатарных полях вулканов Головнина и Менделеева обнаружены неупорядоченные каолинит—монтмориллонитовые минералы с соотношением каолинитовых и монтмориллонитовых слоев от 0,2—0,3 до 0,7—0,8; иногда встречаются смешанослойные каолинит-монтмориллонитовые образования с почти упорядоченным чередованием слоев и межплоскостным базальным расстоянием 35—40 Å. Предполагается, что смешанослойные образования являются неустойчивым промежуточным продуктом замещения монтмориллонита каолинитом [28].

В Польше гидротермальный каолинит—сметит известен в Еглове, близ Стжелина в Нижней Силезии, где его снежно-белые почти мономинеральные микрокристаллические массы, состоящие из пластинчатых частиц (0,2—2 мкм) с нечеткими гексагональными очертаниями, образуют жилы (мощностью до 1 м) в кварцитах и выполняют полости в кварцевых жилах, секущих девонские кварцитовидные сланцы близ контакта с гранитным массивом; содержит примесь анатаза, кварца, зеленовато-желтого гидротермального мусковита (хим. анализы 8, 9) [20], образовался в результате отложения из гидротермальных растворов [8, 16, 21].

Смешанослойные неупорядоченные каолинит-монтмориллонитовые минералы широко распространены в месторождениях «кислых глин» Японии, представляющих собой измененные (третичные, реже четвертичные) туфовые породы, сложенные монтмориллонитом, кварцем, кристобалитом и полевым шпатом [29—31]. В приповерхностных частях залежей эти глины часто имеют кислую реакцию (рН от 4,3 до 5,7), вызванную кислыми поверхностными водами, которыми из монтмориллонита удаляются обменные катионы (Mg^{2+} , Ca^{2+} , Na^{+} и K^{+}), при этом монтмориллонит сначала переходит в H^{+} - или $H^{+}-Al^{3+}$ -форму, а затем через промежуточную стадию каолин—монтмориллонита (в котором слои каолиновых минералов могут быть представлены галлуазитом-10 Å, галлуазитом-7 Å или каолинитом) образуется галлуазит или каолинит [4, 5, 29, 30].

Впервые описанный смешанослойный неупорядоченный минерал со слоями каолинового минерала происходит из приповерхностных частей залежей третичных месторождений «кислых глин» Авацу, Ната и Тотсу в преф. Исикава (Япония). Представлен пластинчатыми индивидами с неправильными очертаниями (хим. анализ 5), в среднем содержит 80% каолиновых и 20% монтмориллонитовых слоев (количество тех и других варьирует в пределах отдельной частицы) [1—3, 17].

В «кислых глинах» из миоценовых песчаников близ Накамуруке в преф. Ниигата (Япония) обнаружен смешанослойный монтмориллонит—галлуазит—метагаллуазит (хим. анализ 6), который рассматривается как промежуточный продукт преобразования монтмориллонита кислыми поверхностными водами [5, 30].

Каолин-монтмориллонитовые глины, образованные при выветривании «кислых глин» толщи миоценовых зеленых туфов, сложенных монтмориллонитом с примесью кварца, кристобалита и полевого шпата, известны в месторождении Накахо в преф. Ниигата (Япония). В обменном комплексе монтмориллонитов все катионы замещены ионом H^{+} . рН «кислых глин» колеблется от 4,3 до 9,2. При выветривании цвет изменяется от голубого или зеленовато-голубого до зеленовато-желтого вследствие окисления закисного железа. На месторождении миоценовых «кислых глин» Мицусава в преф. Ямагата (Япония) также прослеживается переход монтмориллонитов исходных глин при их выветривании в каолиновый минерал (галлуазит) через промежуточную стадию смешанослойного каолин—монтмориллонита (хим. анализ 7) [19, 29, 30].

В СССР смешанослойный неупорядоченный каолинит—монтмориллонит в виде тонкодисперсных белых глин найден в верхних частях замкнутых камер (отстойников) в нижнесеноманских пластовых кремнях близ с. Гринчук на

Днестре (Украина). В той же глине содержится немного Al-монтмориллонита. Нижние части камер в пластовых кремнях выполнены бентонитоподобными глинами. Предполагается, что именно их изменение грунтовыми поверхностными водами привело к возникновению смешанослойного каолинит—монтмориллонита с соотношением каолинитовых и монтмориллонитовых слоев 0,9 : 0,1 [111].

Глуховский каолин (Полошское месторождение на Украине), обладающий необычными для каолинов свойствами — высокой обменной емкостью (23—30 мг-экв на 100 г), значительной теплотой смачивания (9,6 кал/г); удельной поверхностью (140 ± 20 м²/г) и высокой пластичностью, состоит из неупорядоченного смешанослойного каолинит-сметитового минерала, в котором $W_k : W_m = 0,9 : 0,1$ со значениями рефлексов (001) и (002) для Mg-форм 7,31 и 3,55 Å, изменяющимися после прогрева при 350° до 7,27 и 3,57 Å [32].

В коре выветривания нижнекарбонатовых карбонатно-эффузивных пород в карьере Соколовского магнетитового месторождения в Северном Казахстане встречен смешанослойный упорядоченный каолинит—бейделлит, который образовался путем трансформации нонтронита [9, 33].

Каолинит—сметит известен в верхних осветленных горизонтах нижнемезозойской коры выветривания девонских зеленокаменно-измененных порфириров Орской депрессии на Южном Урале. Минерал образовался при изменении смектитов. В базальных горизонтах, перекрывающих кору выветривания рэтлейасовых озерных углистых осадков, также обнаруживаются небольшие количества каолинит—сметита [24, 25].

Каолинит—сметиты с преобладанием каолинитовых слоев (0,78—0,85) широко развиты в почвенно-элювиальных образованиях на зеленокаменно-измененных основных и средних третичных эффузивных породах Талыш-Ленкоранского и Аджаро-Имеретинского хребтов в Закавказье [11, 13, 24, 25, 34, 35], а также в глинистых фракциях красноземных и в меньшей мере желтоземных почв Западного и Восточного Закавказья [36].

В Восточной Шотландии смешанослойный неупорядоченный каолинит—монтмориллонит обнаружен в районе эстуария р. Тей в горизонте бурой лесной почвы, которая сформирована на ледниковой морене, сложенной главным образом обломками девонского древнего красного песчаника. Каолинит—монтмориллонит наиболее обилен во фракции 1—2 мкм, где встречены также соконит, хлорит, иллит и каолинит. Содержание каолинитовых и монтмориллонитовых слоев в минерале, определенное рентгенометрически [22], колеблется в пределах 0,6—0,74 и 0,4—0,26. Предполагается, что минерал является промежуточной фазой, образующейся в процессе выветривания (в вышележащих горизонтах почвенного профиля он отсутствует), однако не исключено, что он происходит из коренных пород (андезитов), в которых известно несколько различных типов смешанослойных минералов [37].

Смешанослойный неупорядоченный каолинит—сметит, содержащий 70% каолинитовых и 30% смектитовых слоев, найден в темных красновато-коричневых почвах, сформированных на высоте 900 м на базальтах пологого склона, в рифтовой долине р. Рузизи в Бурунди (Центральная Африка). Эти почвы являются промежуточными между черными смектитовыми почвами плоских слабо дренированных участков рельефа и красными каолинитовыми почвами на крутых хорошо дренированных склонах. Минерал представлен округлыми или гексагональными пластинками размером до 2 мкм, близкими к «таблитчатому галлуазиту» из почв Техаса [38]. Полагают, что каолинит—сметит образовался в промежуточную стадию превращения смектита в смесь каолинита и окислов железа при улучшении дренажа на более крутых склонах [39].

В Восточной Африке каолинит—сметитовые образования встречены в почвах и корах выветривания на породах различного состава в Судане, Танзании и Мали [34].

На Кубе смешанослойные каолинит—сметиты найдены в четвертичных образованиях различного генезиса. Наиболее широко они развиты в почвах, образованных на морских смектит-слюдистых осадках равнины Гран-Сабаны

(пров. Лас-Вильяс) и в районах Педро-Пи и Лома-де-Ла-Тьерра (пров. Гавана) Содержание каолинитовых слоев в неупорядоченных каолинит—сметитах из этих районов составляет 60—70% [25, 34].

Смешанослойные каолинит-монтмориллонитовые минералы многих почв ранее ошибочно назывались «таблитчатым галлуазитом» [40]. Например, такой минерал был описан из красных почв Техаса [38, 41].

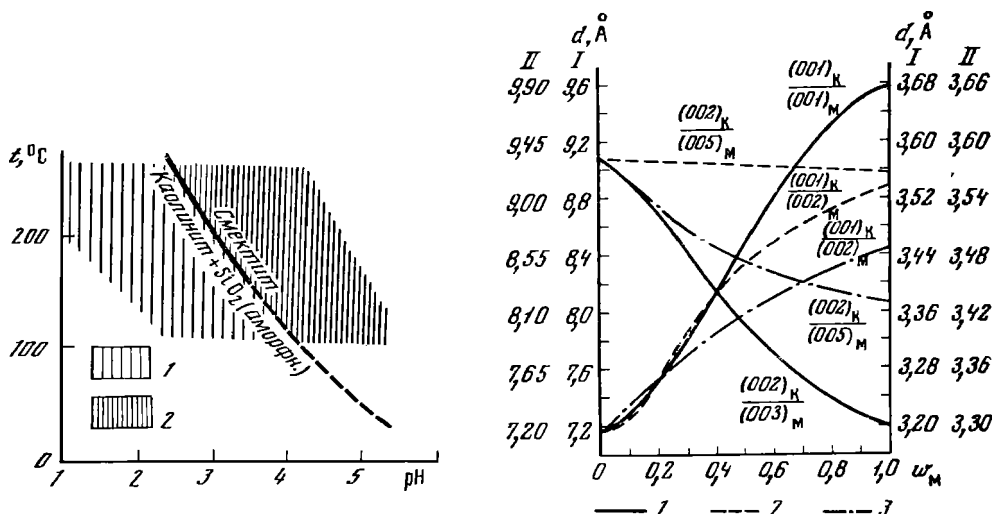
В нефтегазоносных мезо-кайнозойских отложениях Западно-Сибирской низменности упорядоченные и неупорядоченные каолинит-монтмориллонитовые образования обнаружены в порых песчаников и алевролитов на глубинах 900—1300 м в ассоциации с аутигенным каолинитом, монтмориллонитом, реже бейделлитом. Предполагается, что смешанослойные каолинит-монтмориллонитовые минералы возникают как метастабильные образования в процессе преобразования монтмориллонита в каолинит в кислой среде, существующей при катагенезе органического вещества [42].

Упорядоченный каолинит—сметит обнаружен в огнеупорных каолиновых пластичных глинах из континентальных нижнеоценовых отложений Парижского бассейна [43, 44]. Электронографически показано существование в отдельных частицах минерала последовательности чередования каолинитовых и монтмориллонитовых слоев типа АВА... (наличие на электронограммах $d_{001} = 20$). Минерал образовался за счет сметитов в континентальных субаэральных условиях [15].

Смешанослойный упорядоченный каолинит—монтмориллонит с соотношением каолинитовых и монтмориллонитовых слоев 55 : 45 (хим. анализ 10) обнаружен в зоне серых осадочных каолинов осадочной третичной формации Бон-Валли на каолиновом месторождении Садл-Крик в шт. Флорида (США), является промежуточным продуктом при превращении монтмориллонита в каолинит. Считается, что все месторождения осадочных каолинов шт. Флорида образовались в результате выветривания монтмориллонитовых пластов [6, 23].

В Мексике на п-ове Юкатан неупорядоченный каолинит—монтмориллонит известен в месторождениях Тикуль, Тепакан и Бекаль в пластах зеленовато-серых горшечных глин среди палеогеновых известняков. Глины образовались в прибрежных водоемах путем перетолжения продуктов выветривания вулканического пепла [7]. Минерал из месторождений Тикуль и Тепакан представлен пластинчатыми частицами (до 1 мкм) с примерно равным соотношением каолинита и монтмориллонита (хим. анализы 11, 12) [7]. По рентгеновским данным некоторых авторов [14, 22], минерал является трехкомпонентным неупорядоченным смешанослойным каолинит-монтмориллонит-слюдистым образованием с соотношением слоев 0,65 : 0,15 : 0,20 у минерала из месторождения Тикуль и 0,70 : 0,10 : 0,20 у минерала из месторождения Тепакан. Для каолинит—монтмориллонита из месторождения Бекаль характерны частицы размером до 0,25 мкм и соотношение каолинит—монтмориллонит 35 : 65 (хим. анализ 13) [7] или, по Сахарову и Дрицу [24], 60 : 40.

Искусств. Неупорядоченные каолинит-сметитовые смешанослойные образования получены из флогопита в сильно кислой среде (0,1 N раствора HCl с добавкой KCl или без нее при 200°) в качестве промежуточных продуктов преобразования флогопита в каолинит. Каолинит—сметит кристаллизуется из раствора на нерастворившихся частицах, гидрофлогопита [45]. Более детальное исследование закономерностей и условий формирования каолинит—сметитов при кислотном выщелачивании флогопита в 0,1N растворе HCl при 250° и давлении насыщенного пара показало, что на первых этапах растворения флогопита и продуктов его изменения (гидрофлогопита, вермикулита) образуется смешанослойная каолинит-сметитовая фаза, содержащая около 65—75% каолинитовых слоев (хим. анализы 17, 18). В дальнейшем эта фаза переходит в каолинит в кислых растворах и в сметит в менее кислых. Смешанослойные каолинит—сметиты — метастабильные образования, формирующиеся в области устойчивости каолинита и сметита вблизи линии их равновесия (фиг. 41) [26]. Каолинит—сметиты синтезированы также из гелевой смеси, отвечающей по составу фазе с соотношением каолинита и сметита 1 : 1, в воде



Фиг. 41. Линия каолинит-смектитового равновесия и область синтеза каолинит-смектитовых фаз (по Булатову, Градусову, Зотову)

1 — область синтеза смешанослойных фаз с содержанием каолинитовых пакетов больше 80° 2 — область синтеза смешанослойных фаз с содержанием каолинитовых пакетов меньше 65° .

Фиг. 42. Кривые изменения значений d базальных отражений от содержания монтмориллонитовых слоев (W_M) в структуре неупорядоченного смешанослойного каолинит-монтмориллонита (по Дрнцу и Сахарову)

1 — обезвоженное состояние структур; 2 — насыщенный глицерином; 3 — насыщенный этиленгликолем. Указаны индексы каолинита (к) и монтмориллонита (м). Значения d рефлексов $(001)_к/(002)_м$ отсчитываются по левой шкале ординат I, а рефлексов $(002)_к/(005)_м$ — по правой шкале ординат I; в зависимости от высоты смектитового слоя в обезвоженном состоянии 9,6 или 9,90 Å значения d рефлексов $(001)_к/(001)_м$ отсчитываются по левой шкале ординат I или II, а рефлексов $(002)_к/(003)_м$ — по правой шкале I или II

и 0,1N растворе HCl при 250° и давлении насыщенного водяного пара [46]. Смешанослойные каолинит-смектиты, содержащие 40—90% каолинитовых слоев, получены обработкой вайомингского бентонита в течение 4 мес растворами $AlCl_3$ и KCl или $CaCl_2$. Аналогичная обработка бентонита растворами KCl, не содержащими Al, приводила к образованию смешанослойных иллит-смектитов; это показывает, что преобразование смектита в каолинит или иллит контролируется наличием Al, а не активностью K или H. Наиболее вероятным механизмом реакции является конгруэнтное растворение части смектита и кристаллизация каолинита в межслоевом пространстве оставшихся нерастворенными смектитовых частиц [47].

Практ. знач. Пласты каолинит-монтмориллонитовых глин месторождений Мексики издавна используются в качестве сырья для производства керамики.

Отл. С помощью рентгеновского метода каолинит-монтмориллонит может быть определен по базальным отражениям (фиг. 42).

Л и т е р а т у р а

1. Sudo T., Hayashi H. // Nature. 1956. Vol. 178, N 4542. P. 1115.
2. Sudo T., Hayashi H. // Clays and Clay Miner. 1956. Vol. 4. P. 389.
3. Sudo T. // Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku. Sect. C. 19 56. Vol. 5, N 43. P. 39.
4. Sudo T. // Clays and clay minerals of Japan. Tokyo etc.: Elsevier, 1978. P. 265.
5. Shimoyama A., Johns W. D., Sudo T. // Proc. Intern. clay conf., Tokyo, 1969. Jerusalem, 1969. Vol. 1. P. 225.
6. Altschuler Z. S., Dwornik E. J., Kramer H. // Science. 1963. Vol. 141, N 3576. P. 148.
7. Scheltz L. G., Shepard A. O., Blackman P. D., Starkey H. C. // Clays and Clay Miner. 1971. Vol. 19, N 3. P. 137.
8. Wiewiara A. // Ibid. N 6. P. 415.
9. Дьяконов Ю. С., Куликова Г. В. // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 3. С. 32.

10. Сахаров Б. А., Ероццев-Шак В. А., Дриц В. А. // Там же. 1980. № 6. С. 62.
11. Дриц В. А., Сахаров Б. А. // Тр. ГИН АН СССР. 1976. Вып. 295. С. 196.
12. Lee S. Y., Jackson M. L., Brown J. L. // Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 1975. Vol. 39, N 4. P. 793.
13. Дриц В. А. // Структурное исследование минералов методами микродифракции и электронной микроскопии высокого разрешения. М.: Наука, 1981. С. 156.
14. Сахаров Б. А., Дриц В. А. // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 116.
15. Triki R., Thiry M., Trauh N., Eberthart J. P. // C. r. Acad. sci. D. 1973. Vol. 276, N 6. P. 881.
16. Wiewiora A. // Arch. miner. 1973. Vol. 31, N 1/2. S. 5.
17. Oinuma K., Hayashi H. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 1/2. P. 9.
18. Kato E. Infrared studies on kaolin minerals: Th. D. Thesis. Tokyo, 1976.
19. Takeshi H., Uno Y. // J. Miner. Soc. Jap. 1974. Vol. 11. P. 162.
20. Szpila K., Wiewiora A., Gadamski M. // Bull. Acad. Pol. Sci. 1972. Vol. 20, N 1. P. 19.
21. Wiewiora A. // Proc. Intern. clay conf. Madrid, 1973. P. 75.
22. Gradwick P. D., Wilson M. J. // Clay Miner. 1972. Vol. 9, N 4. P. 395.
23. Alschuler Z. S., Dwornik E. J., Kramer H. // Clays and Clay Miner. 1964. Vol. 12. P. 197.
24. Sakharov B. A., Dri s V. A. // Ibid. 1973. Vol. 21, N 1. P. 15.
25. Черняховский А. Г., Градусов Б. П., Макаров О. В. // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 4. С. 50.
26. Булатов В. К., Градусов Б. П., Зотов А. В. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 1. С. 86.
27. Тимофеев П. П., Набоко С. И., Ероццев-Шак В. А., Ильин В. А., Бебешев И. И. // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 6. С. 3.
28. Градусов Б. П., Зотов А. В., Руцинов В. Л. // ДАН СССР. 1975. Т. 222. № 5. С. 1190.
29. Takeshi H., Fujii N., Fujinuki T. // Proc. Intern. clay conf., Tokyo, 1969. Jerusalem, 1969. Vol. 1. P. 369.
30. Shimoda S. // Clays and clay minerals of Japan. Tokyo etc.: Elsevier, 1978. P. 323.
31. Sudo T., Kurabayashi S., Tsuchiya T., Kanneko S. // Trans. VIII Intern. congr. soil sci. Bucharest, 1964. Vol. 3. P. 1095.
32. Косоруков А. А. // Глины, глинистые минералы и их использование в народном хозяйстве. Алма-Ата: Наука, 1985. С. 67.
33. Дьяконов Ю. С. // Рентгенография минерал. сырья. М.: Недра, 1962. Сб. 1. С. 97.
34. Черняховский А. Г., Градусов Б. П., Макарова О. В. // ДАН СССР. 1975. Т. 221, № 4. С. 935.
35. Боголюбова Л. И., Дриц В. А., Сахаров Б. А., Соколова А. Л., Черняховский А. Г. // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 5. С. 127.
36. Градусов Б. П. // Минералы со смешанослойной структурой в почвах. М.: Наука, 1976. С. 128.
37. Wilson M. J., Gradwick P. D. // Clay Miner. 1972. Vol. 9, N 4. P. 435.
38. Kunze G. W., Bradley W. F. // Clays and Clay Miner. 1964. Vol. 12. P. 523.
39. Herbillon A. J., Frankart R., Vielvoye L. // Clay Miner. 1981. Vol. 16, N 2. P. 195.
40. Dixon J. B. // Minerals in soil environments. Madison, 1977. P. 23.
41. Carson C. D., Kunze G. W. // Soil Sci. 1967. Vol. 104, N 3. P. 181.
42. Бабицын П. К., Ушатинский И. Н., Харин В. С. // Литология и полез. ископаемые. 1977. № 6. С. 127.
43. Lucas J., Trauth N., Triry M. // Bull. Groupe franç. argiles. 1974. Vol. 26, N 2. P. 245.
44. Thiry M., Weber F. // Clay Miner. 1977. Vol. 12, N 1. P. 83.
45. Булатов В. К., Градусов Б. П., Зотов А. В. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 12. С. 79.
46. Градусов Б. П., Зотов А. В. // ДАН СССР. 1982. Т. 265, № 5. С. 1235.
47. Srodon J. // Clays and Clay Miner. 1980. Vol. 28, N 6. P. 419.

Диоктаэдрический смешанослойный каолинит—монтмориллонит—разбухающий хлорит слагает тонкую фракцию глинистой породы. Структура трехкомпонентная с тенденцией к порядку, в ней по закону, близкому к АВВВ, чередуются каолиновые слои 7,15 Å (А) и слои, разбухающие с глицерином до 17,8 Å (В), которые с равной вероятностью являются монтмориллонитовыми и разбухающими хлоритовыми. $d_{060} = 1,498$ Å, в естественном состоянии на рентгенограмме — рефлексы при 10,3; 7,13; 4,95; 4,16; 3,56; 3,326 Å, с глицерином после насыщения Са: 25,5; 8,42; 7,13; 4,17; 3,562. Под электронным сканирующим микроскопом однороден, выделения пластинчатые, группирующиеся в субпараллельные ленты, видны аксессуарные зерна кварца и полевого шпата. В шлифах спутанно-волоконистый, $n_{cp} \leq 1,560$, двупреломление низкое. Анализ фракции $< 0,001$ мм (%): Na_2O — 1,58; K_2O — 1,20; MgO — 0,68; CaO — 1,05; FeO — 0,07; MnO — 0,05; Al_2O_3 — 24,27; Fe_2O_3 — 7,94; SiO_2 — 45,63; TiO_2 — 0,82; P_2O_5 — 0,09; H_2O^r — 7,88; H_2O^f — 8,50; CO_2 — 0,28; С — 0,32; Cl — сл.; сумма — 100,36 (примесь кварца — 2,5%). После удаления низкотемпературной воды в интервале 100—500° дифрактограмма не изменятся, выше этой температуры интенсивность рефлексов 10,0 и 3,33 Å уменьшается, у рефлекса 10 Å появляется фоновое рассеяние со стороны малых углов θ . Минерал обнаружен в глинистых по-

родах нижнемеловых отложений Днепровско-Прутского междуречья (УССР) [1]. Описан также смешанослойный каолинит-сметит-хлоритоподобный компонент из палеопочв карбонового песчаника в Южном Уэльсе (Великобритания) [2].

Л и т е р а т у р а

1. Сахаров Б. А., Гилян З. И., Дриц В. А., Мороз В. Ф. Литология и полез. ископаемые. 1981. № 3. С. 136.
2. Robinson D., Wright V. P. Clay Miner. 1987. Vol. 22, N 1. P. 109.

СМЕШАНОСЛОЙНЫЕ МИНЕРАЛЫ С УЧАСТИЕМ ТАЛЬКОВЫХ СЛОЕВ

Существование смешанослойных образований талька с другими стойкими силикатами предполагалось еще в самом начале развития структурной минералогии [1]. Обычная для тальковых минералов диффузность и нецелочисленность рентгеновских отражений связана с нерегулярной смешанослойностью [2], количественная оценка которой, по Смолину [3], может производиться по превышению содержания октаэдрических катионов и воды по сравнению с теоретическим миналом и по количеству межслоевых катионов. При таком подходе подавляющее большинство образцов талька оказывается хотя бы в незначительной мере смешанослойными образованиями. При детальном структурном исследовании тальковых минералов с диффузными рефлексами выявляется сверхпериодичность, варьирующая от одного кристаллита к другому. Это стирает, по существу, различия между регулярными и «нерегулярными» смешанослойными тальковыми минералами. С другой стороны, и у регулярных смешанослойных тальковых минералов выявляются отклонения от строгого чередования слоев. Все эти вариации смешанослойности у тальковых и родственных им минералов проявляются дискретно, с разрывами смешимости.

К настоящему времени известно только два регулярных смешанослойных минерала с участием талькового компонента — алиэттит и кулькент.

А л и э т т и т — aliettitе — упорядоченный смешанослойный 1 : 1 тальк—сапонит.

Назван по имени первооткрывателя А. Алиэтти [4].

Синон. Алиеттит [5].

Во фракции <2 мкм под электронным микроскопом представлен пластинчатыми частицами неправильных очертаний, иногда хлопьевидными с неровными или загнутыми краями.

Характеристическая базальная периодичность (в воздушно-сухом состоянии $d_{001} = 24,8 \text{ \AA} \approx 15 \text{ \AA}$ сметит + $9 \frac{1}{2}$ тальк) фиксируется в целочисленной серии отражений восьми порядков. При насыщении глицерином d_{001} возрастает до $27,10 \text{ \AA}$, а при нагревании до 600° уменьшается до $9,3 \text{ \AA}$. Для оригинала хим. анализа 3 по распределению интенсивностей рефлексов d_{001} на дифрактограммах в воздушно-сухом и насыщенном глицерином образце (с поправкой на эффекты поляризации Лоренца и с определением структурных факторов) показано, что в равной мере возможно упорядоченное и неупорядоченное распределение атомов Fe и Al (между двумя соседними слоями 2 : 1). При упорядоченном распределении один из слоев 2 : 1 идеально-тальковый (чисто магнезиальный), а во втором концентрируются все катионы-примеси.

В ИК-спектрах [4] слабая полоса 3440 см^{-1} связывается с колебаниями OH молекул H_2O , адсорбированных на поверхности частиц, а полоса $3672\text{—}3675 \text{ см}^{-1}$ — с колебаниями O—H, связанных с Mg (аналогична полосе у талька). В области валентных колебаний Si—O и Mg—O находятся полосы 1010 см^{-1} (как у сапонита) и 1040 см^{-1} (как у талька). Полоса 668 см^{-1} аналогична тальковой, 614 см^{-1} — сапонитовой, полосы 528 и 464 см^{-1} свойственны и другим слоистым силикатам. Удельная поверхность $158 \text{ м}^2/\text{г}$, что при установленной емкости катионного обмена $37,4 \text{ мг}\cdot\text{экв}/100 \text{ г}$ соответствует площади поверхности 70 \AA^2 на один одновалентный обменный катион. Это соотношение типично для многих гипергенных глинистых минералов.

Значительные содержания Al_2O_3 (1,90—6,3%) хорошо интерпретируются при отнесении всего Al к четверной координации. При этом количество Al^{IV} составляет от 1/6 до 1/2 атома на форм. ед., избыток октаэдрических катионов не более 6,29 ат.%. Иногда сумма катионов группы Y (Mg, Fe, Mn) точно отвечает идеальной величине 3. При небольшом и постоянном содержании CaO (0,9—1,26%) суммарный коэффициент катионов группы X колеблется от 1/9 до 1/4. Коэффициент молекулярной H_2O изменчив от 0,26 до 1,84, соответствуя доле полных межслоев ($3H_2O$) от 4/9 до 2/3, в разной мере (5/18—5/9) насыщенных обменными катионами группы X (хим. анализы 1—3). По химическим анализам реальный состав заметно отклоняется в обе стороны от характерного для регулярного соотношения тальк—сапонит 1/1.

Анализы (пересчитаны на 4 (Si+Al), по Смолину [3] (f — железистость, %; ΔY — избыток октаэдрических катионов, %; ΔH — доля избытка водных группировок в виде дополнительных бруситовых сеток или водных слоев, %; kX — доля межслоевых катионов, %; aq — молекулярная вода [3]):

| | 1 | | | | 2 | | | | |
|--------------------------------|-------|-------|-------|--------|----------------|--------|--------|-------|-------|
| | 0,32 | 0,45 | 1,18 | Не зн. | 9,48 | 6,05 | 10,18 | 6,4 | |
| Na ₂ O | 0,32 | 0,45 | 1,18 | Не зн. | 9,48 | 6,05 | 10,18 | 6,4 | |
| K ₂ O | 0,86 | 0,04 | — | 0,64 | 2,59 | 5,70 | | | |
| MgO | 27,44 | 25,81 | 27,10 | 30,5 | | | | | |
| CaO | 1,01 | 1,26 | 1,10 | 0,9 | | | | | |
| MnO | — | — | 0,03 | Н. зн. | | | | | |
| FeO | 2,95 | 2,67 | — | — | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 1,90 | 3,47 | 3,48 | 6,3 | | | | | |
| Fe ₂ O ₃ | — | 3,14 | 3,48 | 0,7 | | | | | |
| SiO ₂ | 54,31 | 51,49 | 53,15 | 51,0 | | | | | |
| TiO ₂ | — | 0,12 | — | 0,25 | | | | | |
| | | | | | Сумма | 100,11 | 100,00 | 99,69 | |
| | | | | | Mg | 2,772 | 2,892 | 2,852 | 2,959 |
| | | | | | Ca | 0,097 | 0,077 | 0,082 | 0,063 |
| | | | | | Al | 0,295 | 0,159 | 0,287 | 0,484 |
| | | | | | $f, \%$ | 10,68 | 5,69 | 6,03 | 1,27 |
| | | | | | $\Delta Y, \%$ | 6,29 | 2,21 | 4,29 | — |
| | | | | | $\Delta H, \%$ | 60,83 | 63,52 | 46,36 | 13,00 |
| | | | | | $kX, \%$ | 16,39 | 19,20 | 24,22 | 11,60 |
| | | | | | aq | 1,637 | 1,839 | 1,262 | 0,238 |

1—3—ализтиты из месторождения серпентинита, Монте-Чиапо, бассейн Таро, Апеннины (Италия); 1, 2 — [6], 3—[7]; 4—из доломитов в докембрийской формации известковых кристаллических сланцев (Заир) [8].

Для ализтита из Италии состава (%): Na₂O — 1,15; K₂O — 0,01; MgO — 27,74; CaO — 1,02; MnO — 0,03; FeO — 1,71; Al₂O₃ — 2,95; Fe₂O₃ — 3,90; SiO₂ — 55,43; TiO₂ — 0,06; H₂O⁺ — 6,00 — приведена формула $(Ca_{0,28}Na_{0,58}) \times (Fe_{0,37}^{2+}Mg_{10,69}Mn_{0,01}Ti_{0,01})(Si_{11,34}Al_{0,90}Fe_{0,76}^{3+})O_{37,65}(OH)_{10,35}$ [9].

На кривых ДТА и ДТГ фиксируются двоякий эндотермический эффект, соответствующий выделению молекулярной воды при 150 и 220°, слабые эндотермические эффекты при 605 и 905°; кроме того, отмечается еще несколько очень слабых эффектов потери веса в интервале от 650 до 800°.

Обнаружен в Апеннинах (бассейны рек Таро, Цено) в коре выветривания серпентинитов в ассоциации с другими, преимущественно регулярными смешанослойными минералами — хлорит—вермикулитом, хлорит—сапонитом, разбухающим хлоритом [6, 10]. В том же регионе Италии (бассейн р. Нура) установлен в тесной ассоциации с нерегулярным сапонит—разбухающим хлоритом [4] и ортохризотилом [1]; предполагается гидротермальное происхождение минерала с его накоплением в коре выветривания в качестве остаточного продукта. В Заире встречен в доломитах [8], где он, вероятно, аутигенный и образовался совместно с тальком за счет рассеянного туфо-базитового материала [11].

В системе MgO—Al₂O₃—SiO₂—H₂O методом гидротермального синтеза установлено поле устойчивости регулярного тальк-сметита между более низкотемпературным монтмориллонитом и относительно высокотемпературным собственно тальком [12].

От других слоистых силикатов отличим достоверно лишь по базальному отражению d_{001} 24,5—24,8 Å, увеличивающемуся при насыщении глицерином до 27,10—28,5 Å и уменьшающемуся до 9,3 Å после прогрева при 600°. При дифференциальном термическом анализе отличается от смектитов двояким эндотермическим эффектом, связанным с выделением молекулярной H₂O (150 и 220°).

По положению самого интенсивного эндозффекта (удаление конституционной воды) при 900° отличается от сапонита (около 800°) и талька (950° и выше).

Кулькеит — *kulkeite* — упорядоченный смешанослойный 1 : 1 хлорит—тальк — $\text{Mg}_8\text{Al}[\text{Si}_7\text{AlO}_{20}](\text{OH})_{10}$.

Назван по имени геолога Х. Кульке [13].

Монокл. с., $a_0 = 5,32$, $b_0 = 9,20$, $c_0 = 23,88 \text{ \AA}$, $\beta = 70^\circ$, $Z = 2$.

Кристаллики до 2 мм, часто с субмикроскопическими вростками хлорита и талька. Тв. 2. Уд.в. 2,70 (вычисл.). Бесцветный. Бл. перламутровый на плоскостях спайности (001), прозрачен. Черта белая, $Ng = b$, $Nm \sim a$. Двуосный (—). $n_g = 1,5610$, $n_m = 1,5605$, $n_p = 1,552$, $2V = 24^\circ$ (вычисл. 27°). Присутствие Na_2O , вероятно, связано с изоморфным замещением $\text{Si} \rightarrow \text{Na} + \text{Al}$.

Анализ по данным микрозондирования (%): $\text{Na}_2\text{O} - 1,20$; $\text{K}_2\text{O} - 0,07$; $\text{MgO} - 33,19$; $\text{CaO} - 0,06$; FeO — не обн.; MnO — не обн.; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 12,64$; $\text{SiO}_2 - 40,53$. Формула: $(\text{Na}_{0,88}\text{K}_{0,01})(\text{Mg}_{8,02}\text{Al}_{0,99})[\text{Si}_{6,57}\text{Al}_{1,43}\text{O}_{20}](\text{OH})_{10}$.

Встречен в метаморфизованных эвапоритах Алжира, где образует порфиробласты в виде мелких кристалликов. Межплоскостные расстояния (hkl) $d(I) : (001) 23,7(1)$; $(002) 11,9(8)$; $(003) 7,90(10)$; $(004) 5,93(1)$; $(005) 4,73(6)$; $(006) 3,95(1)$; $(007) 3,38(8)$; $(008) 2,96(5)$; $(009; 200) 2,64(1)$; $(\bar{2}11; 132) 2,55(6)$; $(108) 2,46(5)$; $(0,0.10) 2,373(1)$; $(060) 1,533(10)$ [13, 14].

Близок к кулькеиту минерал из офиолитовых пород долины Таро в Северных Апеннинах (Италия), представляющий собой, вероятно, смешанослойный неупорядоченный тальк—разбухающий хлорит с $d_{001} = 12,40 \text{ \AA}$ [15].

Неупорядоченные тальк—хлоритовые слои образуются в коре выветривания по ультрабазитам в Известковском и Кемпирсайском массивах (Северный Казахстан) в качестве промежуточного продукта при преобразовании хлорита в тальк [16].

Л и т е р а т у р а

1. Gruner J. W. // Ztschr. Kristallogr. 1934. Bd. 29, N. 9/10. S. 369.
2. Дриц В. А., Сахаров Б. А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.
3. Смолин П. П. // Геология и генезис важнейших эндогенных неметаллических ископаемых. М.: Наука, 1983. С. 87.
4. Veniale F., Marel H. W. van der // Beitr. Miner. Petrogr. 1963. Bd. 9, N. 3. S. 198. Contrib. Mineral. and Petrol. 1968. Vol. 17, N 3. P.237.
5. Котельников Д. Д. Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. 248 с.
6. Alietti A. // Period. miner. 1959. Vol. 28, N 1. P. 65.
7. Alietti A., Mejsner J. // Clays and Clay Miner. 1980. Vol. 28, N 5. P. 388.
8. Guenot B. // Bull. Groupe franç. argiles. 1970. Vol. 22, N 1. P. 97.
9. Brigatti M. F., Poppi L. // Clay Miner. 1987. Vol. 22, N 2. P. 187.
10. Alietti A. // Clay Miner. Bull. 1958. Vol. 3. P. 207.
11. Bigotte G., Bonifas M., Millot G. // Bull. Serv. carte geol. Alzace et Lorraine. 1957. Vol. 10, N 2. P. 3.
12. Roy D. M., Roy R. // Amer. Miner. 1955. Vol. 40, N 3/4. P. 147.
13. Abraham K., Schreyer W., Medenbach O., Gebert W. // Fortschr. Miner. 1980. Bd. 58, N. 1. S. 4.
14. Schreyer W., Medenbach O., Abraham K., Müller W. F. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1982. Vol. 80, N 2. P. 103.
15. Mejsner J. // Arch. miner. 1978. Vol. 34, N 1. S. 5.
16. Раев В. Г., Подлинцева Н. И. // Изв. АН КазССР. 1982. № 3. С. 40.

СМЕШАНОСЛОЙНЫЕ МИНЕРАЛЫ С УЧАСТИЕМ СЛЮДЯНЫХ СЛОЕВ

Представлены главным образом диоктаэдрическими слюда—сметитами. Слюдяные слои имеют состав иллита, парагонита, иногда с участием маргарита; состав смектита монтмориллонитовый, бейделлитовый или промежуточный между ними. Диоктаэдрические упорядоченные смешанослойные 1 : 1 слюда—сметиты известны под названием «ректориты». В природе, однако, более распространены неупорядоченные и частично упорядоченные иллит—сметиты. Редкими являются частично упорядоченный Fe-иллит—сметит (сколит),

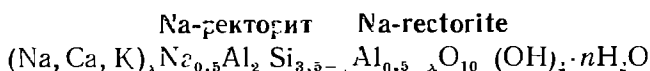
иллит—монтмориллонит с периодом повторяемости 38 Å («минерал-38 Å»), Сг-иллит—бейделлит, упорядоченный 3 : 1 слюда—сметит (тарасовит), парагонит—сметит с соотношением слоев $\neq 1 : 1$, трехкомпонентный смешанослойный слюда—монтмориллонит—вермикулит.

Триоктаэдрические смешанослойные минералы с участием слюдяных слоев представлены биотит—вермикулитами и флогопит—вермикулитами.

Описание смешанослойных слюда—хлоритов см. ниже в соответствующем разделе.

Ректориты Rectorites

К ректоритам относятся упорядоченные смешанослойные 1 : 1 слюда—сметиты. В зависимости от межслоевого катиона, доминирующего в слюдяных слоях, выделяют собственно ректорит, или Na-ректорит (парагонит—сметит), К-ректорит (упорядоченный иллит—сметит) и Са-содержащий ректорит, в котором слюда промежуточного состава между мусковитом, парагонитом и маргаритом.



Назван по имени американского геолога Е. В. Ректора (Брекет, 1891).

Синон. Аллевардит — alleverdite [1], название, данное первоначально ректориту из области Аллевард (Франция), который упоминался в литературе также под названиями: дериберит — deriberite [2], кайерит — caillierite [3], табулит — tabulite [4], идентичность с ректоритом установлена Бравном и Уейром в работах 1963—1965 гг. [5]. Na-аллевардит [6].

Характ. выдел. Во влажном виде образует студнеобразные массы, в сухом — чешуйчатые, листоватые или волокнистые, реже воскообразные. Слагает корки, похожие на смятую ткань или бумагу, напоминает горную кожу.

Структ. и морф. крист. Основу структуры ректорита составляют диоктаэдрические алюмосиликатные слои 2 : 1. Межслоевые промежутки двух типов: заполненные Na (как в парагоните) и гидратированными обменными катионами (как в смектитах). Парагонитовые и смектитовые межслои закономерно чередуются через один вдоль оси *c*. В отличие от слюд слои 2 : 1 асимметричны, тетраэдрические сетки каждого слоя различаются по содержанию Al^{IV} и соответственно по заряду. Более высокозарядные тетраэдрические сетки обращены к парагонитовым межслоям, сетки с меньшим зарядом — к смектитовым [7—11]. Смектитовые слои высокозарядные, бейделлитового типа, иногда отмечается примесь монтмориллонитовых слоев [12—14]. В качестве обменных катионов в природных образцах присутствуют Na, Ca, K, NH_4^+ [14, 15]. Среднее количество необменных катионов 0,5—0,65 на $\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. Заряд слоев 2 : 1 в Na-ректорите равен 0,6—0,9, он несколько выше, чем в К-ректорите, в котором не превышает 0,75 [16]. Иногда нечетные порядки отражений (00 l) в различной степени слабее четных для отдельных кристаллитов, что свидетельствует о некоторой неидентичности межслоевых зон в одном и том же образце [17]. Для ректорита, обезвоженного в электронном пучке, определена моноклинная ячейка с центрированным базисом (скос $\approx -a/3$, пр. гр. *C*2, смежные пакеты не смещены относительно друг друга) [18]. Вывод возможных для ректорита политипных модификаций осуществлен Королевым [18, 19]. В тетраэдрических сетках ректорита из Дагестана с обменным Na тетраэдры Si и Al расположены на разных уровнях, в межслоях обменные катионы Na располагаются в одной плоскости с молекулами H_2O , координаты атомных слоев вдоль оси *c* (Å): 1,0 (Na + H_2O) — 0; 6O — 1,57; 1,7Al — 2,08; 2,3Si — 2,20; 2,3O + 2OH — 3,79; 1,7O — 3,85; 4Al — 4,88; 4O + 2OH — 5,91; 4Si — 7,50; 6O — 8,13; $\text{H}_2\text{O} + 0,54\text{Na}$ — 11,00 [20].

$a_0 = 5,12—5,14$, $b_0 = 8,88—8,90$ Å; c_0 в природных образцах колеблется от 21,75 до 25 Å даже в одном и том же месторождении, зависит главным образом от типа обменных катионов и количества слоев H_2O в смектитовых межслоевых

промежутках. В Na-, K-, Li- и Ba-замещенных комплексах, содержащих один слой воды, $d_{001} \sim 22 \text{ \AA}$, в Mg- и Ca-замещенных, удерживающих два слоя, $\sim 24,5 \text{ \AA}$. В метастабильном состоянии с 3 слоями H_2O , возникающем при воздействии рентгеновских лучей, d_{001} возрастает до $26,0 \text{ \AA}$ [10]. Переходы между этими тремя формами дискретны. Обнаруженные в Дагестане промежуточные формы с d_{001} между 22 и 24 \AA имеют асимметричные базальные рефлексы и являются, вероятно, смесью кристаллитов двух типов [11]. Наблюдается определенная зависимость d_{001} от типа обменного катиона (λ): Na и Ba — 22,0—22,2; NH_4 — 21,37—21,75; Li — 21,90—21,95; Mg — 24,4—25,0; Ca — 24,1—24,7. Количество слоев H_2O в Ca-насыщенных образцах может снижаться с 2 до 1 при уменьшении относительной влажности от 30 до 10% [21], а также в результате обработки образцов 1 : 1 HCl [22]. При максимальном насыщении H_2O d_{001} возрастает до 27,8—28,8 \AA [5, 22—24]. При насыщении этиленгликолем базальные рефлексы становятся более четкими, d_{001} возрастает до 26,1—26,8 \AA , с глицерином — до 27,2—27,7 \AA . Иногда отмечается сверхпериод 44 или 50 \AA [8, 10, 25—27]; $d_{060} = 1,485\text{—}1,489$ [12, 28]. После прокаливания при 600° усиливается интенсивность четных рефлексов на рентгенограммах, d_{001} сокращается до 19,3—19,6 \AA [5, 10, 22]; в воде регидратируется [13].

Под электронным микроскопом индивиды имеют вид длинных тонких лент, которые часто перегнуты, иногда имеют завернутые края. Толщина лент обычно соответствует одному обезвоженному ректоритовому пакету (около 20 \AA) [5, 20, 26, 27, 29, 30]. Для ректорита из Аллеварда («аллевардит») определена толщина лейст порядка 100 \AA [11]. Вслонки удлинены по оси a [27]. При высоком разрешении после насыщения додециламингидрохлоридом в кристаллитах ректорита из шт. Арканзас наблюдались слои толщиной от 20 до 40 \AA [31].

Физ. св. В свежем влажном состоянии желтый или зеленовато-серый ступенчатый с восковым или матовым блеском. При высушивании сжимается и светлеет. В сухом виде цвет снежно-белый или розоватый, коричневатый, зеленовато-серый, светло-желтый. Бл. на поверхности корок перламутровый, мерцающий у отдельных пластинок, блеск волокнистых масс шелковистый. Корки мягкие, при раздавливании легко распадаются на отдельные чешуйки и волокна. На ощупь жирный. Крупные чешуйки гибкие. Уд. в. 2,03—2,56, [25, 32, 33]. ИК-спектр сходен с ИК-спектром парагонита: наиболее интенсивная полоса поглощения наблюдается в области 850—1100 см^{-1} (с максимумами при 1053 и 1026 см^{-1} и плечами 1125, 1083, 990, 918, 875 см^{-1}), кроме того, имеются две сильные полосы при 483 и 549 см^{-1} (с плечом 645 см^{-1}) и более слабые полосы 735, 810 и 820 см^{-1} . В области валентных колебаний OH — две полосы 3440 и 3650 см^{-1} , деформационные колебания H_2O проявляются при 1640 см^{-1} [14, 34]. В NH_4^+ -содержащем ректорите отмечаются также полосы 1450, 2865, 3050 и 3190 см^{-1} [15, 35].

Микр. В шлифах бесцветный, иногда бледно-зеленый, обычно спутанно-волокнистый, реже образует мелкие чешуйки. Двухосный (—), удлинение (+), $Np \perp 001$, угасание прямое, $2V = 30\text{—}50^\circ$, до 14,5, $n_g = 1,550\text{—}1,560$, $n_m = 1,545\text{—}1,550$, $n_p = 1,519\text{—}1,544$, $n_g - n_p = 0,016\text{—}0,040$ [25—27, 33, 36, 37]. Отмечалась аномальная серо-голубая окраска [33]. Ректорит из Аллеварда в ультрафиолетовых лучах фиолетово-зеленый [32].

Хим. По составу промежуточный между парагонитом и бейделлитом (%): SiO_2 — 45—49; Al_2O_3 — 30—35; TiO_2 — до 0,3; $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ (обычно не превышает 1%, более высокие содержания, вероятно, за счет примеси гидроокислов железа); MgO — не более 1%; CaO — до 3,5% (Ca присутствует только как обменный катион в отличие от Ca-содержащих ректоритов, в которых Ca находится в слюдяных слоях); Na₂O — от 2 до 5% (колебания связаны с разным содержанием Na в позициях обменных катионов); K₂O — обычно десятки доли процента, редко до 1% (содержится только в качестве обменного катиона); в образцах из Дагестана и Пакистана обнаружен NH_4^+ [12—15]. Содержание H_2O 10—16%; кроме OH-групп слоев 2 : 1 и молекул H_2O межслоевых смектитовых промежутков, возможно присутствие ионов H_3O^+ [8, 20].

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|---------|---------|----------|--------|-----------|-----------|--------|----------|-------|
| Na ₂ O | 4,95 | 4,90 | 3,36 | 2,66 | 3,12 | 2,80 | 2,90 | 2,25 | 3,81 |
| K ₂ O | 0,18 | 0,20 | 0,08 | 0,14 | 0,61 | 0,40 | 0,40 | 1,10 | 0,92 |
| MgO | 0,42 | 0,20 | 0,09 | 0,59 | 0,88 | 1,11 | — | 0,35 | 0,45 |
| CaO | 0,70 | 0,84 | 1,72 | 3,46 | 0,92 | 1,10 | 1,21 | 1,00 | 3,20 |
| MnO | — | Сл. | — | — | — | — | Сл. | — | — |
| FeO | Не обн. | Не обн. | 0,43 | 2,9 | 0,19 | — | 0,07 | 0,55 | 0,15 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,20 | 0,20 | 0,49 | — | 0,89 | 0,23 | 3,54 | 0,65 | 0,59 |
| Al ₂ O ₃ | 35,42 | 36,10 | 31,76 | 32,69 | 35,30 | 31,35 | 32,48 | 32,15 | 29,43 |
| SiO ₂ | 46,84 | 47,12 | 47,75 | 47,20 | 48,44 | 48,84 | 47,38 | 45,20 | 47,17 |
| TiO ₂ | Не обн. | Не обн. | Не обн. | — | 0,17 | Сл. | 0,29 | 0,30 | — |
| H ₂ O ⁺ | 5,88 | 6,88 | 5,88 | 3,34 | 9,20 | 6,98 | 4,84 | } 15,80 | 5,59 |
| H ₂ O ⁻ | 5,86 | 3,76 | 7,87 | 7,50 | — | 7,04 | 7,16 | | 9,23 |
| Сумма | 100,45 | 100,20 | 100,46 * | 100,48 | 99,72 ** | 99,85 ** | 100,27 | 99,50 ** | 99,54 |
| d ₀₀₁ (Å) | 22 | 22 | 24,6 | 24,6 | 22,12 | 24,5 | 24 | — | — |
| Уд. в. | — | — | — | — | 2,03—2,56 | 2,30—2,37 | — | 2,36 | 2,36 |

* В том числе CO₂—1,03. ** Анализ высушенного материала, H₂O⁻—4,16. *** Спектрально обнаружено (%): Mn—0,7, Ba—0,07 и Sr—0,1. ** В том числе P₂O₅—0,15.

1—Северный Донбасс, анал. Ляшкевич [36]; 2—с. Щетово (Северный Донбасс), анал. Ляшкевич [36]; 3—балка Крутая, Северный Донбасс, анал. Ляшкевич [36]; 4—пос. Ново-Павловск, Нагольный краж (Донбасс), анал. Парикова [27]; 5—гора Гогол-Рышти, Абиховский хребет (Дагестан), анал. Телешова, Абрамова, Пчелинцев [26]; 6—Быньговское месторождение (Урал), анал. не указан [33]; 7—Ламджирское месторождение, Сванетия (Гр зия), анал. не указан [37]; 8—желтый, Аллевард (Франция), анал. не указан [38]; 9—зеленовато-белый, Аллевард (Франция), анал. Кайер, в оригинале сумма 100,14 [32].

Диагн. исп. В воде разбухает с увеличением объема в 1,5—3 раза, образуя мягкую и пластичную массу. У суспензии в воде pH 9 [25]. В HCl, HNO₃, H₂SO₄ и царской водке не растворяется даже при нагревании; частично разлагается в кипящей H₂SO₄, при выпаривании которой образуется смесь диккита и кварца [25, 26]. Обладает высокой адсорбционной способностью [26]. Содержит обменные катионы 48—64 мг-экв/100 г [5, 14, 29]. Метиленовым голубым окрашивается в яркий фиолетовый цвет, после добавления KCl переходящий в ярко-зеленый [25]. П. п. тр. не плавится, становится белым, непрозрачным и хрупким [25—27, 32]. При нагревании в закрытой ампуле в течение часа при P_{H₂O} = 2 кбар после достижения 450 переходит в фазу с меньшим содержанием разбухающего компонента, Al-хлорит и хлорит-вермикулит [39].

Повед. при нагр. На кривой ДТА проявляются два низкотемпературных эндотермических эффекта, более интенсивный при 100—150° и слабый при 170—230°, последний обусловлен выделением H₂O, связанной с обменным Ca (у 22 Å-форм с обменным Na отсутствует или очень слабый). Наиболее интенсивная эндотермическая реакция происходит при 570—650°, она связана с разрушением групп OH. Выделение H₂O продолжается до 800—900°. При 700 полное безвозвратное наступает лишь после прокаливания в течение 6—7 ч. После прокаливания при 600° d₀₀₁ сокращается до 19,3—19,6 Å, но способность к регидратации сохраняется [1, 12—14, 26, 27, 33, 36, 40]. Иногда отмечается эндотермическая реакция при 945—960 [1, 14, 41]. Экзотермическая реакция при 1020—1080, связанная с образованием муллита, не всегда четко выражена [14, 26, 32, 33]. В образцах, содержащих NH₄⁺, после прокаливания при 500—600° наблюдается сокращение d₀₀₁ с 19,8 до 19,3 Å вследствие разрушения этих групп [15].

Наход. На-ректорит образуется в поздние стадии гидротермального процесса. На-насыщенная 22 Å-форма этого минерала более высокотемпературная, чем Ca-насыщенная 24 Å-форма [26, 36]. Характерна четкая приуроченность к участкам тектонических нарушений и развития кварцевых жил. Сингенетичен с поздним кварцем и часто концентрируется в хрусталеносных полостях. В некоторых кварцевых жилах заполняет промежутки между зернами кварца, трещинки и пустоты, иногда наблюдается в зальбандах. Часто находится

в непосредственной связи с рудной минерализацией двух типов: свинцово-цинковой и ртутной. Более ранний ректорит, вероятно, возникает за счет слоистых силикатов, преимущественно гидрослюд и парагонита [24, 42]. Ректорит из пустот, по данным изучения включений в сингенетичном кварце, образовался в кислой среде в присутствии CaCl_2 при 140—150 [28, 43].

В породах северной части Донбасса он нередко обнаруживается до глубины 1500 м; прослеживается связь 22 λ -ректорита со свинцово-цинковым и ртутным оруденением и хрусталеносными полостями, отмечена исключительная приуроченность 24,6 λ -ректорита к верхней части зоны окисления кварцевых и анкерит-кварцевых жил [27, 28, 36, 44]. В пределах Дагестана установлен в кварцевых жилах и вмещающих их аспидных сланцах и песчано-сланцевых породах с киноварью, кераргиритом и самородным серебром, иногда с гидромусковитом и гидрохлоритом [11, 20, 25, 26]. В Ламджирском ртутно-свинцово-цинковом месторождении (Сванетия, СССР) встречается в пустотах и хрусталеносных гнездах кварцевой жилы между свинцово-цинковой и киноварной зонами в ассоциации с парагонитом, сидеритом, доломитом, диккитом, пиритом, марказитом, киноварью, гидроокислами железа [37]. На Урале найден в Гайском медноколчеданном месторождении [40], в сульфидно-кварцевых жилах Быньговского месторождения с халькопиритом, галенитом, блеклой рудой, теллуридами Au, Ag, Bi, карбонатами, хлоритом, мусковитом, турмалином [33], в околорудно-измененных породах Подольского медноколчеданного месторождения в виде прожилков и гнезд с кварцем, серицитом и сульфидами [45], в хрусталеносных гнездах месторождений Приполярного Урала с парагонитом и скаленоэдрическим кальцитом [46]. В Ля-Табль, близ Аллеварда, департамент Изер (Франция), ректорит известен в трещинах жил кристаллического кальцита, секущих юрские известняки, совместно с уплощенными кристаллами кварца и гипсом [1, 4, 22, 32, 38, 41]. В Белуджистане (Пакистан) встречается в виде папирусовидных агрегатов с примесью мельчайших кристаллов кварца, анатаза, брукита, землестых агрегатов хлорита, анкерита и кварца [10, 14]. Впервые был обнаружен в образцах из округа Гарланд, шт. Техас (США) [5, 47]. Отмечался также в округе Пуласки (шт. Арканзас), в гидротермально-измененных песчаниках и сланцах в виде прожилков в ассоциации с кристаллами кварца, анкерита, апатита, кукеита и сульфидами [48].

Искусств. Образуется при $T > 350^\circ$. Из геля бейделлитового состава получен при $T = 490^\circ$ и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ кбар в ассоциации с пиррофиллитом и SiO_2 . При этом в качестве промежуточного продукта в интервале $390\text{—}450^\circ$ синтезируется высокотемпературный смектит с высоким содержанием Al^{IV} и сверхпериодом вдоль оси c .

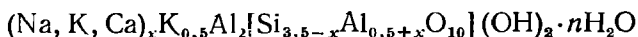
Из геля парагонит-бейделлитового состава синтезирован при $T = 420^\circ$ и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар, время опыта 55—120 дней [21]. По Na-насыщенному бентониту из Вайоминга образовался при $T = 379^\circ$ и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ кбар за 169 дней [49, 50] и при 400 — за 30 дней в ассоциации с каолинитом и кварцем [51, 52]. В качестве промежуточного продукта наблюдался при реакции $3\text{Na-монтмориллонит} + 2$ альбит \rightleftharpoons 3 парагонит + 8 кварц при $T = 350\text{—}440^\circ$, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ кбар и длительности опытов 41—44 дня [53]. При обработке каолинита раствором NaCl даже при довольно высоких температурах ($T = 390\text{—}490^\circ$, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 900$ кг/см², время 3 ч) получается лишь смесь неупорядоченных парагонит-смектитов с различным соотношением обоих компонентов [54, 59], из метагаллуазита, по данным [55], образуется при $T = 450^\circ$ в течение 22 ч.

Л и т е р а т у р а

1. *Caillere S., Henin S.* // C. r. Acad. sci. D. 1950. Vol. 230, N 7. P. 668.
2. *Lemoine E.* // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1950. Vol. 73. P. 146.
3. *Faust G. T., Fleisher M.* // Amer. Miner. 1952. Vol. 37, N 1/2. P. 135.
4. *Deribere M.* // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1943. Vol. 66, N 1/6. P. 22
5. *Brown G., Weir A. H.* // Proc. Intern. clay conf. Stockholm: Pergamon press, 1963. Vol. 1. P. 27; 1965. Vol. 2. P. 87.

6. Королев Ю. М. // IV Пленум Комис. по изуч. глин: (Информ. бюл.). М.: ИГЕМ АН СССР, 1963. Вып. 6. С. 85.
7. Lippmann F., Johns W. D. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1969. N. 5. S. 212.
8. Королев Ю. М. // Кристаллография. 1960. Т. 5, вып. 6. С. 891.
9. Королев Ю. М. // Рентгенография минерал. сырья. 1962. Сб. 1. С. 47;
10. Королев Ю. М. // Тр. V Пленума Всесоюз. комис. по исслед. и использованию глин. Ашхабад: Туркменистан, 1971. С. 114; Кристаллография. 1971. Т. 16, вып. 2. С. 301.
11. Ивкин Н. М., Котельников Д. Д., Градусов Б. П. // Зап. ВМО. 1970. Т. 99, вып. 6. С. 704.
12. Градусов Б. П. // Там же. 1968. Т. 97, вып. 6. С. 681.
13. Градусов Б. П., Чижилова Н. П., Травникова Л. С. // ДАН СССР. 1968. Т. 180, № 2. С. 446.
14. Kodata H. // Amer. Miner. 1966. Vol. 51, N 7. P. 1035.
15. Градусов Б. П. // Рентгенография минерал. сырья. 1971. Сб. 8. С. 89.
16. Inoue A., Utada M. // Clays and Clay Miner. 1983. Vol. 31, N 6. P. 401.
17. Горшков А. И. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 3. С. 133.
18. Королев Ю. М. // ДАН СССР. 1970. Т. 195, № 3. С. 689.
19. Королев Ю. М. // Рентгенография минерал. сырья. 1973. Сб. 9. С. 97.
20. Королев Ю. М., Ивкин Н. М. // ДАН СССР. 1966. Т. 169, № 3. С. 664.
21. Matsuda T., Henmi K. // Clay Sci. 1983. Vol. 6. P. 51.
22. Brindley G. W. // Amer. Miner. 1956. Vol. 41, N 1/2. P. 91.
23. Hofman U., Rappard E. von // Ber. Dt. keram. Ges. 1973. Bd. 50, N. 1. S. 1.
24. Sudo T., Hayashi H., Shimoda S. // Clays and Clay Miner. 1962. Vol. 9. P. 378.
25. Ивкин Н. М., Китайгородский Н. С., Котельников Д. Д., Королев Ю. М. // Зап. ВМО. 1959. Т. 88, вып. 5. С. 554.
26. Ивкин Н. М., Королев Ю. М. // Тр. ИГН АН КазССР. 1966. Т. 16, С. 185.
27. Ляшкевич З. М. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1962. № 16. С. 421.
28. Калужный В. А., Щирица А. С. // Геол. журн. АН УССР. 1962. Т. 22, вып. 2. С. 29.
29. Nadeau P. H. // Clay Miner. 1985. Vol. 20, N 4. P. 499.
30. Weir A. H., Nixon H. Z., Woods R. D. // Clays and Clay Miner. 1962. Vol. 9. P. 419.
31. Klimentidis R. E., Mackinnon I. D. R. // Ibid. 1986. Vol. 34, N 2. P. 155.
32. Caillere S. // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1936. Vol. 59, N 6/8. P. 371.
33. Берзон В. О. // Тр. Ильмен. заповедника. 1976. Вып. 14. С. 128.
34. Shimoda S., Brydon J. E. // Clays and Clay Miner. 1971. Vol. 19, N 1. P. 61.
35. Russell J. D., White J. Z. // Ibid. 1966. Vol. 14. P. 181.
36. Русько Ю. А., Жулид В. А. // Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. Киев: Наук. думка, 1975. С. 405.
37. Салия Д. Г., Квициани А. А., Вяхирев Н. П. // Материалы по полезным ископаемым Кавказа. Тбилиси: Ганатлеба, 1979. С. 289.
38. Henin S., Esquivin E., Caillere S. // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1954. Vol. 77, N 1/3. P. 491.
39. Velde B. // Clays and Clay Miner. 1977. Vol. 25, N 4. P. 264.
40. Герасимов В. Н., Буслаев Ф. П., Франк-Каменецкий В. А. // Зап. ВМО. 1971. Т. 100, вып. 3. С. 370.
41. Caillere S., Mathieu-Sicaud A., Henin S. // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1950. Vol. 73, N 4/6. P. 193.
42. Brindley G. W., Sandalaki Z. // Amer. Miner. 1963. Vol. 48, N 1/2. P. 138.
43. Лазаренко Е. К., Мельник Ю. М., Мельников В. С. // Минерал. сб. Львов, 1967. № 21. вып. 4. С. 339.
44. Мельников В. С., Жулид В. А. // Там же. 1973. № 27, вып. 4. С. 341.
45. Тимергазина А. К., Хепров М. Б. // Вопросы минералогии, геохимии и генезиса полезных ископаемых Южного Урала. Уфа, 1982. С. 17.
46. Буканов В. В. // Горный хрусталь Приполярного Урала. Л.: Наука, 1974. С. 173.
47. Bradley W. F. // Amer. Miner. 1950. Vol. 35, N 7/8. P. 590.
48. Newson G. // Miner. Rec. 1978. Vol. 9, N 2. P. 75.
49. Eberl D., Hower J. // Clays and Clay Miner. 1977. Vol. 25, N 3. P. 215.
50. Eberl D. // Ibid. 1978. Vol. 26, N 5. P. 327.
51. Eberl D., Whitney G., Khoury H. // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 3/4. P. 401.
52. Eberl D. // Geochim. et cosmochim. acta. 1978. Vol. 42, N 1. P. 1.
53. Chatterjee N. D. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1973. Vol. 42, N 3. P. 259.
54. Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А. // Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970. С. 39.
55. Сахаров Б. А., Гилян Э. И., Дриц В. А. // Рентгенография минерального сырья. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1979. С. 41.

К-ректорит K-rectorite



Назван по аналогии с Na-ректоритом [1].

Синон. К-аллевардит [2].

Характ. выдел. Глинистые массы, картонэподобные агрегаты и гофрированные пленки в полостях растворения, землистые скопления; псевдоморфозы по плагиоклазу.

Структ. и морф. крист. В структуре установлено упорядоченное 1 : 1 чередование слоев иллита и смектита. Смектитовые слои бейделлитового типа [3]. По Надо, представляет собой агрегат частиц иллита толщиной 20 Å (два слоя 2 : 1 и заключенный между ними иллитовый межслой), картина смешанослойного образования на рентгенограммах возникает в результате дифракционного взаимодействия между частицами [4]. Однако под электронным микроскопом высокого разрешения наблюдались чешуйки до 200 Å толщиной из чередующихся слоев иллита и смектита [5]. Строго упорядоченные К-ректориты редки, целочисленная серия базальных рефлексов имеется на рентгенограмме образцов из Кули-Колона (Таджикистан). d_{001} изменяется от 22,1 до 24,9 Å в зависимости от характера обменного катиона и количества H_2O в межслоевых промежутках. В Mg- и Ca-насыщенном состоянии содержит два слоя воды. $d_{001} = 24,6$ и 24,8 Å, с Mg рефлексы острые, с Ca — широкие и асимметричные; Li-K-NH₄-Ba-насыщенный К-ректорит имеет $d_{001} = 22,1$ —22,6 Å (один слой H_2O). После насыщения этиленгликолем у Mg-, Ca- и Li-форм d_{001} возрастает до 26,8 Å, K- и NH₄-формы дают широкие асимметричные пики и нецелочисленную серию базальных рефлексов, что обусловлено необратимой контракцией части смектитовых пакетов и образованием неупорядоченной системы из 20 Å- и 27 Å-пакетов. После прокаливания до 300—350° d_{001} Li-, Mg- и Ca-насыщенного К-ректорита сокращается до 20,1 Å, K- и NH₄-насыщенного — до 20,2—20,7 Å, Ba-насыщенного — до 22 Å [3, 6]. Параметры ячейки определены методом косых структур под электронным микроскопом: $a_0 = 5,17$, $b_0 = 8,96$, $c_0 = 19,8$ Å, $\beta = 94,5$ [7, 8]. Отмечался сверхпериод 51 Å [2]. Отдельные кристаллиты под электронным микроскопом имеют вид тонких пластинок с четкими контурами, иногда с зазубренными краями, неправильные, с несовершенными гексагональными очертаниями до 2 мкм в поперечнике [9—11] или лентовидные, удлиненные вдоль оси a [2], в препаратах из суспензий преобладают частицы толщиной 20 Å [4].

Физ. св. Цв. жемчужно-белый или желтоватый от примеси окислов железа. На ощупь жирный.

Микр. Под микроскопом бесцветный, $n_p \approx n_g \approx 1,52$. Оптически отрицателен, $2V$ меньше, чем у слюд, $n_g - n_p$ 0,01—0,03 [2, 12].

Хим. По составу промежуточный между иллитом и бейделлитом. Анализ чистого материала нет. От Na-ректорита отличается содержанием 3,5—5% K_2O при низком (десятые доли %) содержании Na_2O . Анализ К-ректорита из Кули-Колона (Таджикистан), содержащего примесь тосудита (%): $\text{Na}_2\text{O} = 0,46$; $\text{K}_2\text{O} = 5,08$; $\text{MgO} = 2,66$; $\text{CaO} = 1,42$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 32,95$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,13$; $\text{FeO} = 0,10$; $\text{SiO}_2 = 49,60$; $\text{TiO}_2 = 0,30$; $\text{H}_2\text{O}^+ = 7,50$; сумма — 100,20 ($\text{H}_2\text{O}^- = 5,76$), анал. Шаповалова [2]; анализ почти чистого К-ректорита из Туламинского угольного бассейна (Британская Колумбия), содержащего неупорядоченно распределенные прослойки диоктаэдрического хлорита (%): $\text{Na}_2\text{O} = 0,10$; $\text{K}_2\text{O} = 4,44$; $\text{MgO} = 0,77$; $\text{CaO} = 0,51$; $\text{MnO} = 0,06$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 29,08$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,75$; $\text{SiO}_2 = 52,62$; $\text{TiO}_2 = 0,12$; $\text{H}_2\text{O}^+ = 5,52$; $\text{H}_2\text{O}^- = 6,25$; сумма — 100,22 [9].

Диagn. исп. В воде разбухает, объем в пептизированном состоянии больше, чем у всех других глинистых минералов; образует коллоидные растворы высокой концентрации. Обладает пластичностью; не обнаруживает тиксотропного эффекта. Емкость катионного обмена в 2 раза меньше, чем у монтмориллонита [10, 11]. Природные образцы дают кислую реакцию [13].

Повед. при нагр. На кривой ДТА фиксируются три эндотермических эффекта: наиболее интенсивный при 115—130° (иногда с плечом 210°) связан с выделением межслоевой воды; менее интенсивный — около 600° и слабый — около 950° [2, 3, 13, 14]. Сдвиг среднего эндотермического эффекта до 750° отмечался для К-ректора из Венгрии [10, 11].

Находж. К-ректорит, вероятно, распространен широко в гидротермально- и диагенетически-измененных породах, обычно находится в тесной смеси с другими смешанослойными иллит-сметкитами. Хорошо индивидуализированные выделения К-ректора редки. Строго упорядоченный К-ректорит, дающий целочисленную серию базальных рефлексов, встречен в Кули-Колоне (Таджикистан), где он образовался как продукт гидротермальной деятельности в зоне тектонического контакта доломитизированных известняков и серицит-хлоритовых сланцев; слагает картоноподобные агрегаты, гладкие и гофрированные пленки на друзах мелких кристаллов среди кварца, флюорита, барита и вюртцита и в полостях растворения или в трещинах [2, 3, 6—8]. В значительных количествах встречен в Токайских горах (Венгрия) в гидротермально-аргиллизированных пирокластических породах риолитового состава; выделился между зонами каолинита и монтмориллонита [10, 11, 15]. Крупные скопления образует нестрого упорядоченный К-ректорит из окрестностей Бургерсдорпа в Капской провинции (Южная Африка), он слагает залежь мощностью до 1,5 м на контакте долеритов с кварц-иллитовыми сланцами; образует компактную гладкую на ощупь глинистую массу с раковистым изломом [16]. Отмечался в провинции Альмерня в Испании в гидротермально-измененных роговообманковых дацитах в виде землистых масс с ярозитом, кварцем и гипсом [13], в руднике Хонами, преф. Нагато (Япония), — в ассоциации с пиррофиллитом [14]. В Туламинском угольном бассейне в Британской Колумбии (Канада) образовался по бейделлиту при термальном воздействии на бентониты [9], в рудном поясе Фронт-Рейндж, шт. Колорадо (США), — по серицитизированному плагиоклазу в околорудно-измененных гранитоидах [12]. Встречен в керне одной из скважин в поле гидротермальной активности в Новой Зеландии [17, 18].

В угленосных породах Карагандинского бассейна К-ректорит слагает прослой незначительной мощности с выделениями биотита и плагиоклаза, образовался по монтмориллониту при эпигенезе [19, 20]. Отмечался в глинистой фракции известняков левобережья р. Адур во Франции [21], в метаботонитах мелового возраста в шт. Колорадо (США) [22].

Строго упорядоченный К-ректорит выделен из нижних горизонтов грубопесчанистой почвы в районе дер. Сласская губа в Карелии [19].

Искусств. Получен при нагревании тонкоизмельченного серицита (содержащего 9,02% K_2O и 0,76% Na_2O), смешанного с сульфатом Al, карбонатом Mg и К-квасцами, в автоклаве при 250—300° и $P_{H_2O} = 60—120$ атм [23]; из прокаленного при 600° $2M_1$ -серицита (содержащего 8,75% K_2O и 1,37% Na_2O) кипячением в 6N HCl или 0,8N H_2SO_4 с последующим насыщением Mg [24, 25]; при обработке прокаленного серицита растворами NaCl, $LiNO_3$ при 300° [26] или тетрафенилборнатрием [27]. К-ректорит образуется только из серицита модификаций $2M_1$ и $2M_2$; $1M$ и $1Md$ серициты переходят в неупорядоченные иллит—сметкиты, степень упорядочения структуры зависит также от катионного состава воздействующих растворов и способа перемешивания [28, 29].

Л и т е р а т у р а

1. Eberl D. // Clays and Clay Miner. 1978. Vol. 26, N 5. P. 327.
2. Королев Ю. М. // ДАН СССР. 1965. Т. 162, № 3. С. 650.
3. Градусов Б. П., Чижикова Н. П. // Рентгенография минерал. сырья. 1967. Сб. 6. С. 134.
4. Nadeau P. H. // Clay Miner. 1985. Vol. 20, N 4. P. 499.
5. Klimentidis R. E., Mackinnon J. D. R. // Clays and Clay Miner. 1986. Vol. 34, N 2. P. 155.

6. Градусов Б. П., Капитонов М. Д., Чижилова Н. П. // Зап. ВМО. 1967. Т. 96, вып. 6 С. 728.
7. Королев Ю. М. // ДАН СССР. 1970. Т. 195, № 3. С. 689.
8. Королев Ю. М. // Рентгенография минерал. сырья. 1973. Сб. 9. С. 97.
9. Peaar D. R., Williams V. E., Mustoe G. E. // Clays and Clay Miner. 1980. Vol. 28, N 4. P. 241.
10. Nemez E., Varju Gy., Barna J. // Proc. Intern. clay conf., Stockholm, 1963. Oxford: Pergamon press, 1965. P. 51.
11. Nemez E., Varju Gy // Földt. kozl. 1968. Köt. 98, füz. 2. Old. 187.
12. Bonorino F. G. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1959. Vol. 70, N 1. P. 53.
13. Rodriguez Gallego M., Alias Perez L. J. // Clay Miner. 1965. Vol. 6. P. 119.
14. Kodama H., Shimoda S., Sudo T. // Proc. Intern. clay conf. Tokyo, 1969. Vol. 1. P. 185.
15. Немец Э. // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1964. № 5. С. 62.
16. Heustek H. // Miner. Mag. 1954. Vol. 30, N 225. P. 400.
17. Eslinger E., Savin S. M. // Amer. J. Sci. 1973. Vol. 273, N 3. P. 240.
18. Browne P. R. Z., Ellis A. J. // Ibid. 1970. Vol. 269, N 2. P. 97.
19. Градусов Б. П. // Минералы со смешанослойной структурой в почвах. М.: Наука, 1976. С. 128.
20. Косовская А. Г., Шутов В. Д., Александрова В. А. // Литология. и полез. ископаемые. 1964. № 2. С. 20.
21. Esquevin J., Kulbicki G. // Bull. Serv. carte geol. Alsace et Lorraine. 1963. Vol. 16, fasc. 4. P. 197.
22. Nadeau P. H., Wilson M. J., McHardy W. J., Tait J. M. // Miner. Mag. 1985. Vol. 49, N 352. P. 393.
23. Ueda S., Sudo T. // Nature. 1966. Vol. 211, N 5056. P. 1393.
24. Tomita K., Sudo T. // Rep. Fac. Sci. Kadoshima Univ. 1968. N 1. P. 89.
25. Tomita K., Sudo T. // Nature. 1968. Vol. 217, N 5133. P. 1043.
26. Tomita K., Sudo T. // Clays and Clay Miner. 1971. Vol. 19, N 4. P. 263.
27. Tomita K., Dozono M. // Ibid. 1972. Vol. 20, N 4. P. 225.
28. Tomita K. // Ibid. 1974. Vol. 22, N 1. P. 79; 1977. Vol. 25, N 4. P. 302; 1978. Vol. 26, N 3. P. 209.
29. Tomita K. // J. Miner. Soc. Jap. 1983. Vol. 16, N 3. P. 275.

Са-содержащий ректорит — Ca-bearing rectorite — отличается от собственно ректорита тем, что в неразбухающих межслоях его структуры наряду с Na присутствуют необменные катионы Са и К, т. е. слюдяные пакеты имеют состав, промежуточный между парагонитом, мусковитом и маргаритом, их толщина равна 9,64—9,89 Å. Сметитовые слои по толщине промежуточные между бейделлитом и монтмориллонитом (14,93—15,15 Å в Mg-насыщенном состоянии) [1, 2]. Определены c^* -параметры атомных плоскостей [1]. d_{001} (Å) в воздушно-сухом состоянии: 24,65—24,86 (Са-насыщенный), 24,64—24,92 (Mg), 22,00—22,2 (Na), 21,83—22,10 (K); с этиленгликолем возрастает до 26,41—26,56 (Са), 26,50—26,80 (Mg), 23,70—24,57 (K), с глицерином — до 27,0—27,33 (Са), 27,38—27,60 (Mg), 23,48—23,72 (K); после нагревания до 500—700° уменьшается до 19,2—19,6 [1—3]. $d_{060} = 1,484—1,487$ [1]. Под электронным микроскопом частицы, в отличие от ректорита, имеют не удлинненную, а изометрическую форму [1, 2, 4], в ИК-спектре полоса 820 см⁻¹ более четкая [2]. Емкость обменных катионов 42,1—47,8 мг-экв/100 г [1].

Анализы [1]:

| | 1 | 2 | 3 | | 1 | 2 | 3 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------------------------------|---------|----------|----------|
| Na ₂ O | 1,79 | 1,56 | 2,33 | SiO ₂ | 47,10 | 44,62 | 43,47 |
| K ₂ O | 1,51 | 1,18 | 2,14 | TiO ₂ | 0,13 | 0,15 | 0,35 |
| MgO | 0,07 | 0,16 | 0,36 | H ₂ O ⁺ | 6,38 | 8,83 | 8,31 |
| CaO | 2,25 | 3,99 | 1,90 | H ₂ O ⁻ | 4,67 | 5,98 | 6,70 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,66 | 1,03 | 0,78 | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 35,10 | 31,93 | 33,37 | Сумма | 99,69 * | 99,48 2* | 99,72 3* |

* В том числе MnO—0,03. ** В том числе Li₂O—0,05. ** В том числе P₂O₅—0,01.

1 — Митсуниши, преф. Окаяма (Япония), анал. Ямамото (Na_{0,03}K_{0,01}Ca_{0,1}Mg_{0,01})(Na_{0,44}K_{0,25}Ca_{0,21})(Al_{3,98}X × Fe_{0,07}³⁺Ti_{0,01})[Si_{6,38}Al_{1,62}]; 2 — Сано, преф. Нагано (Япония), с небольшой примесью каолинита, анал. Матсуда (Na_{0,06}K_{0,05}Ca_{0,06}Mg_{0,01})(Na_{0,3}K_{0,1}Ca_{0,35})(Al_{3,7}, Fe_{0,11}³⁺Mg_{0,02}Li_{0,02}Ti_{0,02})(Si_{6,33}Al_{1,67}); 3 — Ханю, преф. Тотиги, анал. Матсуда (Na_{0,02}K_{0,01}Ca_{0,14}Mg_{0,06})(Na_{0,5}K_{0,16}Ca_{0,15})(Al_{3,6}Fe_{0,08}³⁺Ti_{0,04})[Si_{6,24}Al_{1,76}].

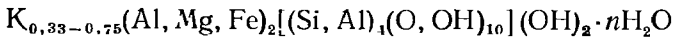
Образуется при гидротермальном изменении кислых эффузивных и пирокластических пород в ассоциации с серицитом, кварцем, пирофиллитом, каолинитом, иногда слагает мономинеральные выделения. Известен в месторождениях керамического сырья в Японии: в Митсуиши, преф. Окаяма, образует белые авигдалоидные выделения в окремненном риолите вокруг пирофиллит-каолинитовой залежи [1], в Сано, преф. Нагао, — псевдоморфозы по плагиоклазу в слабо измененных дацитах [1], в Ханю, преф. Тотиги, слагает желтовато-белые глины вокруг серицитизированных туфобрекчий [1], в руднике Тухо, преф. Анти, замещает слюда-монтмориллонитовую зону вокруг пирофиллитовой залежи и содержит прожилки диккита, флюорита, Li-тосудита [2], в руднике Гото, преф. Нагасаки, образует прожилки в массе пирофиллита и кварца [3, 4].

Искусственно получен ректорит, в котором необменные катионы представлены только Ca (Ca-ректорит или упорядоченный 1 : 1 маргарит—сметит), а также его Sr- и Ba-аналоги [5—9].

Л и т е р а т у р а

1. Matsuda T., Nagasawa K., Tzuzuki I., Henmi K. // Clay Miner. 1981. Vol. 16, N 1. P. 91.
2. Nishiyama T., Shimoda S. // Clays and Clay Miner. 1981. Vol. 29, N 3. P. 236.
3. Kodama H., Shimoda S., Sudo T. // Proc. Intern. clay conf. Tokyo, 1969. Vol. 1. P. 185.
4. Brindley G. W., Sandalaki Z. // Amer. Miner. 1963. Vol. 48, N 1/2. P. 138.
5. Matsuda T., Henmi K. // Clay Sci. 1983. Vol. 6, N 2. P. 51.
6. Томашенко А. Н., Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В. // ДАН СССР. 1971. Т. 199, № 1. С. 186.
7. Шитов В. А., Гоцло Э. А., Котов Н. В. // Кристаллохимия и структурные особенности минералов. Л.: Наука, 1976. С. 61.
8. Рюмин А. А., Котов Н. В., Франк-Каменецкий В. А. // Там же. С. 33.
9. Копейкин Н. Н., Гоцло Э. А., Котов Н. В., Франк-Каменецкий В. А. // Там же. С. 39.

Иллит—сметиты Illite—smectites



Название отражает состав этих минералов, промежуточный между иллитом и сметитами, в основном монтмориллонитом. Нередко эти минералы обозначаются как слюда—сметит, слюда—монтмориллонит, серицит—монтмориллонит, гидрослюда—монтмориллонит. Иллит—сметиты с невысоким содержанием сметитового компонента (5—20%) предложено объединять под названием «гидрослюда», которое ранее применялось в более широком значении для всех гидратированных слюдистых минералов [1—3].

Синон. Бравезит — bravaisite (Маллард, 1878) — неупорядоченный 1 : 1 иллит—монтмориллонит из угольных отложений департамента Алльер, Франция [4]; гидратированный иллит — hydrated illite [5], иллит—гидрослюда, иллитрослюда — illithydromica, illidromica — иллит—сметит с невысоким содержанием разбухающих пакетов [6]; открытый иллит — open illite [7] — первоначально под этим названием был описан минерал с $d_{001} = 14 \text{ \AA}$, возрастающим после обработки этиленгликолем до 17 \AA и уменьшающимся при нагревании до 10 \AA , а после насыщения KCl до $11,8 \text{ \AA}$ [7], позже «открытым иллитом» был назван минерал с $d_{001} = 10 \text{ \AA}$, увеличивающимся после насыщения глицерином до 18 \AA , в котором в отличие от иллита содержится наряду с K_2O (2,47%) значительное количество Na_2O (3,47%) [8]; расширяющийся иллит — expanded illite — и разбухающий иллит — swelling illite [9] — иллит—сметиты, у которых d_{001} уменьшается после насыщения KCl соответственно до 10 \AA и до значения между 10 и 14 \AA [9]; сарошпатит, сарошпатакит, сарошпатакит — sarospatite, sarospatakite [10] — описан Магдэфрау и Гофманом в 1938 г. [11] как глина из Сарошпатака — иллит—монтмориллонит, содержащий 10—15% разбухающих межслоев [12]. Для неупорядоченных иллит—сметитов предлагалась рациональная номенклатура, например слюда—сметит (30 : 70) в отличие от обозначений 1 : 1 и 2 : 1 для каолинитового и слюдяного типов слоев [13].

Характ. выдел. Глинистая составная часть осадочных и гидротермально измененных пород.

Структ. и морф. крист. В структуре иллит—сметитов постепенный переход от иллита к сметиту осуществляется за счет чередования межслоев иллитового типа (I), содержащих необменный калий, и разбухающих межслоев сметитового типа (S), заполненных молекулами воды и обменными катионами

(Ca, Na, K). Количество разбухающих межслоев постепенно возрастает при переходе от иллита к смектиту, условная граница между иллитом и иллит—смектитами разными авторами проводится при содержании смектитового компонента 0% [3, 14, 15] или 10% [16].

Способ чередования иллитовых и смектитовых межслоев может быть частично упорядоченным или беспорядочным. Имеется определенная зависимость степени упорядоченности от относительных количеств обоих типов межслоевых промежутков: при содержании разбухающих межслоев не более 15% они почти всегда распределяются упорядоченно по закону *III S*, при содержании 15—35% — по законам *IS* и *IIS*. В интервале содержания 30—45% *S* иллит—смектиты иногда проявляют угсрядченность типа *IS*, обычно это частично упорядоченные системы. Полностью упорядоченный иллит—смектит 1 : 1 (*IS*) встречается редко (см. «К-ректорит»). Иллит—смектиты, в которых смектитовые межслои преобладают, неупорядоченные и под электронным микроскопом обнаруживают губкообразное строение, как у смектитов [17—19].

Наряду с общепринятым представлением об иллит—смектитах как минералах с неупорядоченным и упорядоченным чередованием иллитовых и смектитовых слоев в пределах относительно больших кристаллитов, существует концепция [20—23], согласно которой индивидуальным минералом является только иллит, тогда как иллит—смектиты с $I > S$ представляют собой тонкодисперсный иллит с толщиной чешуек не более 50 Å (2—5 слоев 2 : 1). Дифрактограммы от ориентированных препаратов из таких частиц дают картину смешанослойного образования благодаря дифракционному взаимодействию между частицами, «упорядоченность» зависит от степени однородности частиц иллита, разбухаемость обуславливается адсорбцией воды и органических молекул в промежутках между частицами, а «количество разбухающего компонента» определяется средней величиной этих частиц. Иллит—смектиты с $S > I$ с этой точки зрения представляют собой смесь тонкодисперсных частиц иллита и смектита. Экспериментальные исследования и изучение под электронным микроскопом высокого разрешения показали, что обе концепции строения иллит—смектитов верны соответственно для более крупных и более мелких фракций [24—30].

Для иллит—смектитов характерен политип *1Md*, слои 2 : 1 в большей степени, чем в иллите, деформированы и более асимметричны (тетраэдрические сетки, обращенные к иллитовым межслоям содержат больше Al^{IV}). Отмечалось изменение заряда вдоль отдельных слоев 2 : 1 [31]. На рентгенограммах иллит—смектитов дифракционные пики занимают положения, промежуточные между близкими по значению углу Θ пиками иллита и смектита. Положение, интенсивность и ширина суммарных пиков 001/001, 002/003 и т. д. зависят главным образом от количественного соотношения иллитовых и смектитовых слоев и степени упорядоченности их распределения. В частично упорядоченных иллит—смектитах наряду с рефлексами в интервале 10—15 Å часто наблюдается пик в области 25—30 Å (строго упорядоченный 1 : 1 иллит—смектит — К-ректорит имеет $d_{001} = 24$ Å). Неупорядоченные иллит—смектиты дают непрерывный рефлекс 10—15 Å. После насыщения различными катионами, водой, этиленгликолем, глицерином и другими органическими жидкостями дифракционная картина закономерно изменяется. Нагревание до 300—400° приводит к сдвигу полос 11—12 Å до ~10 Å.

Для определения количественного соотношения иллитовых и смектитовых межслоев и способа их чередования в структурах иллит—смектитов используются дифрактограммы от препаратов из параллельно ориентированных частиц, подвергавшихся насыщению различными катионами, этиленгликолем или глицерином, нагреванию и т. д.

Точность определения в значительной степени зависит от способов измельчения, сепарации, приготовления препаратов и от условий съемки [7, 15, 32, 33]. Разработан ряд методик, в том числе прямой метод Фурье, нашедший достаточно широкое применение [34]. Обычно количество иллитовых и смектитовых пакетов и степень упорядоченности их распределения определяются

путем сравнения экспериментальных дифрактограмм с вычисленными [15, 19, 35—39]. Графики для определения количества разбухающего компонента по положению рефлексов 001/001 (11—18 Å), 001/002 (9,10 Å), 002/004 (4,4—4,9 Å), 003/005 (3,33—3,50 Å) и 003/006 (3,00—3,25 Å) для Mg-замещенных иллит-сметитов, насыщенных глицерином, имеются в работах [34, 38, 40]. Наиболее чувствительным является положение рефлекса 3,33-3,7 Å [38]. Предложена диаграмма зависимости относительной интенсивности этого рефлекса от содержания сметитовых слоев [41]. Методы определения соотношения иллитовых и сметитовых слоев и степени упорядочения, учитывающие изменчивость расположения слоев и доводящие до минимума ошибки, связанные с влиянием размеров доменов, предложены Шродонсом [39, 42]. Томита и Такахаши [43] построили диаграммы вычисленных значений ряда рефлексов для различных последовательностей чередования иллитовых и сметитовых слоев, позволяющие быстро количественно определять характер переслаивания по экспериментальным значениям d . В интервале содержаний разбухающего компонента 0—25% определение его количества возможно по соотношению ширины пиков рефлексов 10—11 и 5 Å [44]. При малых содержаниях разбухающих слоев их количество наиболее точно определяется по величине Δd , равной разности между d_{001} образцов, подвергнутых различным обработкам. Так, при содержании 5% разбухающих слоев иллит—сметит имеет $d_{001} = 10,11$ Å (Na-насыщенный), 10,09 Å (Mg-насыщенный), 10,02 Å (Ca-насыщенный), 9,97 Å (с этиленгликолем), 9,95 Å (с глицерином), т. е. Δd охватывает интервал 0,15 Å, при этом выдерживается соотношение $d_{001} < 2d_{002} > 3d_{003} = 5d_{005}$. При увеличении количества разбухающих слоев от 5 до 20% Δd изменяется от 0,15 до 1 Å [3, 38].

Иллит—сметиты с высоким содержанием сметитовых слоев не всегда отличимы от монтмориллонита. При содержании до 40% иллитовых слоев после насыщения этиленгликолем появляется пик 17 Å, характерный для сметитов [15, 45]. Для таких иллит—сметитов разработан метод определения соотношения иллитовых и сметитовых слоев, основанный на эффекте повышения светопреломления после насыщения высокопреломляющими органическими веществами [46]. При содержании разбухающего компонента 60—80% его количество можно оценивать по величине отношения l/n , где l — пиковая интенсивность рефлекса 17 Å в этиленгликолизированном образце, измеренная от вершины пика до дна «седловины» со стороны малых углов 2θ , n — со стороны больших углов 2θ ; согласно вычисленным по Рейнольдсу дифракционным профилям, оно изменяется от 0,39 до 0,77 при увеличении S от 60 до 80% [47]. В случае, когда количество разбухающих слоев коррелируется с размером частиц, его можно определять исходя из гистограмм содержаний частиц толщиной 10, 20, 30, 40 и 50 Å, определяемых с помощью просвечивающей электронной микроскопии [48]. Методы определения иллит-сметита в смесях с дискретным иллитом разработаны Шродоном [49, 50] и Реттке [45].

Физ. св. Изучены слабо из-за дисперсной формы выделения; сходны с иллитом. ИК-спектр отличается большей шириной полосы близ 1000 см^{-1} , иногда ее раздваиванием, также присутствием полос 2900 и 1640 см^{-1} , обусловленных молекулами H_2O ; при вхождении в межслой NH_4^+ появляется полоса $1410—1450 \text{ см}^{-1}$ [1, 7, 27, 51]. Вычисление потенциальной энергии взаимодействия между иллитовыми и сметитовыми слоями при различном их соотношении показало, что максимальная энергетическая устойчивость иллит—сметитов достигается при содержании разбухающих слоев $\sim 30\%$ [52]. Неупорядоченные иллит—сметиты термодинамически аналогичны полифазным агрегатам [53]. Данные по определению ионных активностей компонентов в растворах на контакте с иллит—монтмориллонитами также свидетельствуют о том, что иллит—монтмориллониты являются скорее двухфазовой системой, чем твердым раствором [16, 14].

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветные, желтоватые, зеленоватые, буроватые. Показатели преломления иллит—сметитов промежуточные между иллитом (1,60) и монтмориллонитом (1,52).

Хим. Состав промежуточный между иллитом и монтмориллонитом. С возрастанием количества разбухающих слоев уменьшается содержание K_2O и возрастает — H_2O^+ и CaO ; кальций обычно присутствует в качестве обменного катиона. Однако строгой корреляции содержания компонентов с содержанием разбухающих слоев, определенных рентгеновским методом, не наблюдается. Химический состав отдельных чешуек в одном и том же образце, по данным аналитической электронной микроскопии, может колебаться в значительных пределах, например, в иллит—смектите с 10—30% разбухающих пакетов: $K_{0,32-0,74} Mg_{0,18-0,40} Fe_{0,02-0,24}^{3+} Al_{0,36-0,80}^{IV}$ [54, 55]. Отмечались иллит—смектиты, содержащие V [56], Cr (до 3,5% Cr_2O_3) [57] и Ba [58].

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Na_2O | 0,44 | 0,65 | 0,24 | 0,51 | 1,67 | 0,37 | 0,10 | 1,15 | 0,92 |
| K_2O | 6,74 | 5,36 | 6,36 | 5,00 | 6,24 | 4,68 | 4,44 | 3,55 | 5,12 |
| MgO | 2,81 | 3,25 | 4,33 | 2,79 | 3,26 | 0,05 | 0,77 | 3,88 | 0,97 |
| MnO | 0,09 | 0,04 | — | — | — | 0,03 | 0,06 | 0,04 | — |
| CaO | 0,98 | 0,94 | 0,88 | 3,08 | — | 0,01 | 0,51 | 2,26 | 0,54 |
| FeO | 1,35 | 0,61 | 0,52 | — | 0,20 | 0,33 | 0,56 | 0,60 | — |
| Fe_2O_3 | 1,84 | 2,09 | 3,61 | 1,35 | 2,27 | 2,09 | 0,19 | 1,34 | 0,33 |
| Al_2O_3 | 27,97 | 25,91 | 21,25 | 25,96 | 21,95 | 28,54 | 29,08 | 19,59 | 31,35 |
| SiO_2 | 49,21 | 48,29 | 53,39 | 54,15 | 53,13 | 48,90 | 52,62 | 51,76 | 48,88 |
| TiO_2 | 0,49 | 0,42 | 0,85 | 0,48 | 1,16 | — | 0,12 | 0,41 | 0,73 |
| P_2O_5 | 0,09 | 0,05 | — | — | — | 0,07 | — | 0,07 | — |
| H_2O^+ | 5,21 | 5,65 | 4,40 | 7,37 | 5,93 | 8,59 | 5,52 | 14,53 | 7,58 |
| H_2O^- | 2,24 | 6,79 | 5,17 | — | 4,22 | 6,50 | 6,25 | 1,92 | 3,67 |

| | | | | | | | | | |
|-----------|--------|--------|--------|--------|--------|----------|------------|----------|------------|
| Сумма | 99,51* | 100,05 | 100,00 | 100,69 | 100,00 | 100,26** | 100,22 | 100,46** | 103,09 |
| d_{001} | 10,6 | 11,8 | 11,0 | — | 11,2 | 12,3 | 12,3; 27,4 | 12,5 | 12,1; 25,6 |
| Политип | 1M | 1M | 1M | — | 1M | — | — | 1M | 1M |
| S (%) | 10 | 20 | 20 | 25 | 30 | 30 | 40—45 | 40 | 50 |

* В том числе $C_{org} = 0,04$; CO_2 — не обн. ** В том числе $SO_3 = 0,10$. * В том числе $C_{org} = 0,14$ $CO_2 = 0,12$.

1, 2 — из Асианского иллитового месторождения (Грузия), образцы взяты по выщелачиванию иллитовым частицам андезит-трахитовых туфов в связи с сульфидным оруденением, анал. Залманзон [59]; 3 — из иллитовых месторождений Прибалтики, анал. не указан [60]; 4 — из прослоя глин в силурийских известняках Лудгери, Уорчестершир (Англия), анал. Пишо [61]; 5 — из метабентонитов Прибалтики, анал. не указан [60]; 6 — из лини овидных выделений между зонами алуинита и монтмориллонита в гидротермально-метаморфических андезитах Маруо, преф. Кадошима (Япония), анал. не указан [62]; 7 — из иллитовых выделений в метабазальном бассейне Тулемни, Британская Колумбия, анал. не указан [63]; 8 — из Асианского иллитового месторождения (Грузия), анал. Залманзон [59]; 9 — из рудника Ханаока, преф. Акита (Япония), анал. не указан [64].

Диagn. исп. В HCl практически не растворяются, при обработке 10% HCl при 80° извлекаются межслоевой Ca и Fe^{3+} [65]. В воде, с этиленгликолем и глицерином иллит—смектиты разбухают в различной степени. Разбухаемость возрастает при увеличении количества разбухающих слоев и уменьшении степени упорядоченности, зависит также от характера обменных катионов. При этом в частично упорядоченных иллит—смектитах межплоскостное расстояние 25—30 Å возрастает на 1,5—3 Å с этиленгликолем и на 3—5 Å с глицерином. Если смектитовые слои по свойствам приближаются к вермикулитовым, разбухания может не наблюдаться [5]. Способность к катионному обмену у иллит—смектитов возрастает с увеличением количества разбухающих слоев, зависит также от степени упорядочения и характера обменных катионов (у 1 : 1 иллит—смектитов 45—60 мг·экв/100 г) [66—68]. После насыщения калием в иллит—смектитах сокращаются межплоскостные расстояния d_{001} и частично или полностью теряется способность к разбуханию, в некоторых неупорядоченных образцах d_{001} сокращается до 10 Å [5, 69]. У частично упорядоченного 1 : 1 иллит—бейделлита из Калифорнии рефлекс 26,12 Å сокраща-

ется до 24,52 Å, неоднократное высушивание при 110° и увлажнение К-насыщенного образца приводит к образованию фазы с $d_{001} = 10,1 \text{ Å}$ [68]. Обладают способностью селективно адсорбировать Cs из растворов. При этом рентгенограммы не показывают какого-либо изменения структуры [70].

Повед. при нагр. На кривых ДТА иллит—смектитов выделению межслоевой воды соответствуют два сближенных эндотермических эффекта: более интенсивный с максимумом около 150° и слабый при 200—230°. Эндотермический эффект, связанный с разрушением групп ОН слесв 2 : 1 в иллите и иллит—смектитах, наблюдается в интервале от 525 до 725° (максимум, вероятно, сдвигается в сторону высоких температур при уменьшении содержания Al^{IV}). При наличии в структуре тетраэдрических сеток, различающихся по содержанию Al^{IV} проявляются два максимума: при 525—625 и 650—725°. Иногда имеется небольшой эндотермический эффект при 850—950 [27, 71]. Экзотермический эффект слабый, в интервале 890—1000°, проявляется не всегда. Способность к регидратации сохраняется при нагревании до 500, иногда до 700° [5]. В продуктах разложения при 1000—1400° отмечались β-кварц, шпинель и муллит, после насыщения различными катионами — небольшие количества кордиерита, кальсилита, полевого шпата, корунда, окислов железа и форстерита. Определенные адсорбированные катионы действуют как репрессоры высокотемпературных фазовых превращений ($K > Na > Li > Ca > Mg > Be > Sn$) [72].

Находж. Иллит—смектиты генетически и пространственно тесно связаны с иллитом (см. «Иллит»). Минералы. Т. 4, вып. 1).

Искусств. См. «Иллит».

Л и т е р а т у р а

1. Градусов Б. П. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969 № 10. С. 88.
2. Kossovskaya A. G., Drits V. A. // Sedimentology. 1970. Vol. 15, N 1/2. P. 83.
3. Омеляненко Б. И., Волосикова И. М., Дриц В. А., Звягин Б. Б., Андреева О. В., Сахаров Б. А. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 5. С. 69.
4. Bradley W. F. // Amer. Miner. 1945. Vol. 30, N 11/12. P. 704.
5. Sudo T. // Proc. Intern. clay conf. Stockholm, 1963. Vol. 1. P. 113.
6. Andreatta C. // Period. miner. 1949. Vol. 18, N 1. P. 11.
7. Hübner M. // Ber. Dt. Ges. Geol. Wiss. 1968. Bd. 13, H. 4. S. 417.
8. Овчинников С. И. // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 5. С. 151.
9. Marel H. W. van der // Acta Univ. carol. Geol. 1961. N 1. P. 23.
10. Сельский И. Д. // ДАН СССР. 1940. Т. 26, № 3. С. 248.
11. Maegdefrau E., Hofmann U. // Ztschr. Kristallogr. 1938. Bd. 98, H. 1. S. 31.
12. Ne mész E., Varju Gy // Földt. közl. 1970. Köt. 100, füzet. 1. Old. 11.
13. Bloss F. D. // Amer. Miner. 1966. Vol. 51, N 5/6. P. 855.
14. Gerrels R. M. // Clays and Clay Miner. 1984. Vol. 32, N 3. P. 161.
15. Reynolds R. C. // Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. L., 1980. P. 249.
16. Aagaard P., Helgeson H. C. // Clays and Clay Miner. 1983. Vol. 31, N 3. P. 207.
17. Bethke G. M., Vergo N., Altaner S. P. // Ibid. 1986. Vol. 34, N 2. P. 125.
18. Keller W. D., Reynolds R. C., Inoue A. // Ibid. P. 187.
19. Reynolds R. C., Hower J. // Ibid. 1970. Vol. 18, N 1. P. 25.
20. McHardy W. J., Wilson M. J., Tait J. M. // Clay Miner. 1982. Vol. 17, N 1. P. 23.
21. Nadeau P. H., Tait J. M., McHardy W. J., Wilson M. J. // Ibid. 1984. Vol. 19, N 1. P. 67.
22. Nadeau P. H., Wilson M. J., McHardy W. J., Tait J. M. // Science. 1984. Vol. 225, N 4665. P. 923.
23. Nadeau P. H., Wilson M. J., McHardy W. J., Tait J. M. // Clay Miner. 1984. Vol. 19, N 5. P. 757.
24. Reynolds R. C. // Acta crystallogr. A. 1968. Vol. 24, pt 2. P. 319.
25. Srodon J., Eberl D. D. // Rev. Miner. 1984. Vol. 13. P. 495.
26. Градусов Б. П. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 12. С. 86.
27. Srodon J. // Pol. Akad. nauk. Pr. miner. 1976. N 49. S. 1.
28. Rosenberg P. E., Kittrick J. A., Sass B. M. // Clays and Clay Miner. 1985. Vol. 33, N 6. P. 561.
29. Klimentidis R. E., Mackinnon I.D.R. // Ibid. 1986. Vol. 34, N 2. P. 155.
30. Sawhney B. L., Reynolds R. C. // Ibid. 1985. Vol. 33, N 6. P. 559.
31. Eyll T. E. // Ibid. 1986. Vol. 34, N 2. P. 146.
32. Srodon J., Eberl D. D. // Clay Miner. 1980. Vol. 15, N 3. P. 317.
33. Салынь А. Л., Дриц В. А. // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 3. С. 125.

34. Дьяконов Ю. С. // Рентгенография минерального сырья. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1979. С. 32.
35. Reynolds R. C. // Clays and Clay Miner. 1983. Vol. 31, N 3. P. 233.
36. Cradwick P. D., Wilson M. J. // Clay Miner. 1978. Vol. 13, N 1. P. 53.
37. Johns W. D., Kurzweil H. // Tschermaks miner und petrogr. Mitt. 1979. Bd. 26. S. 203.
38. Дриц В. А., Сахаров Б. А. // Тр. ГИИ АН СССР. 1976. Вып. 295. С. 1.
39. Srodon J. // Clays and Clay Miner. 1980. Vol. 28, N 6. P. 401.
40. Градусов Б. П. // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 6. С. 152.
41. Perry E., Hower J. // Clays and Clay Miner. 1970. Vol. 18, N 3. P. 165.
42. Srodon J. // Ibid. 1984. Vol. 32, N 5. P. 337.
43. Tomita H., Takahashi H. // Ibid. 1985. Vol. 33, N 5. P. 379.
44. Shirozu H., Higashi S. // Clay Sci. 1972. Vol. 4, N 3. P. 137.
45. Rettke R. C. // J. Sediment. Petrol. 1981. Vol. 51, N 2. P. 541.
46. Landgraf K.-F. // Chem. Erde. 1983. Bd. 42, N 3. S. 221.
47. Eslinger E. V., Savin S. M. // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D. C.), 1976. Vol. 35. P. 489.
48. Leikine M. // Bull. Miner. 1983. Vol. 106, N 4. P. 391.
49. Srodon J. // Develop. Sedimentol. 1979. Vol. 27. P. 251.
50. Srodon J. // Clay Miner. 1981. Vol. 16, N 3. P. 297.
51. Oinuma K., Hayashi H. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 9. P. 1213.
52. Sato M. // Nature. 1965. Vol. 208, N 5005. P. 70.
53. Zen E. A. // Geochim. et cosmochim. acta. 1962. Vol. 26. P. 1055.
54. Ireland B. J., Curtis C. D., Whiteman J. A. // Sedimentology. 1983. Vol. 30, N 6. P. 769.
55. Stevenson A. I. // Progr. Exp. Petrol. V. Progr. Rep. Res., 1978—1980. Ser. D. 1981. N 18. P. 61.
56. Hathway J. C. // Clays and Clay Miner. 1956. Vol. 4. P. 387.
57. Kerr P. F., Hamilton P. K. // Amer. Miner. 1958. Vol. 43, N 1/2. P. 34.
58. Gilkes R. J., Hodson F. // Clay Miner. 1971. Vol. 9, N 1. P. 125.
59. Рамеев М. А., Градусов Б. П. // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 1. С. 51.
60. Рамеев М. А., Градусов Б. П. // Там же. 1971. № 2. С. 74.
61. MacEwan D. M. C. // Clays and Clay Miner. 1956. Vol. 4. P. 166.
62. Muchi M., Nonaka T. // Bull. Fukuoka Univ. Educat. Nat. Sci. 1973. N 23. P. 91.
63. Peavear D. R., Williams V. E., Mustoe G. E. // Clays and Clay Miner. 1980. Vol. 28, N 4. P. 241.
64. Higashi S. // Clay Sci. 1974. Vol. 4, N 5. P. 243.
65. Котельников Д. Д., Работнов В. Т. // Рентгенография минерального сырья. М.: ВИМС, 1985. С. 56.
66. Kodama H., Shimoda S., Sudo T. // Proc. Intern. clay. conf. Tokyo, 1969. Vol. 1. P. 185.
67. Cole W. F. // Clay Miner. 1966. Vol. 6, N 4. P. 261.
68. Heystek H. // Clays and Clay Miner. 1963. Vol. 11. P. 158.
69. Теодорович Г. И., Котельников Д. Д., Мамедов А. А. // ДАН СССР. 1965. Т. 165, № 2. С. 413.
70. Gaudette H. E., Grim R. E., Metzger C. F. // Amer. Miner. 1953. Vol. 51, N 11/12. P. 1649.
71. Schultz L. G. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1973. N D54-A. P. 1.
72. Bohor B. F. // Clays and Clay Miner. 1964. Vol. 12. P. 233.

С к о л и т — skolite — смешанослойный частично упорядоченный Fe-иллит—сметит. Обнаружен в ямненских глауконитовых песчаниках эоценового возраста близ г. Сколе в Восточных Карпатах [1]. Образует пластичные агрегаты, выполняющие прожилки (до 2 см мощностью) и массы пород. Содержанье разбухающих межслоев в структуре 20—25% [2, 3]. Разделение на фракции разбухающих указывает на некоторую кристаллохимическую неоднородность. Уд. в. колеблется от 2,38 до 2,70, преобладают чешуйки с уд. в. 2,42—2,46 [4]. Отмечается наличие двух типов разбухающих слоев с различной степенью гидратированности — 12,5 и 15,5% [5]. На рентгенограммах устанавливается сверхпериод 27 Å [5] или 32 Å [4]. После насыщения этиленгликолем появляются линии 36 Å и два пика, максимумы которых сдвигаются от 13,8 до 12,6 и от 9,7 до 9,8 Å при увеличении плотности [4]. Сп. совершенная по Ng, зеленовато-желтый по Np, Np ⊥ 001, пл. опт. осей || (010). Двусный (—). Np < Nm ≈ Ng, n_g ~ 1,586, n_m 1,581, n_p 1,559, n_g - n_p = 0,027, 2V = 35—65° (до 85°), дисперсия оптических осей возрастает с увеличением 2V [1, 6]. Химический анализ фракции с уд. в. 2,44—2,50 [4] (%): Na₂O — 0,14; K₂O — 4,85; MgO — 2,78; CaO — 0,48; MnO — 0,01; FeO — 0,42; Al₂O₃ — 21,49; Fe₂O₃ — 7,66; SiO₂ — 48,94; TiO₂ — 0,14; P₂O₅ — 0,02; H₂O* — 5,65; H₂O* — 6,12; CO₂ — 0,50; C — 0,52; сумма — 99,72; формула: (K_{0,15}Mg_{0,08}Ca_{0,01})(Al_{1,31}Fe_{0,11} ×

$Mg_0 \cdot Fe_{0,03}^{2+} [Si_{3,52}Al_{0,48}O_{10}](OH)_2$. Отличается от глауконита более низкими содержаниями Fe_2O_3 , FeO и K_2O , от железистого иллита (Al-глауконита) — наличием в структуре значительного количества разбухающих межслоев. В ряде работ название «сколит» применяется для обозначения иллитизированного глауконита (Al-глауконита) из древних пород (см. «Fe-иллит») и гидрослюдов с низким содержанием Fe_2O_3 из гидротермально-измененных пород (см. «Иллит»).

Л и т е р а т у р а

1. Smulikowski G. K. // Arch. miner. 1936. Vol. 12. S. 144.
2. Wiewiora A., Lacka B. // Ibid. 1980. Vol. 36, N 1. S. 23.
3. Iwasinska I. // Ibid. 1982. Vol. 38, N 1. S. 53.
4. Шутов В. Д. // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 1. С. 147.
5. Фенюшина У. И., Дриц В. А. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1961. № 15. С. 255.
6. Smulikowski W. // Arch. miner. 1954. Vol. 18, N 1. S. 21.

В риолитовых туфах области Озе, преф. Гумма (Япония), встречен смешанослойный иллит-монтмориллонит с периодом повторяемости 38 \AA [1], по Дьяконову [2] — «Минерал 38 \AA ». Чередование слоев, близкое к упорядоченному, по типу BA^2BA^2B (относительное содержание слоев: $W(A)=0,7$, $W(B)=0,3$). Возможно, слой А в этом минерале не чисто калиевые, а содержат также и Na [2]. При нагревании минерала до 400° $d_{001}=9,9 \text{ \AA}$, при насыщении этиленгликолем $d_{001}=40 \text{ \AA}$. Дифференциальный термический анализ показывает эндотермические эффекты при 150, 200, 580 и 980° . Находится в ассоциации с серпичитом, хлоритом, кварцем и каоцитом.

Л и т е р а т у р а

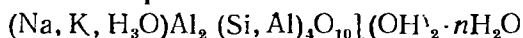
1. Sato M., Kizaki Y. // Ztschr. Kristallogr. 1972. Bd. 135, N. 3/4. S. 219.
2. Дьяконов Ю. С. // Рентгенография основных типов породообразующих минералов. М.: Недра, 1983. С. 179.

Сг-и л л и т - б е й д е л л и т — Cr-illite-beidellite — обнаружен близ Таково в Югославии в зонах аргиллитизации серпентинитов в ассоциации с пиритом, кинобарью, стильбитом. Количество иллитовых слоев возрастает от внешних к внутренним (каолинитовым) частям зон. Содержание Cr_2O_3 , по данным микрорзондового анализа, достигает 15,2% [1].

Л и т е р а т у р а

Maksimovic Z., Brindley G. W. // Clays and Clay Miner. 1980. Vol. 28, N 4. P. 295.

Тарасовит Tarasovite



Назван по имени великого украинского поэта Тараса Шевченко [1]. Первоначально описан как гидрослюда из Нагольско́й Тарасовки [2].

Характ. выдел. Спутанно-чешуйчатые агрегаты, отдельные чешуйки до 0,3 см. Под электронным микроскопом чешуйки очень тонкие (тоньше мусковитовых).

Структ. Смешанослойный упорядоченный слюда—монтмориллонит с соотношением слюдяных (А) и монтмориллонитовых (В) слоев 3 : 1; из трех слюдяных слоев один мусковитовый и два парагонитовых, т. е. чередование вдоль оси с по схеме BA^3A , A^3B . Пр. гр. $C2$, политипная модификация, по Звэгину [3], ... $\sigma_2\sigma_4\tau_0\sigma_2\sigma_4\tau_0$... (слои не смещены относительно друг друга) [1, 4]. По сдвигу рефлексов на дифрактограмме от идеального положения установлено присутствие 5⁰ дополнительных слюдяных слоев, расположенных беспорядочно [5]. $d_{001} = 44,3 \text{ \AA}$ (вычисл. с $2H_2O = 43,75 \pm 0,55 \text{ \AA}$); по сравнению с ректоритом базальные рефлексы с $l = 2n + 1$ ослаблены, характерна высокая интенсивность базальных отражений первых порядков. После насыщения этиленгликолем $d_{001} = 46,15 \text{ \AA}$, появляются дополнительные отражения (00l); с глицерином $d_{001} = 46,75 \pm 0,45 \text{ \AA}$, с пиридином — $52,62 \pm 0,37 \text{ \AA}$ [1]. После обезвоживания при 600° $d_{001} = 19,49 \pm 0,04 \text{ \AA}$, нечетные рефлексы исчезают (от-

личие от ректорита). После экспозиции на воздухе в течение трех лет обезвоженный тарасовит регидратируется, d_{001} возрастает до $41,95 \pm 0,33 \text{ \AA}$ ($1 \text{ H}_2\text{O}$). Параметры из анализа электронограммы от косых структур: $a_0 = 5,13$, $b_0 = -8,88$, $c_0 = 19,7 \text{ \AA}$, $\beta = 95,0^\circ$ [1, 4].

Физ. св. Цв. белый. Бл. перламутровый. Уд. в. 2,36.

Микр. В шлифах бесцветный. Удлинение (+). $N_p \perp 001$. Двусосный (—). $n_g = 1,562$, $n_m = 1,555$, $n_p = 1,544$, $n_g - n_p = 0,018$, $2V = 18^\circ$.

Хим. По составу промежуточный между минералами мусковитового и парагонитового рядов. Хим. анализ ($^\circ$): $\text{Na}_2\text{O} - 2,41$; $\text{K}_2\text{O} - 3,52$; $\text{CaO} - 0,59$; $\text{MgO} - 0,30$; $\text{FeO} - 0,28$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 36,36$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,47$; $\text{SiO}_2 - 47,58$; $\text{H}_2\text{O}^+ - 5,79$, $\text{H}_2\text{O}^- - 3,25$; сумма — 100,55, анал. Свердловская. Формула (при предположении, что К и Na частично замещены на ион H_3O^+): $\text{Na}_{0,30}\text{K}_{0,29}(\text{H}_3\text{O})_{0,30}\text{Ca}_{0,04}\text{Mg}_{0,04}\text{Fe}_{0,02}\text{Al}_{1,9}\text{Si}_{3,1}\text{Al}_{0,9}\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 0,48 \text{ H}_2\text{O}$ [2, 6].

Повед. при нагр. На кривой ДТА проявляются эндотермические эффекты при 80° (ср.), 200° (сл.), 590° (силн.), 680° (сл.) [2, 6]. Экзотермический эффект при 1050° слабо выражен. Результаты изотермического прокаливания [2, 6]:

| T° | Время (ч) | Потеря H_2O (%) | Показатель преломления | Цвет |
|-----------|-----------|---------------------------------|------------------------|---|
| 105 | 3 | 2,66 | 1,579; 1,558 | Розовато-белый |
| 270—280 | 1,5 | 3,58 | 1,588; 1,565 | Буровато-серый |
| 320—330 | 1,0 | 3,67 | 1,591; 1,567 | » |
| 370—380 | 1,0 | 3,73 | 1,591; 1,567 | Темно-серый с металлическим блеском |
| 430—440 | 1,5 | 4,20 | 1,590; 1,573 | То же |
| 470—480 | 3,0 | 5,93 | 1,581; 1,561 | » |
| 490—500 | 3,5 | 7,50 | 1,552; 1,528 | Графитово-серый с металлическим блеском |
| 590—600 | 1,0 | 8,03 | 1,543; 1,525 | То же |
| 1050—1060 | 1,0 | 8,72 | 1,540 изотр. | Белый, матовый |

Наход. Встречен в шахте Утренняя в Нагольной Тарасовке (Донбасс) в зальбандах кварцевых жил на их контакте с песчанистыми глинистыми сланцами, обогащенными мусковитом. Иногда содержит примесь диоктаэдрического хлорита. Образовался, вероятно, за счет преобразования Na-содержащего мусковита при температуре $245-140^\circ$ [1]. Обнаружен также в балке Козьей, Нагольный кряж (Донбасс) [7].

Межплоскостные расстояния тарасовита из Нагольной Тарасовки (Донбасс) [6]

$\text{CuK}\alpha_1$ -излучение. Дифрактометр

| hkl | l | $d(\text{\AA})$ | hkl | l | $d(\text{\AA})$ | hkl | l | $d(\text{\AA})$ |
|-------|------|-----------------|--------|-----|-----------------|--------|-----|-----------------|
| 001 | 1000 | 44 | 005 | 90 | 9,03 | 0.0.15 | 25 | 2,93 |
| 002 | 700 | 21,8 | 009 | 310 | 4,87 | 0.0.22 | 125 | 1,970 |
| 003 | 225 | 14,6 | 0.0.13 | 220 | 3,33 | 0.0.23 | 70 | 1,916 |
| 004 | 930 | 10,55 | 0.0.14 | 410 | 3,19 | | | |

Л и т е р а т у р а

1. Лазаренко Е. К., Королев Ю. М. // Зап. ВМО. 1970. Т. 99, вып. 2. С. 214.
2. Лазаренко Е. К. // Минерал. сб. Львов, геол. о-ва. 1949. № 3. С. 41.
3. Звягин Б. Б. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М.: Наука, 1964. 282 с.
4. Королев Ю. М. // ДАН СССР. 1969. Т. 187, № 3. С. 648.
5. Brindley G. W., Suzuk T. // Clay Miner. 1983. Vol. 18, N 1. P. 89.
6. Лазаренко Е. К. // Минерал. сб. Львов. 1965. № 19, вып. 1. С. 16.
7. Мельников В. С., Жулид В. А. // Там же. 1973. № 27, вып. 4. С. 341.

Парагонит—сметиты с соотношением компонентов $>1:1$ или $<1:1$ встречаются редко. Описаны два смешанослойных минерала, близких по составу соответственно к парагониту и сметиту. Парагонит—сметит с 12% разбухающих

слоев обнаружен в околорудно-измененных породах золото-сурьмяного месторождения в Яно-Колымском рудном поясе, где он замещает вкрапленники плагиноклаза в измененных дацитах; в структуре монтмориллонитовые слои (В) равномерно распределены среди парагонитовых (А) по закону $ВА^7ВА^7ВА^8$, с глициерином $d_A=9,62$, $d_B=17,93$ Å; на порошковой рентгенограмме линии (Å): 9,53(100); 4,75(42); 3,29(50); 3,16(61); 1,938(19); 1,613(2,6); 1,377(1,2) [1, 2]. Парагонит—смектит с 85% разбухающих слоев обнаружен в аргиллитах Восточного Забайкалья, в его структуре установлено чередование слоев по закону $АВ^6АВ^6АВ^6$; межплоскостные расстояния после обработки глициерином: 18,00(100); 9,09(10); 5,90(1,8); 4,50(4,5); 3,55(3,7); 3,01(2,9); 2,24(0,3); 1,98(0,4) [1].

Парагонит—смектитовые минералы с 20—40% разбухающего компонента встречаются в околорудно-измененных туфах и липаритах Гайского медноколчеданного месторождения [3]. Предложен [1] график для определения количества разбухающих слоев в парагонит—смектитах. Искусственно получены неупорядоченные парагонит—смектиты с 70—90% разбухающих слоев (при $T=300^\circ$) [4, 5].

Л и т е р а т у р а

1. Дьяконов Ю. С., Львова И. А. // Кристаллохимия и структурный типоморфизм минералов. Л.: Наука, 1985. С. 84.
2. Бергер В. И., Дьяконов Ю. С., Мамонов С. В., Розина Е. Л. // ДАН СССР. 1977. Т. 234, № 5. С. 1183.
3. Ратеев М. А., Градусов Б. П., Ильинская М. Н. // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52, вып. 2. С. 87.
4. Eberl D., Hower J. // Clays and Clay Miner. 1977. Vol. 25, N 3. P. 215.
5. Eberl D. // Ibid. 1978. Vol. 26, N 5. P. 327.

С л ю д а - м о н т м о р и л л о н и т — в е р м и к у л и т — mica-montmorillonite-vermiculite [1] (по Рейнолду [2], иллит-смектит-вермикулит). Обнаружен в глинистых сланцах северо-восточной части Британской Колумбии (Канада). Исследование образцов методом рентгеновской дифракции и последующая обработка результатов с помощью преобразования Фурье показали присутствие в этом минерале трех типов слоев с базальными рефлексами 10; 13,7 и 15,8 . Относительное содержание слоев А (слюда) — 0,47, В (вермикулит) — 0,19, С (монтмориллонит) — 0,34, причем с глубиной оно изменяется, и для образца, отобранного с наиболее глубоких горизонтов, составляет соответственно 0,82; 0,09 и 0,09. Хим. состав для образца с P_A 0,59, P_B 0,16, P_C 0,25 (после удаления аморфных SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3) (%): Na_2O — 0,42; K_2O — 4,93; MgO — 1,40; CaO — 1,04; Al_2O_3 — 26,84; Fe_2O_3 — 1,80; SiO_2 — 49,54; H_2O^+ — 6,48; п. п. — 6,70; сумма — 99,15. Формула, рассчитанная после исключения примеси каолинита: $K_{0,46}Na_{0,06}Ca_{0,08}(Al_{1,71}Mg_{0,16}Fe_{0,10}^{3+})(Si_{3,54}Al_{0,46}O_{9,83})(OH)_{2,36}$. Предполагается, что слюдяной компонент представлен иллитом.

Л и т е р а т у р а

1. Foscolos A. E., Kodama H. // Clays and Clay Miner. 1974. Vol. 22, N 4. P. 319.
2. Reynolds R. C. // Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. L., 1980. P. 249.

Слюда—вермикулиты

Представлены упорядоченными и неупорядоченными биотит—вермикулитами и флогопит—вермикулитами, возникающими в природе в качестве промежуточных продуктов при вермикулитизации биотита и флогопита. Их смешанослойная природа была установлена Грюнером в 1934 г. [1]. Все эти минералы обычно объединяются под названием гидробиотит — hydrobiotite. Бриндли с соавторами [2] предложили гидробиотитом называть только упорядоченный 1 : 1 биотит—вермикулит, которому соответствует образец из Кришмже (ЧСФР), впервые описанный под этим названием Леви (1880). Минералы этой группы, в которых установлено низкое содержание железа, обозначаются соответственно как гидрофлогопиты [3]. Кроме того, продукты изменения биотита описывались под названиями: бастонит — bastonite (Деклуазо, 1862); булдымит — buldy-

mite (Амеланов, 1934); люказит — lucasite (Чатард, 1886); маконит — macopite (Гент, 1873); рубеллан — rubellan (Брайтхаупт, 1830); филадельфит — philadelphite (Леви, 1879).

По характеру обменных катионов различают Mg-, Ca-, Na- и Si-гидробиотиты. Наиболее распространены Mg-гидробиотиты с содержанием вермикулитовых слоев 30—50 и 0—10%, минералы со значительным преобладанием вермикулитовых слоев не обнаружены [4]. Содержание вермикулитовых слоев в отдельных чешуйках одного и того же образца может значительно колебаться, но тенденция к упорядочению обычно сохраняется [5].

Упорядоченные 1 : 1 образцы (50% вермикулитовых межслоев) имеют c_0 24,4 Å (с Mg) и 24,98 Å (с Ca), упорядоченные 2 : 1 биотит—вермикулиты — соответственно 34,4 Å (Mg) и 34,98 Å (Ca). Природные гидробиотиты промежуточного состава характеризуются базальным рефлексом 003/002 в интервале 11,4—12,2 Å. В гидробиотитах с малым количеством вермикулитовых межслоев рефлексы уширены, их расщепление наблюдается только в Mg-насыщенных образцах при содержании вермикулитовых межслоев более 5%: d_{001} сдвигается к 10,6 Å, появляются рефлексы 8,9; 3,17 и 2,6 Å. Независимо от содержания вермикулитовых слоев на рентгенограммах присутствует четкое отражение 007/0.0.17, сдвигающееся от 1,43—1,44 до 1,47 Å при переходе от Mg-гидробиотитов к Ca-гидробиотитам. Заряд слоев 2 : 1 обычно ниже, чем в биотите [4, 6—8], в тетраэдрические позиции наряду с Al^{IV} иногда входит Fe^{3+} [9]. Вычисленные межплоскостные расстояния для гидробиотитов с различным содержанием вермикулитовых межслоев, по Вейсу [5], равны (Å): при 50% — 12,66, 4,85, 3,45, 2,86; при 40% — 11,98, 4,90, 3,43; при 30% — 11,22, 4,91, 3,40; при 20% — 10,87, 4,94, 3,39. Для гидробиотита 1 : 1 из Кршемже (Чехословакия) экспериментально установлены базальные рефлексы 12,39; 4,89; 3,52; 2,71; 2,04; 1,44 Å [10]. Гидробиотиты обычно слагают чешуйчатые или плотные массы. Отдельные чешуйки имеют неправильную форму, часто покрыты налетом гидроокислов железа. В пластинках биотита, измененного по краям в вермикулит, гидробиотит слагает промежуточную зону [10], отмечался во внешних частях чешуек вермикулита [11]. Цв. желтовато- и зеленовато-бурый, коричневый, золотисто-желтый, грязно-серый. Бл. жирный. Листочки слабо упруги или неупруги. Уд. в. 2,45—2,80 [1, 12]. В штифах заметный плекхроизм в бурых и желтых тонах, $Ng = Nm > Np$. Показатели преломления значительно колеблются в зависимости от состава, n_g в пределах 1,575—1,660, двупреломление 0,020—0,055. Двуосный (—), 2V обычно мал, редко до 30° [12—17]. В ИК-спектре гидробиотита 1 : 1 из Шотландии в области ватерных колебаний OH имеется полоса 3554 cm^{-1} с плечом 3700 cm^{-1} и потом спуском к 2900 cm^{-1} [18]. Получены спектры ЯГР [19] и ^{13}C [20]. Химически состав промежуточный между биотитом, флогопитом и вермикулитом. Характерно преобладание окисного железа над закисным. Сумма октаэдрических катионов обычно менее 3 на форм. ед. В качестве обменных катионов преобладают Mg, реже Ca или Na, отмечался Si. Содержание окислов, по Фостер [9], колеблется в следующих пределах (%): SiO_2 — 32,8—44,32; Al_2O_3 — 6,63—22,33; Fe_2O_3 — 1,30—18,27; FeO — 0,50—9,24; MgO — 10,6—23,94. Анализы имеются в работах [9, 10, 12, 15—17, 20—26].

После насыщения K рефлексы на рентгенограммах, соответствующие смешанослойным структурам, исчезают, появляется отражение 10 Å [15, 27]. В растворе NaCl переходят в вермикулит [28]. Изучается механизм фиксации в структуре Cs, Rb и Sr [29, 30] и реакция с NH_3 [31]. Si-содержащий гидробиотит отличается тем, что его дифрактограмма не изменяется после насыщения K^+ , NH_4^+ и Mg^{2+} [26]. С этиленгликолем гидробиотиты не реагируют, но иногда появляется рефлекс 18 Å, что свидетельствует о присутствии в структуре неупорядоченно расположенных разбухающих межслоев [27—30]. З отличие от вермикулита расслаиваются после насыщения конденсированной серной кислотой с последующим прогреванием на водяной бане; при обработке разбавленной серной кислотой полного вымывания катионов и образования чешуйчатого осадка SiO_2 , как у вермикулита, не происходит [32]. При анализе

нагревании до 380° вспучивается, как вермикулит. Методом протонного магнитного резонанса установлено, что прямой связи между процессами вспучивания и дегидратации не имеется, медленное удаление почти 90% H₂O не влияет на вспучиваемость [20].

На кривых ДТА имеется широкий низкотемпературный эффект с двумя максимумами (110—150 и 205—230°), соответствующий выделению большей части содержащейся в минерале воды. Более высокотемпературные эндотермические эффекты выражены слабо, постепенная потеря веса происходит до 900—950° [14, 15, 33]. Температура эндотермических эффектов сильно зависит от размера частиц [17]. Отмечался экзотермический эффект при 980° [13]. Дегидратация обратима, кривые дегидратации и регидратации совпадают [20]. Изучалось изменение структуры при нагревании [17, 19]. После прокаливания при 550° толщина вермикулитовых слоев сокращается до 10 Å [27].

Гидробиотиты и гидрофлогопиты образуются в процессе гипергенной вермикулитизации биотита и флогопита в окислительных условиях при воздействии на эти минералы кислых растворов. Значительную роль при этом играет окисление железа, которое препятствует полному замещению исходных слюд вермикулитом [34, 35]. В связи с этим в условиях, когда флогопит полностью замещается вермикулитом, в биотите процесс замещения останавливается на стадии образования смешанослойных слюда—вермикулитов [24]. Присутствие в составе слюд фтора затрудняет их замещение гидробиотитом [34]. С помощью электронной микроскопии высокого разрешения установлено, что вермикулитовые межслои в биотите возникают либо путем выщелачивания К и заменой его на Mg-Fe-гидратированные комплексы, либо путем замещения дзух биотитовых слоев на один вермикулитовый без привноса Mg и Fe. При этом сначала возникает упорядоченное чередование одного вермикулитового слоя с 4—5 биотитовыми, далее процесс идет до возникновения упорядоченных 1 : 1 минералов, одновременно выделяется гётит и каолинит [36]. Значительные скопления гидробиотита наблюдаются в корах выветривания и осадочных породах, образовавшихся из выветрелых пород, содержащих слюду.

В корах выветривания гидробиотиты и гидрофлогопиты распространены в природе шире, чем вермикулит, составляя основную массу вермикулитового сырья целого ряда промышленных месторождений, принадлежащих к нескольким формационным типам [37]. Известны, например, в древней коре выветривания по гнейсам, мигматитам и изверженным породам Украинского щита [14, 19, 21, 23, 24, 38, 39] в нижнепалеозойских отложениях Приднестровья [13]; в доледниковой коре выветривания гнейсов Кольского полуострова [15, 40], в массивах Красномайского ультраосновного щелочного комплекса в Северном Казахстане [12]. За рубежом — в районе Кршемже и Западной Моравии (Чехословакия) [10, 41], в горах Пелоритани на о-ве Сицилия [16], в Японии [42], в месторождении Либби, шт. Монтана [1, 17, 43], и близ Южного Каскадного ледника в шт. Вашингтон, США [27], в Новом Южном Уэльсе, Австралия [36]. Си-гидробиотит обнаружен в зоне окисления медных месторождений Северной Родезии [44] и северо-восточнее г. Аделаиды в Южной Австралии [26]. По биотиту в почвах образовался в Инвернессшире (Шотландия) [18].

В ряде случаев предполагается гипогенное образование с формированием гидробиотита на конечных стадиях гидротермального процесса, например, в Борзовском месторождении корунда на Среднем Урале [22], Зырянском и Березовском свинцово-цинковых месторождениях на Алтае [45], возможно, в биотитовых пироксенитах месторождения Либби, шт. Монтана, США [17]. В современных осадках гидробиотит обнаружен на шельфе Западной Африки [25]. Искусственно получен из биотита при его обработке 0,05 M раствором MgCl₂ в присутствии окислителя [35]. Образуется также при насыщении калием вермикулита, однако в этом случае возникают только неупорядоченные структуры (даже при соотношении биотитовых и вермикулитовых слоев 1 : 1), соотношение обоих типов слоев может быть различным [46].

Л и т е р а т у р а

1. Gruner J. W. // Amer. Miner. 1934. Vol. 19, N 12. P. 557.
2. Brindley G. W., Zalba P. E., Bethke C. M. // Ibid. 1983. Vol. 68, N 3/4. P. 420.
3. Львова И. А., Дьяконов Ю. С. // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1973. Т. 166, вып. 3. С. 110.
4. Дьяконов Ю. С. // Рентгенография минерал. сырья. 1964. Сб. 4. С. 135.
5. Weiss Z. // Clay Miner. 1980. Vol. 15, N 3. P. 275.
6. Дьяконов Ю. С. // Кристаллография. 1962. Т. 7, вып. 6. С. 878.
7. Дьяконов Ю. С. // ДАН СССР. 1964. Т. 154, № 6. С. 1347.
8. Дьяконов Ю. С. // Рентгенография основных типов породообразующих минералов. Л.: Недра, 1983. С. 189.
9. Foster M. D. // Clays and Clay Miner. 1963. Vol. 10. P. 70.
10. Göttinger M. A. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1986. H. 4. S. 163.
11. Weed S. V., Leonard R. A. // Soil Sci. 1967. Vol. 104, N 6. P. 416.
12. Ефимов И. А., Косинцева Л. Г. // Химическое и горнорудное сырье Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1968. С. 149.
13. Бобреник Д. П., Курочка В. П. // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1961. Кн. 6. С. 34.
14. Бучинская Н. И. // Геол. журн. АН УССР. 1970. Т. 30, вып. 5. С. 50.
15. Афанасьев А. П. // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1962. Вып. 3. С. 211.
16. Ferla P., Azzaro E. // Period. miner. 1972. Vol. 41, N 2. P. 241.
17. Voettcher A. L. // Clay Miner. 1966. Vol. 6, N 4. P. 283.
18. Wilson M. J. // Ibid. 1970. Vol. 8, N 3. P. 291.
19. Яковлев Б. Г., Карпенко А. А. // Вермикулиты и гидробиотиты Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1976. С. 50.
20. Матяш И. В. // Геохимия. 1973. № 1. С. 146.
21. Денисенко В. Е. // Геол. журн. АН УССР. 1964. Т. 24, вып. 2. С. 73.
22. Колесник Ю. И., Гулецкая Э. С. // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1975. Вып. 184. С. 39.
23. Львова И. А. // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1964. Т. 108, С. 36.
24. Львова И. А. // Там же. 1976. Т. 201. С. 92.
25. Николаева И. В., Сенин Ю. М., Голубова Г. А. // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1971. Вып. 144. С. 25.
26. Henley K. J., Brown R. N. // Econ. Geol. 1974. Vol. 69, N 5. P. 688.
27. Reynolds R. C. // Clays and Clay Miner. 1971. Vol. 19, N 6. P. 361.
28. Scott A. D., Smith S. J. // International series of monographs on earth sciences. 1966. Vol. 26. P. 69.
29. Kaddah M. T. // Soil Sci. 1968. Vol. 106, N 1. P. 67.
30. Reichenbach H. G. von // Clay Miner. 1968. Vol. 7, N 3. P. 331.
31. Stone M. H., Wild A. // Ibid. 1978. Vol. 13, N 3. P. 337.
32. Ruthruft R. F. // Amer. Miner. 1941. Vol. 26, N 8. P. 478.
33. Цветков А. И., Вальяшихина Е. П. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1956. Вып. 4. С. 79.
34. Дьяконов Ю. С., Львова И. А. // ДАН СССР. 1967. Т. 175, № 2. С. 422.
35. Farmer V. C., Wilson M. J. // Nature. 1970. Vol. 226, N 5248. P. 841.
36. Vanfield J. F., Eggleton R. A. // Clays and Clay Miner. 1988. Vol. 36, N 1. P. 47.
37. Львова И. А. // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1974. Т. 216. P. 231.
38. Каневский А. Я., Карпенко А. А., Яковлев Б. Г. // Докл. АН УССР. Геол., хим. и биол. науки. 1971. № 12. С. 1064.
39. Мельник Ю. М. // К минералогии коры выветривания Западной Волыни. Львов: Изд-во Львов. ун-та. 1960. С. 34.
40. Афанасьев А. П. // Минералогия доледниковой коры выветривания Кольского полуострова и приуроченных к ней месторождений вермикулита. М.; Л.: Наука, 1966. С. 84.
41. Cerny P. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1972. H. 5. S. 203.
42. Shimane H. // The clays of Japan. Tokyo, 1969. P. 139.
43. Basset W. A. // Amer. Miner. 1959. Vol. 44, N 3/4. P. 282.
44. Basset W. A. // Ibid. 1958. Vol. 43, N 11/12. P. 1112.
45. Болгов Г. П., Вейц Б. И., Петровская Н. М. и др. // Минералы рудного Алтая. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР. 1957. Т. 2. С. 361.
46. Дьяконов Ю. С. // Зап. ВМО. 1966. Т. 95, вып. 6. С. 690.

СМЕШАНОСЛОЙНЫЕ МИНЕРАЛЫ
С УЧАСТИЕМ ХЛОРИТОВЫХ СЛОЕВ

Смешанослойные минералы, в структуре которых значительную роль играют слои хлоритового типа, широко распространены в природе. По составу они промежуточные между хлоритами и такими минералами, как смектиты, вермикулит, биотит, флогопит, тальк, серицит, каолинит. Нередко в качестве компонентов смешанослойных структур выступают слои, соответствующие

минералам с несколько измененной хлоритовой структурой. К ним относятся гидрохлориты — hydrochlorites (Вернадский, 1937) [1—7], разбухающий хлорит — swelling chlorite [8] и неустойчивый («дефектный») хлорит — labile chlorite [1, 9]. В гидрохлоритах межслоевые сетки частично разрушены, железо окислено и часть групп ОН замещена на молекулы H_2O . Их характерной чертой является неоднородность строения и окраски (см. также «Никелевые гидрохлориты» и «Гидроферрихлориты»). Разбухающий хлорит термостоек, почти как нормальный хлорит, но при насыщении этиленгликолем его d_{001} увеличивается, как у смектитов. Липпман [10] ошибочно идентифицировал разбухающий хлорит с вермикулитом. У неустойчивого хлорита в отличие от обычных хлоритов d_{001} уменьшается до 10 Å после нагревания до 500 °C, в отличие от вермикулита дифракционная картина не изменяется при насыщении K, Na или NH_4 .

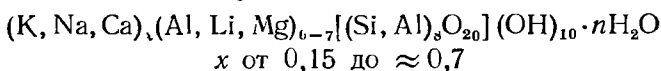
По Коссовской [11], совокупность всех упорядоченных и неупорядоченных смешанослойных минералов с участием хлоритов и разбухающих минералов разделяется на два семейства: ди- и дитриоктаэдрическое (тосудитовое) и триоктаэдрическое (корренситовое). Минералы этих семейств при отсутствии химических определений можно различить по величине межплоскостного расстояния d_{060} (Å): 1,49—1,50 у диоктаэдрических, 1,51 у дитриоктаэдрических (повышается до 1,52—1,53 в случае содержания Fe^{3+}) и 1,53—1,54 у триоктаэдрических [12]. Различаются они также по растворимости в теплой 10% HCl: триоктаэдрические растворяются, диоктаэдрические не растворяются [13]. Кроме того, триоктаэдрические смешанослойные образования термобариметрически более устойчивы, чем диоктаэдрические [14].

Известны смешанослойные образования хлоритов со слюдами (серицит—судоит, иллит—хлорит, биотит—хлорит, флогопит—хлорит, уонезит—хлорит), с сепиолитом (сепиолит—Mg-хлорит) и др. Описание смешанослойных образований хлорита с каолинитом и тальком см. выше в соответствующих разделах.

Л и т е р а т у р а

1. Афанасьев А. П. // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Вып. 6. С. 13.
2. Новиков В. М. // Латеритные и осадочные бокситы Мугуджар и Орского Зауралья. М.: Наука, 1980. С. 51.
3. Гинзбург А. И. // ДАН СССР. 1953. Т. 90, № 5. С. 871.
4. Капустин Ю. Л. // Минералогия коры выветривания карбонатитов. М.: Недра, 1973. С. 168.
5. Геренчук Н. К., Мельник Ю. М. // Минерал. сб. Львов, 1976. № 30, вып. 1. С. 49.
6. Куковский Е. Г. // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР. 1963. Вып. 3. С. 35.
7. Никитина А. П. // Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М.: Наука, 1968. С. 113.
8. Stephen I., MacEwan D. M. C. // Geotechnique. 1950. Vol. 2. P. 82.
9. Коссовская А. Г., Дриц В. А. // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 5. С. 16.
10. Lippman F. // J. Sediment. Petrol. 1956. Vol. 26, N 1. P. 125.
11. Коссовская А. Г. // Физические методы исследования минералов осадочных пород. М.: Наука, 1966. С. 163.
11. Дриц В. А., Сахаров Б. А. // Тр. ГИН АН СССР. 1976. Вып. 295. С. 1.
13. Градусов Б. П., Чижикова Н. П. // Литология и полез. ископаемые. 1968. № 5. С. 124; ДАН СССР. 1968. Т. 179, № 2. С. 431.
14. Котельников Д. Д., Акаева В. П., Градусов Б. П. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. № 8. С. 33.

Тосудиты Tosudites



Тосудит — назван по имени японского минералога Тошио Судо [1]. Под этим на званием объединяются упорядоченные 1:1 диоктаэдрические и дитриоктаэдрические хлорит—смектиты [2]. Выделяют [3] собственно тосудит, или Al-тосудит (донбассит—смектит — donbassite—smectite), Li-тосудит (кукент—смектит — cookeite-smectite) и Mg-тосудит (судоит—смектит — sudoite—smectite). Наиболее изучены Li-тосудиты. В об-

разцах, относимых к Al-тосудиту, Li, как правило, не определялся, но, возможно, присутствует наряду с небольшим количеством Mg. Как и в донбасситах, оба эти элемента оказывают стабилизирующее влияние на структуру. Mg-тосудит сравнительно редок [4, 5].

Минерал, названный Франк-Каменецким, Логвиненко и Дрицем [1] тосудитом, впервые был обнаружен Логвиненко в 1914 г. [6] и тогда же назван Ферсманом алушитом. При дальнейших исследованиях подтвердилась его индивидуальность и принадлежность к смешанослойным 1 : 1 дитриоктаэдрическим хлорит—сметитам [7]. Однако Логвиненко и Франк-Каменецкий [8], не имевшие в своем распоряжении мономинеральных образцов алушита, предложили это название отнести к глинистой смеси диккита, гидрослюды и смешанослойного минерала. Позже в совместной работе с Дрицем [1] они установили принадлежность последнего к 1 : 1 хлорит—сметиту (т. е. алушиту), но назвали его тосудитом — название, которое впоследствии и было распространено на все упорядоченные 1 : 1 ди- и дитриоктаэдрические хлорит—сметиты.

Характ. выдел. Тонкочешуйчатые, глиноподобные, плотные или воскообразные массы. Частицы тонких фракций глинистых пород и цемента песчаников и алевролитов. Выполняет пустоты, трещины в брекчированной породе, образует прожилки, скопления неправильной формы, псевдоморфозы по бериллу, примазки на стенках трещин. Установлены послойные сростания с диккитом [1]. Отдельные чешуйки под электронным микроскопом имеют более четкие ограничения, чем у монтмориллонита, но не столь четкие, как у каолинита [9, 10]. Найден параллельно-волоконистый тосудит, нарастающий перпендикулярно, косо и параллельно стенкам трещин и врастающий в карбонат [11].

Структ. и морф. крист. В обвожонном состоянии: $a_0 = 5,15-5,21$, $b_0 = 8,94-9,03$, $c_0 = 24,2-25,1$ Å, $\beta = 94^\circ$; в естественном состоянии c_0 колеблется от 27,3 до 30,0 Å в зависимости от характера обменных катионов. При насыщении этиленгликолем c_0 возрастает до 30,4—32,3 Å, с глицерином — до 31,7—32,2 Å, $d_{060} = 1,490-1,506$, у магниезальных — 1,503—1,510 Å [12, 13].

В структуре слои 2 : 1 диоктаэдрические, межслоевые промежутки двух типов: смектитовые, заселенные обменными катионами K, Na, Ca и молекулами H₂O, и хлоритовые с сетками октаэдров Al(OH)₆, Li(OH)₆ или Mg(OH)₆. Смектитовые и хлоритовые слои чередуются через один с образованием регулярной структуры. Все слои 2 : 1 асимметричны: в каждом из них тетраэдрические сетки, примыкающие к смектитовым межслоям, содержат меньшее количество Al^{IV}, чем обращенные к хлоритовым межслоям. Имеется постепенный переход к неупорядоченным структурам с беспорядочным чередованием хлоритовых и смектитовых слоев. В некоторых тосудитах обменные катионы распределены неравномерно, например в одних межслоях преобладает K, в других — Ca. В подобных случаях, несмотря на закономерное чередование хлоритовых и смектитовых слоев, рефлекс $d_{001} \sim 29$ Å на рентгенограммах может отсутствовать. Однако после обработки глицерином или этиленгликолем все слои набухают одинаково, независимо от природы межслоевых катионов, вследствие чего проявляется целочисленность серии базальных рефлексов с четко выраженной сверхпериодичностью 31—32 Å [12].

Li-тосудиты из Балейского и Белогорского золоторудных месторождений принадлежат политу типу $\sigma'_2 | \tau_0 | \sigma'_4 \tau_0 \sigma'_2$, относительное положение сеток в них, как у кукеита. В балейском тосудите катионный состав тетраэдрических сеток, примыкающих к смектитовым межслоям, Si_{3,65}Al_{0,35}, к кукеитовым — Si_{3,37}Al_{0,63}, монтмориллонитовым межслоям — K_{0,17}Na_{0,07}Ca_{0,08}, кукеитовый — (Al_{1,71}Fe_{0,05}³⁺Mg_{0,5}Li_{0,81}Mn_{0,0})_{1,84}; в белогорском тосудите — соответственно Si_{3,59}Al_{0,41}; Si_{3,5}Al_{0,75}; K_{0,39}Ca_{0,01}; (Al_{1,26}Fe_{0,03}³⁺Mg_{0,05}Li_{0,53})_{1,87}.

Параметры элементарной ячейки обезвоженного балейского образца: $a_0 = 5,21$, $b_0 = 9,0$, $c_0 = 25,1$, $\beta = 94^\circ$; белогорского: $a_0 = 5,15$, $b_0 = 8,94$, $c_0 = 25,0$, $\beta = 94^\circ$. Более низкое значение b_0 в Li-тосудите из Белогорского месторождения обусловлено строением кукеитовых межслоев [12, 13].

Для тосудита из алушитовых образований установлена пространственная группа C2, модификация $\dots \sigma'_2 | \tau_0 \tau_0 | \sigma'_4 \tau_0 \dots$ с относительным положением сеток, как в донбассите (смежные слои 2 : 1 развернуты относительно друг друга на 120°), отмечено неупорядоченное смещение элементов структуры вдоль оси b

на $\pm b/3$; в условиях глубокого вакуума $a_0 = 5,17$, $b_0 = 8,97$, $c_0 = 24,2$, $\beta = 94^\circ$ [14].

Тосудиты с вермикулитовым типом мсжслоевых промежутков достоверно не известны, возможно, вермикулитовые слои имеются в тосудите из аргиллизированных туфов [15] и из пород тосеки (Япония) [16], у которых при кипячении с NH_4NO_3 рефлекс 30 Å, сдвигается к 26,5 Å. Имеется также указание на существование регулярного хорошо окристаллизованного хлорит—вермикулита в песчанниках шт. Колорадо (США) [17].

Физ. св. Цвет белый, иногда с розовым оттенком, светло-кремовый, светло-голубой, голубовато-зеленый, переходящий на воздухе в желто-зеленый. У волокнистого тосудита из Донбасса сп. весьма совершенная по (001) и (010), средняя по (100). Тв. 1. Бл. шелковистый. Уд. в. 2,83 [11]. Уд. в. Mg-тосудита из рудника Камикита 2,42 [4]. В ИК-спектрах максимумы полос поглощения различных образцов лежат в пределах (см⁻¹): 3650—3620, 3545—3520, 3390—3340, 1640—1613, 1035—1000, 940—915 (плечо), 830—812, 750—700, 536—523, 478—462 [15, 18, 19]. Полоса около 1600 см⁻¹ после обработки образцов 1N NH_4NO_3 сдвигается к 1400 см⁻¹, восстанавливается при промывании их 1N KCl [20].

Микр. Чешуйки большей частью слишком малы для оптического изучения. У тосудита из крымского алушита: $cNp = 3-9^\circ$, удлинение (+), $n_g = 1,548-1,562$, $n_p = 1,542-1,556$, $n_g - n_p = 0,006-0,015$ [1, 7, 8, 21]. У образца волокнистого тосудита: пл. опт. осей || (010), $aNg = 0^\circ$ $Np \perp 001$, двусный (-), $n_g = 1,574$, $n_m = 1,570$, $n_p = 1,564$, $n_g - n_p = 0,008-0,010$, $2V = 58-68^\circ$ [11].

Хим. Основные компоненты SiO_2 (37—46%) и Al_2O_3 (32—42%). MgO обычно в небольших количествах (0,1—3%), в Mg-тосудитах 5—11%. Характерно содержание Li_2O — до 1,27% (во многих случаях Li не определялся). В качестве ионообменных катионов присутствует Ca (до 2,7% CaO), Na (0,0n—0,n% Na_2O), K (до 2% K_2O). Содержание H_2O^+ 10—13%, количество низкотемпературной воды колеблется в значительных пределах — от 0,85 до 6%. Тосудит из околорудно-измененных серпентинитов района Таково в Югославии содержит около 3% Sr_2O_3 [22].

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|-------------------------|---------|-------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Li_2O | 1,27 | 1,007 | 0,90 | 0,84 | 0,51 | — | — | — | Сл. |
| Na_2O | 0,05 | 0,05 | 0,01 | 0,07 | 0,12 | 0,15 | Сл. | 0,52 | 0,16 |
| K_2O | 0,86 | 0,56 | 2,07 | 0,18 | 0,62 | 1,40 | » | 0,24 | 0,23 |
| MgO | 0,99 | 2,45 | 0,25 | 2,84 | 3,08 | 0,08 | 0,07 | 6,44 | 8,20 |
| CaO | 0,48 | 0,87 | 0,06 | 1,09 | 0,06 | 1,65 | 0,15 | 1,30 | 2,21 |
| FeO | 0,08 | 0,53 | 0,10 | 2,74 | 2,77 | — | — | 0,18 | Сл. |
| MnO | 0,12 | — | Не обн. | 0,015 | — | — | — | Сл. | — |
| Al_2O_3 | 35,40 | 33,82 | 36,80 | 33,04 | 35,87 | 37,38 | 40,37 | 33,17 | 32,09 |
| Fe_2O_3 | 0,38 | 2,22 | 0,24 | 1,06 | 0,98 | 0,30 | 0,61 | 1,34 | 1,57 |
| SiO_2 | 43,95 | 42,23 | 46,16 | 40,48 | 39,74 | 42,14 | 45,83 | 39,94 | 36,96 |
| TiO_2 | Не обн. | — | 0,12 | 0,22 | 0,01 | — | 0,11 | 0,74 | 0,34 |
| P_2O_5 | — | — | — | — | 0,10 | — | — | 0,08 | — |
| H_2O | 10,84 | 13,60 | 9,97 | 10,28 | 15,70 | 11,22 | 12,49 | 11,64 | 12,71 |
| H_2O^- | 5,15 | 2,50 | 3,22 | 6,92 | | 6,16 | 0,85 | 4,39 | 6,12 |

Сумма 99,57 99,84 100,09* 99,592* 99,56 100,48 100,48 100,673* 100,59

* В том числе $\text{Rb}_2\text{O} = 0,009$, $\text{Cs}_2\text{O} = 0,0002$, $\text{F} = 0,30$, $-\text{O} = \text{F}_2 = 0,12$. ** В том числе $\text{SrO} = 0,007$, $\text{BaO} = 0,01$. ** В том числе $\text{S} = 0,69$.

1—Li-тосудит, Балейское золоторудное месторождение, анал. Степанов [12]; 2—Li-тосудит, из золоторудного месторождения Северо-Восточная ССР, анал. Антонова [13]; 3—тосудит из Белгородского золоторудного месторождения, Приморье, анал. Нактинас, Фролова, Гундишников, в оригинале сумма 99,99 [13]; 4—Li-содержащий тосудит из месторождения близ пос. На чинь на озарно-плато Крымских гор, анал. Смирнова, Вронская, Басалаева [24]; 5—Li-содержащий тосудит из брекчированных кристаллических сланцев окрестностей Льежа (Бельгия), Mg-насыщенный, анал. не указан [9]; — тосудит из мюлит-серебряного месторождения Таката (Япония), анал. не указан [15]; 7—тосудит из месторождения андалзитовый (Япония), преф. Ямагучи (Япония), анал. Шибуйа [15]; 8—Mg-тосудит из месторождения Камикита (тип куроко), преф. Амори (Япония), анал. Кодама [4]; 9—Mg-тосудит из гипсовой зоны месторождения Нингата (тип куроко), преф. Акита (Япония) [21].

Диагн. исп. В кислотах и щелочах не растворяется [11] или растворяется очень слабо. В воде разбухает [21]. Для Li-тосудита из псевдоморфоз по бериллу, высушенного при 110°, емкость катионного обмена равна 26 мг·экв/100 г [27].

Повед. при нагр. На кривой ДТА фиксируются эндотермические эффекты при 100—250° с максимумом при 130—150° (выделение адсорбированной воды из смектитовых межслоев) и 500—650°, нередко имеется дополнительный пик 200—240°. Высокотемпературный эффект более интенсивный, температура его максимума зависит от состава: у Li-тосудита 520—550°, у Mg-тосудита 600°. Экзотермический эффект — в области 870—1030°, проявляется не всегда, обычно в этой области имеется один пик с максимумом от 880 до 930°. иногда до трех пиков [7, 12, 13, 15, 18, 20, 25—27]. При 500—600° d_{001} сокращается до 22,8—23,8 Å. В продуктах распада при высоких температурах отмечались муллит [28], шпинель (при 1000°) и кордиерит (1160°) [5].

Наход. Тосудит образуется преимущественно при гидротермальном изменении пород главным образом за счет гидрослюда и хлорита, реже, вероятно, выделяется из растворов. В зонально измененных породах он концентрируется в зоне, переходной от хлоритовой (формирующейся в щелочной среде) к кварц-каолинитовой (формирующейся в кислой среде). Часто встречается в месторождениях золота и ртути как в рудных зонах, так и в околорудных ореолах и во вмещающих аргиллизированных породах.

В Балейском золоторудном месторождении Li-тосудит выполняет промежутки между пластинчатыми кристаллами жильного кварца и образует примазки в трещинах брекчированных вмещающих пород [12]; в Белогорском золоторудном месторождении (Нижнее Приамурье) он найден в виде плотных мономинеральных масс без следов исходной породы, вероятно, выделялся в полостях из растворов [13]. В одном из золоторудных месторождений Северо-Востока СССР в осевых частях жил слагает гнезда в выделении диккита и кварца [23]. В золото-серебряном руднике Такатама, преф. Фукусима (Япония), является одним из главных компонентов измененных вмещающих туфов [15]. Типоморфный минерал для некоторых ртутных месторождений. Известен в Никитовском и Дружковско-Константиновском рудных полях в Донбассе, в месторождениях Сахалинском на Северном Кавказе и Боркут в Закарпатье [11]; в серпентинитах близ Таково (Югославия) хромсодержащий тосудит в тесной ассоциации с каолинитом слагает внутреннюю зону аргиллизированных пород около жил с киноварью, пиритом и стильбитом [22]. В породах таврической свиты на Крымском побережье и близ пос. Научный на северном склоне Крымских гор образует голубоватые прожилки, налеты на стенках трещин и гнезда, часто в смеси с каолиновыми минералами, слюда-смектитами и кварцем [1, 3, 7, 8, 21, 24]. Сходные выделения голубовато-зеленого тосудита в смеси с накритом и пирофиллитом обнаружены в трещинах брекчированных кристаллических сланцев района Льежа (Бельгия) [9].

Во вмещающих породах японских колчеданных месторождений типа куроко встречен Mg-тосудит, например в пирофиллитизированных вмещающих породах рудника Камикита, преф. Аомори [4], в гипсовой зоне рудника Нингата, преф. Акита [26], в аргиллизированных пемзовых туфах Ханаока, преф. Акита [29]. Mg-тосудит известен также в железорудных залежах шт. Мичиган (США), где он выполняет карманы и трещины в руде и в измененных дайках [5].

Довольно широко тосудит распространен в гидротермальных месторождениях керамического сырья Японии: в пирофиллитовом руднике Курата, преф. Ямагути, образует жилки в каолинитовых глинах, замещающих липариты [30]; в руднике Уку, преф. Ямагути, в ассоциации с каолинитом образовался за счет андалузита, корунда, серицита и пирофиллита рудных тел, измененных в результате поздней гидротермальной деятельности [25], в месторождении Тоохо, преф. Айти — по аллевардиту [20]; в руднике Гото, преф. Нагасаки, встречен в верхней части кварц-пирофиллитового рудного тела в ассоциации с смешанослойным иллит—монтмориллонитом [31]; в руднике Хокино, преф. Гифу, — в центре рудного тела вместе с каолинитом, иллит—монтморилтони-

том, морденитом, кварцем, образовался, вероятно, за счет иллит-монтмориллонита [18]; в преф. Эхиме и Хиого с кварцем, каолинитом и слюда—монтмориллонитом входит в состав пород тосеки [16]. Тосудит обнаружен также в гидротермальных жилах среди гнейсово-сланцевой толщи Рудных гор (ГДР) [32], в гидротермальных жилах неогенового вулкана Талагиу в горах Апусени (Румыния) [33].

Образование литиевых и литийсодержащих тосудитов отмечалось при гидротермальном изменении гранитов и гранитных пегматитов. В Карибибе (Юго-Западная Африка) он слагает псевдоморфозы по бериллу [27], в пегматитах Сан-Диего, шт. Калифорния (США), выделяется в трещинах и пустотах [34], в гранитах Монтебра и Бовуар (Франция) обнаружен тосудит, отличающийся повышенным содержанием обменного калия и способностью к сокращению d_{001} до 9,6—9,9 Å после нагревания при 500° [35, 36]. Диоктаэдрические хлорит—сметиты отмечались в цементе песчаников, например в бассейне р. Чапы, Енисейский кряж [37], в почвах, развитых по верхнекембрийским песчаникам, и в самих песчаниках Иркутского амфитеатра [38, 39], в печаниках окрестностей Мюнхена [40]. Возможно, неупорядоченные и дефектные диоктаэдрические хлорит—сметиты образуются также в почвах и корках выветривания при каолинизации сметитов [41].

Искусств. В гидротермальных условиях тосудит получен (в ассоциации с каолинитом и кварцем) из Li-насыщенного монтмориллонита из Вайоминга при температуре 500° и $P_{H_2O} = 0,3-2$ кбар в запаянной трубке за 7 дней [42]; из смеси иллит—монтмориллонита и каолинита в серебряной трубке при температуре 450° и давлении 400 атм (содержание Li_2O в исходном материале 0,26%) [18]; из смеси каолинита и галлуазита (в ассоциации с андалузитоподобной фазой, диаспором, гидральситом, пирофиллитом) при температуре 350° и $P_{H_2O} = 1000$ кг/см² после 8-недельной выдержки и 5-минутной закалки (в оригинале назван Al-корренситом) [43]; при обработке каолинита раствором $MgCl_2$ при 400—500° (дитриоктаэдрический 1 : 1) [44]. Li-тосудит получен (в смеси с кварцем и каолинитом) путем обработки Li-монтмориллонита водой при 400° и атмосферном давлении в течение 30 дней [45]; неупорядоченный аналог тосудита возникает в качестве промежуточной фазы при 500° и $P_{H_2O} = 1400$ кг/см² в ходе реакции палыгорскит → монтмориллонит → хлорит; при 650° он сменяется нормальным хлоритом с выделением избыточного SiO_2 в виде кварца [46]. Цинковый аналог Mg-тосудита синтезирован в гидротермальных условиях при обработке каолинита 2M и 3M раствором $ZnCl_2$ при 450° [47].

При комнатной температуре диоктаэдрические хлорит-сметиты получены при обработке Na- или Ca-насыщенного монтмориллонита раствором $AlCl_3$, частично нейтрализованным NaOH [48—56]. Подобный продукт был также получен при обработке монтмориллонита 0,1N раствором $Al(NO_3)_3$ [57]. При циркуляции суспензии монтмориллонита через поверхностно-активные смолы формирование Al-OH-комплексов в межслоях происходило за счет выноса Al из октаэдрических сеток слоев 2 : 1 [58]. Степень заполнения межслоев Al-гидроксильными комплексами меняется во времени и определяется в основном концентрацией Al в растворе и кислотностью среды [50, 54]. На количество поглощенного монтмориллонитом неионообменного алюминия влияет размер частиц; отмечена прямая температурная зависимость, более четко выраженная при обработке грубых фракций [56]. По мере формирования в монтмориллоните хлоритоподобных пакетов позиции обменных катионов заполняются положительно заряженными необменными Al-гидроксильными комплексами, вследствие чего постепенно уменьшается способность к катионному обмену, снижается способность к насыщению этиленгликолем, падает интенсивность рефлекса d_{001} , одновременно усиливается рефлекс d_{002} , в ИК-спектре изменяется соотношение интенсивностей и положение полос поглощения в области валентных колебаний OH-групп [50, 55]. При старении в растворах гидроокиси устойчивость Al-OH-межслоев возрастает [48].

Изм. Отмечалось замещение диккитом [11].

Отл. От корренсита отличается меньшим значением d_{060} , слабой растворимостью в HCl. Примесь каолинита может быть обнаружена по присутствию ИК-спектре полосы 3698 см^{-1} [59].

Практ. знач. Входит в состав керамического сырья из ряда месторождений Японии. В значительных мономинеральных выделениях, как, например, Белогорском золоторудном месторождении, может быть использован в качестве фарфорового камня [13].

Межплоскостные расстояния (d , Å) госудита

| ool | Дифрактометр | | | | | | | |
|--------|--------------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | |
| | a | b | a | b | a | b | a | b |
| 001 | 28,3 | 31,1 | 29,8 | 31,7 | 28,6 | 31,6 | 28,54 | 30,48 |
| 002 | 13,5 | 15,5 | 14,5 | 15,6 | 14,5 | 15,8 | 14,27 | 15,24 |
| 003 | — | 10,0 | 9,71 | 10,17 | 0,61 | — | 9,5 | 10,52 |
| 004 | 8,8 | 7,8 | 7,35 | 7,79 | 7,26 | 7,96 | 7,1 | 7,69 |
| 005 | — | — | 5,92 | 6,13 | 5,75 | 6,42 | 5,79 | — |
| 006 | 4,98 | 5,18 | 4,89 | 5,16 | 4,82 | 5,33 | 4,82 | 5,09 |
| 007 | — | 4,46 | 4,44 | 4,40 | 4,14 | 4,55 | 4,17 | 4,39 |
| 008 | 3,62 | — | — | 3,85 | 3,61 | 4,00 | 3,62 | 3,86 |
| 009 | 3,35 | 3,46 | 3,64 | 3,47 | 3,22 | 3,54 | 3,20 | 3,42 |
| 0.0.10 | — | — | 3,09 | 3,08 | 2,89 | 3,19 | 2,88 | 3,04 |
| 0.0.11 | 2,92 | 2,82 | 2,92 | 2,83 | — | 2,90 | — | — |
| 0.0.12 | — | — | — | — | — | 2,66 | — | — |
| 0.0.13 | — | — | — | — | — | 2,31 | — | — |
| 0.0.14 | — | — | — | — | — | 2,189 | — | — |
| 0.0.15 | — | — | — | — | 2,050 | 2,120 | — | — |

a—воздушнэжухэй; б—после насыщения этиленгликолем; 1—из БалеЙского месторождения (хим. ана. 1) [12]; 2—из северо-восточной части СССР (хим. анализ 2) [23]; 3—из Крыма (хим. анализ 4) [24]; 4—из Бельгии (хим. анализ 5) [9].

Л и т е р а т у р а

1. Франк-Каменецкий В. А., Логвиненко Н. В., Дриц В. А. // Зап. ВМО. 1963. Т. 92 вып. 5. С. 560; Минерал. сб. Львов, 1968. № 22, вып. 1. С. 70.
2. Bailey S. W. // Amer. Miner. 1982. Vol. 67, N 3/4. P. 394; Clay Miner. 1982. Vol. 17 N 2. P. 243; Canad. Miner. 1981. Vol. 19, pt 4. P. 651.
3. Дриц В. А., Сахаров Б. А. // Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. С. 255.
4. Sudo T., Kodata H. // Ztschr. Kristallogr. 1957. Bd. 109, N. 4/6. S. 379.
5. Bailey S. W., Tyler S. A. // Econ. Geol. 1960. Vol. 55, N 1. P. 150.
6. Двойниченко П. А. // Зап. Крым. о-ва естествоиспытателей и любителей природы. 1914. Т. 4. С. 104.
7. Королев Ю. М. // ДАН СССР. 1965. Т. 165, № 5. С. 1160; Материалы IV пленума Комис. по изуч. глин. М.: ИГЕМ АН СССР, 1963. Вып. 6. С. 85.
8. Логвиненко Н. В., Франк-Каменецкий В. А. // ДАН СССР. 1955. Т. 105, № 3. С. 554 1961. Т. 137, № 6. С. 1441.
9. Brown G., Bourguignon P., Thorez J. // Clay Miner. 1974. Vol. 10, N 3. P. 135.
10. Sudo T., Takahashi H. // The electron-optical investigation of clays. L., 1971. P. 277
11. Коваленко А. П., Большаков А. П. // ДАН СССР. 1976. Т. 229, № 6. С. 1440.
12. Русикова О. В., Дриц В. А., Горшков А. И. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 10 С. 95.
13. Финько В. И., Дриц В. А., Слонимская М. В. // Там же. 1977. № 12. С. 73.
14. Королев Ю. М. // Рентгенография минерал. сырья. 1973. Сб. 9. С. 97.
15. Shimoda S. // Clays and Clay Miner. 1969. Vol. 17, N 3. P. 179.
16. Kanaoka S. // J. Ceram. Assoc. Jap. 1968. Vol. 76, N 871. P. 72.
17. Raup O. B. // Bull. Amer. Assoc. Petrol. geol. 1966. Vol. 50, N 2. P. 251.
18. Ichikawa A., Shimoda S. // Clays and Clay Miner. 1976. Vol. 24, N 3. P. 142.
19. Oinuma K., Hayashi H. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 9. P. 1213.
20. Nishiyama T., Shimoda S., Shimosaka K., Kanaoka Sh. // Clays and Clay Miner. 1975 Vol. 23, N 5. P. 337.
21. Булкин Г. А. // Зап. ВМО. 1961. Т. 90, вып. 6. С. 740.
22. Maksimovic Z., Brindley G. W. // Clays and Clay Miner. 1980. Vol. 28, N 4. P. 295.

23. Кольцов А. Б., Котельникова Е. Н., Котов Н. В., Франк-Каменецкий В. А. // Зап. ВМО. 1988. Т. 117, вып. 5. С. 615.
24. Карташов П. М. // Новые данные о минералах. М.: Наука, 1988. Вып. 35. С. 67.
25. Mitsuda T. // Miner. J. 1957. Vol. 2, N 3. P. 169.
26. Kimbara K., Nagata H. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1974. Vol. 69, N 7. P. 239.
27. Heckroodt R. O., Rocring C. // Clay Miner. Bull. 1965. Vol. 6, N 2. P. 83.
28. Sudo T. // Ibid. 1954. Vol. 2, N 11. P. 193.
29. Sudo T., Hayashi H. // Sci. Rep. Tokyo Kyōiku Daigaku. Sect. C. 1955. Vol. 3, N 25. P. 281.
30. Sudo T., Takahashi H., Matsui H. // Jap. J. Geol. Geogr. Trans. and Abstr. 1954. Vol. 24. P. 71; Nature. 1954. Vol. 173, N 4397. P. 261.
31. Ueno T. // Bull. Fukuoka Univ. Educat. Natur. Sci. 1981. Vol. 8, N 1. P. 135.
32. Starke R., Landgraf K.-F., Felix S. // Ztschr. Geol. Wiss. 1984. Bd. 12, N 4. S. 509.
33. Ivanovici V., Neacsu G., Neacsu V // Rev. Roum. geol., geophys., geogr. Ser. geol. 1984. Vol. 28. P. 5.
34. Foord E. E., Starkey H. C., Taggart J. E. // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, N 3/4. P. 428.
35. Creach M., Meunier A., Beaufort D. // Clay Miner. 1986. Vol. 21, N 2. P. 225.
36. Merceron T., Inoue A., Bouchet A., Meunier A. // Clays and Clay Miner. 1988. Vol. 36, N 1. P. 39.
37. Котельников Д. Д., Градусов Б. П., Солодкова Н. А. // ДАН СССР. 1975. Т. 222, № 3. С. 680.
38. Градусов Б. П. // Науч. докл. высш. шк. Бйсл. науки. 1967. № 8. С. 122.
39. Градусов Б. П. // Минералы со смешанослойной структурой в почвах. М.: Наука, 1976. С. 128.
40. Kulke H. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1969. Vol. 20, N 2. P. 135.
41. Altschuler Z. S., Dwornik E. J., Kramer H. // Science. 1963. Vol. 141, N 3576. P. 148.
42. Eberl D., Whitney G., Kfoury H. // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 3/4. P. 401.
43. Котов Н. В., Лебедев В. И., Тарлаков Ю. П. // ДАН СССР. 1970. Т. 191, № 4. С. 901.
44. Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А. // Зап. ВМО. 1973. Т. 102, вып. 2. С. 129.
45. Eberl D. // Geochim. et cosmochim. acta. 1978. Vol. 42, N 1. P. 1.
46. Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Ключкова Г. Н. // Геохимия. 1969. № 1. С. 14.
47. Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Варела Х. де Д. // Кристаллохимия минералов. Л.: Наука, 1981. С. 25.
48. Sawhney B. L. // Nature. 1960. Vol. 187, N 4733. P. 261; Trans. VII Intern. Congr. sci. 1960. Vol. 4. P. 476; Clays and Clay Miner. 1968. Vol. 16, N 2. P. 157
49. Slaughter M., Milne I. H. // Clays and Clay Miner. 1960. Vol. 7. P. 114.
50. Shen Mu Ju, Rich C. I. // Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 1962. Vol. 26, N 1. P. 33.
51. Barnhisel R. I., Rich C. I. // Ibid. 1963. Vol. 27, N 6. P. 632.
52. Barnhisel R. I., Rich C. I. // Ibid. 1966. Vol. 30, N 1. P. 35.
53. Brydon J. E., Kodama H. // Amer. Miner. 1966. Vol. 51, N 5/6. P. 875.
54. Poncelet G. M., Brindley G. W. // Ibid. 1967. Vol. 52, N 7/8. P. 1161.
55. Weismüller R. K., Ahlrichs J. L., White J. L. // Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 1967. Vol. 31, N 4. P. 459.
56. Carstea D. D. // Clays and Clay Miner. 1968. Vol. 16, N 3. P. 231.
57. Longuet-Escard J. // Trans. IV Intern. Congr. soil sci. Amsterdam, 1950. Vol. 3. P. 40.
58. Moort J. C. van, De Kimpe C. R., Herbillion A.-J., Fripiat J.-J. // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1966. Vol. 84, N 1. P. 89.
59. Kodama H., Oinuma K. // Clays and Clay Miner. 1963. Vol. 11. P. 236.

Диоктаэдрические смешанослойные хлорит—вермикулиты с островковым строением межслоевых сеток представляют собой промежуточные продукты каолинитизации различных силикатных минералов в почвах и корях выветривания. В литературе обозначались как Al-вермикулит, алюминиевый смешанослойный вермикулит [1], вермикулит с Al-межслоями [2], диоктаэдрический вермикулит [3], диоктаэдрический аналог вермикулита [4], хлоритизированный вермикулит [5], продукт «частичной хлоритизации в почвах» [6], хлоритизированные продукты выветривания [7], вторичный хлорит [8], почвенный хлорит [9], промежуточный вермикулит, хлорит—вермикулит, хлорит—вермикулит—монтмориллонит, промежуточный 2 : 1—2 : 2 глинистый минерал [10—14] и смешанослойный хлорит—вермикулит [15].

Несмотря на значительное количество публикаций, хлорит—вермикулитовые минералы почв недостаточно изучены и даже высказывалось сомнение в их существовании [16, 17]. Предполагается, что в структуре этих минералов гибситоподобные межслоевые сетки не непрерывные, а составлены из Al-гидроксильных комплексов $[Al_x(OH)_y \cdot nH_2O]^{3x-y}$, в которых Al частично за-

мещен на Fe^{3+} [8, 18]. На рентгенограммах характерно присутствие острого 14 \AA -рефлекса, положение которого не изменяется или слабо изменяется при насыщении этиленгликолем. После нагревания или насыщения калием он сдвигается ближе к значению 10 \AA [3, 6]. При увеличении степени заполнения межслоевых промежутков увеличивается отношение I_{002}/I_{001} и I_{003}/I_{001} на рентгенограммах [19]. Al-ОН-межслойные сетки значительно слабее удерживаются в структуре этих минералов, чем в хлоритах [20], и разрушаются при действии различных реагентов: $\text{KOH} + \text{KCl}$ [4], нагреванием до 400°C и кипячением в NaOH [21], NH_4F [22], NaF [23], $\text{NH}_4 + \text{NH}_4\text{Cl} + \text{HCl}$ [24], F-насыщенными смолами [25], лимонной кислотой и лимоннокислым аммонием [3], дитионит-цитратом Na [26], лимоннокислым Na [26, 27]. После удаления Al из межслоев восстанавливается способность к разбуханию, рефлекс 14 \AA при нагревании и K-насыщении сдвигается до $11\text{--}13\text{ \AA}$ [28, 29], увеличивается способность к катионному обмену [3].

Растворимость в HCl зависит от количества Al-гидроксильных комплексов в межслоях, увеличивается с его уменьшением. Емкость катионного обмена $23\text{--}70\text{ мг}\cdot\text{экв}/100\text{ г}$ [3, 29].

На кривых ДТА эндотермический эффект, соответствующий удалению гидроксильных групп из Al-комплексов, проявляется в интервале $490\text{--}550$ [3, 22, 29, 30].

Исходными продуктами при образовании хлорит—вермикулитов в почвах чаще всего являются мусковит, иллит [4, 22, 30, 31] и вермикулитизированный биотит [10, 28, 29, 32], а также монтмориллонит [23], хлорит [33], хлоритизированные пироксены и амфиболы [14]. В условиях хорошего дренажа при pH $4,5\text{--}6,0$ в присутствии органического материала из слоев вермикулита, иллита, монтмориллонита и триоктаэдрических хлоритов выщелачиваются K, Mg и Fe, на месте которых формируются фрагменты гиббситовых сеток [3, 5, 19, 22, 34, 35]. По Ричу [19], оптимальное значение pH для появления гидроксильных алюминиевых групп в межслоях вермикулита $4,5\text{--}5,0$ (в монтмориллоните $4,0\text{--}6,0$): при pH 4 образуется гиббсит, в более кислой среде Al не гидролизован. Одним из факторов устойчивости хлорит—вермикулитовых минералов в почвах является отношение OH/Al [19, 36]. Количество Al-хлоритового компонента в хлорит—вермикулитах почв возрастает к верхним горизонтам [12, 28], полное формирование Al-ОН-октаэдрических сеток и постепенный переход в диоктаэдрический хлорит [3, 35] осуществляются редко, вероятно, только при очень медленном выветривании и при низком содержании органических веществ, например в почвах Британской Колумбии [37]. Обычно хлорит-вермикулиты переходят в каолинит и гиббсит, с которыми иногда образуют эпитактические срастания [29], или в монтмориллонит [38]. Известны, например, в почвах окрестностей Болоньи в Италии [31], в графстве Абердин (Шотландия) [29], в Северо-Западной Англии [4], Южной Норвегии [12], на Гарце, (ГДР) [33], в Югославии [39], Японии [2, 13, 14, 21, 28, 40], в провинциях Британская Колумбия и Альберта (Канада) [37, 41], штатах Висконсин [15, 23, 30], Индиана [3], Кентукки [10], Коннектикут [5, 26], Нью-Джерси [1, 26, 30], Виргиния [22, 30], Северная Каролина [11, 38], Алабама [42] и Миссисипи [34] (США), на Аляске [43], в Новой Зеландии [35], в шт. Виктория (Австралия) [44].

Хлорит—вермикулиты получены при хлоритизации вермикулита в растворе $\text{AlCl}_3 + \text{NaOH}$ [5, 19, 45, 46] и путем использования диффузии этих реагентов в вермикулит [36]. При $\text{OH}/\text{Al} = 0,3\text{--}2,1$ количество Al в Al-гидроксильных комплексах остается постоянным и колеблется от $[\text{Al}_6\text{OH}_{12}]^{6+}$ до $[\text{Al}_{10}(\text{OH})_{22}]^{8+}$, в интервале $2,25\text{--}2,70$ усиливается полимеризация, и при 3,0 гиббсит кристаллизуется вне вермикулитовой решетки; при старении растворов выпадения гидроксида Al не происходит [45]. При увеличении неионообменного Al в межслоях на рентгенограммах возрастает отношение интенсивностей рефлексов $7\text{ \AA}/14\text{ \AA}$, уменьшается сдвиг рефлекса 14 \AA после нагревания и насыщения калием, понижается катионообменная способность. Хлорит—вермикулитовый минерал получен также из биотита при кипячении его в растворе AlCl_3 , сили-

катые слон в структуре этого минерала триоктаэдрические, в межслоях при рН 3,6 установлены комплексы $[Al_6(OH)_{13} \cdot nH_2O]^{5+}$, структура двухслойная моноклинная с $\beta = 97^\circ$, $d_{060} = 1,538$, не разбухает [47].

Л и т е р а т у р а

1. Douglas L. A. // Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 1965. Vol. 29, N 2. P. 163.
2. Aomine S., Kawasaki H. // Soil Sci. and Plant. Nutrit. 1963. Vol. 9, N 1. P. 18.
3. Klages M. G., White J. L. // Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 1957. Vol. 21, N 1. P. 16.
4. Brown G. // Clay Miner. Bull. 1953. Vol. 2. P. 64.
5. Sawney B. L. // Nature. 1958. Vol. 182, N 4649. P. 1595.
6. MacEwan D. M. C. // J. Soil Sci. 1949. Vol. 1, N 1. P. 90.
7. Quigley R. M., Martin R. T. // Clays and Clay Miner. 1963. Vol. 10, P. 107.
8. Blum W. // Ztschr. Pflanz., Düng., Bodenk. 1976. H. 1. S. 107.
9. Velde B. // Develop. Sedimentol. 1977. Vol. 21. P. 218.
10. Dixon J. B., Jackson M. L. // Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 1962. Vol. 26, N 4. P. 358.
11. Weed S. B., Nelson L. A. // Ibid. P. 393.
12. Kapoor B. S. // Clay Miner. 1973. Vol. 10, N 2. P. 79.
13. Kawasaki H., Aomine S. // Soil Sci. and Plant. Nutrit. 1965. Vol. 11, N 1. P. 24.
14. Aomine S. // The clays of Japan. Tokyo, 1969. P. 167.
15. Jackson M. L., Whittig L. D., Vanden Heuvel R. C., Kaufman A., Brown B. E. // Clays and Clay Miner. 1954. Vol. 2. P. 218.
16. Coninck F. de, Ranst E. van, Jensen W. // Sci. Geol. Mem. Strasbourg. 1983. Vol. 73 P. 75.
17. Wada K., Kakuto Y. // Ibid. P. 123.
18. Weaver C. E., Pollard L. D. // Develop. Sedimentol. 1975. Vol. 15. P. 213.
19. Rich C. I. // Clays and Clay Miner. 1968. Vol. 16, N 1. P. 15.
20. Kittrick J. A. // Ibid. 1983. Vol. 31, N 4. P. 317.
21. Dixon J. B., Jackson M. L. // Science. 1959. Vol. 129, N 3363. P. 1616.
22. Rich C. I., Obenshain S. S. // Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 1955. Vol. 19, N 3. P. 334.
23. Glenn R. C., Jackson M. L., Hole F. D., Lee L. G. // Clays and Clay Miner. 1960. Vol. 8. P. 63.
24. Rich C. I., Cook M. G. // Clays and Clay Miner. 1963. Vol. 10. P. 96.
25. Huang P. M., Jackson M. L. // Nature. 1966. Vol. 211, N 5050. P. 779.
26. Tamura T. // Clays and Clay Miner. 1956. Vol. 4. P. 413.
27. Sawhney B. L. // Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 1960. Vol. 24, N 3. P. 221.
28. Kato Y. // Soil Sci. and Plant. Nutrit. 1965. Vol. 11, N 3. P. 114.
29. Wilson M. J. // Miner. Mag. 1966. Vol. 35, N 276. P. 1080.
30. Hathaway J. C. // Clays and Clay Miner. 1955. Vol. 3. P. 74.
31. Felice G., Grillini G. C., Morandi N. // Miner. et petrogr. acta. 1981. Vol. 25. P. 79.
32. Jackson M. L. // Clays and Clay Miner. 1963. Vol. 11. P. 29.
33. Schwertmann U. // Ztschr. Pflanz., Düng., Bodenk. 1976. H. 1. S. 27.
34. Glenn R. C., Nash V. E. // Clays and Clay Miner. 1964. Vol. 12. P. 529.
35. Churchman G. J. // Clay Miner. 1980. Vol. 15, N 1. P. 59.
36. Barnhisel R. I., Rich C. I. // Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 1966. Vol. 30, N 1. P. 35.
37. Brydon J. E., Clark J. S., Osborne V. // Canad. Miner. 1961. Vol. 6, N 5. P. 595.
38. Malcolm R. L., Nettleton W. D., McCracken R. J. // Clays and Clay Miner. 1969. Vol. 16, N 6. P. 405.
39. Gjems O. // Soil Sci. 1970. Vol. 110, N 4. P. 237.
40. Kawasaki H., Aomine S. // Soil Sci. and Plant. Nutrit. 1966. Vol. 12, N 4. P. 144.
41. Pawluk S. // Clays and Clay Miner. 1963. Vol. 11. P. 74.
42. Bryant J. P., Dixon J. B. // Clays and Clay Miner. 1964. Vol. 12. P. 509.
43. Brown J., Tedrow J. C. F. // Soil Sci. 1964. Vol. 97, N 3. P. 187.
44. Jones L.H.P., Milne A. A., Attiwill P. M. // Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 1964. Vol. 28, N 1. P. 108.
45. Hsu P. H., Bates T. F. // Ibid. N 6. P. 763.
46. Villiers J. M. de, Jackson M. L. // Ibid. 1967. Vol. 31, N 5. P. 614.
47. Nagasawa K., Brown G., Newman A. C. D. // Clays and Clay Miner. 1974. Vol. 22, N 3. P. 241.

Д и т р и о к т а э д р и ч е с к и й м а г н е з и а л ь н о - ж е л е з и с т ы й х л о р и т — р а з б у х а ю щ и й х л о р и т с у н и к а л ь н о й с м е ш а н о - с л о й н о й с т р у к т у р о й [1]. Образует чешуйчатые агрегаты в основной массе выветрелых диабазов, замещает вкрапленники пироксенов, слогаает поперечно-волокнистые прожилки (длина волокон 0,2—0,5 мм). Под электронным микроскопом — вытянутые пластинки до нескольких микрометров и неправильные чешуйки с загнутыми краями. В структуре чередуются триоктаэдрические и диоктаэдрические хлоритовые слои. Диоктаэдрические слои нецентросимметрич-

ны, с разворотом оснований кремнекислородных тетраэдров на угол 7° , их межслоевые сетки имеют «островковое» строение, группы ОН частично замещены на H_2O с сохранением общей суммы атомов кислорода. Количественное соотношение слоев обских типов в среднем близко к 1 : 1, но чередование их неупорядоченно, общий период $d_{001} = 14,2 \text{ \AA}$. Однако методом микродифракции в некоторых частицах установлена сверхпериодичность $\sim 99 \text{ \AA}$ с соотношением пакетов А/В - 4/3 и последовательностью ААВВААВ и $\sim 70 \text{ \AA}$ с А В = 3 2 и последовательностью АААВВ. Параметры a_0 и b_0 ди- и триоктаэдрических пакетов несоразмерны, но оси a и b строго ориентированы относительно друг друга, вследствие чего на рентгенограмме от неориентированного препарата имеются два рефлекса (060) — с $d_{060} = 1,502$ и $1,535 \text{ \AA}$, на точечных электронограммах микромонокристаллов — две системы рефлексов, соответствующих $a_0 = 5,14$ и $5,32 \text{ \AA}$. С глицерином d_{001} возрастает до $17,7 \text{ \AA}$, появляется нецелочисленная серия базальных рефлексов $17,2, 7,5, 4,61, 3,55, 2,87$; все рефлексы, кроме $3,55 \text{ \AA}$, становятся несколько размытыми, возрастает фоновое рассеяние в области малых углов Θ . Разбухаемость минерала в значительной степени обусловлена несоразмерностью ди- и триоктаэдрических пакетов, а также дефектностью межслоевых диоктаэдрических сеток. После прокаливания d_{001} сокращается до $13,8 \text{ \AA}$. Рефлексы, характеризующие диоктаэдрические элементы структуры, исчезают.

Цв. темно-зеленый, блеск стеклянный, изл. раковистый, плеохроизм ясный от темно-зеленого по Ng до светло-зеленого по Np . $n_g = 1,589$, $n_p = 1,579$, $n_g - n_p = 0,010$. В ИК-спектре в области валентных колебаний ОН имеются три максимума ($3630, 3570$ и 3430 см^{-1}), полоса 1650 см^{-1} (деформационные колебания молекул H_2O) слабая; в области $1200-400 \text{ см}^{-1}$ спектр соответствует спектру диоктаэдрического хлорита: основная полоса 1030 см^{-1} с перегибами при 1110 и 945 см^{-1} и сближенные полосы $650, 530, 475-435 \text{ см}^{-1}$.

Анализ (%): $Na_2O - 0,10$; $K_2O - 0,22$; $MgO - 8,40$; $CaO - 0,63$; $FeO - 7,63$; $Al_2O_3 - 15,48$; $Fe_2O_3 - 14,56$; $SiO_2 - 36,82$; $TiO_2 - 0,17$; $H_2O_{2,5,3}^+ - 10,14$; $H_2O^- - 6,00$; сумма — $100,15$ (в оригинале, $99,83$), анал. Яшина; формула: $(Na_{0,01}K_{0,06}Ca_{0,1})(Mg_{1,32}Fe_{1,80}^{2+}Al_{2,2}Fe_{2,05}^{3+})Si_{6,86}Al_{1,11}O_{20}(OH)_{11,1} \cdot 3,6 H_2O$.

На кривой ДТА низкотемпературный эндотермический эффект $150-160^\circ$ обусловлен молекулами H_2O в дефектных диоктаэдрических сетках, эффекты 500 и 720° соответствуют потерям групп ОН из межслоевых сеток и слоев 2 : 1. Экзотермический эффект выражен слабо. Методами ИК-спектроскопии и микродифракции от дифрагмированных пластинок установлено, что при нагревании сначала разрушаются диоктаэдрические пакеты.

Найден в Икшинском бокситовом проявлении (Орское, Зауралье) в нижней зоне коры выветривания диабазов, представляет собой первоначальную фазу в стадийном превращении минералов в профиле выветривания, в более высоких горизонтах переходит в каолинит и далее в гибсит [1—4].

Межплоскостные расстояния (дифрактограмма ориентированного образца): $14,2; 7,1; 4,71; 3,55 \text{ [3]}$.

Л и т е р а т у р а

1. Новиков В. М., Берхин С. И., Горшков А. И., Дриц В. А., Органова Н. И., Рудницкая Е. С. // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973. № 8. С. 98.
2. Новиков В. М. // Латеритные и осадочные бокситы Мугуджар и Орского Зауралья. М.: Наука, 1980. С. 51.
3. Дриц В. А., Сахаров Б. А. // Тр. ГИН АН СССР. 1976. Вып. 295. С. 236.
4. Горшков А. И., Дриц В. А., Соколова Г. В. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 3. С. 76; Gorshkov A. I., Dritz V. A., Sokolova G. V. // Intern. Geol. Rev. 1976. Vol. 18, N 5. P. 609.

Окисленный дитриоктаэдрический упорядоченный 1 : 1 хлорит — монтмориллонит встречается в виде плотных агрегатов топочешуйчатого строения. В структуре Fe^{3+} концентрируется в октаэдрических сетках триоктаэдрических слоев 2 : 1, компенсация валентностей осуществляется за счет замещения групп ОН в соответствующих октаэдрах на атомы кислорода. Характерно присутствие в структуре атомов Са, располагающихся, вероятно, не в межслоевых монтморил-

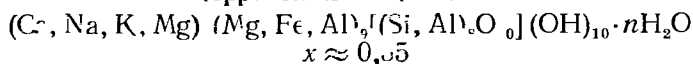
лозитовых пространствах, а между слоями 2 : 1 и гибситоподобными диоктаэдрическими межслоевыми сетками. Благодаря этому d_{060} достигает 1,536 Å, несмотря на диоктаэдрический характер структуры в целом; $d_{001}=29,4$ Å, после насыщения глицерином 32,0 Å, этиленгликолем 31,0 Å, при нагревании до 450° сокращается до 24,0 Å. Цв. коричневый. Бл. жирный, иногда близкий к металлическому (от пленок окислов Mn). В шлифах в прох. св. темн.-желтый до красновато-коричневого в утолщенных шлифах, $n_g=1,617$, $n_p=1,590$. Анализ минерала с незначительной примесью CaCO_3 (%): $\text{Na}_2\text{O} - 0,56$; $\text{K}_2\text{O} - 0,26$; $\text{MgO} - 8,10$; $\text{CaO} - 2,42$; $\text{FeO} - 3,77$; $\text{MnO} - 0,77$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 14,64$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 20,60$; $\text{SiO}_2 - 32,72$; $\text{TiO}_2 - 0,40$; $\text{P}_2\text{O}_5 - 0,11$; $\text{H}_2\text{O} - 5,57$; $\text{H}_2\text{O} - 10,15$, сумма — 99,95, анализ. Четверти. Отношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, определенное в мессбауэровского спектра, составляет 1,21 (по данным хим. анализа 4,96). Распределение катионов в смеитовом межслое $\text{Ca}_{0,15}\text{Mg}_{0,17}\text{Na}_{0,20}\text{K}_{0,05}$, в хлоритовом межслое $(\text{Al}_{1,88}\text{Fe}^{2+}_{0,12})$ (ОН)₆Ca_{0,28}, в каждом из двух слоев 2 : 1 $(\text{Mg}_{1,22}\text{Fe}^{2+}_{0,35}\text{Fe}^{3+}_{1,43})[\text{Si}_{7,22}\text{Al}_{1,78}\text{O}_{10}](\text{OH})_{0,68}\text{O}_{1,32}$.

На термогравиметрической кривой наибольшая потеря веса фиксируется при 530°, менее значительные — при 150, 260 и 770°. В процессе нагревания с остывками при 150, 260, 530, 770° и выдерживания при этих температурах до постоянного веса потеря высококипящей воды составляет 5,9% (4,7% из гибситоподобных слоев и 1,2% из слоев 2 : 1). Найден в изменчивых породах Аджаро-Трилетской геотектонической зоны Карельского мармалитоворудного пояса (Грузия). Слагает гипсоватые прожилки в плотной светлой породе, образующейся при калийной глинистости и аргиллизации туфов альпийских порфиров. Наряду с окислами каолинит-могмориллоцитом порода содержит включения хлорита и выделения цеолитов.

Л и т е р а т у р а

Харченко Р. И., Дриц В. А., Гусьяк Л. Г., Слонимская М. В., Соголова А. Л. Литология и полезные ископаемые. 1971. № 1. С. 130.

Корренситы Korrensites



Название (по имени немецкого минералога К. В. Корренса) было предложено Липманом [1] для упорядоченного триоктаэдрического смешанослойного минерала хлорит—разбухающий хлорит. Позже так стали называть и триоктаэдрические смешанослойные 1 : 1 хлорит—смеититы [2] и хлорит—вермикулиты [3], которые в природе встречаются значительно чаще, чем хлорит—разбухающий хлорит. Франк-Каменецкий и др. [4] предложили различать α -корренсит (хлорит-смеитит) и β -корренсит (хлорит-вермикулит). Однако во многих случаях гидратированные межслои нельзя с определенностью отнести ни к смеититовым, ни к вермикулитовым [5]. Кюблер [6] предложил для смешанослойного минерала хлорит—разбухающий хлорит название «прекорренсит» — prekorrrensites, рассматривая его как промежуточную фазу при образовании собственно корренсита, т. е. хлорит—смеитита. Иногда под названием «корренсит» объединяют все триоктаэдрические смешанослойные минералы, содержащие в структуре слои хлорита [7]. По Коссовской и Дрицу [8], к корренситам следует относить только минералы с упорядоченным чередованием триоктаэдрических хлоритовых и смеититовых слоев, упорядоченные минералы со слоями типа вермикулита, разбухающего или неустойчивого хлорита называть корренситоподобными минералами. Среди корренситов выделены от Mg-корренсит и Mg-Fe-корренсит.

Согласно рекомендации Международной номенклатурной комиссии, название «корренсит» следует применять для смешанослойных 1 : 1 упорядоченных триоктаэдрических минералов — хлорит—смеитит (низкозарядного корренсита) и хлорит—вермикулит (высокозарядного корренсита), для упорядоченного хлорит—разбухающего хлорита это название применять не рекомендуется [9].

Характ. выдел. Чешуйки и волокна, выделения тонкочешуйчатого, волокнистого или сферолитового строения, розетки с тонковолокнистой структурой, корочки вокруг обломков пород из пластинок, сгруппированных нормально к их поверхности, частицы тонких фракций глинистых пород и цемента песчаников и алевролитов.

Структ. и морф. крист. В структуре корренситовых минералов триоктаэдрические хлоритовые слои чередуются со слоями типа смеитита, вермикулита, иногда разбухающего или неустойчивого хлорита. Количественное соотношение слоев обоих типов может быть различным, иногда оно изменяется даже в пределах одного зерна [10].

Предложена диаграмма для определения количественного соотношения хлоритовых и смектитовых слоев [11].

У собственно корренситов, в структуре которых хлоритовые и монтмориллонитовые или хлоритовые и вермикулитовые слои закономерно чередуются через один, параметр c_0 равен сумме c_0 обоих компонентов и в воздушно-сухом состоянии колеблется от 28 до 29,8 Å в зависимости от характера межслоевых катионов. На рентгенограммах имеется целочисленная серия базальных рефлексов. d_{001} неупорядоченных образцов соответствует средней высоте слоев хлорита и смектита (вермикулита) и приблизительно составляет 14—15 Å.

Хлорит—смектиты и хлорит—вермикулиты различаются главным образом по разбухаемости в глицерине и этиленгликоле. У хлорит—смектитов с глицерином d_{001} увеличивается до 31,7—32,7 Å, с этиленгликолем — до 30—32 Å. Хлорит—вермикулиты не разбухают или разбухают слабо; так, для воздушно-сухого образца из Улугау (Казахстан) [12] $d_{001} = 28,8$ Å, а для насыщенного глицерином — 28,36 Å (после прокаливания d_{001} уменьшается до 23,3 Å).

Наибольшая интенсивность d_{001} характерна для Mg-замещенных комплексов, после насыщения Na, Li, K, Ba или NH₄ этот рефлекс становится более слабым или исчезает совсем [13—15]. При вермикулитовом характере межслоев после насыщения K наблюдается уменьшение d_{001} до 24 Å. После насыщения NH₄, Ba и Rb появляется сверхпериод 58 Å [15], $b_0 = 9,18—9,25$, $d_{060} = 1,530—1,542$ Å. Микродифракционное изучение позволило установить, что некоторые корренситы обладают высокой структурной однородностью [16].

Физ. св. Цв. серовато-белый, светло-зеленый, серовато-зеленый, темно-зеленый, желто-зеленый, коричневатый. Иногда светло- или темно-коричневый, желто-бурый. В ИК-спектре две области интенсивного поглощения: 900—1100 и 550—400 см⁻¹ и более слабые полосы с максимумами 675—650 875—820 см⁻¹; имеется полоса поглощения при 1640 см⁻¹, соответствующая деформационным колебаниям молекул воды; в области валентных колебаний ОН три полосы: 3690—3640 см⁻¹ (обусловлена колебаниями групп ОН силикатных слоев 2 : 1, не исчезает до 750 Å), 3580—3560 см⁻¹ (гидроксильные группы бруснитоподобных межслоев) и 3500—3000 см⁻¹ (интенсивность этой полосы уменьшается в зависимости от характера обменного катиона в порядке Са Mg, Na, K, Ba, Cs, и только эта полоса уменьшается при нагревании до 110 [17—20]).

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветный или светло-зеленый. Плеохроизм слабый или отсутствует. Удлинение (+). Двуосный (—), псевдоодносный. Показатели преломления определяются редко, у магнезиального корренсита $n_g = 1,57—1,59$, $n_p = 1,55—1,58$; у одного из высокозарядных корренситов $n_g = 1,630$, $n_p = 1,623$ [21]. Двупреломление слабое, но иногда до 0,021 [22]. Отмечалась аномальная интерференционная окраска [22, 23]. $2V$ мал, доходит до 0°.

Хим. Состав корренситовых минералов промежуточный между составом хлоритов и минералов групп монтмориллонита и вермикулита. Анализируются редко из-за отсутствия чистого материала. В корренситах, представляющих собой упорядоченные фазы с равным количеством слагающих компонентов, содержатся (%): SiO₂ — 33,5—37,4; Al₂O₃ — 13,5—19,0; MgO — 13,05—35,0; FeO — 1,0—13,5; Fe₂O₃ — 0,5—11,0. Характерна высокая степень окисления железа. Обычно присутствуют Са, Na и К в качестве обменных катионов и частично, вероятно, в виде примесей. Количество MnO не превышает 0,5%. Высокое содержание NiO (24,12%) отмечено в никелькорренситах (см. ниже). Для корренситов характерно высокое (до 6,5%) содержание низкотемпературной воды.

Анализы (в порядке уменьшения содержания MgO):

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|
| Na ₂ O | — | 0,74 | 0,37 | 0,67 | 0,2 | 1,90 | 1,58 | 1,32 | 1,00 |
| K ₂ O | — | 0,05 | 0,10 | 0,68 | 1,4 | 0,62 | 0,21 | 0,67 | 0,80 |
| MgO | 34,8 | 26,31 | 25,16 | 20,98 | 18,9 | 14,80 | 14,61 | 13,2 | 12,93 |
| CaO | — | 0,70 | 1,70 | 1,10 | 1,0 | 2,02 | 2,37 | 1,06 | 2,20 |
| FeO | 2,1 | 0,69 | 6,85 | 1,20 | 6,7* | 12,51* | 8,19 | 13,5 | 11,31 |
| MnO | 0,04 | — | сл. | — | 0,01 | 0,12 | — | 0,32** | 0,26 |
| Al ₂ O ₃ | 15,0 | 19,20 | 13,67 | 17,60 | 15,5 | 17,64 | 16,02 | 15,1 | 13,60 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,8 | 0,71 | 2,14 | 10,92 | — | — | 6,66 | 6,7 | 8,38 |
| SiO ₂ | 34,4 | 33,95 | 36,12 | 33,90 | 37,2 | 35,64 | 35,26 | 35,5 | 33,57 |
| TiO ₂ | 0,8 | сл. | 0,23 | — | 0,4 | 0,15 | 0,96 | 0,13 | 0,59 |
| P ₂ O ₅ | — | — | — | — | — | 0,21 | 0,25 | — | — |
| H ₂ O | 10,9 | 11,26 | 9,25 | 9,83 | 18,4 | 14,63 | 8,43 | 12,13 | 9,68 |
| H ₂ O ⁻ | | 6,55 | 4,81 | 2,92 | | | 4,92 | | 5,68 |
| Сумма | 99,84 | 100,16 | 100,40 | 99,80 | 99,71 | 100,24 | 99,46 | 99,63 | 100,00 |

* Вс. железо в виде FeO. ** В виде MnO.

1 — из глинистой фракции (< 2 мк) доломитов и слюдяной фракции района Гёттингена (ФРГ), анализ не указан [24]; 2 — из зоны изменения вокруг гипсового тела рудника Ното, преф. Исигава (Япония), анализ не указан [25]; 3 — из продуктов выветривания брекчий серпентинита в долине р. Таро, Северные Апеннины (Италия), анализ не указан [26]; 4 — из аргиллизированных диатазов Кампотреча (Италия), анализ Галлители [27]; 5 — из глинистой фракции доломитов из Спарты, шт. Теннесси (США), с примесью иллита, анализ Ито [28]; 6 — из измененных андезитов, Кинзая, пр.ф. Кагосима (Япония), анализ Коно [29]; 7 — из измененных базальтов рудника Футуробе, преф. Акита (Япония), анализ не указан [18]; 8 — из палеокластических песчаников верхней меловой формации шт. Монтана (США), анализ не указан [30]; 9 — из «зеленых» туфов вблизи Ятанача, пр.ф. Исигава (Япония), за вычетом примесей кварца, анализ не указан [31].

Диагн. исп. Растворяется в 10% HCl при 80°, в холодной 4 : 1 HCl — слабо. Обладает отчетливо выраженной способностью к катионному обмену, емкость обменных катионов корренсита 35—85 мг·экв/100 г [5, 31—34], у хлорита — разбухающего хлорита 13 мг·экв/100 г [35].

Повед. при нагре. На кривой ДТА обычно проявляются два сближенных низкотемпературных эндотермических эффекта: более интенсивный (80—120°) соответствует выделению межслоевой воды и менее интенсивный (140—215°) — выделению воды, связанной с межслоевыми катионами: одновалентные катионы дают один эффект, двухвалентные — два, которые иногда сливаются в один широкий [15]. Главный эндотермический эффект, обусловленный разрушением межслоевых бруситоподобных сеток, наблюдается при температуре от 550 до 660°, менее интенсивный эндотермический эффект, связанный с выделением воды из слоев 2 : 1, фиксируется при 810—870°. Экзотермический эффект имеет максимум при температуре от 830 до 890°. Характерно сокращение d_{001} до 24 Å после нагревания до 400—600. Образцы с обезвоженными бруситоподобными сетками сохраняют способность к частичной регидратации, кроме разностей, содержащих в качестве лабильного компонента разбухающий хлорит [1, 35—39]. После нагревания до 700 магнезиальный корренсит теряет способность к набуханию и переходит в фазу с чередованием тальковых и частично или полностью обезвоженных лабильных пакетов [40]; при 850° в продуктах разрушения отмечались форстерит и энстатит, при 1300° — шпинель [25].

Наход. Корренситовые минералы в природе встречаются в осадочных, слабо метаморфизованных и гидротермально-измененных породах, реже образуются в гипергенных условиях. Их образование происходит в основном путем трансформационного преобразования слоистых силикатов. В процессе этого преобразования постепенно изменяются состав и количество катионов и воды в межслоевых промежутках без существенного изменения структуры слоев 2 : 1. Выделяют отрицательную трансформацию или деградацию, в процессе которой хлориты постепенно превращаются в глинистые минералы, и положительную трансформацию или аградацию, сопровождающую хлоритизацию различных слоистых силикатов. Корренситовые минералы являются чувстви-

тельными индикаторами изменения физико-химических условий в ходе выветривания, диагенеза, эпигенеза и гидротермальных преобразований [41, 42].

В осадочных породах корренситовые минералы распространены довольно широко, образуются при повышенной концентрации Mg и Fe^{2+} в терригенно-карбонатных толщах, обогащенных основным вулканокластическим материалом, и в породах хемогенно-терригенно-эвапоритовых формаций. Они представлены в основном неупорядоченными корренситовыми минералами, но в песчаниках при достаточно хорошей фильтрации растворов образуются упорядоченные магнезиальные и магнезиально-железистые корренситы [3, 23, 42—48]. Процесс образования корренситовых минералов по смектиту в условиях диагенеза прерывистый: хлорит—монтмориллонит с 80% разбухающего компонента непосредственно переходит в корренсит (50% разбухающего компонента), который сменяется разбухающим хлоритом (15% разбухающих пакетов) [49]. В терригенно-карбонатных породах корренситовые минералы имеют обычно магнезиально-железистый состав, разбухающие слои представлены в основном смектитом, реже среднезарядным вермикулитом, встречается совместно с иллитом, смектитом, иллит—смектитом, кварцем, доломитом, кальцитом, иногда небольшим количеством каолинита или талька. Примеры местонахождений: в верхнедевонских туфогенных породах и песчано-алевролитовых доломитизированных мергелях Припятской впадины в Белоруссии [50, 51]; в цементе слюдистых печаников и алевролитов Донецкого бассейна (только неупорядоченные) [52]; в верхнедокембрийских песчаниках с прослоями темно-серых и красно-коричневых аргиллитов Московского грабена [53]; в туфопелитовой формации мелового возраста на Малом Кавказе [14, 54]; в рудоситовых нижнепермских вулканогенно-терригенных породах Кумалинской впадины в Джезказганской впадине (КазССР) [14]; в следеопат-кварцевых песчаниках алевролитах, доломитизированных аргиллитах верхнего докембрия Сибирской платформы [38, 55, 56]; в вулканокластических песчаниках верхнемеловой формации шт. Монтана (США) (хим. анализ 8) [30]. С небольшим количеством каолинита корренситы встречаются в глинистых сланцах северо-восточной части Сицилии [32], песчаниках и алевролитах Мозамбика [57], глинистых пирокластах дацитового состава области Охну в преф. Акита (Япония) [49], в ассоциации с гидрослюдой в континентальных отложениях кембрия—ордовика на западном побережье Ньюфаундленда (Канада) [58].

В песчаниках, алевролитах, аргиллитах и доломитах хемогенно-терригенно-эвапоритовых формаций характеризуются высокой магнезиальностью и ассоциацией с Fe-иллитом, Mg-хлоритом и гипсом. Разбухающие пакеты обычно представлены смектитом, реже — разбухающим хлоритом. Соотношение хлоритового и смектитового компонентов и степень упорядоченности их структуры зависят от проницаемости пород и других физико-химических особенностей среды [23, 43, 59]. Выдвигавшееся ранее предположение [44, 45, 60] о формировании корренсита в этих породах исключительно по гидрослюдам не подтвердилось [43]. Ассоциация корренситовых минералов с железистым иллитом и магнезиальным хлоритом является индикаторной для доломито-сульфатной стадии осолонения бассейнов, характерной для толщ, переходных от нормальных морских отложений к соленосным [43, 47]. В хемогенно-терригенно-эвапоритовых формациях корренситовые минералы установлены в Южной Прибалтике в девонских доломитовых глинах и мергелях с тонкими гипсованными прослоями [61], в пермских отложениях Южного Приуралья [23, 43, 47], в соленосной толще Индерского поднятия и в вендских песчаниках и алевролитах Енисейского края [39]. Корренситовые минералы широко распространены в соленосных пермских и триасовых породах Западной Европы, например в глинистой фракции мраморов кейпера окрестностей Бирмингэма (Великобритания) [62, 63], в департаменте Аверон (Франция) [64], в районе Гёттингена и Южном Гарце (ФРГ) [13, 24, 65], Вюртемберге [60], Баварии [59, 66]. Широко распространены также в триасовых отложениях Северной Африки в пустыне Сахара [44, 48]. В США эвапориты, содержащие корренсит, залегают в широкой полосе от побережья Тихого океана до Атлантического через штаты Калифорния [67],

Юта [68], Колорадо [33], Нью-Мексико [69], Канзас [70], Техас [2], Теннесси [28] и Коннектикут [71].

В современных осадках смешанослойные хлорит—вермикулит—сметитовые минералы образуются по триоктаэдрическим слоистым силикатам как в морских, так и в континентальных условиях [72—81].

Метаморфогенные корренситовые минералы характеризуются магнезиально-железистым составом и высокой степенью упорядоченности. Они приурочены к ломонитовой зоне цеолитовой фации регионального эпигенеза и начального метаморфизма вулканогенных и терригенных пород, развиваются по смектитам, биотиту, пироксенам, вулканическому стеклу; выделяются в пустотках и порах. Необходимые условия их образования — повышенная активность магния, температура 95—230°, глубина залегания 1,5—60 км (давление 0,7—1,5 кбар) [6, 82, 83]. Отмечалось формирование корренситовых минералов в условиях более глубинного метаморфизма ($T > 300^\circ$, $P = 2$ кбар) [7]. Широко распространены в вулканогенно-кластогенных породах активных областей, например на Камчатке, в Японии, Новой Зеландии, североамериканском обрамлении Тихоокеанского пояса; наиболее детально изучены в породах Центральной Японии и флишевой формации Верхней Савойи во Франции [18, 29, 31, 82—87].

Гидротермальные корренситовые минералы распространены довольно широко, являются продуктами постмагматического изменения основных, реже ультраосновных, средних и кислых пород. Встречаются как в магматических телах, так и во вмещающих породах обычно близ контактов, реже вне видимой связи с магматизмом, иногда глиноподобные мономинеральные массы корренситов прослеживаются вдоль контактов магматических тел. В рудных месторождениях встречаются в околорудно-измененных породах, отмечались иногда в тесной ассоциации со сфалеритом. Образуются также как продукты современной гидротермальной деятельности. Температурный предел устойчивости корренситов достигает 280°. Состав в значительной степени зависит от среды минералообразования: в основных породах наблюдаются магнезиально-железистые корренситы, в ультрабазитах и доломитах — магнезиальные. По сравнению с корренситами из осадочных пород они беднее алюминием и не встречаются в парагенезисе со слюдой [43]. Разбухающие пакеты обычно смектитовые, отмечались и переходные к вермикулитовым. Степень упорядоченности и соотношение хлоритовых и смектитовых пакетов изменяется локально: в зонах разломов, где изменения пород наиболее интенсивны, хлоритовые пакеты преобладают, при удалении от разломов возрастает количество смектитовых пакетов и увеличивается степень упорядоченности [88]. В контактных зонах далее от контакта упорядоченность иногда уменьшается [42]. По данным Такеучи [89], упорядоченный хлорит—сметит отлагается непосредственно из рудных флюидов.

Примеры местонахождений гидротермальных магнезиально-железистых корренситовых минералов в связи с основными породами: в метабазах зоны Днестровских разломов (УССР) [16]; в силурийских гналокластитах, миндалекаменных базальтах и андезитах Южного Урала [88, 90]; на контакте габброидов с метабазами на Восточной Камчатке [43]; в тектонической зоне близ оз. Веттерн в Швеции [91]; в измененных амигдалоидных метафирах с серицитом в Вогезах (Франция) [92]; в аргиллизированных диабазах в Кампотрета (Италия) [27]; в измененных базальтах Футуробе, преф. Акита (Япония) [18]; в амигдалоидных пустотах базальта в Мозамбике [93]; вокруг контактов даек в глинистых сланцах, Западная Монтана (США) [94]; по хлориту в трещинах габбро близ Дарзама, шт. Северная Каролина (США) [95]; в красноцветных отложениях вдоль контакта с базальтами по иллиту в шт. Коннектикут (США) [42, 96]; в донных сильнопористых измененных базальтах дна Тихого океана в районе горы Петелина [97].

Как продукт изменения биотита магнезиально-железистый корренсит обнаружен в гранитах департамента Алье и в пропилитизированных сиенитах департамента Пюп-де-Дом во Франции [98, 99].

Магнезиальные корренситовые минералы из гидротермально-измененных ультраосновных и карбонатных пород известны в кристаллическом фундаменте юго-западных районов Русской платформы [43]; в кимберлитовой трубке Мир (Якутия) неупорядоченный хлорит—вермикулит по флогопиту встречается в ассоциации с тонкодисперсным кальцитом [100—102]; в Россена, Апеннины (Италия), в полигенных брекчиях корренсит замещает монтмориллонит совместно с датолитом [103]; в Цунеми, преф. Фуруока (Япония), наряду с кварцем и хлоритом входит в состав глин, заполняющих трещины доломитизированного известняка [104]; на тальковом месторождении Мёрфи, шт. Северная Каролина (США), в зоне гидротермально-измененных мраморов низкозарядный корренсит закономерно сменяется менее упорядоченным хлорит—монтмориллонитом, разбухающим хлоритом и хлоритом [105]. В связи с процессом рудообразования магнезиальные корренситовые минералы известны в аргиллизированных околорудных породах месторождений типа куроко в Японии: Ханаока в Футуробе (преф. Акита), Имами и Ванитобе (преф. Симане), Ното, преф. Исикава [25, 35, 106, 107]; в золоторудных и золото-теллуридных месторождениях на Камчатке [108], в области Кусикино (Япония) [89], в шт. Невада (США) [109]; в свинцово-цинковых месторождениях Маджаровском (Болгария) [22, 110] и Восточный Партизан (район Дальнегорска) [111].

В процессе современной гидротермальной деятельности корренсит образовался в месторождении термальных вод Горячий пляж на о-ве Кунашир (Курильские острова), где в пемзовых туфах на глубине 390 м хлорит сменяется корренситом в ассоциации с морденитом и кварцем, затем смектитом [112]. В Вайракее, Новая Зеландия, корренсит выделялся при действии на брекчии кремнистых вулканитов и их туфов термальных вод из глубоких скважин [19]. На геотермальной площади п-ова Рейкьянес в Исландии в измененных базальтах и палагонитовых туфах неупорядоченный хлорит—смектит сменяет смектит при повышении температуры до 200 и при 230° постепенно переходит в хлорит [113].

В коре выветривания основных и ультраосновных пород корренситоподобные минералы развиваются за счет темноцветных минералов, часто по хлориту замещающему пироксены и роговые обманки. Представлены как упорядоченными, так и неупорядоченными фазами, лабильные слои чаще вермикулитового типа, реже смектитового или разбухающие хлоритовые. Примеры: в Средне-Приднестровье упорядоченный хлорит—разбухающий хлорит образовался по хлориту, в более выветрелых породах он неупорядоченный, замещается гидрослюдой и каолинитом [114], в чарнокитах хлорит—вермикулит образовался по хлоритизированному вкрапленнику гиперстена [115]; упорядоченный хлорит—вермикулит установлен в верхнеэоценовых сильно выветрелых основных породах Восточной Грузии [116]; в асбестовых месторождениях Зеревтинском на Южном Урале и Бугеты-Сай в Казахстане упорядоченный хлорит—вермикулит прорастает асбест вдоль волокон [21, 117]; хлорит—смектиты с тенденцией упорядоченно установлены в нижних горизонтах коры выветривания по базальтовым порфирирам и туфам Орской депрессии на Южном Урале [118]; упорядоченный хлорит—смектит — в зоне выщелоченных серпентинитов Горностаевского массива в Казахстане [119]; неупорядоченный хлорит—монтмориллонит (с 20—25% разбухающих пакетов) — в хлоритизированных диабазовых карьерах Косов в Чехословакии [120]; в выветрелых базальтах Шотландии — нерегулярный хлорит—разбухающий хлорит [37]; в коре выветривания серпентинитов — в Центральном Французском массиве (хлорит-вермикулит) [121], в долине р. Таро [26, 122] и в пров. Павия в Италии [123]; в преф. Нагасаки на о-ве Кюсю в Японии [20], в выветрелых красных сланцах преф. Мияги (Япония) [124], а также в зоне выветривания в области Гангила (Заир) [125], в штатах Калифорния [126] и Оклахома [127] (США).

В почвах корренситоподобные минералы встречаются реже, чем тосудитовые, образуются только при повышенной щелочности, главным образом за счет хлорита, или наследуются от исходных пород, обычно неупорядоченные, с совершенными бруситоподобными межслоевыми сетками [7, 34, 73].

Искусств. Корренситы и корренситоподобные минералы легко получают искусственно в качестве промежуточного продукта при образовании хлорита за счет смектита, вермикулита, каолинита и других минералов, также при трансформации хлорита в вермикулит в гидротермальных условиях. Благоприятными факторами для их образования являются наличие в системе трехвалентных катионов [7], невысокие значения параметров T и P , наличие в качестве исходного материала других слоистых силикатов [128]. В системе $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ хлорит—смектит (1 : 1) с $d_{001} = 28,5 \text{ \AA}$ кристаллизуется при низких P_{H_2O} или кратковременных выдержках, при увеличении продолжительности опытов ($T = 500-520^\circ$, $P_{H_2O} = 2$ кбар) переходит в хлорит—смектит (2 : 1) с $d_{001} = 42,5 \text{ \AA}$ и далее через фазы с соотношением хлоритовых и смектитовых пакетов 3 : 1 и 4 : 1 в хлорит [129].

По смектиту в растворе $MgCO_3$ образуется в качестве метастабильной фазы вместо устойчивой ассоциации тальк + кордиерит + клинохлор при температуре 400—600 и отношениях $MgCO_3$ /смектит 0,3—0,9, при замене смектита гелем соответствующего состава образования хлорит—смектита не происходит [128, 130]. По иллит в аналогичных опытах хлорит—смектит существует при 500—600 в интервале значений $MgCO_3$ /иллит 0,3—0,4 [130].

При комнатной температуре триоктаэдрические смешанослойные хлорит—смектитовые и хлорит—вермикулитовые фазы получаются при обработке монтмориллонита и вермикулита раствором $MgCl_2$ в щелочной среде, при этом в монтмориллоните формируются $Mg-OH$ -межслоевые сетки, более устойчивые к обработке HCl , чем в вермикулите [131—135].

Корренсит получен в качестве промежуточного продукта при экспериментальном изучении вермикулитизации хлорита. Необходимым условием его образования является предварительное частичное окисление железа в структуре хлорита и его вынос. В качестве окислителей использовались H_2O_2 , Na_2SO_3 , $Na_2S_2O_4$ в кислой среде; аналогичное воздействие оказывает нагревание в присутствии воздуха до 600. Исходным материалом для получения корренсита могут служить только $Mg-Fe$ -хлориты, магнезиальные хлориты в этих условиях устойчивы, железистые непосредственно переходят в вермикулит [136, 137].

Н и к е л ь к о р р е н с и т — nickelcorrensite — смешанослойный упорядоченный 1 : 1 Ni-хлорит—сапонит [138]. Тетраэдрические сетки слоев 2 : 1, обращенные к хлоритовым межслоям, содержат (на 10 атомов O) 3,76 Si и 0,24 Al, обращенные к сапонитовым межслоям — 3,25 Si и 0,25 Fe^{3+} . В октаэдрических сетках слоев 2 : 1 — 2,44 Ni, 2,58 Mg и 0,65 Al, в октаэдрических бру,ситоподобных сетках хлоритовых межслоев — 1,22 Ni, 1,53 Mg, 0,23 Al и 0,1003 Fe^{3+} [139]. При относительной влажности 75% $d_{060} = 1,530 \text{ \AA}$, $d_{001} = 30,4 \text{ \AA}$. После насыщения Na при относительной влажности 50% $d_{001} = 27,6 \text{ \AA}$, с глицерином 32,3 \AA , этиленгликолем 31,5 \AA . После нагревания до 300° рефлекс 30,1 \AA исчезает, при 500° появляется рефлекс 12,8 \AA . Анализ (%): K_2O — 0,05; MgO — 14,52; CaO — 0,23; MnO — 0,02; NiO — 24,12; Al_2O_3 — 4,90; Fe_2O_3 — 2,05; SiO_2 — 39,46; TiO_2 — 0,05; H_2O — 14,30; сумма — 99,70 [138]. Содержание H_2O колеблется от 13,7 до 17,5% в зависимости от влажности атмосферы. На кривой ДТА наиболее интенсивный эндотермический эффект проявляется при 155°, более слабые — с максимумами 625, 730, 830 и 920°.

Найден в коре выветривания серпентинизированных ультрабазитов в массиве Шкляри в Нижней Силезии (Польша). Слагает прожилки толщиной от долей миллиметра до нескольких сантиметров в виде тонкочешуйчатых мягких агрегатов зеленоватого цвета с матовым блеском. Содержит примесь хлорита. Входит в состав никелевых руд [138].

Корренсит, содержащий 10% NiO — (50% хлорита, 40% смектита, 10% разбухающего хлорита), обнаружен в том же месторождении в тонкой фракции образцов из контактовых зон вокруг лейкократовых интрузий в серпентинитах, где представляет собой поздний продукт изменения триоктаэдрической слюды [140].

Искусственно корренситоподобные фазы, содержащие в межслоях Ni, получены из монтмориллонита [131].

Са н г а р и т — sangarite [141] — упорядоченный 1 : 1 корренситоподобный минерал из слоев неустойчивого хлорита и вермикулитоподобных слоев. Назван по месту находки в районе пос. Сангар в Якутии. В структуре межслоевые сетки отличаются от сеток в структурах нормальных хлоритов тем, что при 700° они разрушаются; благодаря этому слои 2 : 1 сближаются, а толщина хлоритового пакета сокращается до 10 Å. Вермикулитоподобные слои в отличие от собственно вермикулитовых не обнаруживают уменьшения высоты элементарной ячейки после кипячения в растворе NH₄NO₃ или КОН; вероятно, межслоевые катионы в них представлены в основном Fe²⁺, и их связи с водой и слоями 2 : 1 более прочные, чем в вермикулите. Рефлекс $d_{001} = 28,8$ Å при нагревании до 350° сокращается до 24 Å, но через сутки на воздухе вновь становится равным 28 Å, после нагревания до 450° регидратации не происходит; при 650° d_{001} сокращается до 23,2 Å, при 700 — до 20 Å; $d_{060} = 1,544$ Å. Макроскопически неотличим от хлорита. Цв. светло-зеленый, в шлифах зеленоватый. Не плеохроирует, $n = 1,618-1,620$, двупреломление низкое (в плоскости пластинок). Химический анализ минерала с примесью иллита, альбита и кварца (%): Na₂O — 0,48; K₂O — 2,05; MgO — 9,11; CaO — 1,32; FeO — 15,15; Al₂O₃ — 18,38; Fe₂O₃ — 7,57; SiO₂ — 33,8; TiO₂ — 1,56; H₂O — 10,33; C — 0,19; CO₂ — 0,2; сумма — 100,14. На кривой ДТА проявлены эндотермические эффекты при 150° (широкий, слабый) и 550° (более интенсивный), экзотермический эффект — при 890° (слабый).

Встречается в терригенных континентальных отложениях угленосных мезозойских формаций Восточной и Западной Сибири, сформировавшихся в области гумидного климата за счет разрушения пород, обогащенных биотитом. В песчаниках Вилюйской впадины и Приверхоянского прогиба является основным компонентом цемента и образует каемки шириной 0,01—0,02 мм вокруг терригенных зерен, состоящие из чешуек, перпендикулярных поверхности этих зерен, и пластинчатые скопления в порах вместе с небольшим количеством диоктаэдрической слюды, тонкодисперсного альбита, ломонтита, кварца или халцедона [16, 23, 141]. Возможно, к сангариту относится «необычный хлорит» из амигдалоидных пустот миоценовых андезитовых туфов в Тайхейзане, преф. Акита, Япония (не разбухает, но при 760° d_{001} сокращается от 14,49 до 9,71 Å) [142].

Межплоскостные расстояния сангарита из угленосных отложений
Вилюйской впадины [141]

| Со-излучение, с фильтром, камера ВРС-114 | | | | | | | | |
|--|----------|--------------|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|
| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
| 001 | 65 | 28,8 | 006 | 60 | 4,77 | 0.0.16 | 3 | 1,795 |
| 002 | 110 | 14,3 | 008 | 100 | 3,58 | 0.0.18 | 3 | 1,595 |
| 003 | 30 | 9,5 | 0.0.10 | 50 | 2,87 | 0.0.20 | 30 | 1,435 |
| 004 | 60 | 7,14 | 0.0.12 | 2 | 2,38 | 0.6.0 | — | 1,544 |
| 005 | 10 | 5,76 | 0.0.14 | 16 | 2,045 | | | |

Л и т е р а т у р а

1. Lippmann F. // Heidelberg. Beitr. Miner., Petrogr. 1954. Bd. 4, H. 1/2. S. 130.
2. Earley J. W., Brindley G. W., McVeagh W. J., Vanden Heuwel R. C. // Amer. Miner. 1956. Vol. 41, N 3/4. P. 258.
3. Weaver C. E. // Ibid. P. 202; Рус. пер. в кн.: Вопросы минералогии глин. М.: Изд-в иностр. лит., 1962. 463 с.
4. Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А. // Зап. ВМО. 1973. Т. 103, вып. 1. С. 129.
5. Nagasawa K., Tsuzuki Y. // Clay Sci. 1974. Vol. 4, N 5. P. 191.
6. Sawatzki G. G. // Arch. Sci. 1975. Vol. 28, fasc. 3. P. 271.
7. Velde B. // Clays and Clay Miner. 1977. Vol. 25, N 4. P. 264.
8. Коссовская А. Г., Дриц В. А. // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 5. С. 16.
9. Bailey S. W. // Amer. Miner. 1982. Vol. 67, N 3/4. P. 394; Clay Miner. 1982. Vol. 17 N 2. P. 243; Canad. Miner. 1981. Vol. 19, pt 4. P. 651.
10. Градусов Б. П. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 2. С. 40.
11. Tomita K., Takahashi H. // Clays and Clay Miner. 1985. Vol. 33. N 5. P. 379.

12. Дьяконов Ю. С. // Рентгенография основных типов породообразующих минералов. Л.: Недра, 1983. С. 202.
13. Lippmann F. // Sediment. Petrol. 1956. Vol. 26, N 1. P. 125.
14. Градусов Б. П., Чижикова Н. П. // Литология и полез. ископаемые. 1968. № 5. С. 124; ДАН СССР. 1968. Т. 179, № 2. С. 431.
15. Brigatti M. F., Poppi L. // Clays and Clay Miner. 1985. Vol. 33, N 2. P. 128.
16. Дриц В. А., Сахаров Б. А. // Тр. ГИН АН СССР. 1976. Вып. 295. С. 1.
17. Bergaya F., Brigatti M. F., Fripiat J. J. // Clays and Clay Miner. 1985. Vol. 33, N 5. P. 458.
18. Kimbara K., Shimoda S., Sato O. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1971. Vol. 66, N 3. P. 99.
19. Steiner A. // Clays and Clay Miner. 1968. Vol. 16, N 3. P. 193.
20. Nakamuta Y. // Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. D. 1981. Vol. 24, N 4. P. 253.
21. Градусов Б. П. // ДАН СССР. 1969. Т. 186, № 4. С. 914.
22. Мельник Ю. М. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1959. № 13. С. 387; Бресковска В. В., Петров С. Л., Цветанов Р. Г., Димов В. И. // Год. Софийск. ун-та. Геол.-геогр. фак. 1979. Т. 73, кн. 1. С. 183.
23. Коссовская А. Г., Дриц В. А., Соколова Т. Н. // Тр. ГИН АН СССР. 1971. Вып. 221. С. 35.
24. Echle W. // Beitr. Miner., Petrogr. 1961. Bd. 8, H. 1. S. 28.
25. Sugiura S. // Miner. Soc. Jap. 1962. Vol. 5, N 5. P. 311.
26. Alietti A. // Clay Miner. Bull. 1958. Vol. 3, N 19. P. 207.
27. Gallitelli P. // Atti Accad. naz. Lincei. Rend. Cl. sci. fis., mat. e natur. 1956. Vol. 21, N 3/4. P. 146.
28. Peterson M. N. A. // Amer. Miner. 1961. Vol. 46, N 11/12. P. 1245; J. Geol. 1962. Vol. 70. P. 1.
29. Tomita K. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1980. Vol. 75, N 7. P. 213.
30. Amon W. R., Fullerton L. B., Davies D. K. // J. Sediment. Petrol. 1976. Vol. 46, N 1. P. 89.
31. Kimbara K., Sudo T. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1973. Vol. 68, N 8. P. 246.
32. Morelli G. L. // Rend. Cl. Ist. Lombardo. A. 1967. Vol. 101. P. 842.
33. Bradley W. F., Weaver C. E. // Amer. Miner. 1956. Vol. 41, N 5/6. P. 497.
34. Johnson L. J. // Ibid. 1964. Vol. 49, N 5/6. P. 556.
35. Shimoda S. // Clay Miner. 1970. Vol. 8, N 3. P. 352.
36. Sutherland H. H., MacEwan D. M. C. // Clays and Clay Miner. 1962. Vol. 9. P. 451.
37. Bain D. C., Russell J. D. // Clay Miner. 1981. Vol. 16, N 2. P. 203.
38. Котельников Д. Д., Работнов В. Т., Постников А. В. // ДАН СССР. 1979. Т. 247, № 2. С. 440.
39. Котельников Д. Д., Солодкова Н. А., Борисовский С. Е. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 12. С. 35.
40. Котельников Д. Д., Работнов В. Т. // Рентгенография минерал. сырья. М.: ВИМС 1985. С. 56.
41. Коссовская А. Г. // Физические методы исследования минералов осадочных пород. М.: Наука, 1966. С. 163.
42. April R. H. // Clays and Clay Miner. 1980. Vol. 28, N 1. P. 1.
43. Коссовская А. Г., Дриц В. А. // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 60.
44. Lucas J. // Mem. Serv. carte geol. Alsace et Lorraine. 1962. N 23. P. 202.
45. Lucas J., Ataman G. // Clays and Clay Miner. 1968. Vol. 16, N 5. P. 365.
46. Теодорович Г. И., Котельников Д. Д., Акаева В. П. // Литология и полез. ископаемые. 1969. № 4. С. 71.
47. Соколова Т. Н. // Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осололожения. М.: Наука, 1982. С. 43, 102.
48. Kübler B. // Fortschr. Geol. Rheinland und Westfalen. 1963. Bd. 10. S. 319.
49. Inoue A., Utada M., Nagata H., Watanabe T. // Clay Sci. 1984. Vol. 6, N 3. P. 103.
50. Самодуров В. П. // Вопросы геологии, геохимии и геофизики земной коры Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1975. С. 27.
51. Постникова И. Е., Котельников Д. Д., Постников В. Г. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1972. № 9. С. 32.
52. Карпова Г. В., Шевякова Э. П. // ДАН СССР. 1964. Т. 155, № 2. С. 333.
53. Постникова И. Е., Котельников Д. Д., Кирсанов В. В. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1977. № 2. С. 31.
54. Котельников Д. Д., Акаева В. П., Градусов Б. П. // Там же. 1976. № 8. С. 33.
55. Постникова И. Е., Котельников Д. Д. // ДАН СССР. 1969. Т. 186, № 5. С. 1146.
56. Котельников Д. Д., Солодкова Н. А. // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1973. № 2. С. 113.
57. Tettenhorst R., Levinson A. A., McGuire R. C. // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 3/4. P. 472.
58. Suchecki R. K., Perry E. A., Hubert J. F. // Clays and Clay Miner. 1977. Vol. 25, N 3. P. 163.
59. Schlenker B. // Oberrhein. Geol. Abh. 1971. Bd. 20, H. 1/2. S. 69.

60. *Lippmann F., Savascin M. Y.* // *Tschermaks miner. und petrogr. Mitt.* 1969. Bd. 13, H. 2. S. 165.
61. *Коссовская А. Г., Соколова Т. Н., Дриц В. А., Сахаров Б. А.* // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд: (К 75-летию акад. Н. М. Страхова). М.: Наука, 1975. С. 278.
62. *Honeyborne D. B.* // *Clay Miner. Bull.* 1951. Vol. 1, N 5. P. 150.
63. *Stephen I., MacEwan D. M. C.* // *Ibid.* P. 157.
64. *Maurel P.* // *Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr.* 1962. Vol. 85, N 4. P. 329.
65. *Braitsch O.* // *Salt deposits: Their origin and composition.* B.: Springer, 1971. S. 25, 232
66. *Becher A.* // *Beitr. Miner., Petrogr.* 1965. Bd. 11, H. 6. S. 586.
67. *Flemal R. C.* // *Trans. Ill. Acad. Sci.* 1970. Vol. 63, N 2. P. 178.
68. *Tooker E. W.* // *Clays and Clay Miner.* 1962. Vol. 9. P. 355.
69. *Fournier R. O.* // *US Geol. Surv. Profess. Pap.* 1961. N 424-D. P. 323.
70. *Kopp O. C., Fallis S. M.* // *Amer. Miner.* 1974. Vol. 59, N 5/6. P. 623.
71. *April R. H.* // *Clays and Clay Miner.* 1981. Vol. 29, N 1. P. 31.
72. *Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Александрова В. А.* // *Литология и полез. ископаемые* 1964. № 2. С. 20.
73. *Rich C. I.* // *Clays and Clay Miner.* 1968. Vol. 16, N 1. P. 15.
74. *Biscaye P. E.* // *Amer. Miner.* 1964. Vol. 49, N 9/10. P. 1281.
75. *Biscaye P. E.* // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1965. Vol. 76, N 7. P. 803.
76. *Powers M. C.* // *Clays and Clay Miner.* 1954. Vol. 2. P. 68.
77. *Grim R. E., Johns W. D.* // *Ibid.* P. 81.
78. *Grim R. E., Vernet J. P.* // *Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.* 1961. Bd. 41. S. 65.
79. *Griffin G. M., Ingram R. L.* // *J. Sediment. Petrol.* 1955. Vol. 25, N 3. P. 194
80. *Brown C. O., Ingram R. L.* // *Ibid.* 1954. Vol. 24, N 3. P. 196.
81. *Jones B. F., Weir A. H.* // *Clays and Clay Miner.* 1983. Vol. 31, N 3. P. 161.
82. *Iijima A., Utada M.* // *Adv. Chem. Ser. Amer. Chem. Soc.* 1971. N 101. P. 342.
83. *Kübler B.* // *Bull. Cent. rech. Pau.* 1973. Vol. 7, N 2. P. 543.
84. *Kübler B., Martini J., Vuagnat M.* // *Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.* 1974. Bd. 54 H. 2/3. S. 461.
85. *Kimbara K.* // *J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol.* 1973. Vol. 68, N 10. P. 311
86. *Seki Y., Oki Y., Matsuda T., Mikami K., Okumura K.* // *Ibid.* 1969. Vol. 61, N 1. P. 1
87. *Nakamura Y.* // *Ibid.* 1976. Vol. 71, N 5. P. 147.
88. *Ратеев М. А., Градусов Б. П., Ильинская М. Н.* // *Литология и полез. ископаемые* 1972. № 4. С. 93.
89. *Takeuchi K.* // *Mining Geol.* 1984. Vol. 34, N 5. P. 335.
90. *Хворова И. В., Градусов Б. П., Ильинская М. Н.* // *Литология и полез. ископаемые* 1974. № 3. С. 130.
91. *Velde B., Bystrom-Brusewitz A. M.* // *Geol. fören. Stockholm förhandl.* 1972. Bd. 94 h. 3, N 550. S. 449.
92. *Sat A., Wey R., Weil R.* // *Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr.* 1959. Vol. 82 N 10/12. P. 402.
93. *Earley J. W., Milne I. H.* // *Clays and Clay Miner.* 1956. Vol. 4. P. 381.
94. *Blatter C. L., Roberson H. E., Thompson G. R.* // *Ibid.* 1973. Vol. 21, N 4. P. 207.
95. *Furbish W. J.* // *Amer. Miner.* 1975. Vol. 60, N 9/10. P. 928.
96. *Vergo N., April R. H.* // *Clays and Clay Miner.* 1982. Vol. 30, N 3. P. 237
97. *Андрущенко П. Ф., Градусов Б. П., Ерошев-Шак В. А., Яшина Р. С., Борисовский С. Е.* // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1975. № 1. С. 91.
98. *Parneix J.-C., Meunier A.* // *Bull. Miner.* 1982. Vol. 105, N 6. P. 662.
99. *Meunier A., Proust D.* // *Develop. Sedimentol.* 1982. Vol. 35. P. 347.
100. *Зинчук Н. Н., Харьков А. Д., Котельников Д. Д., Тараненко В. И.* // *Литология и осадочные полезные ископаемые Казахстана.* Алма-Ата: Наука, 1976. С. 122.
101. *Зинчук Н. Н., Харьков А. Д., Котельников Д. Д., Соболева С. В.* // *Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд.* Л.: Наука, 1979. С. 69.
102. *Бобревич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А., Красов Л. М., Смирнов Г. И., Юркевич Р. К.* // *Алмазные месторождения Якутии.* М.: Госгеолтехиздат, 1959 С. 359.
103. *Mongiorgi R., Morandi N.* // *Miner. et petrogr. acta.* 1970. Vol. 16. P. 139.
104. *Takahashi H.* // *J. Miner. Soc. Jap.* 1959. Vol. 4, N 3. P. 151.
105. *Blount A. M., Williams D., Jenkins J., Warner B.* // *Econ. Geol.* 1983. Vol. 78, N 1. P. 486.
106. *Shirozu H., Sakasegawa T., Katsumoto N., Ozaki M.* // *Clay Sci.* 1975. Vol. 4, N 1. P. 305.
107. *Osada M., Sudo T.* // *Ibid.* 1960. Vol. 1, N 3/4. P. 29.
108. *Русинова О. В., Луцицын В. К., Бочек Л. И.* // *Зап. ВМО.* 1984. Т. 113, вып. 1. С. 6
109. *Harvey R. D., Vitaliano C. J.* // *J. Geol.* 1964. Vol. 72, N 5. P. 564.
110. *Стефанов Д. Д.* // *Докл. Бълг. АН.* 1983. Т. 36, № 11. С. 1427.
111. *Булавоко Н. В., Свешикова О. Л.* // *Новые данные о минералах.* М.: Наука, 1987 Вып. 32. С. 186.
112. *Набоко С. И., Берхин С. И.* // *Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов.* М.: Наука, 1970. С. 71.

113. Tomasson J., Kristmannsdottir H. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1972. Vol. 36, N 2. P. 123.
114. Нестеренко И. П. // ДАН СССР. 1967. Т. 172, № 6. С. 1416.
115. Мельников В. С., Сидоренко Е. Ф. // Минерал. сб. Львов, 1968. № 22, вып. 3. С. 264.
116. Градусов Б. П., Лазаренко В. М. // Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970. С. 58.
117. Градусов Б. П. // ДАН СССР. 1967. Т. 172, № 5. С. 1165.
118. Черняховский Г. А., Градусов Б. П., Макарова О. В. // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 4. С. 50.
119. Раев В. Т., Баймуратов М. Н. // Литология и осадочные полезные ископаемые Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976. С. 110.
120. Sramek J., Mraz L. // IX Conf. clay miner. and petrol. Zvolen, 1982. P. 217.
121. Ducloux J., Meunier A., Velde B. // Clay Miner. 1976. Vol. 11, N 2. P. 121.
122. Brigatti M. F., Poppi L. // Ibid. 1984. Vol. 19, N 1. P. 59.
123. Veniale F., Marel H. W. van der // Beitr. Miner. Petrogr. 1963. Bd. 9, H. 3. S. 198.
124. Nishiyama T., Oinuma K., Sato M. // Develop. Sedimentol. 1979. Vol. 27. P. 85.
125. Herbillon A. J., Makumbi M. N. // Geoderma. 1975. Vol. 13, N 2. P. 89.
126. Post J. L., Janke N. C. // Clays and Clay Miner. 1974. Vol. 22, N 1. P. 67.
127. Nichols C. R. // J. Sediment. Petrol. 1970. Vol. 40, N 3. P. 848.
128. Wyart J., Sabatier G. // Bull. Groupe franç. argiles. 1966. Vol. 18, N 13. P. 33.
129. Seifert F. // J. Petrol. 1970. Vol. 11, N 1. P. 73.
130. Буар Ж., Сабатье Г. // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969. С. 136.
131. Slaughter M., Milne I. H. // Clays and Clay Miner. 1960. Vol. 7. P. 114.
132. Youell R. F. // Clay Miner. Bull. 1951. Vol. 1, N 6. P. 174.
133. Youell R. F. // Ibid. 1960. Vol. 4, N 23. P. 191.
134. Carstea D. D., Harward M. E., Knox E. G. // Clays and Clay Miner. 1970. Vol. 18, N 4. P. 213.
135. Papenfuss K.-H. // Ztschr. Pflanz., Düng., Bodenk. 1976. H. 1. S. 3.
136. Makumbi L., Herbillon A. J. // Bull. Groupe franç. argiles. 1972. Vol. 24, fasc. 2. P. 153.
137. Ross G. J., Kodama H. // Clays and Clay Miner. 1976. Vol. 24, N 4. P. 183.
138. Wiewiora A., Szpila K. // Ibid. 1975. Vol. 23, N 2. P. 91.
139. Wiewiora A., Anulewicz R. // Bull. Acad. pol. sci. Ser. sci. Terre. 1976. Vol. 24, N 3/4. P. 163.
140. Dubinska E. // Arch. miner. 1984. Vol. 39, N 2. S. 5; 1982. Vol. 38, N 1. S. 27.
141. Друц В. А., Арсовская А. Г. // ДАН СССР. 1963. Т. 151, № 4. С. 934.
142. Kimbara K., Shimoda S., Sudo T. // Clay Miner. 1973. Vol. 10, N 2. P. 71.

Слюда—хлориты

Состав смешанослойных слюда—хлоритов по соотношению составляющих их слоев приближается или равен 1 : 1, реже 1 : 2, 2 : 1, в неупорядоченных изменяется от резкого преобладания слюд до значительного преобладания хлоритов. Установлен ряд смешанослойных образований диоктаэдрических слюд с хлоритами: серицит—судоит, неупорядоченный иллит—хлорит, упорядоченный 1 : 1 иллит—хлорит и близкие к нему образования, описанные как упорядоченный мусковит—хлорит и иллит/мусковит—хлорит. Известны также смешанослойные упорядоченные образования триоктаэдрических слюд с хлоритами: упорядоченный или частично упорядоченный 1 : 1 биотит—хлорит, неупорядоченный флогопит—хлорит, уонезит—хлорит. При изучении смешанослойных слюда—хлоритов под электронным микроскопом часто наблюдаются постепенные переходы от слюды и хлоритов (через серию неупорядоченных переслаиваний) к упорядоченному чередованию их слоев.

С е р и ц и т—с у д о и т — sericite—sudoite [1, 2]. Встречен в околорудных аргиллизированных породах в руднике Ханаока, преф. Акита (Япония), в скважине на глубине 290 м в тесной ассоциации с судоитом. В структуре чередование серицитовых и судоитовых слоев почти регулярное и нарушается только небольшой примесью разбухающих слоев. $d_{001} = 24,14$, $d_{060} = 1,504$ Å. Цв. серовато-белый. ИК-спектр, как у судоита. Анализ после вычитания 25% судоита (%): Li₂O — не обн.; Na₂O — не обн.; K₂O — 4,0; MgO — 7,7; CaO — 0,01; FeO — не обн.; MnO — не обн.; Al₂O₃ — 37,7; SiO₂ — 39,3; TiO₂ — 0,8; H₂O⁺ — 9,4; H₂O⁻ — 1,0; сумма — 100,00. Состав серицитовых слоев: K_{0,08}Al₂[Si_{3,2}Al_{0,8}O₁₀](OH)₂, судоитовых — (Mg₂Al)Al₂[Si₃AlO₁₀](OH)₈. На кривой ДТА — интенсивный четкий эндотермический пик при 600° и очень слабые

эффекты при 100 и 900°, экзотермический эффект плохо выражен, его максимум — при 950° [1, 2].

Нерегулярные смешанослойные серицит—хлоритовые образования, вероятно, ди- или дитриоктаэдрические, обнаружены при электронно-микроскопическом исследовании в монционитах, измененных близ контакта с меднорудными жилами месторождения Бьютт, шт. Монтана (США), находятся в ассоциации со смектитами, серицитом, хлоритом и кварцем [3].

Межплоскостные расстояния (00 l) серицит—судонита (λ) [2]: 24,2(17,2); 12,36(68); 8,01(71); 6,09(11); 4,83(100); 4,02(13); 3,47(74); 3,01(13); 2,687(8,8); 2,406(0,3); 2,190(1,0); 2,017(16); 1,860(1,8); 1,723(0,2); 1,602(0,4); 1,419(2,3).

И л л и т—х л о р и т — illite—chlorite. В иллит—хлоритал наряду с регулярным 1 : 1 переслаиванием иллитовых и хлоритовых слоев встречаются блоки только иллитовых или только хлоритовых слоев, что отчетливо наблюдается при изучении разрезов образцов иллит—хлоритов по оси c . 24 λ -слои (10 λ -иллитовые и 14 λ -хлоритовые) могут повторяться несколько раз среди блоков иллита или хлорита либо среди неупорядоченных смешанослойных иллит—хлоритов [4].

На иллит—хлорите из Новой Зеландии показано [4], что получить на дифрактограмме пик в 24 λ возможно только в случае 11 последовательных повторений слоев регулярного 1 : 1 иллит—хлорита. Смешанослойные области состоят из триоктаэдрического хлорита и диоктаэдрического иллита. Предположение [5], что 10 λ - и 14 λ -слои являются переходными между ди- и триоктаэдрическими разностями, некоторыми исследователями считается маловероятным [4].

Изучение иллит—хлоритов с помощью просвечивающего электронного микроскопа высокого разрешения показало, что отдельные 14 λ -хлоритовые слои по простиранию местами переходят в 10 λ -слои с выклиниванием бруситоподобных сеток. При этом происходит изменение, как полагают [4], триоктаэдрических 2 : 1 слоев в диоктаэдрические. При переходе по простиранию иллитовых слоев в 24 λ -иллит—хлоритовые наблюдалось внедрение в структуру хлоритового слоя [4].

По составу являются промежуточными между слюдами и хлоритами. Для иллит—хлорита из Пенсильвании допускается Mg-Fe-состав иллитовых и хлоритовых слоев. Те и другие, подобно индивидуальным выделениям слюды хлорита в изученных образцах, имеют высокое содержание Fe и Mg, но хлоритовые слои отличаются меньшим по сравнению с хлоритом содержанием Al [5]. В так называемом иллит/мусковит—хлорите среди 10 λ -слюдяных слоев наблюдается непрерывный ряд от иллита до мусковита [6].

Иллит—хлориты образуются главным образом за счет смектитов, реже выделяются непосредственно из гидротермальных растворов. Например, в разрезе глинистой толщи Кальер-Кост, Мексиканский залив, иллит—хлориты возникли за счет преобразования смектитовых минералов [7]; в триасовых туфогенных цеолитизированных отложениях Саузленд (Новая Зеландия) они частично образовались в процессе замещения смектита и биотита, а частично, вероятно, выделялись непосредственно из гидротермальных растворов [4].

Смешанослойный неупорядоченный и упорядоченный 1 : 1 иллит—хлорит ($d_{001} = 24 \text{ \AA}$) в ассоциации с иллитом и хлоритом получен обработкой в течение 280 дней при температуре 400 и давлении 300 бар смеси 50% базальта и 50% смектита [8].

Б и о т и т—х л о р и т — biotite—chlorite. Образует псевдоморфозы по пластинкам биотита или хлорита, каемки и выделения вдоль спайности этих минералов. В упорядоченном 1 : 1 биотит—хлорите наблюдается регулярное переслаивание 10 λ -слюдолоподобных и 14 λ -хлоритоподобных слоев, $d_{001} = 24 \text{ \AA}$. Однако блоки смешанослойного регулярного 1 : 1 биотит—хлорита в большинстве случаев неравномерно рассеяны среди смешанослойного неупорядоченного переслаивания биотитовых и хлоритовых пакетов. Например, отклонения от регулярности наблюдались в смешанослойном биотит—хлорите и Литовской ССР (среднее соотношение слоев биотит—хлорита составляет 0,44

0,56, $d_{001} = 24,42$, $d_{060} = 1,53 \text{ \AA}$) [9]. В образцах из Венесуэлы наряду с упорядоченным 1 : 1 биотит—хлоритом ($d_{001} = 24,29 \text{ \AA}$) установлен упорядоченный 1 : 2 биотит—хлорит ($d_{001} = 38 \text{ \AA}$), причем упорядоченные 1 : 1 и 1 : 2 биотит—хлориты образуют участки в несколько сот ангстрем среди неупорядоченного биотит—хлорита [10]. Во многих случаях упорядоченный 1 : 1 биотит—хлорит рассеян среди микрокристаллов биотита и хлорита [11—13]. В шлифах изометрические пластинки 1 : 1 биотит—хлорита из Литвы зеленые, со слабым плеохроизмом, в разрезах, перпендикулярных (001), обнаруживается волокнистое строение: $n_g = n_m = 1,582$, $n_p = 1,567$ [9]. Биотит—хлорит из Венесуэлы желто-коричневый, с высоким двупреломлением, похож на биотит [10]. Анализ 1 : 1 биотит—хлорита из Литвы ($\%$): $\text{Na}_2\text{O} = 0,24$; $\text{K}_2\text{O} = 3,51$; $\text{MgO} = 17,21$; FeO — не обн.; $\text{MnO} = 0,07$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 20,64$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 9,69$; $\text{SiO}_2 = 36,76$; $\text{TiO}_2 = 0,97$; $\text{H}_2\text{O}^+ = 8,11$; $\text{H}_2\text{O}^- = 0,92$; $\text{CO}_2 = 0,70$; $\text{C} = 0,13$; P_2O_5 — не обн.; сумма — 98,95 (в оригинале 99,81), анал. не указан [9]; содержание SiO_2 , по-видимому, завышено за счет содержания кварца. Минерал из Венесуэлы более железистый; по данным микрозондового анализа, участки с соотношением слоев биотита и хлорита 1 : 1 содержат ($\%$): $\text{Na}_2\text{O} = 0,02$; $\text{K}_2\text{O} = 3,86$; $\text{MgO} = 13,74$; $\text{CaO} = 0,05$; $\text{FeO} = 21,87$; $\text{MnO} = 0,30$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 19,41$; $\text{SiO}_2 = 30,38$; $\text{TiO}_2 = 0,10$; сумма — 89,74, что соответствует формуле $(\text{K}_{0,81}\text{Na}_{0,01}\text{Ca}_{0,02}\text{Mg}_{3,73}\text{Fe}_{3,54}\text{Mn}_{0,05}\text{Al}_{1,73}\text{Ti}_{0,01})[\text{Si}_{5,55}\text{Al}_{2,45}\text{O}_{20}](\text{OH})_4$ [10].

В 10% HCl при 80 становится рентгеноаморфным. С этиленгликолем не разбухает, с горячими растворами солей K , Ca , Mg , Ba , Sr и NH_4 практически не реагирует [9]. На кривой ДТА фиксируются эндотермические эффекты: слабые при 140 и 210°, интенсивный при 640° с плечом 550° и менее интенсивный при 910°, экзотермический эффект при 1000° (слабый) [9].

Образуется в основном как промежуточный продукт хлоритизации биотита [11—14], реже при биотитизации хлорита [10]. Температура образования в гидротермальных условиях 425—500 [10, 13]. Устойчивость 1 : 1 биотит—хлорита, судя по вычисленной энергии кристаллической решетки, близка к устойчивости биотита и хлорита [12].

Методом высокоразрешающей электронной микроскопии на образцах из шт. Мэн (США) показано, что образование бруситоподобных межслоев в структуре биотита происходит двумя путями: замещением калиевых межслоев бруситоподобными с увеличением объема на 39,8% и замещением слоев 2 : 1 с двумя прилегающими калиевыми межслоями на одну бруситоподобную сегку с уменьшением объема на 30,1%, при этом образуются линзовидные включения SiO_2 до 20 \AA толщиной, соотношение Mg , Fe и Al остается таким же, как в исходном биотите [13]. Биотит—хлорит, возникший при хлоритизации биотита, известен из гидротермально-измененных кварцевых монзонитов в шт. Мэн (США) [13], из гнейсов массива Мор, департамент Вар (Франция) [11, 12, 14], из гнейсов близ местечка Друтсминай (Литовская ССР) [9].

В Литовской ССР образовался по вермикулитизированному биотиту в гнейсах, которые подверглись глубокому выветриванию и затем гидротермальному воздействию в период эпигенеза; находится в ассоциации с каолинитом, смешаностойным неупорядоченным слюда—монтмориллонитом, доломитом, кристаболитом, замещается каолинитоподобным минералом или серицитом [11].

Образование биотит—хлорита по хлориту происходит в условиях привноса калия; бруситовые межслои постепенно замещаются биотитовыми с уменьшением объема и выделением аморфного вещества. Биотит—хлорит, который является результатом биотитизации хлорита, известен в метабазитах на о-ве Маргарита (Венесуэла) [10].

Межплоскостные расстояния (001) биотит—хлорита из Литвы (\AA) [9]: 24 (10); 12,61 (91); 7,98 (64); 6,25 (14); 4,87 (100); 4,00 (7); 3,51 (91); 3,02 (12); 2,73 (14); 2,02 (28).

Ф л о г о п и т — х л о р и т — phlogopite—chlorite. Обнаружен под электронным микроскопом в докембрийских метаморфических породах формации Марбл, район Франклина, шт. Нью-Джерси (США). Образовался при замещении флогопита хлоритом (переходная хлорит-флогопитовая зона имеет шири-

ну $\sim 800 \text{ \AA}$ вдоль оси c^*). Чередование пакетов неупорядоченное с локальными упорядоченными участками, в которых два флогопитовых пакета чередуются с одним хлоритовым. Иногда два флогопитовых пакета замещаются на один хлоритовый вдоль слоев 2 : 1, которые при этом не прерываются [15].

Смешанослойный упорядоченный 1 : 1 флогопит—хлорит получен искусственно в смеси с мусковитом, кварцем и хлоритом из стекла состава $K_2O \cdot 10MgO \cdot 5Al_2O_3 \cdot 16SiO_2 \cdot nH_2O$ при температуре от 580 до 610° и выдержке 5 ч. На рентгенограмме фиксируется серия острых базальных рефлексов, $d_{001} = 24,3$. $b_0 = 9,20 \text{ \AA}$. С этиленгликолем не разбухает [16].

У о н е з и т — х л о р и т — wonesite—chlorite. Обнаружен в вулканических породах Пост-Понда, шт. Вермонт (США), в виде неупорядоченных образований с разным соотношением слюдяных и хлоритовых слоев. В нем иногда отмечаются включения тальковых, каолиновых и биотитовых слоев [17].

Каолинитовые и тальковые слои встречаются довольно часто и в других слюдах—хлоритах (например, в иллит—хлоритах) и возникают, возможно, как фазы, предшествующие формированию хлорита [7, 8].

С е п и о л и т — М g - х л о р и т — sepiolite—Mg-chlorite. Отмечался в околорудных породах в руднике Ханаока, преф. Акита (Япония), в тесной ассоциации с гипсом, магнезиальным хлоритом, сепиолитом. $d_{001} = 26,6 \text{ \AA}$, в структуре чередуются хлоритовые и сепиолитовые слои в отношении 1 : 1, иногда наблюдается рефлекс 40 \AA , вероятно, от участков с чередованием слоев 1 : - [18].

Л и т е р а т у р а

1. Shirozu H., Ozaki M., Higashi Sh. // Clay Sci. 1971. Vol. 4, N 2. P. 45.
2. Shirozu H., Higashi S. // Miner. J. 1976. Vol. 8, N 3. P. 158.
3. Page R., Wenk H. R. // Geology. 1979. Vol. 7, N 8. P. 393.
4. Ahn J. H., Peacor D. R., Coombs D. S. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1988. Vol. 99 N 1. P. 82.
5. Lee J. H., Peacor D. R. // Clays and Clay Miner. 1985. Vol. 33, N 5. P. 463.
6. Lee J. H., Peacor D. R., Lewis D. D., Wintsch R. P. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1984. Vol. 88, N 4. P. 372.
7. Ahn J. H., Peacor D. R. // Clays and Clay Miner. 1985. Vol. 33, N 3. P. 228.
8. Yau Y.-Ch., Peacor D. R., Essen E. J. // Ibid. 1987. Vol. 35, N 4. P. 241.
9. Eroshchev-Shak V. A. // Sedimentology. 1970. Vol. 15, N 1/2. P. 115.
10. Maresch W. V., Massone H. J., Czank M. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1985. Bd. 15. H. 1. S. 79.
11. Olives J., Amouric M., De Fouquet C., Baronnet A. // Amer. Miner. 1983. Vol. 68, N 7 P. 754.
12. Olives J. // Bull. miner. 1985. Vol. 108, N 5. P. 635.
13. Veblen D. R., Ferry J. M. // Amer. Miner. 1983. Vol. 68, N 11/12. P. 1160.
14. Olives J., Amouric M. // Ibid. 1984. Vol. 69, N 9/10. P. 869.
15. Yau Y.-Ch., Anovitz L. M., Essene E. J., Peacor D. R. // Contrib. Mineral. and Petro. 1984. Vol. 88, N 3. P. 299.
16. Seifert F. J. // J. Petrol. 1970. Vol. 11, N 1. P. 73.
17. Veblen D. R. // Amer. Miner. 1983. Vol. 68, N 5/6. P. 566.
18. Boles J. R., Coombs D. S. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol. 86, N 2. P. 163.

Смешанослойный упорядоченный 2 : 1 : 1 парагонит—донбассит—монтмориллонит образует тонкие пленки на кристаллах кварца из друзовых полостей кварцевых жил в районе Березовского участка и балки Наташкин в Нарольном крае (УССР). Структура строго упорядоченная четырехслойная, парагонитовые пакеты (9,6 Å) чередуются с донбасситовыми (14,1 Å) и разбухающими монтмориллонитоподобными (12,4 Å); $d_{001} = 45,8 \text{ \AA}$, с этиленгликолем увеличивается до $50,2 \text{ \AA}$, в Na-сыщенном состоянии — $46,0 \text{ \AA}$, в Са-насыщенном — $48,7 \text{ \AA}$; после насыщения Li и этиленгликолем и нагревания до 300° — $50,5 \text{ \AA}$, до 550° — $43,1 \text{ \AA}$; $b_0 = 8,89 \text{ \AA}$. На рентгенограмме от ориентированного образца имеется целочисленная серия интенсивных отражений (до 0.0.15). Обычно окрашен гидроокислами железа в красно-бурый цвет, но иногда наблюдаются неокрашенные полупрозрачные участки. Мягкий, легко расслаивается плоскостями спайности. Содержит примесь донбассита в виде мельчайших (0,01—0,1 микрон) кристалликов, ориентированных параллельно спайности. $n_g = 1,582$, $n_m = 1,581$, $n_p = 1,570$, для Na-формы — соответственно 1,582; 1,581 и 1,562, для Са-формы $n_g = 1,577$, $n_p = 1,558$. Химический анализ не проводился. На кривой ДТА фиксируются слабый эндотермический эффект около 130° и сильный — при 600° , слабые экзотермические

фекты в области 900 и 1000 (Мельников В. С., Жулид В. А. Мин. сб. Львов. 1973. № 27 вып. 4. С. 341).

Неупорядоченный иллит—хлорит—монтмориллонит—illite—chlorite—montmorillonite. По данным рентгеновской дифракции, содержит 60% иллитовых, 25% хлоритовых и 15% монтмориллонитовых слоев. Установлен в глинистых сланцах США (Weaver C. E. Am. Min. 1956. Vol. 41, N 3/4. P. 202).

Известны смешанослойные образования, состоящие из слоев одного и того же слоистого силиката, но принадлежащие к разным его фазам, дегидратированным и гидратированным. Таковым является обнаруженный в глинах Круп-Каунти, шт. Вайоминг (США), упорядоченный смешанослойный 1 : 1 дегидратированный Na-сметтит—гидратированный Na-сметтит [1]. В пределах 12—65% относительной влажности d_{001} минерала составляет 22 Å в результате упорядоченного переслаивания фаз 9,6 и 12,4 Å, соответствующих дегидратированному и гидратированному (с одной молекулой воды) Na-сметтиту.

Механизм образования этого минерала, по-видимому, связан с переориентацией водорода гидроксильных групп, ближайших к межслоевому катиону, что заставляет сжиматься (дегидратироваться) эти межслоевые промежутки и увеличивать сопротивление сжатию других, остающихся таким образом гидратированными [1].

Другим примером минерала с упорядоченной смешанослойной структурой, возникающей в процессе фазовых переходов при дегидратации, является вермикулит с периодом повторяемости около 26,60 Å [2]. В его структуре чередуются (по мотиву, близкому VB_1VB_1) слои толщиной 14,00 Å (с двумя слоями молекул межслоевой воды) и 11,94 Å (с одним слоем).

Предполагается [1, 2], что подобные смешанослойные образования могут быть более широко представлены и в других слоистых силикатах.

Л и т е р а т у р а

1. Moore D. M., Hower J. // Clays and Clay Miner. 1986. Vol. 34, N 4. P. 379.
2. Иванов В. П., Токмаков П. П. // Каолины, минералогия и генезис. М.: Наука, 1988. С. 94.

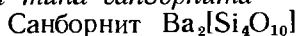
СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ СО СЛОЖНЫМИ ТЕТРАЭДРИЧЕСКИМИ РАДИКАЛАМИ

Характерным для структуры этих силикатов является расположение тетраэдрических катионов в каждой сетке на разных уровнях и различное количество самих тетраэдров, образующих кольца. Структурные особенности определяют и менее совершенную спайность этих силикатов.

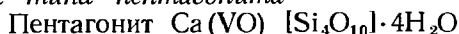
СИЛИКАТЫ С ТЕТРАЭДРИЧЕСКИМИ КАТИОНАМИ, ЛЕЖАЩИМИ В КАЖДОЙ СЕТКЕ НА РАЗНЫХ УРОВНЯХ

СИЛИКАТЫ С ШЕСТИЧЛЕННЫМИ КОЛЬЦАМИ ТЕТРАЭДРОВ

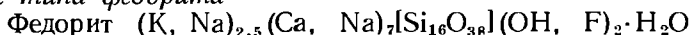
Структура типа санборнита



Структура типа пентагонита

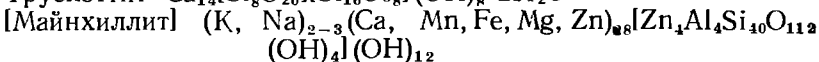
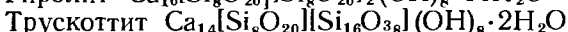
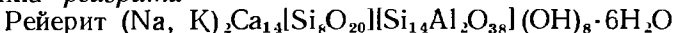


Структура типа федорита



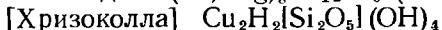
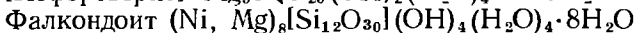
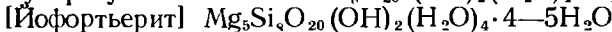
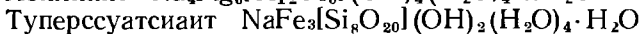
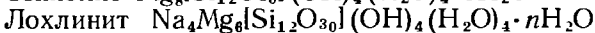
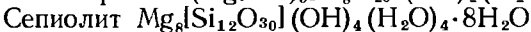
Структура типа рейерита

Группа рейерита

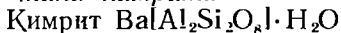


Структура типа палыгорскита

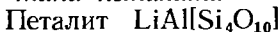
Группа палыгорскита



Структура типа кимрита



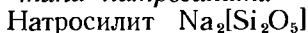
Структура типа петалита



Структура типа пренита

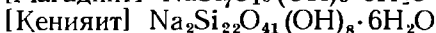
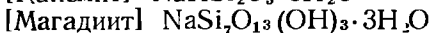
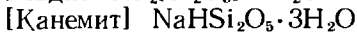
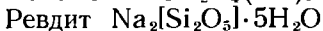
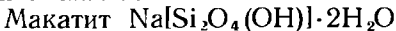


Структура типа натросилита



Структура типа макатита

Группа макатита



Структура типа таньшанита

Тяньшанит $\text{KNa}_9\text{Ca}_2\text{Ba}_6(\text{Mn}, \text{Fe})_6(\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Ta})_6\text{Si}_{36}\text{B}_{12}(\text{O}, \text{OH})_{125}(\text{?})$

Структура типа сирлезита

Сирлезит $\text{Na}[\text{BSi}_2\text{O}_5(\text{OH})_2]$

СИЛИКАТЫ С ТРЕХ- И ШЕСТИЧЛЕННЫМИ КОЛЬЦАМИ ТЕТРАЭДРОВ

Структура типа зусманита

Зусманит $\text{K}(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})_{13}[\text{Si}, \text{Al}]_{18}\text{O}_{42}(\text{O}, \text{OH})_{14}$

СИЛИКАТЫ С ЧЕТЫРЕХ- И ШЕСТИЧЛЕННЫМИ КОЛЬЦАМИ ТЕТРАЭДРОВ

Структура типа науяказита

Науяказит $\text{Na}_6\text{Fe}^{2+}[\text{Al}_4\text{Si}_8\text{O}_{26}]$

СИЛИКАТЫ С ЧЕТЫРЕХ- И ВОСЬМИЧЛЕННЫМИ КОЛЬЦАМИ ТЕТРАЭДРОВ

Структура типа джиллеспита

Группа джиллеспита

Джиллеспит $\text{BaFe}[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$

Купрориваит $\text{CaCu}[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$

Структура типа апофиллита

Группа апофиллита

Апофиллит $\text{KCa}_4[\text{Si}_8\text{O}_{20}](\text{F}, \text{OH}) \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

Натроапофиллит $\text{NaCa}_4[\text{Si}_8\text{O}_{20}]\text{F} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

Кавансит $\text{Ca}(\text{VO})[\text{Si}_4\text{O}_{10}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

Структура типа макдональдита—дельхайелита

Группа дельхайелита

Макдональдит $\text{BaCa}_4\text{H}_2[\text{Si}_{16}\text{O}_{38}] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$

Дельхайелит $\text{K}_3\text{Na}_2\text{Ca}_2[\text{Si}_7\text{Al}]_{19}(\text{F}, \text{Cl})_2$

Гидродельхайелит $\text{KCa}_2\text{H}_2[\text{Si}_7\text{Al}]_{19} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

Родезит $\text{Na}_2\text{K}_2\text{Ca}_4[\text{Si}_{16}\text{O}_{38}] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$

Маунтинит $\text{K}_2\text{Na}_2\text{Ca}_2[\text{Si}_8\text{O}_{19}](\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

Монтереджианит $(\text{Na}, \text{K})_6\text{Y}_2[\text{Si}_{16}\text{O}_{38}] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$

Уикенбергит $\text{Pb}_3\text{CaAl}_2\text{Si}_{10}\text{O}_{24}(\text{OH})_6$

СИЛИКАТЫ С ЧЕТЫРЕХ-, ШЕСТИ- И ВОСЬМИЧЛЕННЫМИ КОЛЬЦАМИ ТЕТРАЭДРОВ

Структура типа карлтонита

Карлтонит $\text{KNa}_4\text{Ca}_4[\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{CO}_3)_4(\text{F}, \text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$

СИЛИКАТЫ С ШЕСТИ- И ДЕСЯТИЧЛЕННЫМИ КОЛЬЦАМИ ТЕТРАЭДРОВ

Структура типа лемуанита

Лемуанит $(\text{Na}, \text{K})_2\text{Ca}[\text{Zr}_2(\text{Si}_5\text{O}_{13})_2] \cdot n\text{H}_2\text{O}$

СИЛИКАТЫ С ДВЕНАДЦАТИЧЛЕННЫМИ КОЛЬЦАМИ ТЕТРАЭДРОВ

Структура типа цеофиллита

Цеофиллит $\text{Ca}_{12}[\text{Si}_{10}\text{O}_{28}]\text{F}_6(\text{OH})_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

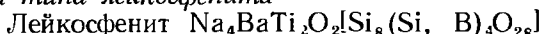
СИЛИКАТЫ С ЧЕТЫРЕХ- И ДВЕНАДЦАТИЧЛЕННЫМИ КОЛЬЦАМИ ТЕТРАЭДРОВ

Структура типа икерита

Икерит $\text{Ca}_2\text{Sn}[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

СИЛИКАТЫ С ЧЕТЫРЕХ-
И ЧЕТЫРНАДЦАТИЧЛЕННЫМИ КОЛЬЦАМИ ТЕТРАЭДРОВ

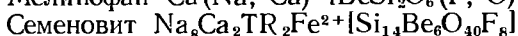
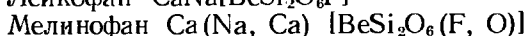
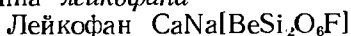
Структура типа лейкофенита



СИЛИКАТЫ С ЧЕТЫРЕХ-, ПЯТИ-
И ВОСЬМИЧЛЕННЫМИ КОЛЬЦАМИ ТЕТРАЭДРОВ

Структура типа лейкофана

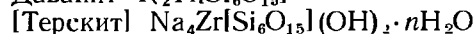
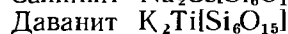
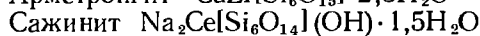
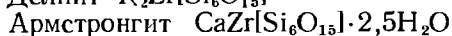
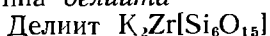
Группа лейкофана



СИЛИКАТЫ С ЧЕТЫРЕХ-, ШЕСТИ-,
ВОСЬМИ- И ДВЕНАДЦАТИЧЛЕННЫМИ КОЛЬЦАМИ ТЕТРАЭДРОВ

Структура типа делиита

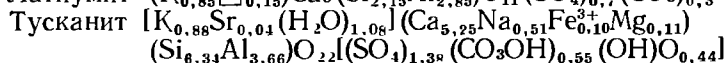
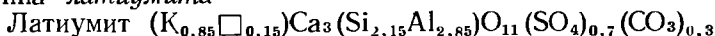
Группа делиита



СИЛИКАТЫ С ПЯТИ-, ШЕСТИ-
И ВОСЬМИЧЛЕННЫМИ КОЛЬЦАМИ ТЕТРАЭДРОВ

Структура типа латиумита

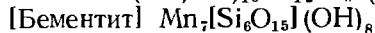
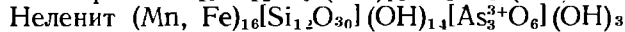
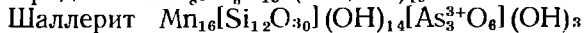
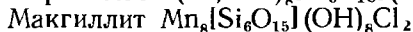
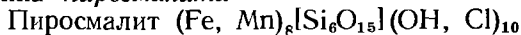
Группа латиумита



СИЛИКАТЫ С ЧЕТЫРЕХ-, ШЕСТИ-
И ДВЕНАДЦАТИЧЛЕННЫМИ КОЛЬЦАМИ ТЕТРАЭДРОВ

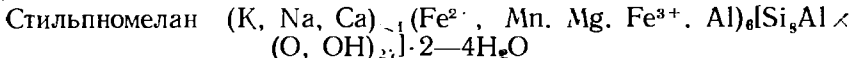
Структура типа пиросмалита

Группа пиросмалита



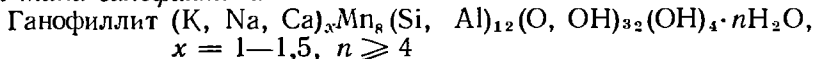
СИЛИКАТЫ С ПЯТИ-, ШЕСТИ-, ВОСЬМИ-
И ДВЕНАДЦАТИЧЛЕННЫМИ КОЛЬЦАМИ ТЕТРАЭДРОВ

Структура типа стильномелана



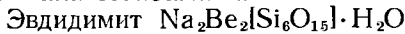
СИЛИКАТЫ С ЧЕТЫРЕХ-, ПЯТИ-, ШЕСТИ-
И СЕМИЧЛЕННЫМИ КОЛЬЦАМИ ТЕТРАЭДРОВ

Структура типа ганофиллита



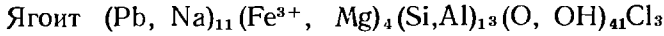
СИЛИКАТЫ С ЧЕТЫРЕХ- И ДВЕНАДЦАТИЧЛЕННЫМИ
ИЛИ С ПЯТИ- И ВОСЬМИЧЛЕННЫМИ КОЛЬЦАМИ ТЕТРАЭДРОВ

Структура типа эвдидимита

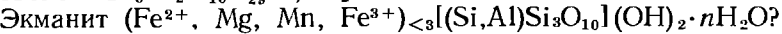
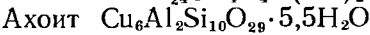
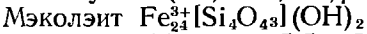
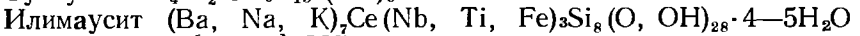
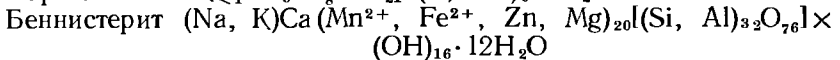


СИЛИКАТЫ СЛОИСТОЙ СТРУКТУРЫ С ТЕТРАЭДРАМИ,
НЕ ОБРАЗУЮЩИМИ ЗАМКНУТЫХ КОЛЕЦ

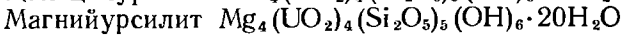
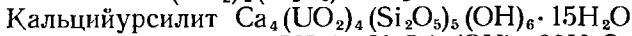
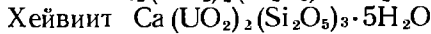
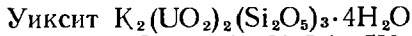
Структура типа ягоита



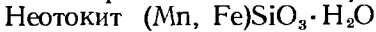
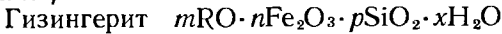
СИЛИКАТЫ С НЕВЫЯСНЕННОЙ СТРУКТУРОЙ



Группа *уиксита—хейвиита*



Группа *гизингерита*

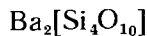


Силикаты с шестичленными кольцами тетраэдров

СТРУКТУРА ТИПА САНБОРНИТА

| | Сингония | a_0 | b_0 | c_0 | Уд. в. |
|---|----------|-------|-------|--------|--------|
| Санборнит | Ромб. | 7,688 | 4,629 | 13,523 | 3,79 |
| $\text{Ba}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ | | | | | |

Санборнит Sanbornite

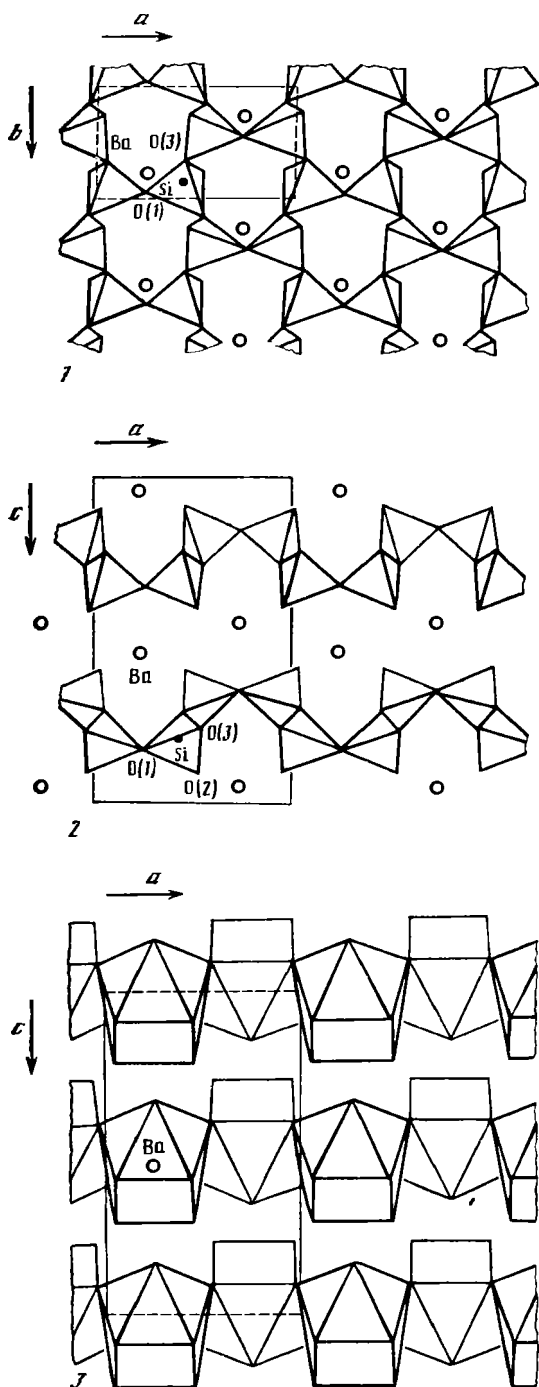


Назван в честь калифорнийского минералога Ф. Санборна [1].

Характ. выдел. Зерна размером 2—3 см, слагающие существенно санборнитовую породу; монокристалльные выделения величиной до 10 см.

Структ. и морф. крист. Ромб. с., *Pmcn*, $a_0=7,688$, $b_0=4,629$, $c_0=13,523$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,602 : 1 : 1,759$, $Z = 2$ [2]. Известна высокотемпературная модификация синтетического санборнита: монокл. с., *C2/c*, $a_0 = 23,195$, $b_0 = 4,658$, $c_0 = 13,613$ Å, $\beta = 97,57^\circ$, $Z = 6$ [2].

В основе структуры [2] двух модификаций лежат цепочки с периодом в два тетраэдра $\sim 4,6$ Å (фиг. 43, 1), которые связаны в слои, параллельные (001), — фиг. 43, 2. Слои состоят из шестичленных колец, сильно волнистые; степень волнистости в природном санборните значительно выше, что объясняется меньшим эффективным радиусом иона Ва при низкой температуре и несколько иной его координацией. В природном санборните Ва имеет координацию 8+2, в высокотемпературной модификации половина атомов Ва имеет



Фиг. 43. Структура санборнита (по Хессе и Либау)

1, 2 - тетраэдрические слои: 1 - в проекции вдоль [001], 2 - в проекции вдоль [010]; 3 - слои Ва-полиэдров в проекции вдоль [010]

координацию 9. Ва-полиэдры соединяются через общие ребра в колонки, параллельные [010]. В природном санборните две такие колонки связываются в полосы, которые в свою очередь соединяются в изогнутые слои, параллельные (001) и чередующиеся со слоями SiO_4 -тетраэдров (фиг. 43, 3). В высокотемпературной модификации в полосы связываются три колонки, которые затем соединяются в аналогичные слои [2]. Более ранние структурные работы см. в [3—6].

По данным Левина и Угрюника [7], существует полная смешимость $\text{BaO} \cdot 2\text{SiO}_2$ (санборнит) и $2\text{BaO} \cdot 3\text{SiO}_2$; во всем диапазоне составов порошкограммы и оптические константы соответствуют санборнитовым. Эти данные показывают, что отношение Ва : Si в санборните может меняться без существенных изменений структуры.

Хорошо образованные кристаллы отсутствуют. Поверхности спайных выколов изогнуты и волнисты, что делает невозможным измерение их углов на гониометре.

Физ. св. и физ.-хим. константы. Сп. в трех направлениях: весьма совершенная по (001), несовершенная по (010) и (100). Тв. 5 [1, 8]. Микротвердость 412 кгс/мм^2 [9]. Хрупок. Уд. в. 3,70—3,71. Белый, просвечивающий, тонкие спайные пластинки бесцветные и прозрачные. Блеск перламутровый [1].

Теплота образования $\Delta H_{298}^0 = -5060470 \text{ Дж моль}$, изобарно-изотермический потенциал $\Delta Z_{298}^0 = -4787770 \text{ Дж моль}$, энтропия образования из элементов $\Delta S_{298}^0 = -914,63 \text{ Дж моль}$. $c_{p, 298} = +267,94 \text{ кал/моль}$ [10].

На ИК-спектрах имеются две сильные полосы поглощения (см^{-1}): при 476 и 454, полоса средней интенсивности при 532 и 4 слабые полосы: 855, 794, 758 и 694 [11].

Микр. В шлифах в прох. свете санборнит обычно представлен бесцветными ангдральными зер-

нами; изредка встречаются субгедральные зерна с грубо прямоугольными сечениями [1]. Двусный (—). $2V = 66-67$. $n_p = 1,598$, $n_m = 1,617$, $n_g = 1,625$ (показатели преломления измерены в Na-свете для анализированного материала из Инклайна [3]). Ng_{\perp} (001), Nm_{\perp} (100), Np_{\perp} (010) [1].

Хим. Теор. состав: BaO — 56,06; SiO₂ — 43,94. Состав санборнита из Инклайна (%): MgO — 0,28; BaO — 54,04; SrO — 0,08; CaO — 0,20; Al₂O₃ — 0,41; Fe₂O₃ — 0,23; SiO₂ — 44,16; H₂O⁺ — 0,54; H₂O⁻ — 0,15; сумма — 100,09 (среднее из двух анализов [3]). Незначительные количества Ca, Mg, Al могут быть связаны с примесями альстонита, диопсида и цельзиана. Вопреки данным Торопова и др. [12], Лин и Фостер [13] показали, что цельзиан совершенно не растворяется в санборните.

Диagn. исп. В разбавленной HCl сначала разбухает и разделяется на листочки, затем Ba переходит в раствор и образуется гель кремнезема. П. п. тр. плавится с вспучиванием; после кратковременной обработки HCl окрашивает пламя в желто-зеленый цвет [8].

Повед. при нагр. При 1359° переходит в высокотемпературную моноклинную модификацию, при 1420° конгруэнтно плавится [13].

Находж. Все описанные в литературе находки санборнита относятся к Калифорнии (США), где в районе баритового месторождения Эль-Порто обнаружены три идентичных проявления бариевой минерализации: Раш-Крик (крупнейшее), Инклайн и Биг-Крик. Блоки существенно санборнитовой породы (площадью до 400×200 м) приурочены к экзо- и эндоконтамтам гранитов с вмещающими метаосадками (главным образом кварцитами и роговиками). Кроме санборнита, в породе содержатся диопсид, кварц, пирит, витерит, цельзиан, тарамеллит, джиллеспит, макдональдит, краускопфит, уолстрёмит [1, 8, 14].

Мэтьюз и Альфорс [8] упоминают о находке санборнита в районе Юкона (Канада), но в литературе эта находка не описана.

Искусств. Искусственно санборнит получен кристаллизацией из расплава при изучении систем BaO—SiO₂ [7, 15] и BaO—SiO₂—Al₂O₃ [12, 13, 16], спеканием стехиометрической смеси BaCO₃ и SiO₂ [17], при раскristализации бариевых оптических стекол [18, 19].

Отл. От барита отличается разложением в разбавленной HCl и характерной ассоциацией скарновых минералов.

Межплоскостные расстояния санборнита [2]

CuK_α-излучение, $D=114,6$ мм

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | |
|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|-----------------------------|----------|--------------|-------|
| 002 | 30 | 6,79 | 114 | 15 | 2,574 | 034 | 5 | 2,038 | |
| 012 | 30 | 5,08 | 024 | 5 | 2,541 | 106 | 15 | 2,025 | |
| 110 | 100 | 3,97 | 032 | 5 | 2,394 | 125; 213 | } | 10 | |
| 320; 102 | } | 10 | 105 | 5 | 2,327 | 220 | | | 1,990 |
| | | | 111 | 3,82 | 200 | 15 | | | 2,317 |
| 112; 004 | 50 | 3,422 | 201 | <5 | 2,281 | 222 | 10 | 1,903 | |
| 022 | 70 | 3,342 | 130; 115 | 10 | 2,236 | 214; 042 | 20 | 1,850 | |
| 103 | 20 | 3,226 | 124 | 30 | 2,226 | 223 | 5 | 1,815 | |
| 014 | 75 | 3,092 | 202; 211 | 15 | 2,193 | 126 | 20 | 1,793 | |
| 113 | 5 | 2,980 | 016 | 25 | 2,162 | | 5 | 1,736 | |
| 121 | 5 | 2,888 | 132 | 40 | 2,130 | Кроме того, 52 слабые линии | | | |
| 104; 122 | 55 | 2,720 | 212 | 10 | 2,109 | | | | |

Л и т е р а т у р а

1. Rogers A. F. // Amer. Miner. 1932. Vol. 17, N 5. P. 161.
2. Hesse K. F., Liebau F. // Ztschr. Kristallogr. 1980. Bd. 153, H. 1. S. 33.
3. Douglass R. M. // Amer. Miner. 1958. Vol. 43, N 5/6. P. 517.
4. Белос Н. В. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1962. № 16. С. 23.
5. Radoslovich E. W. // Amer. Miner. 1963. Vol. 48, N 1/2. P. 76.
6. Победимская Е. А. // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1975. № 3. С. 4.
7. Levin E. M., Ugrinic G. M. // US Nat. Bur. Stand. J. Res. 1953. Vol. 51, N 1. P. 37.

8. *Matthews R. A., Alfors J. T.* // Miner. Inform. Service Calif. 1962. Vol. 15, N 6. P. 1.
9. *Поваренных А. С., Лебедева А. Д.* // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук думка, 1970. Вып. 4. М. 121.
10. *Булах А. Г., Булах К. Г.* // Физико-химические свойства минералов и компонентов гидротермальных растворов. Л.: Наука, 1978. С. 3.
11. *Omori K.* // Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 3. 1964. Vol. 9, N 17. P. 85.
12. *Торопов Н. А., Галахович Ф. Я., Бондарь И. А.* // Изв. АН СССР. Сер. хим. 1954. № 5. С. 756.
13. *Lin H. C., Foster W. R.* // Miner. Mag. 1969. Vol. 37, N 288. P. 459.
14. *Stinson M. C., Alfors J. T.* // Miner. Inform. Service. Calif. 1964. Vol. 17, N 12. P. 235
15. *Austin A. E.* // J. Amer. Ceram. Soc. 1947. Vol. 30, N 3. P. 218.
16. *Thomas R. H.* // Ibid. 1950. Vol. 33, N 1. P. 35.
17. *Katscher H., Bissert G., Liebau F.* // Ztschr. Kristallogr. 1973. Bd. 137, N 2/3. S. 14t
18. *Bowen N. L.* // J. Wash. Acad. Sci. 1918. Vol. 8, N 3. P. 265.
19. *Nicolardot P., Gaubert P.* // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1928. Vol. 51, N 5. P. 333.

СТРУКТУРА ТИПА ПЕНТАГОНИТА

| | Сингония | a_0 | b_0 | c_0 | Уд. в. |
|---|----------|--------|--------|-------|--------|
| Пентагонит | Ромб. | 10,298 | 13,999 | 8,891 | 2,33 |
| Ca(VO) [Si ₄ O ₁₀]·4H ₂ O | | | | | |

Пентагонит Pentagonite
Ca(VO) [Si₄O₁₀]·4H₂O

Название отражает форму двойников кристаллов [1].

Характ. выдел. Кристаллы.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $C_{2v}^{12} - Ccm2_1$. $a_0 = 10,298$, $b_0 = 13,999$, $c_0 = 8,891$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,7356 : 1 : 0,6351$, $Z = 4$ [1]; $a_0 = 10,386$, $b_0 = 14,046$, $c_0 = 8,975$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,7394 : 1 : 0,6390$, $Z = 4$ [2]. Диморфес каванситом.

Структура [2] состоит из параллельных плоскости (010) сеток кремнекислородных тетраэдров. Сетки состоят из шестичленных колец, в которых тетраэры обращены свободными вершинами в разные стороны. Их можно себе представить составленными из цепочек [Si₄O₁₂]_∞, имеющих период в 4 тетраэдра (фиг. 44). Межатомные расстояния (Å): Si—O—от 1,568 до 1,627 при среднем 1,600; расстояния V—O = 1,962—2,000 и 1,565, Ca—O средн. 2,374.

Ромбо-пирамид. кл. $C_{2v}^{12} - mm2$ (L_22P). $a : b : c = 0,7356 : 1 : 0,6351$ (рентгеновским данным).

Наблюдавшиеся формы [1]:

| | Ф | ρ | | Ф | ρ |
|----------------------------|----------|-------|------------------|----------|--------|
| c 001 | — | 0°00' | m 110 | 36°20' | 90°00' |
| a 100 | 90 00 | 90 00 | u 201 | 90 00 | 59 55 |
| mm (110):($\bar{1}10$) | = 72°40' | | um (201):(110) | = 59°09' | |

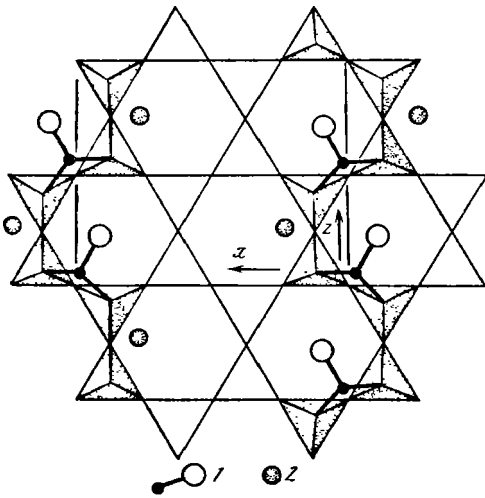
Кристаллы призматические, удлинены вдоль оси c (фиг. 45, 1—3). Очевидны двойники по (110) и пятерники с поперечным сечением в виде пятилучевой звезды.

Физ. св. Сп. по (010) совершенная. Хрупок. Тв. 3—4. Уд. в. 2,33 (вычисл. Цв. зеленовато-синий (зеленый оттенок менее выражен, чем у кавансита). Бл. стеклянный. Прозрачен.

Микр. Плеохроизм: по Ng и Np бесцветный, по Nm синий. Двуосный (— Пл. опт. осей $\perp a$. $Ng = c$, $Nm = a$, $Np = b$. $n_g = 1,547$, $n_m = 1,5$; $n_p = 1,533$, $2V = 50 \pm 2^\circ$. Дисперсия $r > v$, сильная.

Хим. Теор. состав: CaO — 12,4, VO₂ — 18,4, SiO₂ — 53,3, H₂O — 15. Анализ флуоресцентным рентгеновским методом показал соответствие составу пентагонита и кавансита [1].

Диагн. исп. См. при кавансите.

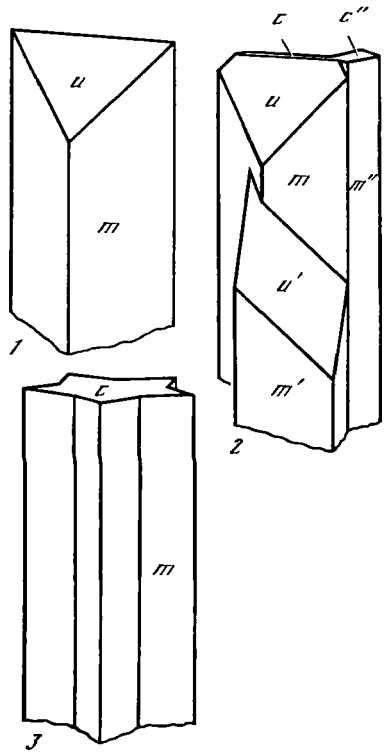


Фиг. 44. Структура пентагонита на плоскость ac (по Ивенсу). Показан характер сцепления SiO_4 -тетраэдров

1 — группы VO_2^+ ; 2 — Ca; молекулы воды не показаны

Фиг. 45. Кристаллы пентагонита (по Теплсу и др.)

1 — простой кристалл; 2, 3 — двойники (2 — природном развигии, 3 — идеализированный)



Наход. Встречен в небольшом количестве лишь в карьере около Оуайхи шт. Орегон (США) в кальцитовом прожилке, содержащем кавансит, гейландит, анальцит и апофиллит. По-видимому, является более низкотемпературным, чем кавансит. Иногда кристаллы пентагонита заполняют промежутки между выделениями кальцита и кавансита или заключены в скоплениях гейландита, выделившегося на розетках кавансита.

Отл. От кавансита отличается характерными двойниками, оптическим знаком и по порошковой рентгенограмме.

Межплоскостные расстояния пентагонита [1]

CgK_{α} -излучение

| hkl | l | $d(\text{Å})$ | hkl | l | $d(\text{Å})$ | hkl | l | $d(\text{Å})$ |
|----------|-----|---------------|----------|-----|---------------|-------|-----|---------------|
| 110 | 70 | 8,298 | 202 | 9 | 3,364 | 401 | 2 | 2,475 |
| 020 | 2 | 7,006 | 132 | 2 | 3,072 | 133 | 25 | 2,431 |
| 111 | 100 | 6,071 | 222 | 9 | 3,034 | 242 | 7 | 2,425 |
| 201; 002 | 25 | 4,446 | 330 | 13 | 2,764 | 332 | 4 | 2,348 |
| 112 | 100 | 3,920 | 241; 042 | 9 | 2,752 | 004 | 9 | 2,223 |
| 221; 022 | 100 | 3,755 | 331 | 25 | 2,640 | 313 | 2 | 2,213 |
| 040 | 36 | 3,500 | 203 | 36 | 2,569 | 044 | 9 | 1,876 |

Л и т е р а т у р а

Stapls L. W., Evans H. T., Lindsay J. R. // Amer. Miner. 1973. Vol. 58, N 5/6. P. 405.
Evans H. T. // Ibid. P. 412.

СТРУКТУРА ТИПА ФЕДОРИТА

| | Сингония | a_0 | b_0 | c_0 | Уд. в. |
|--|----------|-------|--------|--------|-----------|
| дорит $(K, Na)_{2,5}(Ca, Na)_7 \cdot Si_{16}O_{36} (OH, F)_2 \cdot H_2O$ | Трикл. * | 9,676 | 16,706 | 13,233 | 2,41—2,58 |
| $\alpha = 93,35^\circ, \beta = 114,96^\circ, \gamma = 90,03^\circ$. | | | | | |

Федорит Fedorite



Назван по имени советского кристаллографа акад. Е. С. Федорова [1].

Характ. выдел. Таблитчатые кристаллы, сплошные пластинчато-зернистые массы.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_1^i - P\bar{1}$. $a_0 = 9,676$, $b_0 = 16,706$, $c_0 = 13,233$ Å
 $\alpha = 93,35^\circ$, $\beta = 114,96^\circ$, $\gamma = 90,03^\circ$, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,579 : 1 : 0,7921$, $Z = 2$ [2]

В структуре федорита октаэдрические слои чередуются с соединяющими их через общие вершины двухслойными тетраэдрическими сетками (фиг. 46, 47) [2]. Октаэдрический слой состоит из $(Ca, Na)O_6$ -октаэдров, которые, соединяясь ребрами, образуют бесконечные двумерные сетки, параллельные (001).

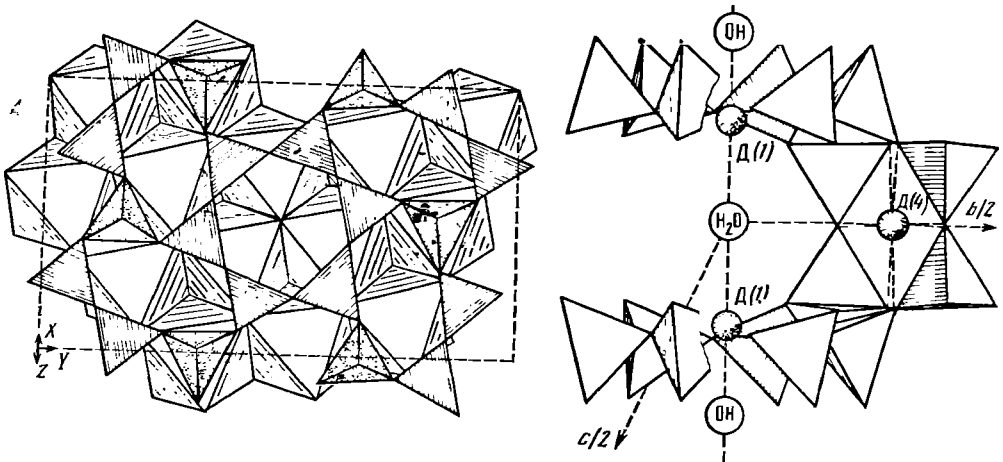
В октаэдрах M(2, 3, 4) Ca и Na, по-видимому, распределены статистически равномерно (среднее межатомное расстояние Ca—O в этих октаэдрах 2,41—2,43 Å; в октаэдре M(1) расстояние Ca—O несколько больше (2,48 Å), что связано с преимущественным нахождением в этом положении атомов Na, имеющих связь с группами (OH, F).

Силикатный слой состоит из двух непрерывных в плоскости ab инверсионно-идентичных сеток шестерных тетраэдрических колец. В каждой сетке выделяются кольца двух типов: одни — полярные, почти правильной гексагональной формы, образованные тетраэдрами примерно одной ориентировки, другие — сильно искаженные, содержат два инверсированных тетраэдра, посредством которых осуществляется связь двух сеток. В двукратном слое параллельно (001) шестичленные кольца одной сетки почти накладываются на кольца другой.

Каждая отдельная сетка (в своей независимой части ячейки) имеет два инверсированных тетраэдра, что и приводит к формуле радикала $Si_8O_{20} - 1/2O \times 2 = Si_8O_{19}$.

Инверсия тетраэдров вызывается большими размерами $(Ca, Na)O_6$ -октаэдров, сочленяясь с которыми тетраэдры полярных гексагональных колец разворачиваются так, что соседние с ними тетраэдры меняют ориентировку для образования приемлемого угла Si—O—Si.

Внутри кремнекислородной сетки находятся катионы Na и K, занимающие позиции Д(1) и Д(2, 3, 4) — см. фиг. 47. Катион Д(1) — преимущественно



Фиг. 46. Схема структуры федорита в проекции на плоскость (001) (по Соколовой и др. Изображены октаэдрическая и тетраэдрическая сетки; зачернены инверсионные тетраэдры)

Фиг. 47. Тетраэдрическая сетка в структуре федорита; проекция на плоскость (001) (по Соколовой и др.)

Д(1) и Д(4) — катионы Na и K; не показанные на фигуре катионы Д(2) и Д(3) по координации близки катиону Д(4)

Na — располагается почти в плоскости полярных колец, его координационным полиэдром является гексагональная дипирамида, одна вершина которой занята (ОН, F) октаэдрического слоя, другая — общей для двух таких дипирамид молекулой H_2O . Катионы Д(2, 3, 4) располагаются между искаженными кольцами, образуя наклонные к плоскости (001) октаэдры. $D(1)-O = 0,55 \text{ \AA}$, $D(2, 3, 4) - O \sim 2,72 \text{ \AA}$.

По общему мотиву структуры федорит близок к баратовиту [3] при условии замены TiO_6 -октаэдров баратовита на вертикально расположенные диортогруппы Si_2O_7 , в результате чего получаются сдвоенные федоритоподобные тетраэдрические сетки. Элементы структуры федорита обнаруживаются в рейерите [4], в котором аналогичные федориту Са-сердечники бронируются, с одной стороны, федоритовой «кольчужой», а с другой — «кольчужой» состава Si_8O_{20} .

Кристаллы таблитчатые псевдогексагональные [1].

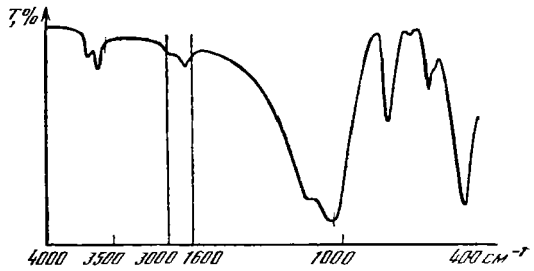
Физ. св. Сп. по (001) весьма совершенная, слюдоподобная. Тв. 5. Микро-твердость 488—573 кгс/мм² при нагрузке 70—100 гс [5]. Уд. в. 2,41—2,58. Цв. бесцветный, светло-малиново-розовый [1], ярко-малиновый [5]; измененный федорит серый [5]. Бл. стеклянный. На ИК-спектре поглощения федорита отчетливо проявлены полосы, характерные для молекулярной воды и групп ОН (фиг. 48) [6].

Микр. Двуосный (—). Оси N_g и N_m образуют с плоскостью (001) угол 3—5°. Ось N_p отклонена от нормали к (001) также на 3—5° [5]. $n_g = 1,530-1,531$, $n_n = 1,529-1,530$, $n_p = 1,522-1,525$, $n_g - n_p = 0,005-0,009$ [1, 5, 6]. $2V$ у разных образцов колеблется: 32° [1], 39—54° свежего и 16—29° измененного [5], 68—80° [6]. Дисперсия $r > v$ (у измененного $r < v$) [5]. У забайкальского федорита в шлифах при скрещенных николях иногда обнаруживается мозаичная структура [6].

Хим. Формула, уточненная в результате расшифровки кристаллической структуры минерала, имеет вид [2]: $(K_{1,65}Na_{0,83})(Ca_{4,52}Na_{2,48})Si_{16}O_{38}(OH, F)_2 \cdot H_2O$ при $Z = 2$. В забайкальском федорите, по данным спектрального анализа, содержатся Ti, Sr, Ba (0,0 n%); Rb, V, Zr, La (0,00n%); Ga, Cu, Mo (сл.).

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | | 1 | 2 | 3 |
|-----------|-------|---------|---------|-------------|-------|--------|--------|
| Na_2O | 8,00 | 6,79 | 7,06 | H_2O^+ | — | 1,32 | 2,24 |
| K_2O | 3,80 | 4,85 | 4,93 | H_2O^- | — | 1,68 | — |
| MgO | — | 0,78 | 0,24 | F | — | 1,44 | 2,20 |
| CaO | 15,80 | 16,50 | 17,70 | П. п. | 5,33 | — | — |
| SrO | — | 0,03 | — | <hr/> | | | |
| BaO | — | Не обн. | — | Сумма | 99,22 | 100,15 | 100,42 |
| MnO | — | 0,83 | 0,33 | — $O = F_2$ | — | 0,60 | 0,92 |
| FeO | — | Не обн. | Не обн. | <hr/> | | | |
| Al_2O_3 | 3,30 | 3,33 | » | Уд. в. | 99,55 | 99,50 | 99,50 |
| Fe_2O_3 | | 0,22 | » | n_g | 2,58 | 2,43 | 2,41 |
| SiO_2 | | 62,99 | 65,38 | 62,72 | n_m | 1,531 | 1,530 |
| | | | | n_p | 1,530 | 1,529 | 1,530 |
| | | | | (—) $2V^c$ | 1,522 | 1,525 | 1,525 |
| | | | | | 32 | 39—54 | 68—80 |



Фиг. 48. ИК-спектр федорита (по Лазебнику)

Диагн. исп. В кислотах нерастворим. Легко сплавляется в пламени спиртовой горелки в белую эмаль [1].

Повед. при нагр. На кривой ДТА четко выражены широкое эндотермическое понижение при 100—300° (дегидратация) и резкий эндотермический пик при 980° (плавление) [5].

Нахожд. Найден [1] в кварц-апофиллитовых прожилках среди фенитизированных песчаников Турьего мыса на Кольском полуострове в ассоциации с нарсарсукитом, кварцем, апофиллитом; замещается апофиллитом. На северо-восточном склоне Маломурунского сиенитового массива в Восточном Забайкалье обнаружен [6] в метасоматитах вместе с чароитом, канаситом, тинакситом, мейзеритом, лектолитом, эгирином; образует крупные (до 2 см) пластинчатые кристаллы и пластинчато-зернистые массы.

Изм. Отмечается [5] существование измененного федорита серого цвета с меньшим $2V$ и иным характером дисперсии ($r < v$), чем у свежих выделений минерала.

Межплоскостные расстояния федорита [3]

FeK_{α} -излучение. Внутренний стандарт Ge. Дифрактометр

| hkl | I | $d(\text{Å})$ | hkl | I | $d(\text{Å})$ | hkl | I | $d(\text{Å})$ |
|----------------------------|-----|---------------|-----------------------|-----|---------------|---------------------------|-------|---------------|
| 001 | 70 | 12,0 | 114; 203 | 0,5 | 1,473 | 074; $\bar{2}$ 83; { | | |
| 002; 101 | 100 | 5,97 | 005; 01 $\bar{5}$; { | | | $\bar{1}$ 17; 463 } | 0,5 | 1,807 |
| 003; 12 $\bar{3}$; { | 45 | 3,98 | 412 } | 2 | 2,390 | 106; $\bar{3}$ 65 | 0,5 | 1,788 |
| $\bar{2}$ 2 | | | 154; 245; { | | | $\bar{2}$ $\bar{5}$; 441 | 0,5 | |
| 023; 04 $\bar{2}$ | 1 | 3,514 | 353 } | 2 | 2,270 | | 2 | 1,755 |
| 051; 11 $\bar{1}$ | 3 | 3,265 | 206; 21 $\bar{6}$ | 0,5 | 2,200 | | 5 | 1,707 |
| 004; 231; { | 90 | 2,988 | 006; $\bar{1}$ 55; { | | | | 1 | 1,646 |
| 313 } | | | 246 } | 3 | 1,992 | 3 | 1,619 | |
| 1 $\bar{3}$; 134 | 5 | 2,900 | 02 $\bar{7}$; 016; { | | | | 0,5 | 1,548 |
| 13 $\bar{3}$; 234 | 2 | 2,822 | $\bar{1}$ 36 } | 1 | 1,967 | | 10 | 1,493 |
| 0 $\bar{2}$ 4; 134; { | 3 | 2,758 | 026; 431; { | | | | 3 | 1,448 |
| 331 } | | | 323 } | 1 | 1,913 | 3 | 1,413 | |
| 2 $\bar{3}$ 2; 1 $\bar{2}$ | 2 | 2,683 | $\bar{5}$ 23; 23; { | | | | 10 | 1,328 |
| 250; 160 | 2 | 2,621 | 207; 217 } | 0,5 | 1,885 | | 2 | 1,305 |
| 324; 153 | 2 | 2,588 | 533; 35 $\bar{6}$; { | | | | 5 | 1,262 |
| 12 ; 104 | 0,5 | 2,524 | 1 $\bar{5}$ 5 } | 3 | 1,827 | | 3 | 1,195 |

Л и т е р а т у р а

1. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. 479 с.
2. Соколова Г. В., Хомяков А. П., Лапин А. В. // VIII Всесоюз. совещ. по рентгенографии минерал. сырья: Тез. докл. Львов, 1977. Ч. 1. С. 35; Соколова Г. В., Кашаев А. А., Дриц В. А., Илюхин В. В. // Кристаллография. 1983. Т. 28, вып. 1. С. 170.
3. Сандомирский П. А., Симонов М. А., Белов Н. В. // ДАН СССР. 1976. Т. 231, № 3. С. 615.
4. Merlino S. // Nature. Phys. Sci. 1972. Vol. 238, N 21. P. 124.
5. Хомяков А. П., Лапин А. В., Казакова М. Е. // Новые данные по минералогии месторождений щелочных формаций: Ротапр. МГРЭ. М., 1979. С. 3.
6. Лазебник К. А., Лазебник Ю. Д. // Минералогия и геохимия ультраосновных и базитовых пород Якутии. Якутск: Якут. фил. АН СССР, 1981. С. 32.

СТРУКТУРА ТИПА РЕЙЕРИТА

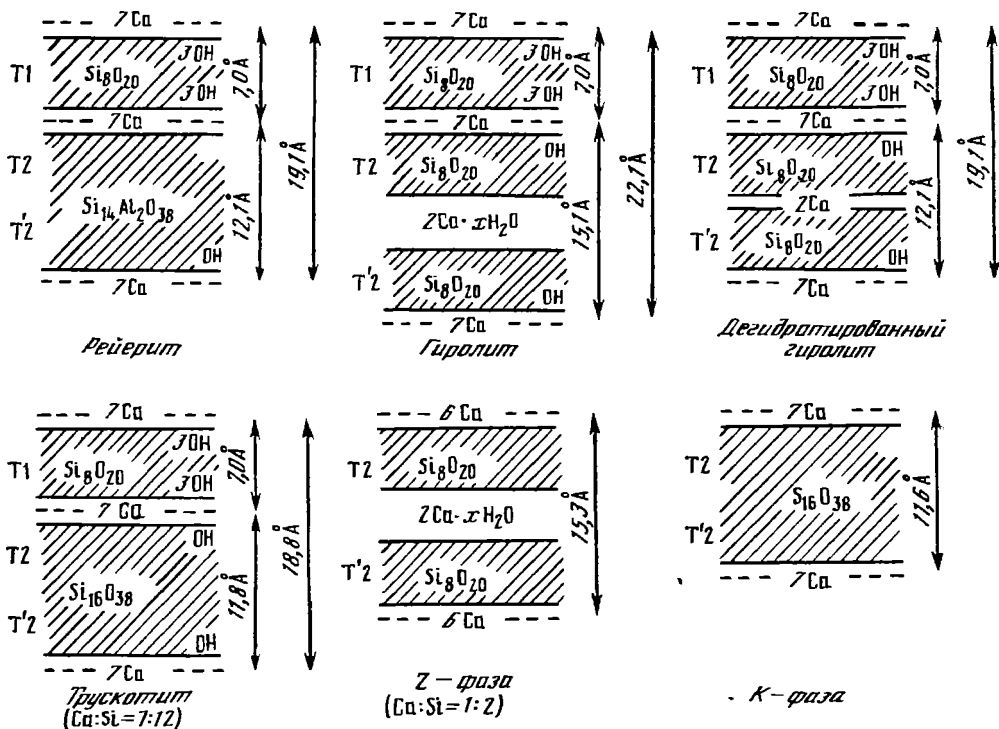
ГРУППА РЕЙЕРИТА

| | Сингония | a_0 | b_0 | Уд. в. |
|---|----------|-------|--------|-----------|
| Рейерит $(Na, K)_2Ca_{14} [Si_8O_{20}] [Si_{14}Al_2O_{38}] (OH)_8 \cdot 6H_2O$ | Триг | 9,765 | 19,067 | 2,46—2,58 |
| Гиrolит $Ca_{16} [Si_8O_{20}] [Si_9O_{20}]_2 (OH)_8 \cdot 14H_2O$ | Трикл. * | 9,74 | 22,40 | 2,39 |
| Трускоттит $Ca_{14} [Si_8O_{20}] [Si_{16}O_{38}] (OH)_8 \cdot 2H_2O$ | Гексаг. | 9,73 | 18,84 | 2,48 |
| [Майнхиллит] $(K, Na)_{2-3} (Ca, Mn, Fe, Mg, Zn)_{28} [Zn_{-4}Al_4 \langle \langle Si_{40}O_{112} (OH)_4 \rangle (OH)_{12} \rangle]$ | Гексаг. | 9,77 | 33,01 | 2,93 |

* Псевдогексаг., $a_0=b_0$, $\alpha=95,7^\circ$, $\beta=91,5^\circ$, $\gamma=120,0^\circ$

Предложена схема (фиг. 49) [1] возможных структурных соотношений минералов этой группы, а также искусственно полученных Z-фазы состава $Ca_8(Si_8O_{20})_2 \cdot 16H_2O$ [1] и K-фазы состава $Ca_7(Si_{16}O_{38})(OH)_2$ [2].

Структура рейерита [3] имеет элементы сходства со структурой федорита [4, 5]. У того и другого октаэдрический слой расположен между двумя тетраэдрическими, один из которых у рейерита и федорита построен одинаково, является четырехэтажным и имеет состав $[(Si, Al)_{16}O_{38}]$, а другой — у федорита такой же, а у рейерита двухэтажный $[Si_8O_{20}]$ [3, 4]. У гиrolита предполагается [1] разделение двойного четырехэтажного рейеритового слоя на два одинарных (двухэтажных) $[Si_8O_{20}]$ с расположением между ними дополнительного октаэдрического слоя и молекулярной воды (это приводит к увеличению c_0 до 22 Å). Трускоттит очень близок к рейериту, отличается от него меньшим со-



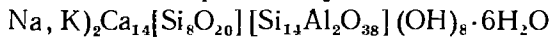
Фиг. 49. Последовательность расположения слоев в структуре рейерита (по Мерлино) и предположительно (по аналогии с ней) в структурах гиrolита, дегидратированного гиrolита, трускоттита, Z-фазы (по Гарду, Минсуда, Тэйлору) и K-фазы (по Гарду, Луке, Тэйлору)

держанием Al, воды и щелочных металлов. Искусственно полученная Z-фаза близка к гиrolиту, из структуры которого исключен один кремнекислородный слой (Si_8O_{20}) и промежуточный октаэдрический слой [1]; K-фаза подобным же образом связана с трускоттитом [2]. Условно в эту группу помещен майнхилит [6].

Л и т е р а т у р а

1. Gard J. A., Mitsuda T., Taylor H. F. W. // *Miner. Mag.* 1975. Vol. 40, N 312. P. 235.
2. Гард Д., Луке К., Тейлор Х. Ф. // *Кристаллография.* 1981. Т. 26, вып. 6. С. 1218.
3. Merlino S. // *Nature. Phys. Sci.* 1972. Vol. 238, N 86. P. 124; *Miner. Mag.* 1988. Vol. 52, N 365, pt 2. P. 247.
4. Соколова Г. В., Кашаев А. А., Дриц В. А., Илюхин В. В. // *Кристаллография.* 1983. Т. 28, вып. 1. С. 170.
5. Соколова Г. В., Хомяков А. П., Лапин А. В. // VIII Всесоюз. межвед. совещ. по рентгенографии минерал. сырья: Тез. докл. Львов, 1977. Ч. 1. С. 35.
6. Dunn P. J., Peacor D. R., Leavens P. B., Wicks F. J. // *Amer. Miner.* 1984. Vol. 69, N 11/12. P. 1150.

Рейерит Reyerite



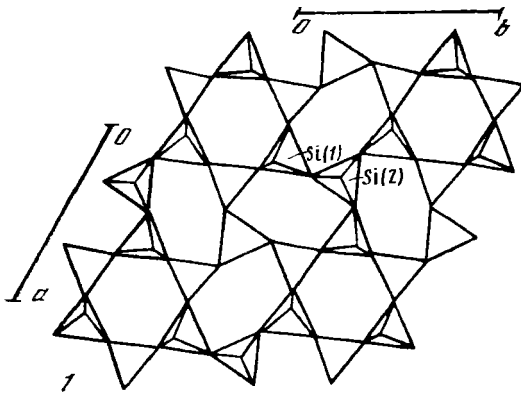
Назван по имени австрийского проф. Е. Рейера [1].

Синон. Слюдяной цеолит — Glimmerzeolite, под этим названием Корню и Химмельбауер [1] объединяли рейерит, гиrolит и цеофилит.

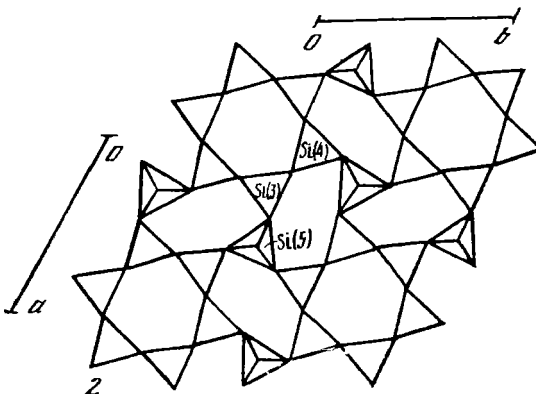
Характ. выдел. Кристаллы, радиально-лучистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $C_{3i} - P\bar{3}$. $a_0 = 9,74$, $c_0 = 19,04 \text{ \AA}$, $a_0 : c_0 = 1 : 1,951$ [2]; $a_0 = 9,76$, $c_0 = 19,10 \text{ \AA}$ [3]; $a_0 = 9,751$, $c_0 = 18,96 \text{ \AA}$ [4]; $a_0 = 9,765$, $c_0 = 19,067 \text{ \AA}$ [5]. $Z = 1$.

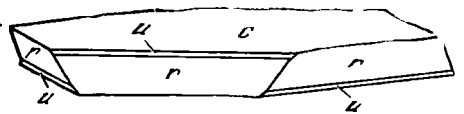
Теоретическая модель структуры рейерита была создана Чалмерсом и др. [2] и Климентом и Риббе [6], которые предполагали, что ее основой являются кольца $[\text{Si}_8\text{O}_8]$, связанные в слои $[\text{Si}_8\text{O}_8]_{\infty}$.



Мерлино [5, 7] установил, что структура рейерита состоит из параллельных (001) тетраэдрических слоев двух типов и расположенного между ними октаэдрического слоя. В первом тетраэдрическом слое T(1) тетраэдры Si(2), находящиеся на тройной оси, соединяются общими вершинами с тремя симметрично расположенными Si(1)-тетраэдрами (фиг. 50, 1). Образованные группы из четырех кремнекислородных тетраэдров с помощью центров инверсии и трансляций

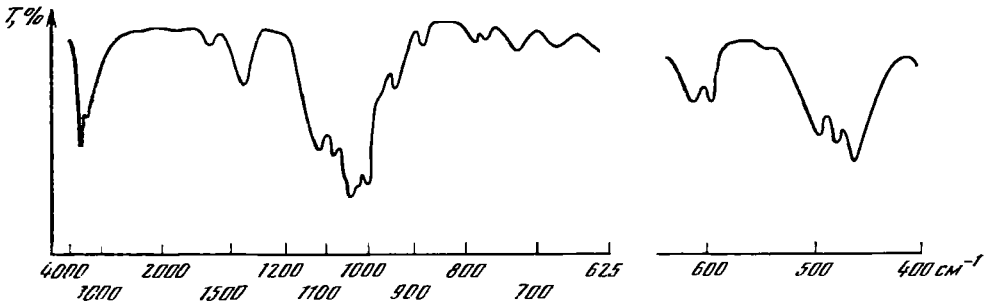


Фиг. 50. Схема структуры рейерита в проекции вдоль оси c (по Мерлино и др.) 1, 2 — тетраэдрические слои: 1 — T(1), 2 — T(2)



Фиг. 51. Кристалл рейерита из Гренландии (по Бёггильду)

в плоскости ab формируют бесконечный (двухэтажный) слой из двух типов шестичленных колец состава $[\text{Si}_6\text{O}_{20}]$. Во втором тетраэдрическом слое Т(2) дитригональные кольца, сложенные Si(3)- и Si(4)-тетраэдрами, соединяются (разделяя общие вершины) дополнительными противоположно обращенными Si(5)- и Al-тетраэдрами, через центры которых проходят тройные оси (фиг. 50, 2). Повторяясь центром инверсии, два таких слоя соединяются с помощью двух апикальных атомов кислорода, принадлежащих Si(5)- и Al-тетраэдрам, в результате образуется двойной (четырёхэтажный) слой Т(2)Т'(2) состава $[\text{Si}_{14}\text{Al}_2\text{O}_{38}]$. Октаэдрическая сетка расположена между слоем Т(1) и двойным



Фиг. 52. ИК-спектр рейерита (п) Челмерсу и др.)

слоем Т(2)Т'(2) и имеет состав $[\text{Ca}_7\text{O}_{10}(\text{OH})_4]$. Структура рейерита символически может быть описана как последовательность слоев ...ОТ(1)ОТ(2)Т'(2)О... Щелочные ионы и молекулы воды находятся в пустотах структуры, главным образом внутри двойного слоя Т(2)Т'(2).

Кристаллы тонкопластинчатые до листоватых, гексагональные с изогнутыми гранями [11]. Бёггильдом [8] изучены кристаллы из Гренландии, которые описаны им как гиролитовые, но, судя по химическому составу и по отношению осей $a : c = 1 : 1,9360$, они, очевидно, принадлежат рейериту; для этих кристаллов установлены формы: $c(0001)$, $r(10\bar{1}1)$, $u(10\bar{1}2)$; $r(10\bar{1}1) : c(0001) = 65^\circ 54'$. $u(10\bar{1}2) : c(0001) = 48^\circ 11'$ (фиг. 51).

Физ. св. Сп. по (0001) весьма совершенная. Тв. 3,5. Уд. в. 2,463—2,578. Бесцветный, светло-зеленый. Бл. стеклянный или перламутровый. Прозрачен. На кристаллах обнаруживаются треугольные фигуры травления, при ударе возникают шестилучевые фигуры [11]. ИК-спектр поглощения рейерита (фиг. 52) [2] характеризуется полосами 3639—3612 cm^{-1} , отвечающими колебаниям групп ОН, связанных с Са; раздвоение полосы указывает на два типа водородных связей. Широкое плечо около 3000 cm^{-1} и полоса 1640 cm^{-1} обусловлены молекулярной H_2O . Основная полоса 1050 cm^{-1} и полосы в области 850—600 cm^{-1} вызваны колебаниями связей Si—O—Si.

Микр. Одноосный (—), иногда аномально двуосный. $n_o = 1,563$ —1,568, $n_e = 1,558$ —1,563.

Хим. От гиролита отличается постоянным содержанием (около 4%) Al_2O_3 , бóльшим содержанием щелочей и пониженным — воды.

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | | 1 | 2 | 3 | 4 |
|-------------------------|-------|---------|------|---------|---------------|------------|-----------------|-------|-----------------|
| Na_2O | 0,42 | 1,74 | 2,2 | Не обн. | CO_2 | Не обн. | Не обн. | 1,4 | Не обн. |
| K_2O | 1,32 | Не обн. | 1,6 | » | | | | | |
| CaO | 30,92 | 31,15 | 33,2 | 32,22 | Сумма | (100,13) * | 100,44 | 100,2 | 95,98 |
| Al_2O_3 | 4,00 | 4,58 | 3,8 | 3,72 | Уд. в. | 2,57 | 2,463— 2,578 | — | 2,499— 2,578 |
| SiO_2 | 51,35 | 54,83 | 51,7 | 53,31 | n_o | 1,568 | 1,564 | — | 1,564 |
| H_2O^+ | 6,80 | 5,69 | 2,3 | 6,73 | n_e | 1,563 | 1,559 | — | |
| H_2O^- | 3,60 | 2,45 | 4,0 | | | | | | |

* В том числе MgO —1,31, Fe_2O_3 —0,41, SO_3 —не обн.

1—о-в Малл (Шотландия), анал. не указан, сумма в оригинале 100,10 [9]; 2—4—Гренландия: 2—анал. Кристенсеи [8], 3—с примесью кальцита, анал. Чалмерс [2], 4—анал. Хнмгельбауер [1].

Диагн. исп. Легко разлагается HCl. П. п. тр. плавится с трудом в белую эмаль. В закр. тр. выделяет воду. Порошок после прокаливания дает щелочную реакцию [1].

Повед. при нагр. При 200° теряет около 3% H₂O без изменения структуры. Остальное количество H₂O выделяется между 600 и 800°, при этом на порошковой рентгенограмме наряду с линиями рейерита появляются линии псевдоволластонита; выше 835° псевдоволластонит становится основным компонентом прокаленного вещества, часто устанавливается небольшое количество волластонита [2].

Находж. Впервые определен на музейных образцах из Ниакорнака (Гренландия), этикетированных как апофиллит; слагает миндалины в туфах [1, 8]. В сходных условиях (миндалины в базальте, с цеолитами и гиролитом) встречается на о-ве Малл в Шотландии [3], на базальтовом плато вблизи вулканического конуса Сэрд-Бенн. По Кану [3], рейерит на о-ве Малл образовался при термическом метаморфизме за счет гиролита. Однако, по данным эксперимента [10] это вряд ли возможно: предполагаемая структура гиролита не допускает его превращения в рейерит при дегидратации.

Искусств. Получен [10] из исходных CaO, SiO₂ и H₂O (при соотношении Ca : Si = 0,5—0,6). В зависимости от условий опытов (температура от 220—420° и давление от 23 до 276 бар) и их продолжительности (от 5 до 67 дней) получался или один рейерит (при более высоких температуре и давлении) или рейерит в смеси с гиролитом, ксонотлитом и α-кристобалитом.

Отл. От трускоттита отличается частичным замещением Si на Al и вхождением щелочных металлов, от гиролита — более высоким содержанием Al щелочных металлов и более низким — воды.

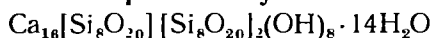
Межплоскостные расстояния рейерита из Гренландии [2]

| CuK _α -излучение | | | | | | | | |
|-----------------------------|----|-------|------------|----|-------|-----------------------|---|-------|
| hkl | l | d(Å) | hkl | l | d(Å) | hkl | l | d(Å) |
| 0001 | 2 | 19 | 2133 | 9 | 2,855 | 4150 | 9 | 1,846 |
| 0002 | 4 | 9,56 | 0007 | 2 | 2,720 | 4152 | 6 | 1,812 |
| 1011 | 2 | 7,65 | 1126; 2134 | 9 | 2,659 | 4153 | 4 | 1,766 |
| 0003; 1012 | 2 | 6,33 | 1017 | 2 | 2,587 | 2139 | 4 | 1,762 |
| 1013 | 1 | 5,07 | 2026 | 2 | 2,540 | 0.0.0.11 | 1 | 1,732 |
| 0004 | 1 | 4,71 | 2135 | 3 | 2,449 | 2248 | 1 | 1,704 |
| 2020 | 8 | 4,23 | 1127; 3130 | 1ш | 2,347 | 4155 | 2 | 1,661 |
| 1014 | 1 | 4,15 | 1018; 2027 | 2ш | 2,294 | 2.1.3.10 | 2 | 1,636 |
| 1123; 0005 | 4 | 3,84 | 3142; 2136 | 4 | 2,256 | 4156 | 3 | 1,596 |
| 2023 | 6 | 3,52 | 3143 | 2 | 2,191 | 3149 | 3 | 1,572 |
| 1015 | 3 | 3,47 | 3144 | 3 | 2,103 | 4253 | 1 | 1,550 |
| 0006; 2131 | 10 | 3,17 | 2137; 2215 | 4 | 2,072 | 4264 | 2 | 1,519 |
| 2132 | 6 | 3,035 | 1129 | 2 | 1,945 | 3278 | 1 | 1,502 |
| 1125 | 3 | 3,004 | 2138 | 2 | 1,900 | Кроме того, 32 слабые | | |
| 1016 | 3 | 2,970 | 1.0.1.10 | 1 | 1,860 | линии до 0,8602 | | |

Л и т е р а т у р а

1. Cornu F., Himmelbauer A. // *Tschermaks miner. und petrogr. Mitt.* 1906. Bd. 25. S. 5.
2. Chalmers R. A., Farmer V. C., Harker R. J., Kelly S., Taylor H. F. W. // *Miner. M.* 1964. Vol. 33, N 265. P. 821.
3. Cann J. R. // *Ibid.* 1965. Vol. 35, N 269. P. 2.
4. Lachowski E. E., Murray L. W., Taylor H. F. W. // *Ibid.* 1979. Vol. 43, N 327. P. 33.
5. Merlino S. // *Ibid.* 1988. Vol. 52, N 365, pt 2. P. 247.
6. Clement S. C., Ribbe P. H. // *Amer. Miner.* 1973. Vol. 58, N 5/6. P. 517.
7. Merlino S. // *Nature. Phys. Sci.* 1972. Vol. 238, N 21. P. 124.
8. Bøggild O. B. // *Medd Grønland.* 1908. Vol. 34. P. 91.
9. Hövig P. // *Jaarboek van het mijnwezen in Nederlandsch Oost-Indie.* Batavia, 1917. Bd. 41. S. 212; *Miner. Mag.* 1925. Vol. 20, N 110. P. 466.
10. Meyer J. W., Jaunarajs K. L. // *Amer. Miner.* 1961. Vol. 46, N 7/8. P. 913.

Гиролит Gyrolite



Название от греч. γῆρος (гирос) — круглый и λίθος (литос) — камень, по форме сферических агрегатов (Андерсон, 1851).

Синон. Гиролит — *gyrolite* (по Хью, 1955); слюдяной цеолит — *Glimmerzeolite* [1]; централласит — *centrallasite* (Ху, 1859) — идентичность с гиролитом установлена Флнн-том и др. в 1938 г. [2]; шанолизит — *shanolite* — гиролит с примесью халцедона (Ху, 1859); церинит — *cerinite* (Ху, 1859) — загрязненный гиролит, содержащий до 13% Al_2O_3 .

Характ. выдел. Кристаллы (3—6 мм), чешуйки (до 3—4 см), радиально-лучистые сферические агрегаты.

Структ. и морф. крист. По Маккею и Тэйлору [3], гексаг. с. C_6^2 — $P6_1$ или C_6^3 — $P6_5$, $a_0 = 9,80$, $c_0 = 22,0$ Å, $a_0 : c_0 = 1 : 2,253$, $Z = 6$; по Штрунцу и Михельсену [4], триг. с. $a_0 = 9,80$, $c_0 = 22,08$ Å; по Мамедову и Белову [5], псевдогексагональный; по Кану [6], триг. $a_0 = 9,76$, $c_0 = 3 \times 22,26$ Å. Эберхард и Рамен [7] установили трикл. ячейку. $P1$ или $P\bar{1}$, $a_0 = 9,74$, $b_0 = 9,73$, $c_0 = 22,26$ Å, $\alpha = 91,4^\circ$, $\beta = 94,0^\circ$, $\gamma = 119,9^\circ$; Мерлино [8] (на гиролите из Гренландии) — трикл. псевдогексагональную ячейку, $P\bar{1}$, $a_0 = b_0 = 9,74$, $c_0 = 22,40$ Å, $\alpha = 95,7^\circ$, $\beta = 91,5^\circ$, $\gamma = 120,0^\circ$.

Сходство структуры гиролита со структурой рейерита отмечается многими авторами. Майер и Джонарайс [9], считая гиролит гексагональным, объясняют более высокое значение параметра c_0 (~22 Å) по сравнению с таковым рейерита (~19 Å) поворотом базисных слоев на 60° и нахождением между ними дополнительных молекул воды. Гард и др. [10] предполагают, что это различие обусловлено расщеплением рейеритового слоя $[\text{Si}_{16}\text{O}_{38}]$ на два $[\text{Si}_8\text{O}_{20}]$ с образованием между ними дополнительного октаэдрического слоя и с вхождением в структуру дополнительных молекул H_2O (см. фиг. 49). Допустимые вариации последовательности расположения слоев, по Гарду, могут объяснить существование двух полиморфных модификаций гиролита. По Гарду, рейерит не может образоваться в результате простой дегидратации гиролита, так как в структуре последнего после дегидратации сохраняются слои $[\text{Si}_8\text{O}_{20}]$. На основании некоторого уточнения структуры гиролита Эберхард и Рамен [7] предложили для него формулу $\text{Ca}_{13}[\text{Si}_8\text{O}_{20}]_3(\text{OH})_2 \cdot \sim 22\text{H}_2\text{O}$. Мерлино [8] для гиролита из Гренландии — формулу $\text{NaCa}_{16}\text{Si}_{23}\text{AlO}_{80}(\text{OH})_8 \cdot 14\text{H}_2\text{O}$, допуская возможность вхождения, кроме Ca и H_2O , также Na в дополнительные октаэдрические слои.

Кристаллы, изученные Бёггильдом [11], судя по их химическому составу, по-видимому, относятся к рейериту (см. «Рейерит»).

Физ. св. Сп. по (0001) совершенная. Тв. 3—4. Уд. в. 2,36—2,45 (вычисл. 2,389). Бесцветный, белый, иногда [12] зеленый, коричневый, серо-черный. Бл. стеклянный, перламутровый. Полупрозрачный до непрозрачного. На ИК-спектре поглощения имеются полосы (см^{-1}): 1050—900 (связи Si—O), 450 (Si—O—Si), 3650—3400 (OH), 1650 (H_2O) [13].

Микр. Одноосный (—), иногда слабо двусосный (—). $n_o = 1,545$ — $1,551$, $n_e = 1,534$ — $1,539$, $n_o - n_e = 0,010$ — $0,015$ (см. при хим. анализах). У гиролита из траппов Сибирской платформы (—) $2V = 10^\circ$ [14, 15].

Хим. По составу очень близок к рейериту, в котором в отличие от гиролита меньше воды, несколько больше $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и содержится около 4% Al_2O_3 .

В гиролите из траппов Сибирской платформы обнаружен бор (40—65 г/т) [16]. Зеленая, коричневая и серо-черная окраска гиролита из района Пуны (Индия), по Мейеру [12], обусловлена повышенным содержанием Fe и Mn, которые соответственно составляют (г/т): в белом гиролите 750 и 350, зеленом — 900 и 650, коричневом — 2900 и 2300, серо-черном — 3500 и 2800.

Предполагается [17, 18], что некоторые образцы гиролита содержат небольшую примесь Z-фазы состава $\text{CaO} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 1,7$ — $2 \text{H}_2\text{O}$.

Z-фаза (гексаг. с. $a_0 = 9,65$, $c_0 = 15,3 \text{ \AA}$ [10]) получена искусственно Функом и Тилт в 1955 г. [19], затем Ассарссоном [17, 20—22], Тэйлором [18] и Харкером [23] из смеси известня с аморфным кремнеземом при 130—150°; является промежуточной при образовании гиролита. Детальное изучение синтезированной Z-фазы [10] подтвердило предположение Тэйлора [18] о ее структурной близости к гиролиту. По Гарду и др. [10], структура Z-фазы выводится из структуры гиролита, если из нее исключить слой T(1) (со связанными с ним OH-нонами) и октаэдрический слой, находящийся в гиролите между слоями T(1) и T(2), см. фиг. 49; в этом случае структурная формула Z-фазы будет иметь вид $\text{Ca}_8(\text{Si}_8\text{O}_{20})_2 \times \sim 16\text{H}_2\text{O}$.

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|-------------------------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Na_2O | 0,8 | 0,47 | 1,04 | 0,51 | 1,00 | 1,13 | 1,25 | 0,35 | 0,72 |
| K_2O | 0,2 | — | 0,04 | 0,01 | 0,05 | 0,60 | — | 0,41 | 0,59 |
| MgO | сл. | 0,12 | 0,68 | 0,29 | — | 0,42 | — | — | 0,01 |
| CaO | 32,3 | 32,90 | 34,20 | 33,07 | 32,67 | 30,87 | 32,00 | 33,04 | 30,81 |
| Al_2O_3 | 3,5 | 1,01 | 0,77 | 0,49 | — | 1,66 | 0,22 | 0,73 | 1,49 |
| Fe_2O_3 | 0,1 | 0,04 | 0,08 | — | — | 1,07 | — | — | 0,06 |
| SiO_2 | 50,0 | 52,97 | 55,47 | 52,09 | 52,28 | 54,19 | 53,47 | 52,77 | 51,15 |
| H_2O^+ | 13,1 | 8,29 | — | 10,36 | 14,45 | 10,05 | 13,21 | 12,58 | 7,30 |
| H_2O^- | | 4,24 | — | 2,99 | | | | | 3,50 |

| | | | | | | | | | |
|-------------|-------|--------|--------|-------|--------|----------|--------|-------|--------|
| Сумма | 100,0 | 100,04 | 99,93* | 99,81 | 100,45 | 100,00** | 100,15 | 99,88 | 100,44 |
| Уд. в. | — | — | — | 2,39 | — | — | 2,39 | 2,409 | — |
| n_g | — | 1,545 | 1,551 | 1,549 | — | 1,549 | — | — | — |
| n_p | — | 1,537 | 1,539 | 1,536 | — | 1,548 | — | — | — |
| $n_g - n_p$ | — | 0,008 | 0,012 | 0,013 | — | 1,534 | — | — | — |

* В том числе п. л. — 7,65. ** В том числе MnO — 0,10. ** В том числе CO_2 — 4,80, F — 0,01.

1 — из оливинового долерита, о-в Скай (Шотландия), анал. Ботвелл [24]; 2, 3 — из эффузивных траппов среднего течения р. Нижней Тунгуски [14]. 2 — анал. Скрепышев, спектральным анализом установил Mn 0,005% и Sr 0,05%, 3 — анал. Ниссенбаум; 4 — район Бомбея (Индия), анал. Христин [25]; 5 — траппов, область Пуна (Индия), анал. не указан [26]; 6 — из диабазов, бассейн среднего течения р. Ангары (Сибирь), анал. Лахио [15]; 7 — из Форт-Пойнта (Калифорния), анал. Шэллер [27]; 8 — Можки-Гнашу (Бразилия), анал. Флоренс [28]; 9 — из габбро-перидотитового массива Ранско (Чехословакия) [29].

Хим. анализы см. также в работе [8].

Диagn. исп. Легко растворяется в кислотах. П. п. тр. плавится с трудом в непрозрачную эмаль. В закр. тр. выделяет воду, разбухает и расщепляется на отдельные чешуйки.

Повед. при нагр. На кривой ДТА гиролита из траппов Сибирской платформы [14] зафиксированы эндотермические эффекты, соответствующие выделению воды в интервале температур 150—250° (около 7% молекулярной воды) и 740—780° (гидроксильная вода). По Гравелли и Вурро [8], для гиролита из Орган (о-в Эльба) установлено, что при температуре ниже 200° выделяется межслоевая вода, а в пределах 520—680°, кроме гидроксильной, также молекулярная вода, но находящаяся внутри слоев. Резкий экзотермический эффект при 870° отвечает появлению новой кристаллической фазы, которая, по Маккею [3] и Гутту и др. [30], представляет собой волластонит. При нагревании выше 100° гиролит полностью превращается в псевдоволластонит [3]. При дегидратации гиролита не происходит его превращения в рейерит [9, 10].

Находж. Встречается главным образом в траппах. Является продуктом низкотемпературной гидротермальной деятельности. Находится в тесной ассоциации с кальцитом, цеолитами, апофиллитом и другими кальциевыми силикатами. В СССР встречен в траппах Сибирской платформы: в среднем течении р. Нижней Тунгуски выполняет миндалины и образует прожилки мощностью около 15 см с цеолитами, анальцимом, кальцитом [14]; в бассейне среднего течения р. Ангары слагает прожилки с кальцитом, натролитом, анальцимом, апофиллитом [15]. Впервые найден в базальте на о-ве Скай (Шотландия) стильбитом и ломонитом (Андерсон, 1851). Там же в оливиновом долерите

встречается с томсонитом, тахеренитом, ксонотлитом, мазолитом и кальцитом в каемках вокруг зерен тоберморита [24]. На о-ве Малл в Шотландии на базальтовом плато вблизи вулканического конуса Сэрд-Бенн гиролит в виде агрегатов бесцветных пластинок вместе с анальцимом, томсонитом, натролитом, рейеритом слагает миндалины в базальте [6]. В габбро района Хинтли (графство Абердин, Шотландия) найден в секущих жилах с тахеренитом, скоунитом, ксонотлитом, пренитом, ломонитом, кальцитом [31]. Известен в базальтах Исландии [32], Дании (Фарерские острова) [33], Гренландии [11]. В метасоматически измененных кварцитах, заключенных в базальтах Брамбурга около Гёттингена (ФРГ), встречен в полостях в виде кристаллов (3—6 мм) с натролитом, апофиллитом, окенитом, тахеренитом, кальцитом [34]. Во Франции близ Эспалиона в базальте гиролит образовался в результате гидротермального изменения хауита (в ассоциации с тахеренитом, тоберморитом, филлипситом, томсонитом, натролитом, кальцитом) [13]. Известен в Чехословакии в Ческе Липи [35] и в габбро-перидотитовом массиве Ранско [29]; в Бразилии — в диабазах Можи-Гиашу, пров. Сан-Паулу [28]; в Калифорнии (Форт-Пойнт 27), Новый Альмаден [36]); в Канаде — в нескольких местах пров. Новой Шотландии: в траппах юго-западнее Кэйп-Бломидон [37], Блэк-Рок [37]; в Ортано (о-в Эльба) [8]. В Крестморе (шт. Калифорния, США) [38] встречен в необычной для гиролита обстановке (описан как «централассит») — в пегматитах, секущих известняки; находится совместно с волластонитом, пренитом, железным шпатом, датолитом, кварцем. В Индии известен в окрестностях Бомбея [25] в зоне цеолитизации деканских траппов (с кальцитом, окенитом, ломонитом, пренитом, кварцем); в области Пуна [26] встречен с окенитом в виде шорок на стенках полостей и в жилах. В Японии (преф. Нагано) [39] — в андезитовых туфах вблизи оз. Саяма.

Изм. Отмечено замещение гиролита кальцитом.

Искусств. Впервые силикат, близкий к гиролиту, искусственно получен в 1911 г. Бауром [40] в автоклаве при 450° из смеси NaAlO_2 (или KAlO_2), CaCO_3 и стекла. Флинт и др. [2] синтезировали гиролит в гидротермальных условиях из смеси гидроокиси кальция и геля кремнезема в пропорции 2 : 3 при 150° и давлении насыщенного водяного пара.

Дальнейшие работы по синтезу гиролита [3, 9, 17, 23, 41—43] проводились с детальным изучением системы $\text{CaO—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. Показано [43], что гиролит в этой системе получается из исходной смеси с отношением $\text{CaO} : \text{SiO}_2$ от 0,50 до 1,00 при температуре от 145 до 320° и давлении от 9 до 133 бар. В зависимости от температуры, давления и продолжительности опытов продукты синтеза, кроме гиролита, большей частью содержали один или несколько других силикатов (рейерит, трускоттит, ксонотлит, фошагит, гиллебрандит, скаутит, тоберморит), а также α -кристобалит.

Гиролит стабилен в пределах 120—220°, но при отношении в исходном материале $\text{Ca} : \text{Si}$ выше 0,67 он устойчив и при более высоких температурах [9, 23].

Отл. В отличие от рейерита гиролит обладает более низкими показателями преломления. Надежно отличим по порошковой рентгенограмме.

Межплоскостные расстояния гиролита из района Бомбея (Индия) [3] *

CuK_α -излучение

| <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|
| 006 | 100 | 22 | | | | 6170 | 10 | 1,283 |
| 10.12 | 80 | 11 | 2131 | 20ш | 2,31—2,03 | | 30 | 1,195 |
| | | | | 20 | 2,31 | | | |
| 1011 | 40ш | 8,4—7,4 | 3141 | 20 | 2,17 | 20ш | | 1,618— |
| | 20ш | 7,4—5,4 | | 20 | 2,06 | | | 1,154 |
| 1121 | 20 | 4,75 | 3251 | 20 | 1,90 | 20 | | 1,060 |
| 2020 | 80 | 4,20 | 4151 | 10ш | 1,82—1,73 | 20 | | 1,040 |
| 2021 | 20ш | 3,72—3,45 | 4150 | 80 | 1,82 | 5ш | | 0,96 |
| 0.31 | 60 | 3,65 | 4250 | 30 | 1,57 | 5ш | | 0,93 |

| hkl | l | d(Å) | hkl | l | d(Å) | hkl | l | d(Å) |
|-----------|-----------|-----------|-------|-----|-----------|-----|----|-------|
| 2131 | 40ш | 3,21—3,02 | 42̄11 | 10ш | 1,52—1,50 | | 20 | 0,908 |
| 100.42 | 100 | 3,12 | 51̄0 | 20 | 1,50 | | 20 | 0,882 |
| 21: 1 | 40ш 60 | 2,80—2,61 | 51̄01 | 10ш | 1,41—1,37 | | 5 | 0,868 |
| | | 2,80 | 4370 | 20 | 1,37 | | | |
| 2241; 202 | 20 | 2,42 | 5270 | 30 | 1,34 | | | |

* ASTM, 9-449. Порошковые рентгенограммы см. также в работах [13, 15].

Л и т е р а т у р а

- Cornu F., Himmelbauer A. // *Tschermaks miner. und petrogr. Mitt.* 1906. Bd. 25. S. 513
- Flint E. P., McMurdie H. F., Wells L. S. // *US Nat. Bur. Stand. J. Res.* 1938. Vol. 21. N 5. P. 617.
- Mackay A. L., Taylor H. F. W. // *Miner. Mag.* 1953. Vol. 30, N 220. P. 80.
- Strunz H., Micheelsen H. // *Naturwissenschaften.* 1958. Bd. 45, H. 21. S. 515.
- Мамедов К. С., Белов Н. В. // *ДАН СССР.* 1958. Т. 121, № 4. С. 720.
- Cann J. R. // *Miner. Mag.* 1965. Vol. 35, N 269. P. 2.
- Eberhard E., Rahman S. // *Ztschr. Kristallogr.* 1982. Bd. 159, N 1/4. S. 34.
- Merlino S. // *Miner. Mag.* 1988. Vol. 52, N 365, pt 3. P. 377; *Garavelli C. L., Vurro F.* *Rend. Soc. ital. miner. e petrol.* 1984. Vol. 39, fasc. 2. P. 695.
- Meyer J. W., Jaunarajs K. L. // *Amer. Miner.* 1961. Vol. 46, N 7/8. P. 913.
- Gard J. A., Mitsuda T., Taylor H. F. W. // *Miner. Mag.* 1975. Vol. 40, N 312. P. 325.
- Bøggild O. B. // *Medd. Crønland.* 1908. Vol. 34. P. 93.
- Meyer J. // *Lapis.* 1982. Vol. 7, N 3. P. 14—16. 34.
- Pillard F., Maury R. C., Tournemire R., Massal P. // *Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr.* 1980. Vol. 103, N 1. P. 101.
- Кудряшова В. И. // *ДАН СССР.* 1958. Т. 123, № 3. С. 538.
- Феоктистов Г. Д., Ущановская Э. Ф., Васильев Е. К., Ляхно Т. А., Елизарьева Т. И. *Минералогия траппов юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1975. С. 7.*
- Анастасенко Г. Ф. // *Геохимия.* 1973. № 10. С. 1481.
- Assarsson G. O. // *J. Phys. Chem.* 1957. Vol. 61. P. 473.
- Taylor H. F. W. // *Proc. IV Intern. Symp. Chem. Cement.* 1960. Wash. (D. C.). 1961. Vol. 1. P. 167.
- Funk H., Thilo E. // *Ztschr. anorg. und allg. Chem.* 1955. Bd. 278. S. 237.
- Assarsson G. O. // *J. Phys. Chem.* 1958. Vol. 62. P. 473.
- Assarsson G. O. // *Ibid.* 1960. Vol. 64. P. 328.
- Assarsson G. O. // *Proc. IV Intern. Symp. Chem. Cement.* 1960. Wash. (D. C.). 1961. Vol. 1. P. 190.
- Harker R. I. // *J. Amer. Ceram. Soc.* 1964. Vol. 47, N 10. P. 521.
- Sweet J. M., Bothwell D. J., Willeams D. L. // *Miner. Mag.* 1961. Vol. 32, N 253. P. 747.
- Christie W. A. K. // *Rec. Geol. Surv. Ind.* 1925. Vol. 56, pt 3. P. 199.
- Sukheswala R. N., Avasiu R. K., Gangopadhyay M. // *Miner. Mag.* 1974. Vol. 39, N 300. P. 658.
- Schaller W. T. // *Bull. US Geol. Surv.* 1905. N 262. P. 124.
- Hussak E. // *Zentr.-Bl. Miner.* 1906. S. 330.
- Nemec D. // *Neues Jb. Mineral. Abh.* 1982. Bd. 145, H. 3. S. 256.
- Бумин Ю. М., Раинович Л. Н., Яновский В. К. // *Тр. II совещ. по термографу* Казань: Казан. фил. АН СССР. 1961. С. 382.
- Livingstone A. // *Miner. Mag.* 1974. Vol. 39, N 307. P. 820.
- Hedde F. // *Ibid.* 1889. Vol. 8. P. 272.
- Cornu F. // *Sitzungsb. Akad. Wiss. Math.-Natur. Kl. Wien.* 1907. Bd. 116. S. 121.
- Koritnig S. // *Contrib. Mineral. et Petrol.* 1972. Vol. 35, N 4. P. 293.
- Slavik F., Novak J., Pacak O. // *Mineralogie. Pr.: ČAV,* 1956. S. 317.
- Clarke F. W. // *Amer. J. Sci.* 1889. Vol. 38. P. 128.
- Traill R. J. // *Canad. Geol. Surv. Pap.* 1970. N 69/45. P. 272.
- Foshag F. // *Miner. Mag.* 1924. Vol. 9, N 4. P. 88.
- Kobayashi A., Kawai T. // *Miner. J. Jap.* 1978. Vol. 9, N 3. P. 190.
- Baur E. // *Ztschr. anorg. Chem.* 1911. Bd. 72. S. 119.
- Peppler R. B. // *US Nat. Bur. Stand. J. Res.* 1955. Vol. 54. P. 205.
- Speakman K. // *Miner. Mag.* 1968. Vol. 36, N 284. P. 1090.
- Harker R. G. // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1960. Vol. 71, N 12. P. 1881.

Трускоттит Truscottite

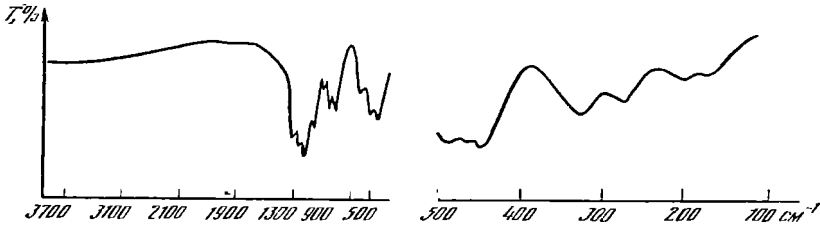
$$\text{Ca}_{14}[\text{Si}_8\text{O}_{20}][\text{Si}_{16}\text{O}_{38}](\text{OH})_8 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$$

Назван по имени английского проф. С. Трускотта [1]. Существование его как самостоятельного минерала вызывало сомнение. Одни исследователи [2] считали трускоттит идентичным гиролиту, другие [3] — рейериту. Отличие его от гиролита показано М кейем и Тэйлором [4], от рейерита — Чалмерсом и др. [5]. Клементом. Риббе [6]. Уточни представление о трускоттите помогло изучение синтезированного материала [7]. Выясно, что он наиболее близок к рейериту (есть небольшие отклонения в составе и структуре).

Характ. выдел. Пластинчатые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Гексаг. или триг. с. (?). $a_0=9,73$, $c_0=18,84 \text{ \AA}$, $a_0 : c_0=1 : 0,527$ [7]; $a_0=9,72$, $c_0=18,71 \text{ \AA}$ [4].

Предполагается [8], что структура трускоттита близка к структуре рейерита. Как и в рейерите, слои кальциевых октаэдров чередуются с кремнекислородными слоями двух типов: $[\text{Si}_8\text{O}_{20}]$ и $[\text{Si}_{16}\text{O}_{38}]$. В отличие от рейерита в трускоттите нет или значительно меньше щелочных металлов и Al, замещающего Si. Содержание Al и K в трускоттите не должно превышать 1,4 Al и 0,5 K на форм. ед. [7]. Гард [8] считает, что структура допускает отсутствие одного Ca (на форм. ед.) и эквивалентного количества (ОН).



Фиг. 53. ИК-спектр трускоттита (по Чалмерсу и др.)

Экспериментальные исследования [7] указали на зависимость параметров элементарной ячейки трускоттита от содержания главным образом Al. Калий подобного эффекта не вызывает. При вхождении в трускоттит Al a_0 и c_0 увеличиваются, приближаясь к a_0 и c_0 рейерита [7].

Физ. св. Тв. 3,5. Уд. в. 2,48. Цв. белый. Бл. перламутровый [4]. Для ИК-спектра поглощения трускоттита характерны полосы [5] $3639-3615 \text{ см}^{-1}$ (колебания ОН-групп в двух энергетически разных позициях), а также полоса с основным максимумом 1050 см^{-1} и рядом сопутствующих незначительных максимумов, которая соответствует колебаниям связи Si—O—Si, как и полосы 790 и 670 см^{-1} ; в отличие от рейерита полоса при 1650 см^{-1} , отвечающая молекулярной воде, отсутствует (фиг. 53).

Микр. Слабо двуосный. $n_g=n_m=1,549$, $n_p=1,528$ [4].

Хим. По составу отличается от рейерита меньшим содержанием CaO, Al_2O_3 , щелочных металлов и воды, что согласуется с данными термического анализа и ИК-спектроскопии.

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | | 1 | 2 | 3 | 4 |
|---------------------------|-------|-------|-------|-------|---------------------------|-------|-------|-------|-------|
| Na_2O | — | — | 0,78 | 1,03 | SiO_2 | 62,52 | 63,94 | 57,83 | 58,95 |
| K_2O | — | — | 0,73 | 1,37 | H_2O^{-1} | 3,85 | 2,68 | 4,10 | 4,61 |
| MgO | — | — | 5,33 | 0,27 | H_2O^{-2} | | | | |
| CaO | 30,20 | 29,20 | 26,43 | 25,54 | CO_2 | — | — | — | 2,32 |
| MnO | — | — | 0,25 | 0,18 | SO_3 | — | — | — | 2,57 |
| Al_2O_3 } | 1,24 | 2,68 | 0,95 | 1,03 | <hr/> | | | | |
| Fe_2O_3 } | | | | | Сумма | 97,81 | 98,50 | 99,89 | 98,97 |
| | | | | | Уд. в. | — | — | — | 2,48 |

1—3—месторождение Лебонг, о-в Суматра: 1—анал. Кленнел [1], 2—анал. Бейли [1], 3—анал. Врейз. редн. из двух анализов, общее содержание железа дано в виде Fe_2O_3 [2]; 4—Хартфордшир (Великобритания), анал. Макконнел, загрязнен посторонними примесями (кальцитом и др.) [4].

Повед. при нагр. При нагревании до 100° теряет около 1% H_2O ; основная масса воды выделяется до 400° [4]. Нагревание до 700° изменений в структуре минерала не вызывает; при 770° появляется неидентифицированная фаза, которая при 870° полностью замещает трускоттит. При 1000° трускоттит превращается в волластонит с небольшим количеством псевдоволластонита и кристо-

балита. После нагревания до 1200° на порошковой рентгенограмме имеются преимущественно линии псевдоволластонита [4].

Находж. Обнаружен в золото-серебряном месторождении Лебонг на о-ве Суматра [1], в Хартфордшире (Великобритания) [4] и на руднике Тои в преф. Судзуока (Япония) [9].

Искусств. Получен [5] гидротермальным путем из смеси Ca(OH)₂ и геля SiO₂ при исходных соотношениях Ca : Si = 0,57 и 0,60 при температуре, давлении и продолжительности опытов соответственно 222°, 23 кг см², 19 дней и 255°, 225 кг/см², 27 дней. Лаховский [7] для изучения влияния Al и K на структуру трускоттита при синтезе вводил дополнительно Al(OH)₃ и KOH; продолжительность опытов составляла 7 и 30 дней при температуре 300—345°; в качестве промежуточного продукта установлены гиrolит-трускоттитовые сростки; присутствие Al замедляло превращение гиrolита этих сростков в трускоттит. Показано [7], что при соответствующих условиях температуры и давления трускоттит может образовываться в цементе.

Близкой к трускоттиту является искусственная K-фаза, обнаруженная среди продуктов гидротермальных реакций при температуре 375°, полученных из богатой кремнеземом исходной смеси [10]. Сопутствующими фазами были трускоттит, гиrolит, ксенолит. K-фаза имеет состав Ca₇(Si₁₆O₃₈)(OH)₂. Трикл. с. Ячейка C — центрированная. a₀ = 9,70, b₀ = 16,77, c₀ = 12,25 Å, α = 93,5°, β = 108,5°, γ = 90° (для примитивной ячейки: a₀ = 9,70, b₀ = 9,70, c₀ = 12,25 Å, α = 83,8°, β = 108,5°, γ = 120). Предполагается [8], что возникновение K-фазы связано с преобразованием структуры трускоттита путем исключения из нее слоя [Si₈O₂₀] и одного октаэдрического слоя (см. фиг. 49)

Межплоскостные расстояния трускоттита с о-ва Суматра [4]

CuK_α-излучение

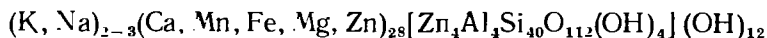
| hkl | I | d(Å) | hkl | I | d(Å) | hkl | I | d(Å) | I | d(Å) |
|------------|-----------------|------|------|----|-------|----------|----|-------|----|-------|
| 0001 | 9 | 19 | 2026 | 2 | 2,49 | 2.1.3.10 | 1 | 1,618 | 2 | 1,240 |
| 0002 | 9 | 9,4 | 2135 | 3 | 2,42 | 4260 | 2 | 1,585 | 1 | 1,215 |
| 1011 | 4 | 7,65 | 3142 | 3* | 2,26 | 4262 | 2 | 1,569 | 1* | 1,200 |
| 0003 | 3 | 6,30 | 2136 | 3* | 2,23 | 3149 | 2 | 1,557 | 3 | 1,181 |
| 1013 | 2 | 5,02 | 3144 | 3 | 2,08 | 4264 | 3 | 1,507 | 1 | 1,175 |
| 0004 | 4 | 4,65 | 2137 | 3 | 2,04 | | 2 | 1,469 | 3 | 1,165 |
| 2020 | 9 | 4,13 | 3250 | 3 | 1,921 | | 2 | 1,439 | 2 | 1,055 |
| 1123 | 4 | 3,80 | 2138 | 2 | 1,893 | | 1 | 1,417 | 3 | 1,035 |
| 0005 | 3 | 3,71 | 4150 | 8 | 1,836 | | 3 | 1,407 | | |
| 2023 | 4 | 3,47 | 4152 | 3 | 1,801 | | 1* | 1,381 | | |
| (1015) | 3* | 3,34 | 4153 | 3 | 1,762 | | 2* | 1,371 | | |
| 2131; 0006 | 9 | 3,14 | 2139 | 4 | 1,750 | | 3 | 1,348 | | |
| 2132 | 6 ^{2*} | 3,00 | 4154 | 1 | 1,717 | | 3 | 1,316 | | |
| 2133 | 9 | 2,83 | 2248 | 1 | 1,690 | | 2 | 1,298 | | |
| 2134 | 9 | 2,63 | 4155 | 3 | 1,652 | | 1 | 1,266 | | |

* Линии кальцита (?). ** Линии кварца.

Л и т е р а т у р а

- Hövig P. // Jaarboek van het mijnwezen in Nederlandsch Oost-Indie. Batavia. 1914. Bd. 41. S. 212; Miner. Mag. 1925. Vol. 20, N 110. P. 466.
- Grutterink J. A. // Verh. Ned. geol.-mijnbouw. genootsch. Ser. geol. 1925. Bd. 8. S. 197.
- Strunz H., Micheelsen H. // Naturwissenschaften. 1958. Bd. 45, H. 21. S. 515.
- Mackay A. L., Taylor H. F. W. // Miner. Mag. 1954. Vol. 30, N 226. P. 450.
- Chalmers R. A., Farmer V. C., Harker R. I., Kelly S., Taylor H. F. W. // Ibid. 1964. Vol. 33, N 265. P. 821.
- Clement S. C., Ribbe P. H. // Amer. Miner. 1973. Vol. 58, N 5/6. P. 517.
- Lachowski E. E., Murray L. W., Taylor H. F. W. // Miner. Mag. 1979. Vol. 43, N 327. P. 333.
- Gard J. A., Mitsuda T., Taylor H. F. W. // Ibid. 1975. Vol. 40, N 312. P. 325.
- Minato H., Kato A. // Miner. J. Jap. 1967. Vol. 5, N 2. P. 144.
- Гард Д., Луке К., Тейлор Х. Ф. // Кристаллография. 1981. Т. 26, вып. 6. С. 1218.

Майнхиллит Minchillite



Название по месту находки в Майн-Хилле на месторождении Франклин, шт. Нью-Джерси, США [1].

Характ. выдел. Пластинки (до 5 мм), собранные в агрегаты размером от нескольких миллиметров до 5 см.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $P6_3/mc$, $P6_3mc$ или $P\bar{6}2c$. $a_0 = 9,772$, $c_0 = 33,017$ Å, $a_0 : c_0 = 1 : 3,379$, $Z = 1$. При предположении структурного сходства с рейеритом в структуре майнхиллита должны быть четыре октаэдрических слоя, два простых тетраэдрических и два двойных тетраэдрических. Zn находится в основном в четверной координации, но некоторое его количество может замещать Ca в октаэдрах.

Физ. св. Сп. по (0001) совершенная. Тв. ~ 4 . Уд. в. 2,93 (2,94 вычисл.). Бесцветный, иногда серый до черного в результате тонкорассеянной механической примеси самородного свинца. Бл. на изломе стеклянный, на спайной поверхности перламутровый. В ультрафиолетовых лучах наблюдается светлофиолетовое свечение. Не фосфоресцирует.

Микр. Одноосный (—). $n_o = 1,607$, $n_e = 1,604$.

Хим. Отмечается постоянство химического состава.

Анализы (электронным микронзондом; H_2O определена отдельно методом Пенфилда):

| | 1 | 2 | 3 | | 1 | 2 | 3 |
|-------------------|------|------|------|--------------------------------|--------|-------|------|
| Na ₂ O | 0,5 | 0,2 | 0,5 | ZnO | 8,4 | 8,1 | 8,0 |
| K ₂ O | 2,0 | 1,9 | 1,9 | SiO ₂ | 50,4 | 49,8 | 50,4 |
| MgO | 0,1 | 0,1 | 0,1 | Al ₂ O ₃ | 4,5 | 4,6 | 4,7 |
| CaO | 32,3 | 32,0 | 32,1 | H ₂ O | 2,83 | 2,84 | — |
| FeO | 0,2 | 0,2 | 0,2 | | | | |
| MnO | 0,1 | 0,2 | 0,2 | Сумма | 101,33 | 99,94 | 98,1 |

Повед. при нагр. На кривой ДТА эндотермический эффект при 775° соответствует выделению гидроксильной воды.

Находж. Встречен в Майн-Хилле на месторождении Франклин, шт. Нью-Джерси (США), в трещинках микроклина и на контакте микроклина с тонкочернистыми выделениями волластонита, гроссуляра и везувиана. Иногда плотные неправильной формы агрегаты майнхиллита размером до 1 см наблюдаются между маргаросонитом и кальцитом. Образовался при замещении находящихся с ним минералов путем воздействия на них щелочных цинксодержащих низкотемпературных гидротермальных растворов. Включения самородного свинца в майнхиллите связаны с замещением им маргаросонита.

Межплоскостные расстояния майнхиллита

CuK_α-излучение

| hkl | l | d(Å) | hkl | l | d(Å) | l | d(Å) | l | d(Å) |
|-----|----|------|--------|-----|-------|----|-------|----|-------|
| 002 | 70 | 16,1 | 109 | 90 | 3,35 | 10 | 2,437 | 90 | 1,847 |
| 004 | 2 | 8,31 | 118 | 60 | 3,14 | 2 | 2,345 | 10 | 1,823 |
| 102 | 20 | 7,51 | 1.0.10 | 70 | 3,07 | 5 | 2,307 | 5 | 1,748 |
| 104 | 5 | 5,89 | 208 | 50 | 2,965 | 20 | 2,197 | 5 | 1,704 |
| 006 | 5 | 5,51 | 125 | 40 | 2,877 | 1 | 2,157 | 10 | 1,589 |
| 110 | 10 | 4,88 | 209 | 100 | 2,764 | 20 | 2,102 | 2 | 1,542 |
| 106 | 20 | 4,61 | 217 | 20 | 2,653 | 5 | 2,050 | 5 | 1,502 |
| 200 | 10 | 4,22 | 1.0.12 | 20 | 2,611 | 5 | 1,994 | 5 | 1,476 |
| 008 | 20 | 4,10 | 128 | 10 | 2,533 | 2 | 1,975 | | |
| 108 | 20 | 3,70 | | | | | | | |

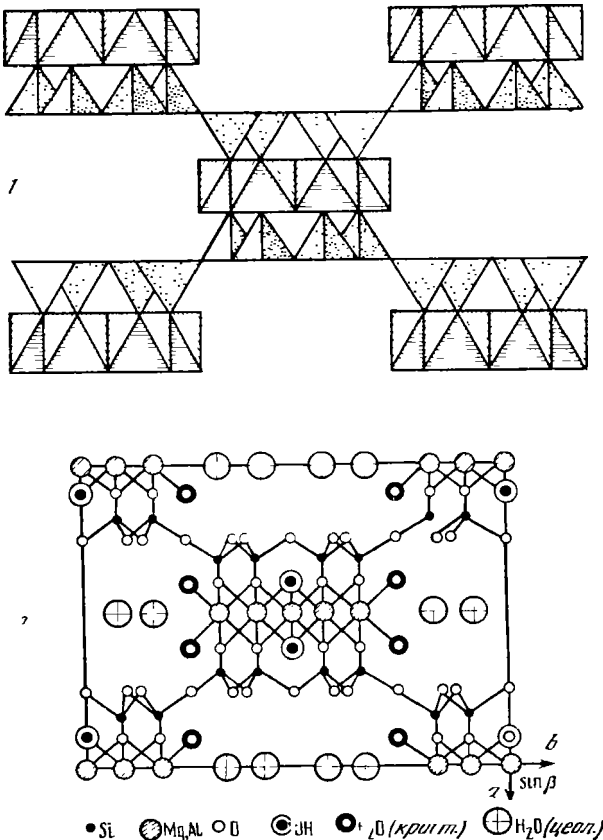
Л и т е р а т у р а

СТРУКТУРА ТИПА ПАЛЫГОРСКИТА

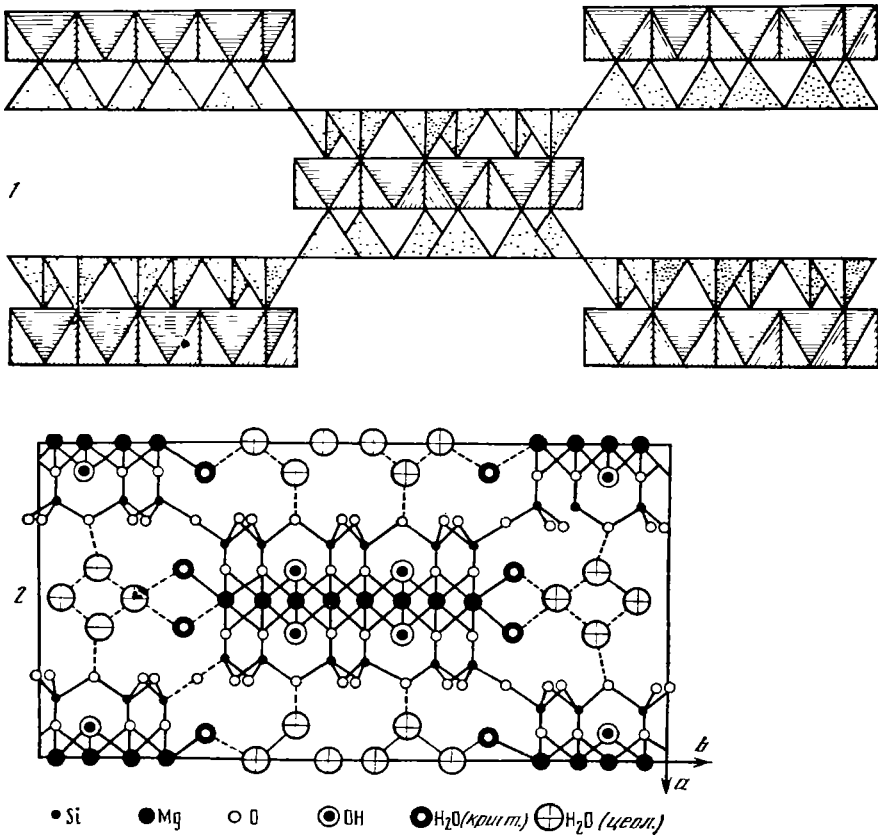
ГРУППА ПАЛЫГОРСКИТА

| | Сингония | a_0 | b_0 | c_0 | β | Уд. в. |
|---|----------|--------|--------|-------|---------|--------|
| Палыгорскит | Монокл. | 13,14 | 17,85 | 5,15 | 107 00' | 2,2 |
| $(Mg, Al)_3 [Si_8O_{20}] (OH)_2 (H_2O)_4 \times$ $> nH_2O$ | Ромб. | 12,82 | 17,92 | 5,20 | — | — |
| Сепиолит | Монокл. | 13,4 | 27,0 | 5,3 | ? | 2,0 |
| $Mg_8 [Si_{12}O_{30}] (OH)_4 (H_2O)_4$ $\times 8H_2O$ | Ромб. | 13,4 | 26,8 | 5,28 | — | — |
| Лохлинит | Ромб. | 14,66 | 26,71 | 5,26 | — | 2,17 |
| $Na_4Mg_6 [Si_{12}O_{30}] (OH)_4 (H_2O)_4 \times$ $\times nH_2O$ | — | — | — | — | — | — |
| Туперсуатнаит | Монокл. | 13,729 | 18,000 | 4,828 | 104 17 | — |
| $NaFe_3 [Si_6O_{20}] (OH)_2 (H_2O)_4 \times$ $\times H_2O$ | — | — | — | — | — | — |
| [Йофортьерит] | — | — | — | — | — | 2,18 |
| $Mg_5 [Si_8O_{20}] (OH)_2 (H_2O)_4 \times$ $\times 4 - 5H_2O$ | — | — | — | — | — | — |
| [Фалкоидит] | Ромб. | 13,5 | 29,9 | 5,24 | — | 1,9 |
| $(Ni, Mg)_8 [Si_{12}O_{30}] (OH)_4 \times$ $\times (H_2O)_4 \cdot 8H_2O$ | — | — | — | — | — | — |

Структура минералов группы палыгорскита—сепиолита является промежуточной между ленточной и слоистой (фиг. 54, 55). Она состоит из слоев кремнекислородных тетраэдров и октаэдрических лент, заселенных Mg, Al и другими катионами [1—3]. Тетраэдры сгруппированы в ленты, составленные из двух (в палыгорските) или из трех (в сепиолите) пироксеновых цепочек так что в лентах смежных этажей тетраэдры обращены в противоположные стороны от общей плоскости их оснований, образуя гофрированный слой (сетку параллельной плоскости b). Границы между лентами противоположно ориентированными тетраэдрами могут проходить через вершины тетраэдров и центры гексагонов или по ребрам оснований тетраэдров (фиг. 56). Свободными вершинами противоположно ориентированные тетраэдры последовательных тетраэдрических слоев смыкаются к вершинам соединяющих их октаэдрических лент. Ленты простираются в направлении оси c (у слоистых силикатов это направление обозначается как a); в поперечном направлении (вдоль оси b) они чередуются с периодом b , равным



Фиг. 54. Схема структуры палыгорскита в проекции на (001)
1 — в координационных многогранниках (по Белову); 2 — с обозначением атомов (по Бредли)



Фиг. 55. Схема структуры сепиолита в проекции на (001)

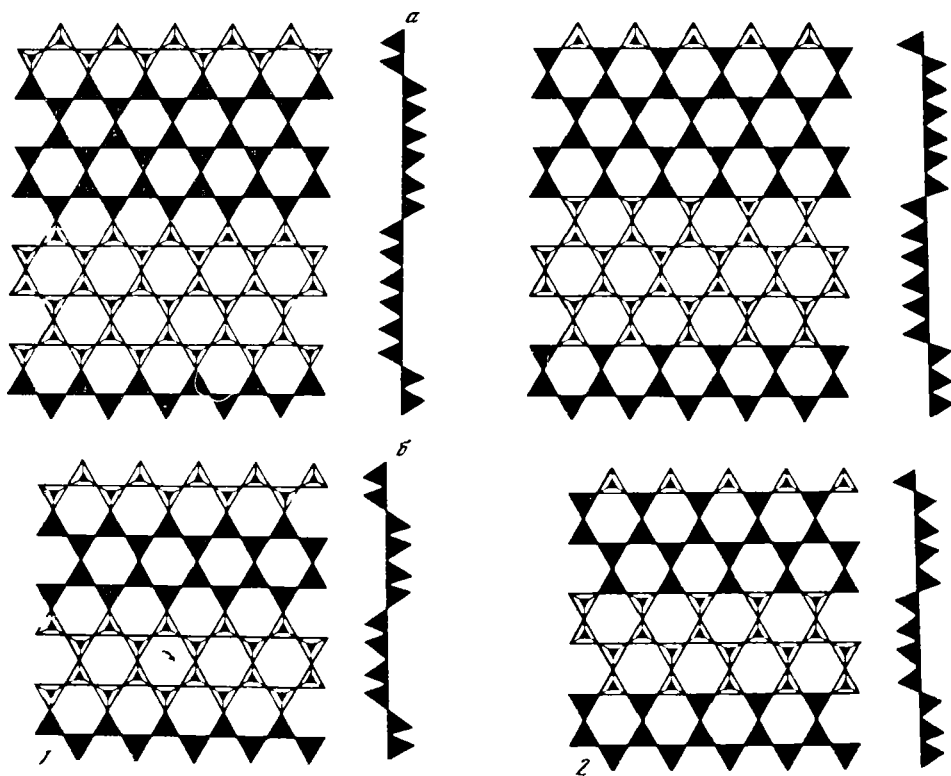
1 — в координационных полиэдрах (по Белову); 2 — с обозначением атомов (по Браунеру и Прейзингеру)

удвоенной ширине лент (двухцепочечной в палыгорските и трехцепочечной в сепиолите).

Анионы октаэдров, не разделенные с тетраэдрами, представлены группами (ОН); наружные вершины боковых октаэдров заняты молекулами кристаллизационной воды, обозначаемыми иногда как (ОН₂). Между лентами структуры располагаются каналы, параллельные оси *c*. В них находятся молекулы H₂O цеолитного типа; поперечное сечение этих каналов в сепиолите (3,8 · 10,6 Å) больше, чем в палыгорските (3,7 · 6,4 Å), на ширину пироксеновой цепочки. В лохлините в таких каналах вместе с H₂O находится один из трех атомов Na [3, 4]. Туперссуатсианит — Na-Fe-аналог палыгорскита [5]. Йофортьерит и фалкондоит отнесены к этой группе условно.

Структуру палыгорскита—сепиолита можно представить также [6] составленной из расположенных в шахматном порядке (в проекции на (001)) трехэтажных (2 : 1) лент-стержней. Но если в пироксенах и амфиболах стержни сочленяются через общие вершины тетраэдров и октаэдров, то в палыгорските и сепиолите общими у них являются только вершины оснований крайних тетраэдров, в связи с чем между ними образуется свободное пространство в виде указанных выше параллельных оси *c* каналов, вмещающих H₂O и иногда Na.

Не исключено существование полиморфных (политипных) модификаций палыгорскита и сепиолита, а также структур, в которых чередуются сепиолитовые и палыгорскитовые стержни с разным их количественным соотношением [7, 8] и вообще стержни разной ширины, образующие как упорядоченные, так и неупорядоченные смешанорядные структуры [6].



Фиг. 56. Схема двухмерной тетраэдрической сетки в структурах палыгорскита (1) и сепиолита (2) с двумя возможными границами между лентами с противоположно ориентированными тетраэдрами, проекция на (100) (по Мартин-Вивальди и Робертсону) — границами, проходящими через вершины тетраэдров и центры гексагонов (а) и по ребрам оснований тетраэдров (б)

В гидротермальных жилах горы Матра (Венгрия) методом микродифракции установлены два новых структурных типа (I и II) минералов группы палыгорскита [9]. Для типа I (хим. анализ 22, формула $Mg_{11-3x}M_{2x}^{3+}[Si_{16}O_{40}(OH)_5] \cdot 12H_2O$) определены возможные пространственные группы: $D_{2h}^{16}-Pnma$; D_{2h}^9-Pbam ; $C_{2v}^9-Pna2_1$ или C_{2v}^8-Pba2 ; $a_0 = 12,747$, $b_0 = 68,666$, $c_0 = 5,369$ Å. $a_0 : b_0 : c_0 = 0,1856 : 1 : 0,0782$. В этой структуре вдоль оси b в смежных этажах упорядоченно чередуются два 2 : 1 стержня сепиолита и один — палыгорскита, и ее можно рассматривать как упорядоченную смешаноленточную. Для структурного типа II определены $a_0 = 12,752$, $b_0 = 33,604$, $c_0 = 10,562$. $a_0 : b_0 : c_0 = 0,3795 : 1 : 0,3143$. Предполагается, что основу структуры этого силиката (формула $Mg_{11-3x}M_{2x}^{3+}[Si_8O_{20}(OH)_3]_2 \cdot 4H_2O$) составляют две 2 : ленты шириной 16,82 Å, и его можно рассматривать как промежуточное звено между палыгорскитом—сепиолитом, с одной стороны, и слонстым силикатом (сапонитом) — с другой.

Ряд вопросов, связанных со структурой минералов группы палыгорскит остается дискуссионным. Трудность изучения их структуры обусловлена полиминеральностью образцов, малой величиной частиц, недостаточно высокой трехмерной упорядоченностью, неустойчивостью к воздействию пучка электронов и т. п.

Агрегаты палыгорскита и сепиолита обладают высокой микропористостью, определяющей особенности их физико-химических свойств (сорбция, способность к обменным реакциям, каталитическая активность и др.) [10, 11].

Минералы группы палыгорскита рассматривались Ферсманом [12] как члены изоморфного ряда, в котором один крайний член (магнезиальный) пре-

ставлен сепиолитом, а другой (гипотетический) — алюмосиликатом (назван парамонтмориллонитом — *paramontmorillonite*); палыгорскит занимает промежуточное положение. Брэдли в 1940 г. [1] высказал сомнение в существовании изоморфной серии и ее конечного Al-члена, поскольку замещение Mg и Si на Al ослабляет связи в цепочках кристаллической структуры. Дальнейшие исследования согласуются с точкой зрения Брэдли.

Палыгорскит и сепиолит — широко распространенные минералы [10—14]. Они характерны для осадочных пород, как древних, так и современных (осадки морей и океанов); играют существенную роль в некоторых глинах; являются обычными минералами многих почв; известны в коре выветривания осадочных и изверженных пород; встречаются в трещинах осадочных и изверженных пород, в гидротермальных месторождениях, редко — в терригенных породах. Образуются при гидролизе Mg-силикатов, взаимодействии кремнеземсодержащих растворов с карбонатами или карбонатных растворов с кремнеземом. Благоприятны для образования палыгорскита и сепиолита слабощелочные (рН 8) или почти нейтральные (рН 7,5—7) условия. В морских осадках могут образоваться при взаимодействии донной воды и богатых магнием гидротермальных растворов, подымавшихся по трещинам океанического дна [15].

Туперссуатсиант — поздний гидротермальный минерал, найденный в пегматитах и гидротермальных жилах [5]. Лохлинит — редкий минерал, образующийся в процессе диагенеза осадков [16]. Йофортьерит [17] и фалкондоит [18] представлены единичными находками.

Палыгорскит и сепиолит используются [19] в различных отраслях промышленности в качестве сорбентов, катализаторов, молекулярных сит, для приготовления буровых растворов, в производстве жидких удобрений и т. д.

Л и т е р а т у р а

1. *Bradley W. F.* // Amer. Miner. 1940. Vol. 25, N 6. P. 405.
2. *Nagy B., Bradley W. F.* // Ibid. 1955. Vol. 40, N 9/10. P. 885.
3. *Brauner K., Preisinger A.* // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1956. Bd. 6, N 1/2. S. 120.
4. *Biedl A., Preisinger A.* // Fortschr. Miner. 1962. Bd. 40. S. 50.
5. *Karup Møller S., Peterson O. V.* // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1984. N. 11. S. 501.
6. *Дриц В. А.* // Структурное исследование минералов методами микродифракции и электронной микроскопии высокого разрешения. М.: Наука, 1981. С. 182.
7. *Gard J. A., Föllert E. A. C.* // Clay Miner. 1968. Vol. 7, N 3. P. 367.
8. *Martin Vivaldi J. L., Robertson R. H. S.* // The Electron-optical investigation of clays. L.: Miner. Soc., 1971. P. 255.
9. *Dodony I., Kiss J.* // Acta geol. Acad. sci. hung. 1976. Vol. 20, fasc. 1/2. P. 1
10. *Grim R. E.* // Clay mineralogy. N. Y.: McGraw-Hill Book Co, 1953. P. 37; Пер. на рус. яз.: Минералогия глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1959. С. 52.
11. *Caillere S.* // The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. L., 1951. P. 224; *Caillere S., Henin S.* // Ibid. P. 234; 1961. P. 235.— То же на рус. яз. // Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. С. 242, 394; 2-е изд. 1965. С. 375.
12. *Ферсман А. Е.* // Изв. Рос. Акад. наук. Сер. 6. 1908. Т. 2, № 8. С. 637; Тр. Геол. музея А кад. наук. СПб., 1913. Т. 7, вып. 6. С. 205; Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1952. С. 83, 521.
13. *Millot G.* Geologie des argiles. P.: Masson, 1964. P. 32; Пер. на рус. яз.: *Милло Ж.* // Геология глин. Л.: Недра, 1968. С. 32.
14. *Ломова О. С.* // Палыгорскиты и сепиолиты как индикаторы геологических обстановок. М.: Наука, 1979. С. 16.
15. *Bowles F. A., Angino E. A., Hosterman J. W., Galle O. K.* // Earth and Planet Sci. Lett. 1971. Vol. 11, N 4. P. 324.
16. *Fahey J. J., Axelrod J. M.* // Amer. Miner. 1948. Vol. 33, N 3/4. P. 195; *Fahey J. J., Ross M., Axelrod J. M.* // Ibid. 1960. Vol. 45, N 3/4. P. 270.
17. *Perrault G., Harvey Y., Pertsowsky R.* // Canad. Miner. 1975. Vol. 13, pt 1. P. 68.
18. *Springer G.* // Ibid. 1976. Vol. 14, N 4. P. 407.
19. *Chambers G. P. C.* // Silicat. ind. 1959. Vol. 24, N 4. P. 181; *Кустер Э. Г.* Коллоид. журн. 1960. Т. 22, вып. 6. С. 680; *Grim R. E.* // Applied clay mineralogy. N. Y.; L.: McGraw-Hill Book Co., 1962. P. 3.— То же на рус. яз. // Минералогия и практическое использование глин. М.: Мир, 1967. С. 5; *Чеймберс Г. П.* Вопросы минералогии глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. С. 269; *Овчаренко Ф. Д., Панасевич А. А., Казан.*

ский В. М. // Докл. АН УССР. 1963. № 11. С. 1492; Овчаренко Ф. Д., Агабальянц Е. Г., Круглицкий М. М., Рябченко В. И., Левик М. П. // Докл. УССР. Сер. Б 1967. № 4. С. 352.

Пальгорскит Palygorskite

$$(Mg, Al)_5[Si_8O_{20}](OH)_2(H_2O)_4 \cdot nH_2O$$

Назван по месту находки — Пальгорской дистанции (участка) бывшего Пермского горного округа на Урале (Савченко, 1882).

Синон. Аттапульгит — attapulgit [1] — минерал суковальных глин шт. Джорджия (США) и Мормуарона (Франция), идентичности аттапульгита с пальгорскитом доказан Лоншанбоном [2], название «аттапульгит» широко используется в американской литературе; бравезит — bravaisite (Меллард, 1879); кальциопальгорскит — calciorpalygorskite [3] — смесь пальгорскита с кальцитом (Штрунц, 1957); ксилотил — Xylotile (Глоке 1847); Ni-пальгорскит — Ni-palygorskite [4] — синоним гентита и гарниерита (Хе 1955); лассалит — lassalite (Фридел, 1901); нумейт — numeite (Ливерсайдж, 1888); α -пальгорскит — α -palygorskite и β -пальгорскит — β -palygorskite [3]; парамонтмориллит — paramontmorillonite [3] — изучен недостаточно, пальгорскит (Штрунц, 1957); пилолит — pilolite (Хеддл, 1879), α -пилолит — α -pilolite и β -пилолит — β -pilolite [4]; пилотический асбест — pilotic asbestos [4] — частично; феррипальгорскит — ferrypalygorskite (Штрунц, 1957).

Широко используются названия по характеру агрегатов: горная бумага — mountain paper (Честер, 1896); горное дерево — mountain wood, rock wood (Честер, 1896); горная кожа — mountain leather (Эммерлинг, 1793); Bergleder (Дана, 1892), rock leather (Честер, 1896); горная пробка — mountain cork, rock cork, Bergkork (Дана, 1892). Кроме того, встречаются названия: восковой камень (Лазаренко, 1975); горная шерсть — mountain wool, Bergwolle (по Хинце); горное дерево — Bergholz (Дана, 1892); пальгорскитный асбест — palygorskite asbestos — волокнистые выделения пальгорскита из сербского месторождения Конгсберг (Норвегия) [5]; пробковый асбест — asbestos suberiform (Бурньерт, 1807).

Разнов. Марганцевый пальгорскит.

Характ. выдел. Грубоволокнистые, спутанно-волоконные, войлокоподобные и напоминающие кожу агрегаты, тонкие листы, пленки (иногда похожие на плесень), корки, плотные массы, твердые фарфоровидные агрегаты (каменистый пальгорскит), редко пуховидные агрегаты. Картоно- или бумагоподобный вид минерала обусловлен спутанно-волоконным сложением его агрегатов.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^3 — $C2/m$ или ромб. с. D_{2h}^7 — Pbm $Z = 2$. Газаметры элементарно-ячейки:

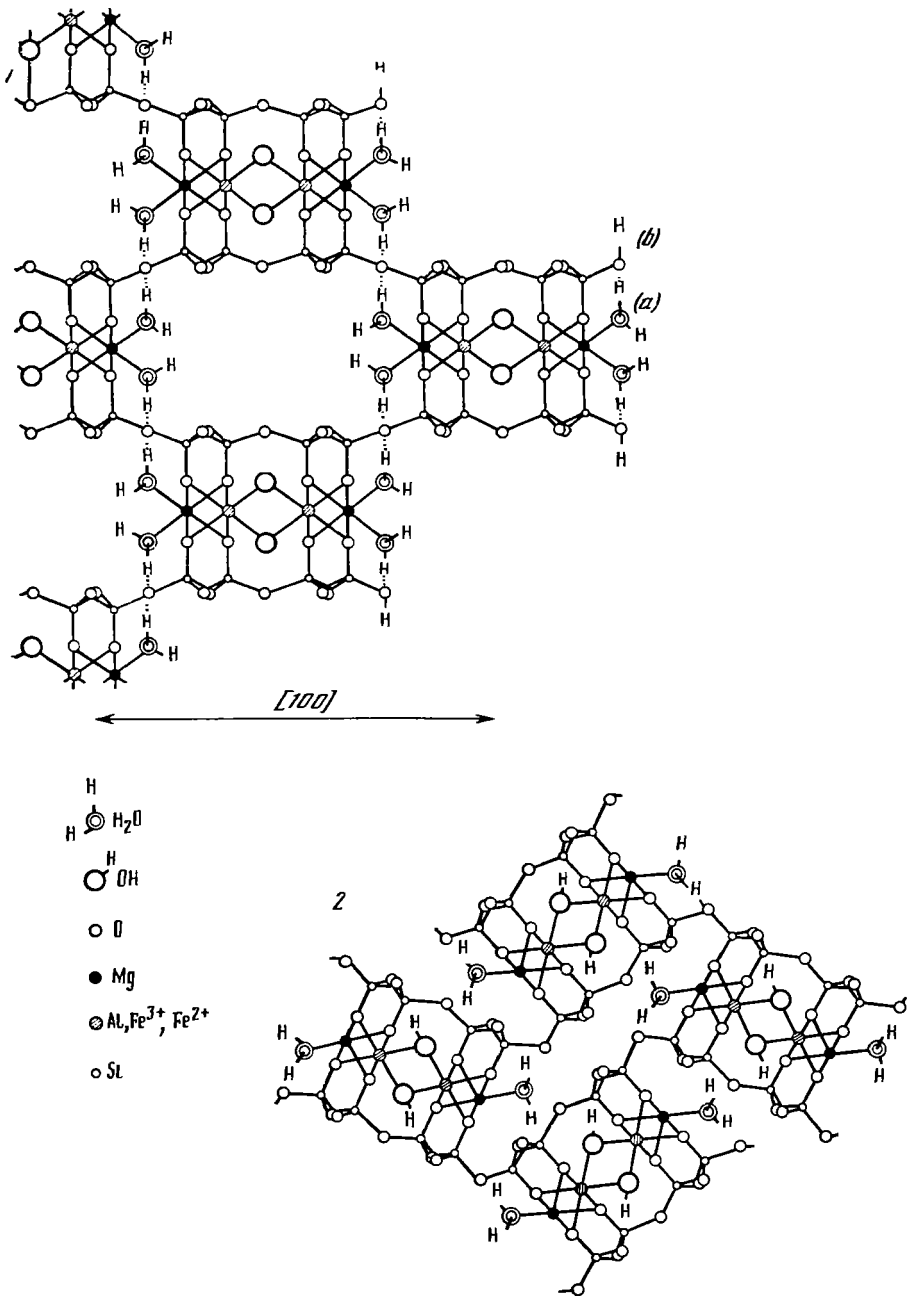
| Сингония | a_0 (Å) | b_0 | c_0 | β | $a_0 \cdot b_0 : c_0$ |
|------------|-----------|--------|-------|---------|-----------------------|
| 1. Монокл. | 12,9 | 18,0 | 5,2 | — | 0,7167:1:0,2889 |
| 2. Монокл. | 13,14 | 17,85 | 5,15 | 107° | 0,7361:1:0,2885 |
| 3. Монокл. | 12,689 | 17,845 | 5,119 | 91°13' | 0,7111:1:0,2869 |
| 4. Монокл. | 5,22* | 18,06 | 12,75 | 95 50 | 0,2890:1:0,7060 |
| 5. Ромб. | 12,65 | 17,9 | 5,26 | — | 0,7067:1:0,2939 |
| 6. Ромб. | 12,823 | 17,925 | 5,199 | — | 0,7154:1:0,2930 |
| 7. Ромб. | 12,725 | 17,872 | 5,242 | — | 0,7120:1:0,2933 |

* Определены по электрограмме для установки, соответствующей установке слоистых силикатов ($C_{2h}^3 - P2/a$).

1 — Аттапульгус, шт. Джорджия (США) [6]; 2 — Джемзы (КазССР) [7]; 3 — Падасьюки (Финляндия) [4]; 4 — Урал [9, 10]; 5 — Ампандрандава (Мадагаскар) [11]; 6 — Аттапульгус, шт. Джорджия (США) [12]; Сепилло, шт. Нью-Мексико (США) [12].

До расшифровки структуры пальгорскит одними исследователями относился к слоистым [13], другими [14, 15] — к ленточным силикатам.

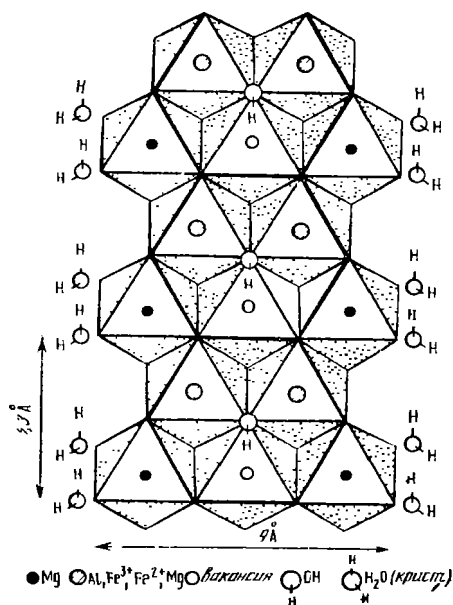
Структурное исследование произведено Брэдли в 1940 г. [6] на образце и Аттапульгуса, шт. Джорджия (США) (оригинал хим. анализа 23). В отличие сепиолита тетраэдрические ленты в структуре пальгорскита образованы не тремя, а двумя пироксеновыми цепочками и имеют состав $[Si_4O_{11}]$, аналогичный амфиболовым лентам, но в отличие от амфиболов эти ленты не изолированные, сочленены атомами О в двухмерные сетки $2[Si_4O_{11}] - 2O = 4[Si_2O_5]$. Характер инверсии тетраэдров в смежных лентах и сочленение их с октаэдрическими лентами такие же, как у сепиолита (см. описание структуры на с. 318). Al может находиться как в октаэдрических, так и в тетраэдрических позициях



Фиг. 57. Модель структуры диоктаэдрического пальгорскита из шт. Джорджия (США) в проекции на (001) (по Ван-Скойоку и др.)

1 — до нагревания, показано положение протонов в координационной H_2O (а) и в SiOH-группах (б); 2 — после дегидратации и потери 50% координационной H_2O

По Брэдли [6], пальгорскит является триоктаэдрическим минералом, в структуре которого заселены все пять октаэдрических позиций. Последующие структурные исследования пальгорскита из марганцевого месторождения Джезды (КазССР) и расчет на их основе структурных формул пальгорскитов из других месторождений [16], а также данные ИК-спектроскопии пальгорскита из шт. Джорджия (США) показали, что в структуре пальгорскита заселены лишь четыре октаэдрические позиции, а одна вакантна. На этом основании



Фиг. 58. Соотношение катионов в октаэдрической сетке модели структуры диоктаэдрического палыгорскита (по Серне и др.)

находятся молекулы кристаллизационной H_2O , связанные с октаэдрическими катионами по боковым стенкам каналов. Предложен [20] вариант структуры, имеющей иное, чем в модели Брэдли [6], положение границ, разделяющих в Si—O-сетках ленты с противоположной ориентировкой вершин тетраэдров. По Брэдли, эта граница проходит через шестерные оси оснований тетраэдрической сетки, по Соколовой [20] — через ее двойные оси. Кроме того, на основе моноклинной ячейки и пр. гр. $C_{2h}^1-P2 a$ [9] предложена [21] модель структуры палыгорскита, в которой вдоль оси b в смежных этажах чередуются одинаково ориентированные одиночные и строенные пироксеновые цепочки.

В структуре палыгорскита из Сьерра-де-Гата (Испания) предположительно [22] имеется беспорядочное прорастание палыгорскита сепиолитом при возможном повороте SiO_4 -тетраэдров в Si—O-слоях (состав и свойства промежуточные между таковыми палыгорскита и сепиолита).

Для некоторых образцов отмечены порядок—беспорядок в структуре палыгорскита [21, 22].

Рентгенографически исследованы [23] структурные дефекты в палыгорските из Флориды при нагревании его до 600° . Установлено увеличение среднего относительного изменения межслоевых расстояний, максимального (0,453—0,499) в направлении [110] и минимального (0,110—0,139) по [040]. Изменение доли дефектных плоскостей (γ) при нагревании одинаково по [110], [200] и [040]; до 300° γ возрастает, затем уменьшается. Вероятность сдвига слоев (α) увеличивается от 0,0275 до 0,0392 с ростом температуры дегидратации.

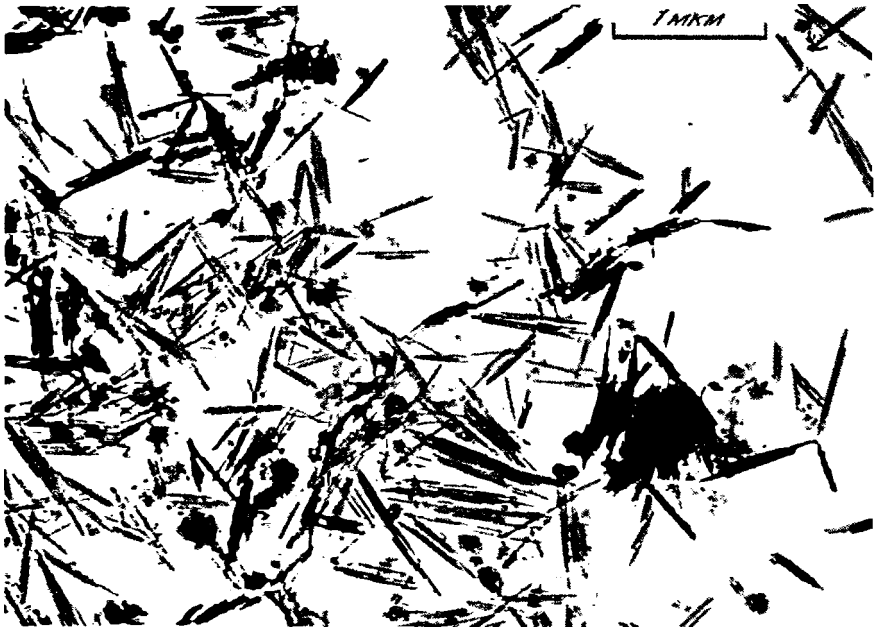
Обобщение литературных данных о структурных особенностях палыгорскита см. в книге под ред. Бриндли и Брауна [24], где принята установка, соответствующая установке слюдястых минералов, при которой удлинение частиц совпадает с осью a .

Под электронным микроскопом частицы палыгорскита имеют вид удлиненных столбиков, волокон, игл с отношением ширины к длине до 1 : 100—1 : 150 (фиг. 59). Длина волокон до 4—5 мкм для «горной кожи» и до 0,5—1 мкм для палыгорскита из глин [25]. Вслонка палыгорскита из месторождения

предложена модель структуры диоктаэдрического палыгорскита с указанием размещения октаэдрических катионов и гидроксильных (фиг. 57, 58) [17, 18].

По данным пересчета химических анализов и гистограмм, выражающих отношение $MgO (FeO Fe_2O_3 + Al_2O_3 + MnO)$. Вивальди и Руиз [19] пришли к заключению о промежуточном между диоктаэдрическим и триоктаэдрическим характере структуры палыгорскита, в которой октаэдрические пустоты заселены на две трети, как в диоктаэдрических минералах, но и не полностью, как в триоктаэдрических.

Поперечное сечение каналов в структуре палыгорскита (3,7—6,4 Å) больше, чем в цеолитах (2,9—3,5 Å). Потеря заключенной в этих каналах воды (до четырех молекул H_2O) не сопровождается изменением расстояний между слоями, какое наблюдается у монтмориллонита или галлуазита. Кроме молекул цеолитной H_2O , размещающихся в каналах и связанных с электроотрицательной поверхностью оснований тетраэдров, в каналах структуры палыгорскита



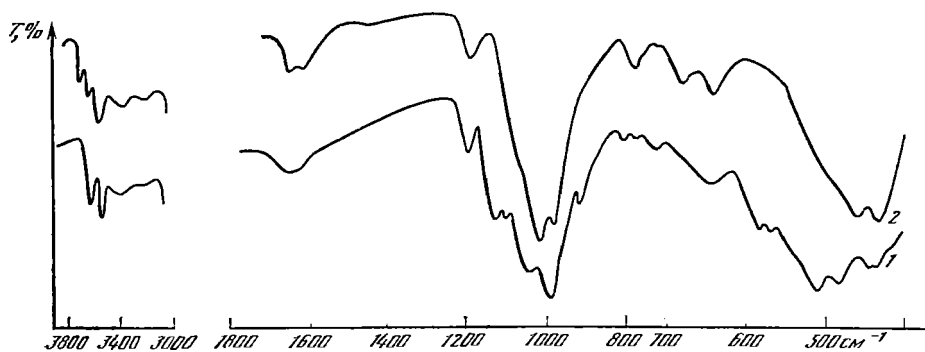
Фиг. 59. Форма частиц палыгорскита в палыгорскитовых глинах Черкасского месторождения (фракция $<0,001$ м) под электронным микроскопом (по Ломовой)

Аттапульгус (США) достигают размера $4-5 \cdot 1$ мкм [26]. Размер волокон палыгорскита из древних солонцов Юго-Восточных Каракумов 3 мкм $\cdot 5-10$ нм [27]. Волокна и лейсты палыгорскита ($2-3$ мкм в длину) из Рифт-Валли (Южный Израиль) часто разветвлены или скручены, имеют полигональные поперечные сечения ($0,15-0,50$ мкм) [28]. В образцах палыгорскита из пород нижнего течения р. Оки [29] и из Ферганы [30] отмечались одновременно игольчатые, волокнистые и узкопластинчатые частицы. Многие индивиды палыгорскита слабо изогнуты и нередко на одном или обоих концах копьевидно заострены; встречаются скопления волокон в виде пучков [31]. Удлиненные шестоватые кристаллиты черкасского палыгорскита имеют форму планок ($0,2-0,5 \cdot 0,02-0,03 \cdot 0,005-0,01$ мкм); при диспергировании они легко расщепляются вдоль длинной оси до планок шириной в $3-4$ элем. яч. [25]. Игольчатые кристаллы палыгорскита из трещин в мелафире Рудно (Польша) часто образуют параллельные агрегаты, иногда разветвляющиеся и петельчатые [32].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Изл. агрегатов ровный, раковнистый (у фарфоровидных выделений), неровно-волокнистый (у «горной кожи»). Тв. $2-3$. Легко крошится в руках, но с трудом режется ножом. Уд. в. $1-2,55$. Бесцветный, светло-серый с розоватым, сиреневым, желтоватым, голубоватым, зеленоватым или буроватым оттенком, иногда белоснежный. Палыгорскит из Якутии плотный, зеленый, после высыхания буровато-коричневый [33].

Палыгорскитовая глина Черкасского месторождения светло-серая со слегка кремовым или зеленоватым оттенком, хрупкая, при легком нажиме распадается на угловатые обломки с шероховатым изломом; во влажном состоянии — зеленовато-серая [25]. Вследствие высокой пористости обладает малым объемным весом и плавает в воде. Тонкие пластинки легко гнутся. Сухой поглощает много воды, но в воде практически не набухает. Во влажном состоянии мылоподобный, расслаивается на тонкие пластинки [34]. Не пластичен.

ИК-спектр палыгорскита (фиг. 60, 1) характеризуется основной полосой в области $1250-800$ см^{-1} с максимумами $1200, 1135, 1090, 1045, 990$ см^{-1} (основной дублет), соответствующей валентным колебаниям Si—O—Si и Si—O. Максимум 920 см^{-1} относится к колебаниям Mg—OH. В области $700-400$ см^{-1}



Фиг. 60. ИК-спектры палыгорскита из Крыма (1) и сепиолита из месторождения Курган-шинкан, Средняя Азия (2) (по данным лаборатории ИК-спектроскопии ИГЕМ АН СССР)

наблюдается полоса 650 см^{-1} , которая может быть отнесена к либрационным колебаниям H_2O . Широкая полоса с максимумами $585\text{—}570$, 515 , 480 , 440 , 410 см^{-1} обусловлена деформационными колебаниями связей Si—O—Me и Si—O . Полоса с двумя четкими максимумами 3630 и 3540 см^{-1} отвечает валентным колебаниям гидроксидов, входящих в структуру минерала, полосы 3380 и 1650 см^{-1} — валентным и деформационным колебаниям H_2O .

В ИК-спектре палыгорскита из Японии отмечалась четкая полоса $906\text{—}909\text{ см}^{-1}$ отнесенная к колебаниям связей OH—Al , а также широкие полосы при 3200 , 3260 и 3350 см^{-1} ; на интенсивной полосе $3609\text{—}3617\text{ см}^{-1}$ плечи при 3645 и 3685 см^{-1} связываются с колебаниями гидроксильных групп, содержащихся в октаэдрических слоях [35]. При нагревании этого палыгорскита полоса 3685 см^{-1} становилась более четкой, при $550\text{—}600^\circ$ появлялась четкая полоса 3675 см^{-1} , исчезающая после нагревания до 800° [36]. В результате исследования палыгорскита из шт. Джорджия (США), подвергнутого действованию, установлена [17] асимметричность молекул координационной H_2O и сделан вывод о присутствии в минерале SiOH -групп; наблюдавшиеся в условиях вакуума полосы 3625 , 3595 и 3560 см^{-1} отнесены соответственно к валентным колебаниям Al—OH ; $(\text{Al}, \text{Fe}^{2+})\text{—OH}$, $(\text{Al}, \text{Mg})\text{—OH}$; $(\text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+})\text{—OH}$, $(\text{Fe}^{3+}, \text{Mg})\text{—OH}$.

Обработка палыгорскита HCl приводит к исчезновению в ИК-спектрах полосы 1198 см^{-1} и появлению полос 1090 и 960 см^{-1} [37]. Об ИК-спектрах палыгорскита см. также в работах [38—42].

В спектрах ЭПР палыгорскитов из различных месторождений СССР наблюдаются интенсивные полосы, отвечающие главным образом ионам Fe^{3+} ; в спектре ЭПР палыгорскита из Крыма, кроме того, зафиксирована полоса от Mn^{2+} [43]. Широкая линия в спектре ЯМР черкасского палыгорскита отнесена [41] к протонам структурных OH -групп минерала, узкая интенсивная линия — к протонам молекул цеолитной H_2O , линия, проявляющаяся в виде небольших уступов на предыдущей, — к молекулам H_2O , координирующим октаэдрические катионы на периферии $2 : 1$ стержней. Спектр ПМР состоит из двух линий сдвинутых относительно друг друга; это свидетельствует о том, что молекулы H_2O , расположенные на поверхности кристаллитов по «разорванным» связям и в каналах, находятся в различном энергетическом состоянии [44]. Пьезоэффект отсутствует [45]. О зависимости электрических свойств от температуры и давления см. в работе [46].

Изучены электрохимические свойства палыгорскита, в частности ионизация в Ca—K -, Ca—H - и Ca—H—K -системах; показано, что энергия связей катионов у палыгорскита меньше, чем у монтмориллонита [47]. Магнитная восприимчивость волокнистого палыгорскита с Волыни $38 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС [48]. Свободная энергия образования палыгорскита из Австралии ($\alpha\Delta F^\circ$) — $1131,5$ ккал/моль [49]. Гидрофильность палыгорскита определяется его теплотой смачивания, количеством связанной воды и удельной поверхностью. Для палыгорскита из Черкасского месторождения теплота смачивания $25,4$ кал г количество связанной воды $24,3\%$, эффективная удельная поверхность $915\text{ м}^2\text{ г}$ [25]. Установлено [25, 50] увеличение теплоты смачивания черкасского палыгор-

скита с возрастанием температуры сушки образцов: 20,1—25,4 кал/г — высушивание при 120° (период смачивания 3—4 мин), 35,6—36,0 кал/г — при 180° (период смачивания 5—6 мин), то же — при 250° (период смачивания до 160—180 мин.). Отмечалось закономерное уменьшение теплоты смачивания при увеличении температуры и давления [51]. Удельная поверхность изменяется при нагревании в результате удаления адсорбированной и координационной H₂O [52, 53]. Для черкасского пальгорскита определены [54]: величина уплотнения (150 кг см²), разбухание (0,416 см³ г), объем пор (0,619 см³ г), абсолютная величина разбухания (0,74 см³ г). Поглотительная способность высокая; пальгорскит может адсорбировать катионы, нейтральные и полярные молекулы, органические ионы. Емкость катионного обмена 18—30 мг·экв/100 г [55]. Суммарная емкость поглощения более 100 мг·экв/100 г [31], более низкая емкость поглощения (до 10 мг·экв/100 г) отмечалась для пальгорскита из древних солонцов юго-восточных Каракумов [56]. Показано [52, 57, 58], что поверхностные свойства обусловлены активными центрами адсорбции трех типов: ионами O²⁻ тетраэдрических сеток, молекулами H₂O, координирующими Mg²⁺ на ребрах лент, и SiOH-группами на месте оборванных связей Si—O-тетраэдров.

Пальгорскит относится к сорбентам с нежесткой вторичной структурой. Скорость и величина адсорбции зависят от природы катионов. По влиянию на сорбционные свойства, на величину теплоты смачивания и удельную поверхность (915—725 м²/г) пальгорскита обменные катионы располагаются в ряд Mg > Ca > Fe³⁺ > H > Al > Na > K [59].

Величина адсорбции пальгорскита из почв Египта изменяется в ряду Ca > Mg > K = Na > NH₄; этот порядок нарушается при очень малых (Ca = Mg) и очень высоких (Na = NH₄) концентрациях [60]; установлено, что на адсорбцию одновалентных катионов анионы влияют в следующем порядке: MoO₄ > H₂PO₄ > SO₄ > Cl > NO₃, на адсорбцию двухвалентных катионов — Cl > NO₃ [61]. По емкости катионного обмена образцы черкасского пальгорскита образуют ряд [50]: Na > K > Ca = H > Mg > Fe > Al.

Сорбционная активность минерала зависит также от его предварительной обработки. Адсорбционные свойства улучшаются при диспергировании и нагревании [62].

Для пальгорскита из Египта изучено [63] влияние времени реакции (1—15 мин) и температуры (10—40°) на адсорбцию катионов Na, K, NH₄, Ca и Mg в системах, содержащих анионы SO₄, H₂PO₄, MoO₄, Cl и NO₃: равновесие адсорбции достигается за 5—7 мин, с повышением температуры величина адсорбции существенно возрастает; предполагается, что адсорбция на пальгорските обусловлена не только ионообменным механизмом, но также хемосорбцией.

К резкому увеличению адсорбционной и каталитической способности приводит обработка горячими кислотами [52, 64].

Изучено [51] изменение физико-химических свойств пальгорскитовых глин Черкасского месторождения под действием давления (до 450 атм) в гидротермальных условиях в присутствии солей, кислот или щелочей, а также вследствие кислотной активации при нормальном давлении; суммарная емкость катионного обмена достигает максимума при 200 атм, а затем снижается; по влиянию на тепловой эффект смачивания пальгорскита катионы располагаются в ряд Ca²⁺ > Li⁺ = Na⁺ > Ba²⁺ > K⁺ = Al³⁺ > Fe³⁺ > Cu²⁺. В результате обработки пальгорскита 5,0 N HCl в течение 2, 4, 8 и 10 ч при 60, 70, 80 и 90° установлено, что константы скорости реакции увеличиваются в ряду Mg-, Fe-, Al-пальгорскитов; энергия активации у Mg-, Fe- и Al-форм одинакова (около 18,4 кал/моль) [65].

Цеолитная и адсорбированная на внешней поверхности пальгорскита вода может замещаться D₂O, NH₃, метанолом, этанолом, что свидетельствует о доступности внутрикристаллических каналов для малых высокополярных молекул; высокоатомные спирты и неполярные соединения адсорбируются только на внешних поверхностях кристаллов (волокон) пальгорскита [52]. В области валентных O—H и C=C колебаний изучены ИК-спектры пальгорскита с ад-

сорбированными третичным бутиловым, *n*-пропиловым и аллиловым спиртами [66]. В ИК-спектре палыгорскита с адсорбированной обычной и тяжелой водой максимумы 3380 (3285) и 2500 (2435) см^{-1} и узкая полоса 3535 (2620) см^{-1} отнесены [67] к колебаниям молекул адсорбированной воды, участвующих в нескольких водородных связях с поверхностью минерала и друг с другом; полоса 3535 (2620) см^{-1} обусловлена валентными колебаниями молекул воды, координационно связанных с ионами Mg^{2+} на стенках каналов; предполагается, что в полностью насыщенном водой образце палыгорскита значительная часть молекул координационно связанной воды одновременно участвует в водородных связях с поверхностными кислородом и молекулами цеолитной воды.

Специальные исследования посвящены изучению кристаллохимии поверхности палыгорскита [68—71], сорбции палыгорскита [72], механизму адсорбционного взаимодействия воды, спиртов, аммиака и других веществ с поверхностью палыгорскита [41, 67, 73, 74]. Изучена роль первичной и вторичной пористости в адсорбции полярных и неполярных веществ палыгорскитом [64].

Детально изучены ионный обмен, обменная способность, катионзамещенные формы палыгорскита, особенности его гомеоионных модификаций [25, 34, 50, 57, 72, 75—82], сорбционные свойства модифицированного палыгорскита и его органических производных [58, 80, 83—85]. Изучена динамика и рассмотрен механизм сорбции палыгорскитом Черкасского месторождения газов кислого (HCl , HF , SiF_4 , NO_2 , NO , H_2S) и основного (NH_3) характера и определены основные динамические параметры, необходимые для проведения инженерных расчетов при разработке процесса адсорбционной очистки газоздушных смесей [85].

Предложен [81] ионообменный способ определения нестехиометрических замещений в структуре палыгорскита.

При диализе палыгорскита (замещение его естественного обменного комплекса на H^+) происходит селективное разрушение только тех элементарных ячеек, в октаэдрах которых расположен Al , в результате у палыгорскита резко увеличиваются параметры a_0 , b_0 , c_0 [59]. При замещении одних неорганических катионов другими структура палыгорскита не испытывает глубоких изменений: параметры элементарной ячейки остаются неизменными для Na -, K -, Ca - и Mg -модификаций; увеличение b_0 и c_0 у Fe^{3+} -формы позволило предположить, что ионы Fe^{3+} после насыщения обменных положений входят в октаэдры. Обменные ионы влияют также на субмикроскопическую структуру палыгорскита [59]: K - и Na -формы характеризуются минимальными, а H - и Al -формы — максимальными размерами частиц.

Водные суспензии палыгорскита обладают высокой агрегатной и кинетической устойчивостью к коагулирующему действию электролитов [86].

Процессы структурообразования в дисперсных системах с палыгорскитом, физико-механические свойства водных суспензий и паст палыгорскита, их структурно-механические характеристики рассмотрены в работах [25, 51, 54, 87—96]. Дисперсии палыгорскита обладают наилучшими структурно-механическими показателями и наибольшей устойчивостью после нагревания до 200° , что объясняется усилением диспергирования при повышении температуры [97].

Установлена высокая активность Fe^{3+} , адсорбированного поверхностью палыгорскита, и октаэдрического Fe^{3+} в структуре минерала при окислении гидрокортисона в водной суспензии палыгорскита [98].

Проведено исследование электропроводности разбавленных суспензий Na -, Ba - и Al -форм черкасского палыгорскита и расчет удельной поверхностной проводимости [99]. Изменение удельной поверхностной проводимости в зависимости от pH среды отражает наличие на поверхности палыгорскита обменных центров, образующих двойной электрический слой [99, 100].

Предложена [101] методика выделения палыгорскита из смесей глинистых минералов в почвах и глинах, основанная на гидрофобных свойствах додецил-аммоний-сметитового комплекса.

Микр. В шлифах в прох. свете агрегаты пальгорскита прозрачные, бесцветные, с характерным волнистым погасанием сложно переплетающихся волокон, образующих иногда пучки, изогнутые метелки, отмечались также веретенообразные формы агрегатов.

Волокнистые агрегаты имеют прямое погасание. Удлинение (+). Двуосный (-). $cNg = 0^\circ$, иногда до $4-5^\circ$ [102]. $n_g = 1,512-1,567$, $n_m = 1,509-1,548$ (определено лишь для немногих образцов пальгорскита), $n_p = 1,502-1,558$, $n_g - n_p = 0,009-0,033$. Показатели преломления увеличиваются с возрастанием содержания MgO (см. при хим. анализах). Наблюдалось [75] увеличение показателей преломления при нагревании пальгорскита (с 1,51 до 1,54 при 100°). $2V$ непостоянный, обычно небольшой, до 60° , меняется в разных зонах одного шлифа.

Хим. Является, как и сепиолит, наиболее богатым кремнием глинистым минералом, устойчивым при низких температурах; поля составов пальгорскита и сепиолита на диаграмме $Si-R^{2+}-R^{3+}$ ($R^{2+} = Mg+Fe^{2+}+Ca$, $R^{3+} = Fe^{3+}+Al$) близки [103]. Характерны широкие колебания содержания MgO (4,6—13,4%) и Al_2O_3 (7,4—16,4%). Отношение Mg : Al варьирует от 1 : 2 до 2 : 1; отмечались [24] и более широкие вариации отношений Mg : Al (от 1 : 3 до 3 : 1). Железистыми аналогами пальгорскита являются «ксилотилы». Теор. состав пальгорскита при разных соотношениях компонентов:

| | MgO | FeO | Al_2O_3 | Fe_2O_3 | SiO_2 | H_2O |
|----|-------|------|-----------|-----------|---------|--------|
| 1. | 13,35 | — | 5,63 | 17,65 | 46,97 | 16,90 |
| 2. | 13,61 | 8,09 | 5,74 | 8,99 | 47,36 | 16,21 |
| 3. | 9,77 | — | 12,36 | — | 58,25 | 19,62 |
| 4. | 9,39 | — | 5,97 | 9,36 | 56,31 | 18,97 |
| 5. | 5,26 | — | 13,31 | 10,44 | 62,76 | 8,23 |

1— $(Mg_3Fe_2^{3+})(Si_7Al)O_{21}OH \cdot 8H_2O$;

2— $(Mg_3Fe^{2+}Fe^{3+})(Si_7Al)O_{20}(OH)_2 \cdot 7H_2O$;

3— $(Mg_2Al_2)Si_8O_{20}(OH)_2 \cdot 8H_2O$;

4— $(Mg_2Fe^{3+}Al)Si_8O_{20}(OH)_2 \cdot 8H_2O$;

5— $(MgFe^{3+}Al_2)Si_8O_{21}(OH) \cdot 3H_2O$.

Среди пальгорскитов из зон разломов Восточно-Индийского хребта в Индийском океане установлена [42] магнизальная разность пальгорскита (21,20% MgO, 1,75% Al_2O_3), близкая к сепиолиту. Большое разнообразие состава пальгорскита обусловлено также изоморфными замещениями Si на Al в Si—O-тетраэдрах.

Ферсман [4] считал пальгорскит переходным от магнизального силиката (сепиолита) к гипотетическому алюмосиликату (парамонтмориллониту) и выделил ряд переходных минералов с различным содержанием Al: богатые Al — α -пальгорскит (или «лассалит») $H_{28}Mg_2Al_4Si_{11}O_{44}$ и « β -пальгорскит» $H_{18}Mg_2Al_2Si_7O_{28}$; бедные Al (но с более высоким содержанием Mg) — « α -пиллолит» $H_{26}Mg_4Al_2Si_{10}O_{40}$ и « β -пиллолит» $H_{34}Mg_6Al_2Si_{13}O_{52}$.

Пальгорскит (и сепиолит) рассматривался также [19] как промежуточный член изоморфной серии тальк—пирсфиллит с замещением Al на Mg в октаэдрических слоях: более поздними исследованиями [104] это не подтвердилось.

Среди ксилотилов — железистых аналогов пальгорскита, Ферсман [4] выделил железистый α -пальгорскит $H_{20}Mg_2Fe_2^{3+}Si_6O_{36}$, железистый β -пальгорскит $H_{14}Mg_2Fe_2^{3+}Si_6O_{24}$, железистый α -пиллолит $H_{22}Mg_4Fe_2^{3+}Si_9O_{36}$ и железистый β -пиллолит $H_{30}Mg_6Fe_2^{3+}Si_{12}O_{48}$.

Прослеживается зависимость состава пальгорскитов от состава вмещающих пород: примеси Ni, Cu, Zp, Mo характерны для пальгорскитов рудных месторождений, повышенное содержание Fe — для пальгорскитов из трещин в основных породах и из щелочных гизингеритовых метасоматитов Кривого Рога. В 14 образцах пальгорскита осадочных месторождений определен Li (19—90 ppm) [105].

| Анализы: | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|---------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|---|
| Na ₂ O | Не обн. | — | 1,27 | 0,22 | 0,58 | 0,03 | 3,41 | 0,55 | 0,36 | |
| K ₂ O | » | — | | 3,16 | 2,26 | 2,40 | | 1,67 | 0,59 | |
| MgO | 5,44 | 6,14 | 6,73 | 6,93 | 6,96 | 7,08 | 7,55 | 7,78 | 8,54 | |
| CaO | 2,79 | 0,41 | 0,47 | Не обн. | 0,39 | 0,50 | 0,25 | 0,98 | 0,40 | |
| MnO | — | — | 0,10 | 0,16 | — | — | — | 0,01 | Сл. | |
| FeO | Не обн. | — | — | 1,64 | 0,41 | 0,33 | — | 1,18 | — | |
| Al ₂ O ₃ | 13,48 | 15,70 | 10,60 | 16,20 | 12,89 | 11,01 | 14,53 | 11,98 | 15,15 | |
| Fe ₂ O ₃ | 2,10 | 1,60 | 7,33 | 6,76 | 4,43 | 3,08 | 1,70 | 3,55 | 2,13 | |
| SiO ₂ | 54,71 | 55,12 | 53,92 | 52,10 | 53,38 | 61,73 | 52,52 | 51,79 | 53,55 | |
| TiO ₂ | — | — | 0,27 | 0,91 | 0,46 | 0,43 | 0,22 | 0,70 | — | |
| P ₂ O ₅ | — | — | — | 0,43 | 0,04 | — | — | 0,72 | — | |
| C | — | — | — | Не обн. | — | — | — | 0,77 | — | |
| H ₂ O | 12,63 | 13,52 | 9,35 | 4,11 | 9,81 | 6,11 | 13,00 | 7,51 | 11,76 | |
| H ₂ O ⁻ | 8,65 | 7,08 | 10,00 | 7,56 | 8,28 | 7,30 | 6,36 | 10,90 | 8,44 | |

| | | | | | | | | | |
|-----------------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|----------|--------|
| Сумма | 99,80 | 99,57 | 100,04 | 100,18 | 99,89 | 100,00 | 99,54 | (100,09) | 100,92 |
| Уд. в. | — | 2,23 | — | — | — | — | — | — | — |
| n _g | — | 1,512 | — | — | — | — | 1,537 | — | — |
| n _m | — | 1,509 | — | — | — | — | — | — | — |
| n _p | — | 1,502 | — | — | — | — | 1,522 | — | — |
| 2V ⁻ | — | 51—55 | — | — | — | — | — | — | — |

1—25 — палыгорскит; 26—28 — «ксилотил»; 29 — Мп-палыгорскит. 1 — из Тавдени (Алтай) [106]; 2 — из трещин в гранитах, Вольвь (УССР) [107]; 3 — палыгорскитовая глина, Черкасское месторождение (УССР) [58]; 4 — из девонских карбонатно-глинистых отложений, Припятский прогиб (УССР) [108]; 5 — из трещины в песчанистой гле, Жаудра (Португалия) [109]; 6 — из отложений Русской платформы, около Ржева [104, 110]; 7 — из коры выветривания верхнепермских отложений, Припятский прогиб (УССР) [111]; 8 — эоценовые пелагические глины, Восточная Атлантика, в оригинале сумма 99,99 [108]; 9 — Кавахэге, преф. Нагано (Япония) [35].

| | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 |
|--------------------------------|-------|---------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|---------|---------|
| Na ₂ O | 0,40 | 2,73 | 0,92 | — | — | Сл. | — | 0,57 | — | 0,18 |
| K ₂ O | 1,53 | 0,79 | 0,25 | 0,11 | — | 0,02 | 1,03 | 1,26 | — | 1,83 |
| MgO | 8,79 | 8,98 | 8,98 | 9,01 | 9,06 | 9,39 | 9,44 | 9,55 | 9,66 | 9,71 |
| CaO | 1,03 | 1,60 | 1,29 | 1,50 | 0,14 | 2,29 | 0,07 | 2,36 | 0,19 | 0,79 |
| MnO | — | — | — | 0,07 | — | 0,00 | — | — | Сл. | 0,03 |
| FeO | 0,33 | — | 1,40 | Сл. | — | 0,26 | — | 0,44 | — | 0,26 |
| Al ₂ O ₃ | 10,71 | 16,36 | 9,02 | 11,47 | 11,62 | 10,23 | 10,7 | 9,60 | 12,58 | 10,40 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,02 | 1,85 | 4,49 | 0,43 | 3,48 | 1,83 | 3,60 | 3,97 | 0,43 | 8,00 |
| SiO ₂ | 58,22 | 47,52 | 51,43 | 59,51 | 56,12 | 53,75 | 53,9 | 53,44 | 56,30 | 51,30 |
| TiO ₂ | 0,45 | 0,29 | — | 0,03 | — | Не обн. | 0,34 | 0,48 | Не обн. | 0,55 |
| P ₂ O ₅ | — | — | 0,43 | — | — | — | — | — | — | 0,10 |
| C | — | 0,99* | 1,24 | — | — | — | — | — | — | Не обн. |
| SO ₃ | — | 1,15 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| H ₂ O | 6,96 | 10,57** | 12,21 | 12,13 | 14,00 | 12,04 | 11,17 | 9,97 | 12,19 | 8,62 |
| H ₂ O ⁻ | 8,56 | 6,88 | 7,78 | 6,13 | 6,00 | 10,16 | 9,80 | 8,36 | 8,89 | 8,20 |

| | | | | | | | | | | |
|----------------|--------|-----------------|-------|--------|--------|-------|----------|--------|----------|---------|
| Сумма | 100,00 | 99,71 | 99,44 | 100,39 | 100,42 | 99,97 | (100,05) | 100,00 | (100,24) | (99,97) |
| Уд. в. | — | — | — | 2,34 | — | — | — | — | — | — |
| n _z | — | 1,528— 1,531 | 1,545 | 1,532 | 1,543 | 1,567 | 1,53 | — | 1,532 | — |
| n _p | — | 1,519— 1,520 | 1,522 | 1,516 | 1,54 | 1,558 | — | — | 1,516 | — |
| 2V | — | — | — | — | — | — | — | — | 60 | — |

* CO₂, ** П. п.

10 — из отложений Русской платформы, Зубова поляна [110]; 11 — из кайнозойских моласс гор Акта-УзССР [34]; 12 — из карстовой полости в карбонатных породах, Доуба (УССР) [112]; 13 — Золотухинское колчеданно-свинцово-цинковое месторождение (Рудный Алтай), анал. Архангельская [102]; 14 —

из кварцевых жил, Ванчский хребет (Западный Памир), температура выделения воды: до 250°—6%, 250—400°—2, выше 400°—12% [113]; 15—Огано, Кузу (Япония) [114]; 16—из почв, шт. Нью-Мексико (США), в оригинате сумма 100,1 [115]; 17—из океанических осадков Атлантического океана (вблизи побережья Западной Африки) [104, 110]; 18—«горная кожа» из анортозитов, Ана-Сира (Норвегия), в оригинеале сумма 100,33 [116]; 19—из карбонатно-глинистых отложений карбона Московской синеклы, в оригинеале сумма 99,87 [108].

| | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|-------|---------|--------|-----------------|------------|--------|---------|
| Na ₂ O | — | 0,49 | 0,04 | — | 0,54 | — | 0,13 | — | — | 2,70 |
| K ₂ O | — | 0,16 | 0,04 | 0,47 | 0,18 | — | 0,10 | — | — | 0,80 |
| MgO | 9,79 | 9,98 | 10,03 | 10,49 | 10,83 | 13,37 | 18,08 | 11,03 | 12,67 | 4,20 |
| CaO | 0,45 | 0,50 | 0,71 | — | 0,82 | 1,27 | 0,87 | 1,39 | 0,72 | 1,30 |
| MnO | — | Сл. | 0,09 | — | — | — | 0,06 | — | 0,30 | 6,58 |
| FeO | — | 0,00 | 0,39 | — | — | — | 0,10 | — | 1,43 | Не обн. |
| Al ₂ O ₃ | 11,78 | 11,20 | 13,33 | 10,24 | 7,40 | 7,49 | 0,12 | 2,65 | 0,88 | 6,40 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,49 | 1,24 | 0,13 | 3,53 | 6,64 | 4,34 | 9,24 | 16,47 | 17,20 | 15,00 |
| SiO ₂ | 58,88 | 56,32 | 60,90 | 55,03 | 53,40 | 54,95 | 50,83 | 50,16 | 49,58 | 41,26 |
| TiO ₂ | 0,07 | Сл. | 0,01 | — | 0,29 | — | — | — | Сл. | 1,21 |
| P ₂ O ₅ | — | — | 0,006 | — | — | — | — | — | — | — |
| SO ₃ | — | 0,24 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| H ₂ O ⁺ | 11,68 | 10,41 | 14,31 | 10,13 | 10,83 | 8,16 | 10,21 | 6,33 | 10,59 | 10,52 |
| H ₂ O ⁻ | 6,87 | 10,12 | — | 9,73 | 9,53 | 10,45 | 10,28* | 11,64 | 7,12 | 10,00 |
| Сумма | 100,01 | 100,66 | 99,986 | 99,62 | 100,46 | 100,03 | 100,34** | 99,67 | 100,49 | 99,97 |
| Уд. в. | — | — | — | — | 1,5—1,7 | — | 2,57 | — | — | 2,62 |
| n _g | — | — | — | 1,540 | 1,548 | — | 1,540— 1,542 | — | — | 1,56 |
| n _m | — | — | — | — | 1,546 | — | — | 1,548 (ср) | — | — |
| n _p | — | — | — | — | 1,528 | — | 1,526— 1,530 | — | — | 1,545 |
| 2V | — | — | — | Малый | 30—35 | — | — | — | — | — |

* П. п. ** В том числе Cr₂O₃—0,006, NiO—0,08, CO₂—0,24.

20—из трещин в диоритах, Лестершир (Англия) [40]; 21—из солончаковых почв, Средняя Азия [56]; 22—из пустот в гидротермальных жилах, Парадшавар, горы Матра (Венгрия) [117]; 23—аттапульгит, Аттапульгус, шт. Джорджия (США) [6]; 24—из трещин в базальтах, Вольви (УССР) [118]; 25—из смектитовых глин, бентонитовое месторождение Сьерра-де-Гата (Испания) [22]; 26—из кимберлита, Якутия [119]; 27—из кварцевых прожилок в габбро-диабазе, р. Виллой (Якутия) [120]; 28—«горное дерево» из Штерцинга, Тироль (Швейцария) [121]; 29—из пегматита горы Карнасурт (Ловозерский массив), анал. Быкова [122].

Сводка химических анализов пальгорскита (до 1908 г.) дана Ферсманом [3]. Хим. анализы пальгорскита см. также в работах [31, 49, 123—133]; рассмотрение результатов анализов, кристаллохимических формул и уточнение некоторых структурных особенностей пальгорскита — в [16]. См. также обобщение данных по составу в статье [134].

Диагн. исп. П. п. тр. сплавляется в просвечивающий желтоватый слегка пузыристый шарик. Плавокость 3,5. После прокаливания становится твердым (тв. > 5) [3]. Разлагается кислотами и щелочами; по мере увеличения содержания Al₂O₃ скорость разложения уменьшается [3]. По Бетехтину (1950), разлагается горячей H₂SO₄ с выделением скелета кремнезема.

По Куковскому [135], черкасский пальгорскит не разлагается HNO₃, серная кислота оказывает на него слабое воздействие; при обработке пальгорскита HF образуются гидрофториды Mg и Al.

Интенсивно окрашивается малахитовой зеленью в синий цвет [27]. В водной суспензии окрашивается метиленовым голубым в фиолетовые тона [69]; при введении в такую суспензию минерала ионов K⁺ цвет не изменяется при любых концентрациях красителя.

Повед. при нагр. На кривой ДТА [136, 137] фиксируются четыре эндотермических эффекта в интервалах температур 50—200, 200—350, 400—700, 750—

900° и экзотермический эффект в интервале 900—1000°. Первые три эндотермических эффекта связываются с удалением при нагревании из структуры палыгорскита различных типов H_2O : адсорбционной, цеолитной и конституционной (в том числе и OH-групп). Количественное соотношение между типами H_2O в палыгорските непостоянно. По данным Карповой [138], отношение цеолитной кристаллизационной и конституционной (OH-групп) воды для палыгорскита из Донбасса и Крыма составляет 2 : 1 : 2. Доля конституционной H_2O , по данным ряда авторов [17, 116, 139, 140], варьирует от 1/3 до 1/5 от общего содержания воды. В среднем в интервале первого эндотермического эффекта (50—200) удаляется примерно 10% H_2O , в интервале второго (200—350) — до 5%, третьего (400—700) около 6% и четвертого (750—900) — до 2%.

Интерпретация термических эффектов не всегда однозначна [22, 36, 72, 141—151]. Первый эндотермический эффект связан с удалением адсорбционной и части цеолитной H_2O ; заметных изменений кристаллической структуры в данном температурном интервале не наблюдается. Второй эндотермический эффект связан с процессами удаления цеолитной воды и воды из гидратных оболочек обменных катионов. На дилатометрической кривой в этом температурном интервале наблюдается небольшое сжатие образца [152]. Более сильное сжатие происходит выше 400°, в интервале третьего эндотермического эффекта когда удаляются остатки цеолитной и большая часть конституционной H_2O . Образуется практически безводная модификация палыгорскита, называемая палыгорскитом-II [2, 150] или палыгорскитовым «ангидридом» [11]. Эта метастабильная форма обезвоженного палыгорскита характеризуется меньшими параметрами элем. яч. ($a_0 = 10,7$, $b_0 = 15,3$, $c_0 = 5,26$ Å [11]), устойчива до 750—800° [11, 36, 44, 55, 153].

Предполагается [55], что при образовании палыгорскитового «ангидрида» происходит поворот амфиболовых цепочек вокруг атомов кислорода, соединяющих соседние цепочки. Установлено [18], что структурные изменения палыгорскита начинаются при потере 50% координационной H_2O ; при этом структурные гидроксилы и координационная H_2O неравномерно перемещаются в новые положения. При потере 65% координационной H_2O достигается структурная упорядоченность. Удаление всей координационной H_2O сопровождается потерей структурных гидроксидов.

При регидратации палыгорскит достаточно легко восстанавливает только цеолитную воду [18].

В интервале четвертого эндотермического эффекта (800—900) происходит разрушение структуры палыгорскита, удаление остатков H_2O [137]. Образование новых фаз отражается на кривой ДТА в форме S-образного термического эффекта (эндотермический эффект непосредственно переходит в экзотермический). На дилатометрической кривой в интервале 800—950 отмечается очень сильное сжатие вещества, что связано со структурными изменениями, происходящими в палыгорските [154]. Экзотермический эффект при 900—1000 обусловлен образованием новых фаз, но в интерпретации очередности их появления нет определенности. По данным разных авторов, в различных сочетаниях были зафиксированы следующие фазы: энстатит, клиноэнстатит, никелеподобная фаза, кордиерит, α - и β -кристобалит, α -тридимит, магнетит [5, 72, 137, 139, 142, 150, 152, 155].

Возможны заметные вариации кривой ДТА палыгорскита, связанные вариациями химического состава, дисперсностью и морфологией частиц и недостаточной разрешающей способностью отдельных типов установок для термического анализа. С ростом содержания Fe^{2+} в палыгорските температур-термических эффектов понижается [154]. Нередко наблюдается раздвоение третьего эндотермического эффекта [150], но причина этого явления неясна.

Наблюдается зависимость хода процесса дегидратации от размера частиц [155], а также от природы обменных катионов [138]. По данным Панасевича др. [50], для Na-, Ca- и Fe^{3+} -форм палыгорскита, у которых обменные катионы связаны в каналах структуры с цеолитной водой, характерен двойной эндотермический эффект в пределах 200—300, для K-, Mg- и Al-форм — эндотерми-

ческий эффект при 180. Кривые ДТА К-, Са-, Со-форм черкасского палыгорскита см. также в работе [79].

Температура термических эффектов на кривых ДТА палыгорскитов в среднем ниже температуры соответствующих эффектов на кривых ДТА сепиолитов. Предварительная обработка породы, содержащей палыгорскит, раствором $AlCl_3$ позволяет отличить кривые ДТА палыгорскита от кривых сепиолита и монтмориллонита [142].

Наход. Широко распространенный минерал осадочных пород (особенно магнезиально-карбонатных), осадков современных морей и океанов, коры выветривания осадочных и изверженных пород, почв некоторых типов. Содержится в озерных, соленосных и лагунных отложениях. Встречается в кремневых прослойках среди осадочных пород, как компонент терригенных пород, в гидротермальных месторождениях.

Для образования палыгорскита необходимы щелочная среда (рН 8,5—11), избыток реакционноспособной SiO_2 , достаточная концентрация ионов Mg^{2+} и подвижного Al^3 [108, 156—159]. Выделены следующие генетические типы палыгорскита [108]: 1. Хемогенно-эвапоритовый и вулканогенно-осадочный палыгорскит, образовавшийся при процессах сингенеза, диагенеза и начального эпигенеза осадков. 2. Терригенно-обломочный в осадках континентальных и океанических регионов. 3. Гидротермальный и гипергенный, связанный с инфильтрацией по трещинам низкотемпературных гидротермальных растворов и метеорных вод. 4. Элювиально-гипергенный палыгорскит, образующийся в почвах в процессе педогенеза.

Осадочный палыгорскит (аттапульгит) слагает тонкокристаллические глины (размер частиц 1—10 мкм), гидротермальный образует более крупнокристаллические агрегаты типа «горной кожи» (частицы 10 мкм). О генезисе осадочного палыгорскита имеются многочисленные гипотезы, часто высказываются различные точки зрения даже для одного и того же месторождения. Осадочный палыгорскит преимущественно хемогенный. Гидротермальный может кристаллизоваться из водных растворов в самых различных геологических обстановках в широком интервале температур (25—220). Преобладает аутигенный палыгорскит, аллотигенный имеет весьма ограниченное распространение и приурочен исключительно к молодым осадкам мезозойского и кайнозойского возраста. Возможно возникновение его в результате преобразования вулканогенного материала или фемических минералов в стадию диагенеза и начального эпигенеза, иногда с участием эндогенных растворов, обогащенных Mg и Si. Источником Al^{3-} для образования палыгорскита в стратифицированных комплексах может служить вулканокластический материал различного состава.

Осадочный палыгорскит широко распространен как в океанических, так и в континентальных формациях. Устанавливается в осадочных породах разного состава и возраста (от девонских до современных). Палыгорскитсодержащие осадочные толщи являются индикаторами аридного климата. Особенность осадочных палыгорскитов — образование прослоев и пластов, иногда почти мономинеральных; в океанических бассейнах мощность палыгорскитовых глини достигает десятков метров, иногда до 80 м. О генезисе палыгорскита осадочных пород см. [160].

Образование палыгорскита из минерализованных растворов в осадках континентальных бассейнов аридных зон (древних и современных) объясняется [161] совмещением геохимических циклов Mg и Si и связывается с процессами интенсивного гумидного выветривания основных и ультраосновных пород на суше. Характерны трансгрессивно-регрессивные чередования слоев разного состава с преобладанием палыгорскита в удаленных от берега частях бассейнов, сепиолита в их центральных и монтмориллонита в прибрежных частях.

Типичным примером палыгорскита хемогенно-эвапоритового типа считаются палеогеновые палыгорскитовые глины (до 80% палыгорскита) лагунных аридных фаций высокой солености Южной Ферганы (УзССР) [156, 159, 162—164]. В районе урочища Камышбаши их мощность достигает 12 м при протяжен-

ности до 20 км. Пальгорскит развит вместе с гидрослюдой, монтмориллонитом, смешанослойными глинистыми минералами; приурочен к карбонатным, кремнистым и фосфатным породам. Образовался в щелочных условиях при наличии в растворе избытка SiO_2 и MgO [163] в результате химической переработки наносимого в бассейне терригенного материала в процессе диагенеза и катагенеза [159, 165], а также преобразования вулканического стекла [108]. Установлено широкое распространение аутигенного пальгорскита вместе с монтмориллонитом и гидрослюдой в меловых [166—169] и юрских [30, 170, 171] отложениях Ферганской впадины. Пальгорскит отмечался также в палеогеновых отложениях (опоках и опоквидных глинах) Бухарской, Сурхандарьинской и других областей Узбекистана [164, 165] — часто вместе с сепиолитом, монтмориллонитом, гидрослюдами, кристобалитом, опалом. Широко распространен на юго-востоке Туркмении в палеогеновых известковистых глинах, переходящих в мергели; по мнению Шабоевой [172], образование пальгорскита происходило в слабощелочной среде в результате взаимодействия ионов Mg и свободного SiO_2 , освободившихся при разложении вулканического пепла.

Аутигенный пальгорскит известен в аридных известняковых фациях Русской платформы: в каменноугольных отложениях Московской синеклизы (верейском, подольском и мячковском горизонтах) [108, 156, 173, 174]; в породах (известковистых песчаниках, алевролитах, аргиллитах, гравеллитах) Рыбинской впадины и Иркутского амфитеатра [175, 176]; среди глинистых минералов олигоценовых песчано-алевролитовых пород Мангышлака [177]; доломитовых илах оз. Балхаш [178]. В Архангельской области в толще карбонатных красноцветных пород установлены пальгорскитовые глины (до 70% пальгорскита) мощностью до 10 м, образовавшиеся в стадию диагенеза [178, 180]. Пальгорскит в глинистых сланцах рифейских отложений Башкирии считается седиментационным или диагенетическим [181].

За рубежом пальгорскит этого типа распространен в нескольких местностях Испании: в смектитовых глинах Кабо-де-Гата в Альмерии, где образует тонкую смесь с сепиолитом [22], в глинах среди неогеновых мергелей района Табладыло (в Гвадалахаре) с сепиолитом, кварцем и карбонатами [182], в Лебрии (Южная Испания) среди диатомитов, известняков и глинистых песчаников с сепиолитом, иллитом, смектитом [183]; в Португалии в глинистых прослоях среди песчано-глинистых третичных отложений в ассоциации с каолинитом, монтмориллонитом, иллитом, галлуазитом, кальцитом и кварцем [184], во Франции в монтмориллонитовых отложениях Аквитании [185]. Известен в карбонатных озерных отложениях штатов Техас и Нью-Мексико (США) [186] в осадках третичных и четвертичных бассейнов Судана [187], Саудовской Аравии [188], Египта [189], Дагомен (Западная Африка) [190] глинисто-фосфоритовых отложениях Сенегала (Западная Африка) [191]. Палеогеновые глины Южной Сахары, содержащие пальгорскит (40—90%), а также монтмориллонит, каолинит, иллит, близки по условиям формирования к аналогичным породам Южной Ферганы [163]. В Спрингбок-Флэйк, Трансвааль (ЮАР), аттапулгит-монтмориллонитовые глины образовались в результате локальной транспортировки продуктов выветривания базальтов (монтмориллонит является промежуточным продуктом) [192]. Вблизи Ипсвича, Квинсленд (Австралия) наблюдался в составе сланцеватых глин, образующих прослой среди доломитов, в ассоциации с монтмориллонитом и доломитом [125].

Древние эвапоритовые бассейны с пальгорскитсодержащими хемогенными осадками известны на северном (юг Франции) и южном (Марокко и Испания, Сахара) побережье Средиземного моря [157]. Пальгорскит отмечен в карбонатных и глинистых лагунных осадках во Франции [193, 194], в четвертичных отложениях прибрежной равнины северо-западного Египта — в отложениях гребней береговых валов и в гипсоносных мергелях между валами в ассоциации с кальцитом, полевым шпатом, доломитом, гипсом [195], в неогеновых озерных мергелистых известняках в Южном Израиле [28, 196].

Вулканогенно-осадочный пальгорскит характеризуется отчетливой генетической связью с преобразованием стекловидного вулканокластического

материала и дополнительным поступлением богатых Mg растворов по трещинам и разломам. Выделяются два подтипа такого пальгорскита: вулканогенно-гидротермальный и камуфлированно-пирокластогенный; минералогические различия между ними не всегда четкие [108]. К вулканогенно-гидротермальному отнесены [108] неогеновые глины Украинского кристаллического щита. Крупнейшее в СССР Черкасское месторождение бентонитовых и пальгорскитовых глин на Украине [25, 58, 59, 197, 198] сравнимо по качеству глин, мощности и площади их распространения с лучшими месторождениями аттапульгита во Флориде (США). Пальгорскитовая глина Черкасского месторождения является также аналогом аттапульгитовой глины месторождения Аттапульгус в шт. Джорджия (США). В продуктивной толще Черкасского месторождения, приуроченного к зоне пересечения крупных разломов, выделяются пальгорскит-монтмориллонитовый (мощность 0,5—5,7 м) и пальгорскитовый (мощность 0,5—8,5 м) слои. Второй из них представлен легкой трепеловидной глиной, почти нацело сложенной высокодисперсным пальгорскитом (до 99%) с незначительной примесью монтмориллонита и гидрослюды. В состав крупных (>0,01 мм) фракций глин входят кварц, опал, полевые шпаты, слюды, ильменит, циркон, гранат, гематит, рутил, апатит. В толще выявлены тонкие прослой измененных туфов [108, 199].

Существуют различные представления относительно генезиса Черкасского месторождения. Одними исследователями [198] образование продуктивной толщи связывается с переотложением продуктов выветривания пород Украинского щита при резких колебаниях рН в бассейне седиментации, другими [59] — с последовательным стадийным преобразованием пироксенов и амфиболов в пальгорскит через промежуточную монтмориллонитовую стадию. Высказывалось мнение [179] о хемогенном осаждении пальгорскита в вод бассейна с высокой концентрацией Mg в растворах при химическом разложении кристаллических пород основного состава в ходе формирования древних кор выветривания.

За рубежом к этому типу относятся промышленные месторождения в США: Аттапульгус в шт. Джорджия и Квинси в шт. Флорида [200, 201], приуроченные к одной формации. В этих месторождениях тонкодисперсный пальгорскит (аттапульгит) образует прослой в известняках и песчаниках; отложению пальгорскита здесь предшествовало выветривание кристаллических пород в прибрежных и лагунных условиях. Озерные верхнемиоценовые и плиоценовые отложения в Сирийской Арабской Республике, приуроченные к Восточно-Африканской рифтовой зоне, содержат прослой вулканических стекол и базальтов, связанных с синхронным вулканизмом рифтовой зоны [202].

Камуфлированно-пирокластогенный пальгорскит установлен в карбонатных отложениях девона и карбона Русской платформы в виде маломощных прослоев пальгорскитовых глин [108, 156, 174] и в третичных отложениях Южной Ферганы [108]. В осадочной толще Ферганской впадины встречается в отложениях всего верхнего палеозоя и всего палеогена. Он приурочен к осадкам разнообразного состава и к различным фациям как гумидных, так и аридных зон, отсутствует лишь в гипсоносных слоях [30, 167, 168]. В надсолевых верхнедевонских глинисто-карбонатных отложениях северо-запада Припятского прогиба содержание пальгорскита в глинистой фракции достигает 80% [203—205]. В горючих сланцах и битуминозных породах северо-восточной части Припятского сланцевого бассейна встречены [132] гидрослюдистые глины с примесью пальгорскита и прослой пальгорскитовых глин мощностью 0,1—0,9 м. В Данковском месторождении доломитов на северо-восточном склоне Бурганского кристаллического массива имеются прослой пальгорскитовых глин (мощностью 1,5—3 м) в верхней пачке, сложенной глинами, мергелями и доломитами [206]. Кроме того, пальгорскит в ассоциации с монтмориллонитом известен в карбонатных породах пермского возраста в нижнем течении р. Оки [207] и в юго-западной части Подмосковского бассейна [207], где он является основным минералом в глинистых прослоях (мощностью 2—2,5 м) среди мергелей и известняков. Описаны пальгорскитсодержащие глины неогеновых отложений Среднеараксинской депрессии в Закавказье [208] и пальгорскит из

верхнетретичных глин гипсоносной и соленосной толщ Армянской ССР [209, 210].

Глубоководным бурением в последние годы установлено значительное распространение палыгорскита в осадках разного возраста (от мела до эоцена) в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах и сопряженных бассейнах Средиземного и Красного морей. В современных глубоководных осадках морей океанов распространен аутигенный палыгорскит, а в осадках вблизи континентов — аллотигенно-терригенный. Как показывает изучение генетических и фациальных типов содержащих палыгорскит океанических отложений, его генезис может быть несколько различным даже в пределах одного литологического разреза.

Аутигенный палыгорскит (прослой, линзы, прожилки) местами представляет собой основной компонент осадочных толщ значительной мощности [108, 158, 211—213]. Он является хемогенным (или хемогенно-диагенетическим) минералом или продуктом воздействия на глинистые минералы, вулканические туфы или стекло магнезиальных гидротермальных растворов, поступающих на океаническое дно в зонах рифтовых и других тектонических нарушений [108, 158, 212, 214—216]. Допускается [131] сингенетическое осаждение палыгорскита (и сепиолита) из придонной воды при ее взаимодействии с богатым магнием гидротермальными растворами, циркулирующими по трещинам разломам океанического дна. Некоторые авторы считают, что присутствующий в глубоководных осадках палыгорскит в большей части переотложенный [217]. В Тихом океане установлен [214] в виде значительной примеси в осадках мелового возраста в районах вулканической и тектонической активности у Южного склона Гавайского поднятия, на плато Шатского и восточнее разлома Бонна содержится в обогащенных вулканическим стеклом красных глинах и органических карбонатных породах вместе с иллитом, монтмориллонитом, хлоритом. В отложениях восточной и экваториальной частей Тихого океана сопровождается клиноптилолитом, вулканическими стеклами, плагиоклазами, пироксенами [218]. Предполагается, что палыгорскит образовался при изменении вулканического материала в стадию позднего диагенеза, осложненной гидротермально-эксгальционными процессами по следующей схеме [218]: вулканическое стекло ^{диагенез} монтмориллонит + филлипсит ^{поздний диагенез} палыгорскит + клиноптилолит. В осадках Северной части Тихого океана найден [219] промежуточная фаза между монтмориллонитом и палыгорскитом, подтверждающая возможность трансформационного образования последнего.

В западной части северо-западной котловины Тихого океана палыгорскит установлен в цеолитовых глинах с клиноптилолитом, плагиоклазом и обломками цеолитового стекла [220]. Севернее Соломоновых островов встречены осадки, содержащие вулканический материал, вместе с кварцем, кристобалитом, калиевым полевым шпатом, слодами, хлоритом, монтмориллонитом, клиноптилолитом, сепиолитом [221]. В районе Тасмании палыгорскит с незначительным количеством сепиолита содержится в прослоях витрического туфа и вмещающих глинах с цеолитами мелового возраста [222]. Палыгорскит глубоководных осадков Тихого океана, обнаруженный вместе с кварцем монтмориллонитом среди диатомитовых пород, рассматривается как диагенетический [223].

В глубоководных осадках Атлантического океана установлена ассоциация палыгорскита с сепиолитом, доломитом, кальцитом [131], в Западной Атлантике — с клиноптилолитом, серпентином, монтмориллонитом, сепиолитом, кварцем [158, 215]. В Центральной Атлантике на площади Северо-Американской котловины палыгорскит является одной из главных фаз красных глубоководных глин, содержащих также каолинит, небольшое количество смектита гидрослюда [224]. В Восточной Атлантике установлен в значительном количестве в вулканогенных, карбонатных и пелагических глинах различного возраста (от позднекарбонатового до палеогенового) в ассоциации с небольшим количеством сепиолита [211]. У берегов Африки обнаружены мономинеральные палыгорскитовые и палыгорскит-сепиолитовые глины, не содержащие терри-

генного материала [104, 110]; в составе этих глин, локализованных в интервале 75—160 м [108, 212], установлены минералы, типичные для щелочных и щелочно-базальтоидных пород (санидин, мелилит и др.), и новообразованные минералы — клиноптилолит, тодорокит; встречаются также тонкие прослои пород цеолитового состава и вулканических стекол. Изучение эоценовых глинисто-цеолитных осадков Островов Зеленого Мыса позволило сделать предположение [213] о метастабильности пальгорскит-клиноптилолитовой ассоциации. Отмечается [108, 199], что пальгорскитовая минерализация, выявленная в глубоководных осадках Восточной Атлантики, по генезису близка к таковой Черкасского месторождения.

В Индийском океане известны глины, обогащенные пальгорскитом и содержащие монтмориллонит и клиноптилолит [225]. В глубоководных осадках восточной части Индийского океана выделяется диагенетический (в цеолитовых глинах и илах верхнемелового и эоценового возраста) и обломочный (в миоценовых глинах и илах) пальгорскит [226]. Почти мономинеральные пальгорскитовые (и сепиолитовые) глины обнаружены в зонах разломов Восточно-Индийского хребта и в Западно-Австралийской котловине [42]. В Центральной котловине Индийского океана пальгорскит развит в кокколитовых известняках и пелитовых илах (вероятно, эоценового возраста) в виде ветвящихся прожилков и неправильной формы тел; образовался за счет пелитовой части осадка [227, 228].

В глубоководных осадках (1000—2000 м) центральной части Красного моря и Аденского залива пальгорскит установлен в ассоциации с кальцитом и кварцем, максимальное содержание обнаружено в осадках рифтовой зоны Аденского залива [229]. Высказано предположение о генетической связи его с гидротермальной деятельностью в пределах Красного моря и Аденского залива [158, 216, 222]. Пальгорскит глубоководных (более 4000 м) осадков Ионического моря рассматривается [230] как новообразование.

Присутствие терригенно-обломочного (аллотигенного) пальгорскита в континентальных и океанических осадках связано с размывом пальгорскитсодержащих пород и почв аридных зон. Перенос терригенного пальгорскита может быть обусловлен как деятельностью речных потоков, так и эоловыми процессами [104, 110, 159, 224, 229, 231—233]. Для консервации и транспортировки пальгорскита, обогащающего обычно чрезвычайно тонкодисперсную фазу речной мути, необходимы условия, близкие к условиям его формирования, — спокойный гидродинамический режим и щелочная среда [156, 234]. Происхождение аллотигенного пальгорскита в осадках Аральского моря связывается с отложениями вещества глинистых взвесей р. Сырдарья [156]. В мезозойско-кайнозойских океанических осадках у Западного побережья Африки пальгорскитовые глины, содержащие каолинит, монтмориллонит, гидрослюда, смешанослойные минералы типа слюда—монтмориллонит и прослои терригенного материала, образовались в результате размыва пальгорскитсодержащих осадков — озерных, лагунных и морских (эпиконтинентальных) и переноса их в зоны глубоководной седиментации [110]. Терригенно-обломочный пальгорскит распространен в отложениях Аденского и Персидского заливов (Индийский океан) и Средиземного моря [229, 232, 235]. Образование пальгорскитовых и сепиолитовых глин в меловых и кайнозойских отложениях в районе Марокканского побережья связывается [236] с переотложением осадков прибрежных бассейнов, обусловленным нестабильностью береговой линии. Изучение распространения пальгорскита в позднечетвертичных отложениях восточной части Средиземного моря показало, что снос пальгорскита происходит не только с Африканского континента, но и с п-ова Пелопоннес [235]. В четвертичных осадках северо-восточной части Персидского залива он находится вместе как с терригенными минералами (иллит, каолинит), так и с новообразованным монтмориллонитом; наибольшие содержания пальгорскита отмечаются в песчано-глинистых фациях конуса выноса р. Хелле, тогда как в осадках центральной части залива он отсутствует [232]. Некоторыми исследователями [237] возможность нахождения аллотигенного пальгорскита в осадках Средиземного моря

з. много моря отрицается, и его появление связывается с аутигенным минералообразованием.

Для континентальных (терригенных) отложений палыгорскит мацхо характерен. В отличие от палыгорскита глини он встречается в более крупных кристаллических индивидах (до 5 см) и почти не содержит примесей. Образуется из низкотемпературных растворов за счет Mg и Si окружающих пород. Обнаружен в кайнозойских молассах северной части Ферганы (УзССР) в виде выполнения тонких трещин в алевролитах и глинистых породах [34, 145, 238], а также в тонких линзах и на стенках трещин в пласте руслового известкового песчаника [239]. Известен в приповерхностных горизонтах неогеновых континентальных отложений Средней Азии — в виде пленок на поверхности глини и алевролитов [56]; в триасовых отложениях Днепровско-Донецкой впадины — в виде прожилков в карбонатно-глинистых породах и в цементе песчаников [138, 240]; в верхнепермских отложениях северо-западной окраины Донбасса [139]. В Швейцарии встречены длинные (до 5 см) волокна палыгорскита в молассе [128, 241]. В Таодени в Сахаре обнаружен в континентальных карбонатных осадках под дюнными отложениями [126].

С циркулирующей гидротермальных и метеорных растворов связано образование палыгорскита, встречающегося среди карбонатных и изверженных (преимущественно основных и ультраосновных) пород; выделяется путем кристаллизации из обогащенных магнием растворов в зонах трещиноватости или вдоль контактов неоднородных пород. Для гидротермального палыгорскита характерна ассоциация с кварцем, кальцитом, анкеритом и другими гидротермальными минералами; нередко обнаруживается в пустотах и трещинах, наблюдается чаще всего в виде «горной кожи». Образуется в конце гидротермального процесса из низкотемпературных растворов [5, 76, 130]. Некоторые авторы [40, 242] связывают его возникновение в рудных жилах с метеорными водами. В выполнении трещин изверженных пород не всегда можно четко разграничить гидротермальные и гипергенные палыгорскиты.

Известен в Золтушинском колчеданно-свинцово-цинковом месторождении в карбонатных прожилках, секущих хлоритизированные алевролиты (в виде белоснежного пушка или спутанно-волокнистых пленок), и на плоскостях трещин в свинцово-цинковых рудах (плотный «картон») [102]. В Джангалыкских скарново-свинцово-цинковых месторождениях Западного Карамазара (Средняя Азия) развит вместе с серпентином, хризотил-асбестом, керолитом, тальком [243]. В ртутном месторождении Звездочка (Якутия) найден в периферийной части зоны метасоматитов в парагенезисе с кварцем и анкеритом в виде разноориентированных прожилков (мощностью до 2—5 см) на контакте песчаников с алевролитами (плотный) и на стенках межпластовых трещин (рыхлый); в плотном палыгорските наблюдались зеркала скольжения [33]. Найден в верхних горизонтах кимберлитов Якутии в виде корковых агрегатов, выполняющих отдельные трещины, пленок и корочек, покрывающих друзы кальцита, кварца и сульфидов в прожилках [119]. Отмечался в кварцевых жилах северо-восточной части Ванчского хребта (Западный Памир) [113], в хлорито-серпентиновой породе в Якутии [120] — в виде колломорфных стяжений, встречающихся с кварцем и кальцитом. В марганцевых месторождениях западной части Центрального Казахстана обнаружен в виде войлокоподобных скоплений в марганцевой руде в ассоциации с баритом и родохрозитом, а также в виде тончайших пленок в песчанике зоны дробления [244]. В серном месторождении Шакарлык-Астана (УзССР) образование в доломитовом известняке гнезд палыгорскита вместе с самородной серой и ангидритом связывается с действием нефтяных вод [245].

В трещинах изверженных пород встречается на Украине в Клессовском районе [107] и в окрестностях Коростеня [246] — в гранитах, в Якутии [120] — в траппах и дайках миндалекаменного габбро-диабазы.

В трещинах в осадочных породах встречен в северо-восточной части Армении [247] — в полостях и трещинах в брекчированных доломитизированных известняках и доломитах (иногда вместе с исландским шпатом), в карбонатных

породах Сибирской платформы — в жеодах (с кальцитом и кварцем) и в трещинах, иногда приурочен к контактам прожилков, центральная часть которых выполнена кальцитом [248].

За рубежом известен в ряде меднорудных месторождений: Меденрид, Бургаско (Болгария) [249]; Бу-Скур (хр. Антиатлас, Марокко) [143] — в виде бумагоподобных масс, пронизанных кристаллами кальцита, доломита, родохрозита, выполняющих пустоты в доломите; в руднике Тимна (Израиль) [130] образует прожилки в раннекембрийских породах, находится в ассоциации с монтмориллонитом. В серебряном месторождении Конгсберг (Норвегия) [5] слагает тонкие кожистые выделения; вместе с тремолит-актинолитовым асбестом, сепиолитом и монтмориллонитом относится к кальцит-цеолитовой поздней гидротермальной ассоциации. Установлен также в гидротермально-измененных туфах эоценового возраста в долине р. Машаш (Израиль) и в докембрийских породах зоны гидротермальной активности вместе с гипсом и галитом на Южном Синае [130]. Как выполнение трещин в породах известен в граните Тафраута (Марокко) [250], в сиените Шетландских островов [76], в диоритах Лестершира (Великобритания) — в трещинах отдельности (стенки иногда покрыты кальцитом и доломитом) в виде волокнистых (до 1 см длиной) скоплений или «горной кожи» в проращении с кальцитом [40, 242], в нефелиновых сиенитах Лиллебургта (Северная Норвегия) вместе с монтмориллонитоподобным минералом [251], в диабазовой дайке в Падасйоки (Финляндия) [8], на контакте анортозитов и пегматитов в Южной Норвегии [116], в песчаных глинах района Гандра (Португалия) [109], в Сьерра-де-Гата (Испания) — в виде розовых бумагоподобных образований в монтмориллоните [22], в мелафире в Рудно около Кракова (Польша) [32], в окремнелых известняках Швейцарии [133], в гидротермальных жилах на горе Матре (Венгрия) [117]. В США известен в шт. Пенсильвания вблизи Лимерика, где выполняет трещины в алевролитах вместе с кальцитом [252], в шт. Нью-Мексико в пещерах как выполнение мелких полостей в смеси с монтмориллонитом [253], в шт. Северная Каролина в Джэнси-Каунти в дунитовом теле, прорванном пегматитами (образование пальгорскита связывается с остаточными пегматитовыми растворами) [254]. Установлен в Кэрори, Веллингтон (Новая Зеландия) [255], в глинке трения, заполняющей трещину (около 15 см) в песчаниках и алевролитах раннемезозойского возраста. На месторождении Огано, преф. Тотиги (Япония), наблюдался в виде тонкого прожилка вдоль разлома, секущего карбонатные тела [114].

Довольно широко распространен в коре выветривания осадочных и изверженных (как кислых, так и основных) пород. Пальгорскит образуется чаще всего при выветривании относительно богатых магнием пород в щелочной среде, обычно в присутствии карбонатов [4]. Наблюдается в виде тонких пленок и листоватых агрегатов, корок, прожилков, неправильных скоплений, в пустотах — иногда в виде тонковолокнистых агрегатов, похожих на вату или пух. Известен на Урале в коре выветривания серпентинитов [123], на Вольни — в коре выветривания гранитов [107, 256], гранодиоритов [256] и базальтов [118, 257], в коре выветривания верхнепермских отложений (пески и конгломераты) Припятского прогиба [111]. На Гостищевском месторождении (КМА) встречается в древней коре выветривания доломитов и мраморизованных известняков контактово-карстового типа вместе с гидрослюдами и сапонитом [124, 258], на месторождении Кургашикан (УзССР) — в коре выветривания серпентинизированных доломитов в ассоциации с серпофитом, керолитом, кальцитом, халцедоном, опалом [259]. Наблюдался на месторождении Халиловское, преф. Тотиги (Япония), на выветрелой поверхности доломита [114].

Распространен в зоне окисления различных типов месторождений, например иликатно-никелевого Акермановского (Урал) [260], железорудного Халиловского (Урал) — в виде корок, прожилков и неправильных скоплений по трещинам бобовых руд [261].

Гипергенный пальгорскит широко распространен в палеозойских карбонатных породах Подмосковья и Поволжья [4, 262]. Встречен в Донбассе (УССР)

[112] — в карстовой полости анкеритизированных известняков среднего карбона, залегающих в кровле угольного пласта, и в трещинах под полостями в ассоциации с кальцитом и пиритом, а также в виде прожилков в углисто-сланце (содержит включения пирита) [263]; в окрестностях Симферополя (Крымская обл.) в трещине в диорите наблюдался сталактит палыгорскита с незначительной примесью доломитизированного кальцита и опала [264]. Гипергенный палыгорскит встречается в Средней Азии [239] в виде примеси в составе монтмориллонит-гидрослюдистых глин. Найден вместе с цеолитом и смектитом в пустотах пиллоу-лав (подушечных лав) о-ва Куракоо (Португалия) [265]; образование палыгорскита связывается с процессами выветривания в условиях жаркого и сухого климата. По Милло [157], он составляет существенную часть гипергенных минералов пустынь.

Пользуется значительным развитием в некоторых почвах. Наблюдается в них в виде мелких волокон и их агрегатов, пленок на зернах других минералов, корок и кожистых агрегатов на поверхности отдельности почв. С процессами педогенеза связано формирование элювиально-гипергенного типа палыгорскит-сепиолитовой минерализации. Приурочен (как и сепиолит) к элювиальным или карбонатным горизонтам почвенных разрезов солонцового и солончакового типов. Аккумулируется в нижней части профиля почв, образуя, и нередко, ореховидные скопления («ореховый горизонт») [56]. В формировании палыгорскита в почвах значительную роль играет капиллярное подсаживание растворов из находящихся ниже водных горизонтов, обеспечивающее высокую минерализацию растворов в областях аридного климата. Предполагается, что в ископаемых солонцах палыгорскит возникает за счет монтмориллонита [56]. В известковых почвах аридных районов может быть реликтовым минералом карбонатных осадков [266]. По Закирову [239], палыгорскит образуется чаще в почвах, подвергшихся опустыниванию (в них происходит значительное накопление Mg), чем в гидроморфных почвах. Известен в Средней Азии: в Юго-Восточных Каракумах, в Ферганской котловине, в Нуратинских горах и других местах — в ископаемых и реликтовых солончаковых почвах в неогеновых отложениях [27, 56]; в серо-бурых почвах бассейна рек Зеравшан и Кашкадарья, а также в Мургабском оазисе [239]. В бассейнах рек Керженец и Ветлуга (Московская синеклиза) [267] содержится в погребенных почвах и нижнетриасовых отложениях. Отмечен в почвах Горьковской и Кировской областей, на Украине и Урале [27].

За рубежом обнаружен в современных и ископаемых почвах аридных зон Северной Америки [115, 268], Австралии [49], Испании [269], Израиля [266, 270], Марокко [271, 272], Сирии — в серо-коричневых почвах [273, 274]; в Египте — в почвах, образовавшихся на известково-глинистом материале в соленых лагунах [275]; в Северо-Западной Шотландии — в основании пермотриасового почвенного профиля [276]; в Австрии установлен в верхнем гумусовом горизонте лёссового профиля [277].

Тонкодисперсный палыгорскит (волокна размером до $10 \cdot 0,04$ мкм) отмечался в питьевой воде [278].

Искусств. Собственно палыгорскит в лабораторных условиях не получен. При содержании в системе свободных ионов Al^{3+} образуются хлориты. Гидротермальным путем в водном растворе соды и SiO_2 в сосуде из Ni при 250 в течение 3 дней синтезирован [279] силикат Ni и Na — $Na_2Ni_4Si_8O_{20}(OH)_2 \cdot 4H_2O$, названный никелистым палыгорскитом — palygorskite nickelifere (кат. ионы Na^+ являются обменными, расположены в каналах структуры); никелистый палыгорскит получен в виде волокнистых агрегатов (волокна длиной до 1,5 мм).

Исследовались [280] продукты взаимодействия палыгорскита с известью в гидротермальных условиях; структура обработанного известью палыгорскита не изменялась, но происходило его диспергирование; при увеличении количества извести наблюдалось разрушение минерала с образованием $11 \cdot$ -тоберморита; при небольших добавках извести после гидротермальной обработки палыгорскита образовался плазолит.

Изучены [281] структурные и фазовые превращения пальгорскита в гидротермальных условиях при 150—650° и при $P_{H_2O} = 1000$ кг/см² с добавками хлоридов K, Na, Ca, Mg; граница устойчивости пальгорскита при данном давлении зависит от добавок: >350° — с KCl и NaCl, >300° — с CaCl₂, >250° — с MgCl₂, >200° — с NaCl + CaCl₂ + MgCl₂. Наблюдалось превращение пальгорскита в монтмориллонит после гидротермальной обработки его при температуре 250 и давлении 200 кг/см² растворами LiCl, NaCl, CaCl₂, а также AlCl₃ и BaCl₂ (частично) [51, 282]; полностью это превращение происходило при 450° и 450 кг/см². Переход пальгорскита в монтмориллонит при повышенных давлении и температуре сопровождается внедрением молекул воды в каналы структуры с разрывом кислородного мостика Si—O—Si между смежными лентами; компенсация разорванных связей приводит к полимеризации лент в слои с равномерным распределением молекул H₂O между наружными слоями вновь сформированных пакетов со структурой 2 : 1 [51]. О превращении пальгорскита в монтмориллонит в природе свидетельствует примесь монтмориллонита в пальгорскитовых глинах многих месторождений.

По Франк-Каменецкому с соавторами [283], при 325° и $P_{H_2O} = 800—2000$ кг см² пальгорскит замещается монтмориллонитом, затем при 500° образуется смешанослойный монтмориллонит — хлорит + SiO₂, при 600° — хлорит + SiO₂ и при температуре >600° — кордиерит + тальк + SiO₂. В присутствии KCl или NaCl в интервале температур 325—475° при давлении 1000 кг/см² пальгорскит разлагается с образованием ди- и триоктаэдрических смектитов, флогопита и кварца [284]. В присутствии CaCl₂ и MgCl₂ при 250—300° и $P_{H_2O} =$

1000 кг см² происходит образование дитриоктаэдрических смектитов, переходящих при 400—450 в смеси состава тальк + SiO₂ + анортит + амфибол тремолит-актинолитового ряда (опыты с CaCl₂) или тальк + хлорит + SiO₂ (опыты с MgCl₂) [285]. Близкие результаты в несколько иных условиях получены Мумптоном и Роем [286]. Трансформационный характер структурных преобразований пальгорскита в монтмориллонит, тальк и другие минералы при $P_{H_2O} = 1000$ кг/см² и низких температурах рассматривается в работах [285, 287, 288].

Отмечено превращение пальгорскита в бейделлит и аморфную фазу в гидротермальных условиях при 500 и 0,5 кбар (обработка в течение 7 дней) и дальнейшее преобразование их в тальк и кварц при 700° и 0,5 кбар (обработка 7 дней) [289], а также образование смектита при обработке пальгорскита раствором NaOH при 150° в течение 24 ч [290].

Поле стабильности пальгорскита на диаграммах зависимости его образования от pH и концентрации Si, Mg и Al определено для почвенных вод Австралии [49]. Обзор экспериментальных исследований см. в работе [103].

Практ. знач. Адсорбционные, каталитические, коллоидные и прочие свойства определяют широкое использование пальгорскита во многих областях промышленности; применяется для приготовления буровых растворов, устойчивых к коагулирующему действию электролитов [86, 202, 291—293], особенно при бурении нефтяных, газовых и других скважин на море и при разбуривании соленосных толщ. Может быть эффективным сорбентом для отделения низкомолекулярных от средне- и высокомолекулярных соединений, для удаления воды из многих систем [25], для осушки газов и нефтепродуктов [87]. Применяется как катализатор в крекинг-процессе, для очистки бензина от сернистых соединений, в производстве специальных сортов бумаги, как адсорбент при очистке нефтяных масел [129], животных жиров, вин, витаминов и других продуктов. Используется в медицинской и фармацевтической промышленности, для приготовления полировочных смесей [294], красителей, клея. Широко применяется в производстве жидких удобрений и для предохранения химических удобрений от слеживания [294].

На основании использования коллоидных свойств пальгорскита, которые проявляются при его диспергировании в жидкой фазе, указаны следующие области применения пальгорскитовых глин [295]: как связующее вещество для

литейных форм на нефтяной или водной основе, для контроля адгезионной вязкости, в качестве наполнителя для лаковых красок, стабилизатора эмульсионных вакс, связующего агента для грануляции порошков, для приготовления мыльных порошков. Неколлоидные свойства палыгорскита используются [295] против затвердения аммониевых нитратов, как наполнитель для гранулированных и порошковатых сельскохозяйственных химикатов (инсектициды гербициды), как способствующий равномерному растеканию краски, подокообразующая добавка для сухих огнетушительных порошков, носитель катализаторов и др.

Способность к образованию органоминеральных продуктов открывает путь применения палыгорскита благодаря сочетанию механических свойств минерала с химической активностью адсорбируемых ими органических молекул [52]. Используется для адсорбционной очистки газоздушных смесей [85]

Присутствие палыгорскита (и смектита) в цементе песчаников, широко используемых в строительстве в Саламанке (Испания), служит, как предполагается [296], основной причиной нестойкости строений: эти песчаники легко разрушаются при выветривании в связи с водоудерживающей способностью палыгорскита, способствующей образованию внутренних напряжений при смене влажных и сухих сезонов.

Упомянуется в числе поделочных камней [297].

Отл. Тонкодисперсный палыгорскит отличается от других глинистых минералов по рентгенограммам: характерны рефлексы $d_{(110)}$ —10,5 Å, $d_{(100)}$ —6,44 Å и $d_{(130)}$ —5,42 Å; о рентгеновской диагностике палыгорскита см. в работах [298—300]. При определении волокон палыгорскита в смеси с другими глинистыми минералами используется электронная микроскопия в сочетании микродифракцией электронов и энергодисперсионным рентгеновским микроанализом [278]. Для идентификации глинистых минералов по кривым ДТА предложен [301] дополнительный параметр, равный интервалу между температурами последнего эндотермического и первого экзотермического эффектов четко различаются Fe-палыгорскит, Fe-сепиолит, Mg-сепиолит и др.). Рекомендуется использовать термический анализ в сочетании с химическими определениями [129]. В отличие от сепиолита не окрашивается метиловым оранжевым (у сепиолита пурпурное окрашивание) [302].

Разнов. Марганцевый палыгорскит, манганпалыгорскит — *manganpalygorskite* (Mn-палыгорскит — *Mn-palygorskite*) [122].

Синон. Mn-феррипалыгорскит — *Mn-ferripalygorskite* [122].

Сферолиты (до 1,5 см в диаметре), распадающиеся на конические столбчатые агрегаты, волокнистые выделения. Под электронным микроскопом частицы имеют неправильную или удлиненную форму. Тв. 1—2. Уд. в. 2,62 — илимаусакского [122], 2,65 — ловозерского [303]. Цв. розовый, красный. ИК-спектр аналогичен ИК-спектру палыгорскита. В шлифах в прох. свете плеохроизм. по *Ng* — красновато-бурый, по *Np* — желтоватый, $Ng > Np$. Оптически двусосный (—). $n_g = 1,58$ и $1,56$, $n_p = 1,56$ и $1,545$ (соответственно для илимаусакского и ловозерского), $n_g - n_p = 0,02$. Характеризуется высоким содержанием Mn^{2+} Fe^{3+} , Na и низким Al, Mg, Si (хим. анализ 29). Состав отвечает формуле $NaMgMn^{2+}Fe_2^+AlSi_7O_{20}(OH)_2 \cdot 10H_2O$. На кривой ДТА фиксируется резкий эндотермический эффект при 50—170° и неотчетливый — около 400; основная часть воды удаляется до 500°. Встречается в щелочных пегматитах и гидротермалитах Ловозерского (Кольский полуостров) [303] и Илимаусакского (Гренландия) [122] массивов в ассоциации с натролитом, альбитом, анальцитом, нептунитом, натролитом, сфалеритом. Палыгорскит с 1,42% MnO обнаружен [304] в Алтын-Топканском рудном поле, но не в тех участках, где встречен мангансепиолит (5,15—10,08% MnO). При выветривании ловозерского Mn-палыгорскита в результате выноса Si, окисления и накопления Mn образуется коричнево-черный (до черного) порошковатый вторичный продукт, содержащий до 46% MnO_2 [122, 303].

Межплоскостные расстояния пальгорскита из Аттапульгус, шт. Джорджия (США)*

FeK α -излучение, D = 56 мм

| hkl | I | d(Å) | hkl | I | d(Å) | hkl | I | d(Å) |
|-----|-----|-------|-----|-----|------|-----|----|------|
| 110 | 100 | 10,50 | 330 | 20 | 3,50 | 600 | 40 | 2,15 |
| 200 | 60 | 6,44 | 400 | 100 | 3,23 | 390 | 10 | 1,82 |
| 130 | 40 | 5,42 | 420 | 10 | 3,03 | 800 | 10 | 1,62 |
| 040 | 80 | 4,49 | 440 | 80 | 2,61 | 680 | 20 | 1,56 |
| 310 | 20 | 4,18 | 510 | 20 | 2,55 | 120 | 40 | 1,50 |
| 240 | 40 | 3,69 | 530 | 20 | 2,38 | | | |

* ASTM, 5-0099.

Межплоскостные расстояния марганцевого пальгорскита из Илимаусака [122]

Fe-излучение, D 86 мм

| hkl | I | d(kX) | hkl | I | d(kX) | hkl | I | d(kX) |
|-----|-----|-------|-----|-----|-------|-----|-----|-------|
| 110 | 10 | 10,56 | 400 | 6 | 3,28 | 600 | 1 | 2,19 |
| 200 | — | 6,46 | 420 | 1 | 2,99 | 550 | 1 | 2,13 |
| 130 | 1 | 5,42 | | 1 | 2,82 | 390 | 0,5 | 1,80 |
| 220 | 0,5 | 4,96 | 350 | 0,5 | 2,79 | 660 | 1 | 1,74 |
| 040 | 4 | 4,44 | 440 | 3 | 2,64 | | 0,5 | 1,68 |
| 310 | 3 | 4,16 | 510 | 3 | 2,52 | 800 | 0,5 | 1,62 |
| 240 | 4 | 3,65 | 130 | 1 | 2,38 | 680 | 0,5 | 1,57 |
| 330 | 1ш | 3,54 | 080 | 0,5 | 2,28 | | | |

Л и т е р а т у р а

1. De Lapparent J. // С. г. Acad. sci. 1935. Vol. 201, N 9. P. 481.
2. Longshambon H. // Ibid. 1936. Vol. 203, N 14. P. 672.
3. Ферман А. Е. // Изв. Акад. наук. Сер. 6. СПб., 1908. Т. 2, № 8. С. 637; Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1952. Т. 1. С. 83.
4. Ферман А. Е. // Зап. Акад. наук. 8. СПб., 1913. Т. 32, вып. 2. С. 1—430; Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1952. Т. 1. С. 409.
5. Van der Wel D. // Norsk geol. tidsskr. 1972. Bd. 52. N 3. S. 288.
6. Bradley W. F. // Amer. Miner. 1940. Vol. 25, N 6. P. 405.
7. Дриц В. А., Соколова Г. В. // Кристаллография. 1971. Т. 16, № 1. С. 228.
8. Lindqvist K., Laitakari I. // Bull. Geol. Soc. Finl. 1981. N 53, pt 2. P. 91.
9. Звягин Б. Б., Мищенко К. С., Шитов В. А. // Кристаллография. 1963. Т. 8, вып. 2. С. 201.
10. Звягин Б. Б. // Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М.: Наука. 1964. С. 224; Пер. на англ. яз.: Zvyagin B. B. // Electron diffraction analysis of clay mineral structures. N. Y.: Plenum press, 1967. P. 286.
11. Precisinger A. // Clays and Clay Miner. 1963. Vol. 10. P. 365.
12. Christ C. L., Hathaway J. C., Hostetler P. B., Shepard A. O. // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 1/2. P. 198.
13. De Lapparent J. // С. г. Acad. sci. 1936. Vol. 203, N 9. P. 482; Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1938. Vol. 61, N 7/8. P. 253.
14. Longshambon H. // С. г. Acad. sci. 1937. Vol. 204, N 1. P. 55; Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1937. Vol. 60, N 2. P. 232.
15. Nagelschmidt G. // Nature. 1938. Vol. 142, N 3585. P. 114.
16. Дриц В. А., Александрова В. А. // Зап. ВМО. 1966. Т. 95, вып. 5. С. 551; Дриц В. А. Структурное исследование минералов методами микродифракции и электронной микроскопии высокого разрешения. М.: Наука, 1981. 182 с.
17. Serna C., van Scoyoc G. E., Ahlrichs J. L. // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 7/8. P. 784.
18. Van Scoyoc G. E., Serna C. J., Ahlrichs J. L. // Ibid. 1979. Vol. 64, N 1/2. P. 215.
19. Martin-Vivaldi J. L., Cano-Ruiz J. // Clays and Clay Miner. 1956. Vol. 4. P. 173.
20. Соколова Г. В. // VIII Всесоюз. совещ. по рентгенографии минерал. сырья: Симпоз. по фазовому анализу: Тез. докл. М., 1979. С. 70.
21. Gard J. A., Follett E. A. C. // Clay Miner. 1968. Vol. 7, N 3. P. 367.
22. Martin-Vivaldi J. L., Gonzalez L. J. // Clays and Clay Miner. 1962. Vol. 9. P. 592.
23. Lokanatha S., Bhattacharjee S. // Clay Miner. 1984. Vol. 19, N 2. P. 253.
24. Bailey S. W. // Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. L.: Miner. Soc., 1980. P. 104.
25. Овчаренко Ф. Д., Куковский Е. Г., Нечипоренко С. П., Вдовенко Н. В., Третинник В. Ю., Крулицкий Н. Н., Панасевич А. А. // Коллоидная химия пальгорскита. Киев: Изд-во АН УССР, 1963. С. 5.

26. *Davis D. W., Rochow T. G., Rowe F. G., Fuller M. L., Kerr P. F., Hamilton P. K.* Prelim. Rep. Ref. Clay Miner. Amer. Petrol. Inst. Res.: Project 49. N. Y., 1950. N 6. P. 14.
27. *Перельман А. И* // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1959. Вып. 25. С. 68.
28. *Singer A.* // Clay Miner. 1981. Vol. 16, N 4. P. 415.
29. *Рекшинская Л. Г.* // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1963. № 5. С. 48.
30. *Мироненко О. М.* // ДАН СССР. 1970. Т. 195, № 4. С. 935.
31. *Эхус И. Д.* Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М.: Наука. 1966. С. 75.
32. *Kwiecinska B., Cichon G.* // Miner. pol. 1977 (1978). Vol. 8, N 2. P. 69.
33. *Белинский В. Б., Матросова Г. Т.* // Минералы эндогенных образований Якутии. Якутск: СО АН СССР, 1977. С. 142.
34. *Гриднев Н. И., Тесленко Г. И.* // Докл. АН УзССР. 1962. № 8. С. 28.
35. *Otsuka R., Hayashi H., Shimoda S.* // Mem. Sch. Sci. Eng. Waseda Univ. 1968. Vol. 32. P. 13.
36. *Hayashi H., Otsuka R., Imai N.* // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 11, 12. P. 1613.
37. *Mendelović E.* // Clays and Clay Miner. 1973. Vol. 21, N 2. P. 115.
38. *Bishui B. M., Prasad J.* // Bull. Centr. Glass and Ceram. Res. Inst. 1960. Vol. 7, N 3. P. 97.
39. *Möenke H.* Mineralspektren II. В.: Akad.-Verl., 1966. N 6. S. 216.
40. *Prost R.* // Bull. Groupe franç. argiles. 1973. Vol. 25. P. 53; *Болдырев А. И.* Инфракрасные спектры минералов. М.: Недра, 1976. 104 с.; *Pei-lin Tien* // Clay Miner. 1973. Vol. 10, N 1. P. 27.
41. *Тарасевич Ю. И., Овчаренко Ф. Д.* // Физические методы исследования минералов осадочных пород. М.: Наука, 1966. С. 222.
42. *Скорнякова Н. С., Курносов В. Б., Свальнов В. Н., Туранская Н. В.* и др. // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 6. С. 29.
43. *Манк В. В., Овчаренко Ф. Д., Карушкина А. Я., Маляренко В. В.* // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1974. № 8. С. 723.
44. *Куковский Е. Г., Островская А. Б., Драч Г. А., Шпигун А. А.* // Конституция свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1967. Вып. 2. С. 71.
45. *Микульская Е. К.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 2. С. 99.
46. *Lokanatha S., Bhattacharjee S.* // Ind. J. Pure and Appl. Phys. 1984. Vol. 22, P. 719.
47. *Barber S. A., Marshall C. E.* // Soil Sci. 1951. Vol. 72, N 5. P. 373.
48. *Крулякова Г. И.* // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1954. № 8. С. 307.
49. *Singer A., Norrish K.* // Amer. Miner. 1974. Vol. 59, N 7/8. P. 508.
50. *Панасевич А. А., Овчаренко Ф. Д., Куковский Е. Г.* // Докл. АН УССР. 1962. № 7. С. 931.
51. *Марцин И. И., Валицкая В. М.* // Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970. С. 101.
52. *Serratosa J. M.* // Proc. VI Intern. Conf., Oxford, 1978. Amsterdam, 1979. P. 99.
53. *Fernandez Alvarez F.* // Clay Miner. 1978. Vol. 13, N 3. P. 325.
54. *Крулицкий Н. Н.* // Физико-химические основы регулирования свойств дисперсии глинистых минералов. Киев: Наук. думка. 1968. С. 10.
55. *Cailhere S., Herin S.* // X-ray identification and crystal structures of clay minerals. L.: Miner. Soc., 1951. P. 234; 2nd ed. 1961. P. 343.— То же на рус. яз. // Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. С. 251; Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965. С. 394.
56. *Перельман А. И.* // ДАН СССР. 1950. Т. 71, № 3. С. 541.
57. *Куковский Е. Г., Островская А. Б.* // Рентгенография минерального сырья. М. Госгеолтехиздат, 1963. Сб. 3. С. 124.
58. *Куковский Е. Г.* Особенности строения и физико-химические свойства глинистых минералов. Киев: Наук. думка, 1966. С. 84.
59. *Овчаренко Ф. Д., Кириченко Н. Г., Островская А. Б., Довгий М. Г.* // Черкасское месторождение бентонитовых и палыгорскитовых глин. Киев: Наук. думка, 1965. С. 5.
60. *El-Demerdashe S., Abdou F. M., Elwan A. A., Tag El-Dien A. S.* // Egypt. J. Soil Sci. 1984. Vol. 24, N 2. P. 81.
61. *Elwan A. A., Abdou F. M., El-Demerdashe S., Tag El-Dien A. S.* // Ibid. P. 87.
62. *Тарасевич Ю. И.* Природные сорбенты в процессах очистки воды. Киев: Наук. думка, 1981. С. 54.
63. *Abdou F. M., El-Demerdashe S., Elwan A. A., Tag El-Dien A. S.* // Egypt. J. Soil Sci. 1983. Vol. 23, N 3. P. 237.
64. *Овчаренко Ф. Д., Тарасевич Ю. И., Белик Ф. А., Марцин И. И., Василенко В. П.* Коллоид. журн. 1973. Т. 35, вып. 3. С. 467.
65. *Abdul-Latif N., Weaver Ch. E.* // Clays and Clay Miner. 1969. Vol. 17, N 3. P. 169.
66. *Тарасевич Ю. И., Радул И. М.* // Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970. С. 139.
67. *Тарасевич Ю. И., Овчаренко Ф. Д.* // ДАН СССР. 1971. Т. 200, № 4. С. 897; Адсорбция на глинистых минералах. Киев: Наук. думка, 1975. С. 47.

68. Chessick J. J., Zefflemoyer A. C. // J. Phys. Chem. 1956. Vol. 60, N 9. P. 766; 1958. Vol. 62, N 10. P. 1217.
69. Кульчицкий Л. И. // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 1. С. 135.
70. Васильев Н. Г., Овчаренко Ф. Д., Головкин Л. В. // ДАН СССР. 1974. Т. 217, № 4. С. 830.
71. Васильев Н. Г., Головкин Л. В., Овчаренко Ф. Д., Чубарь Т. В. // Укр. хим. журн. 1976. Т. 42, № 10. С. 1014.
72. Grim R. E. Clay mineralogy. N. Y.: McGraw-Hill Book Co., 1953. P. 37; Пер. на рус. яз. // Минералогия глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1959. С. 52.
73. Barrer R. M., Mackenzie N. // J. Phys. Chem. 1954. Vol. 58, N 7. P. 560; Barrer R. M., Mackenzie N., MacLeod D. M. // Ibid. P. 568.
74. Овчаренко Ф. Д., Тарасевич Ю. И., Вашицкая В. М. // Коллоид. журн. 1967. Т. 29, вып. 5. С. 712.
75. Marshall C. E., Caldwell O. G. // J. Phys. and Colloid Chem. 1947. Vol. 51, N 1. P. 311.
76. Stephen I. // Miner. Mag. 1954. Vol. 30, N 226. P. 471.
77. Панасевич Л. А., Овчаренко Ф. Д., Куковский Е. Г. // Докл. АН УССР. 1963. № 1. С. 70.
78. Овчаренко Ф. Д., Панасевич А. А., Казанский В. Н. // Там же. № 11. С. 1492.
79. Тарасевич Ю. И., Поляков В. О., Власов А. И. // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1967. № 12. С. 1098.
80. Вдовенко Н. В., Бондаренко С. В., Дьяченко Н. С. // Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970. С. 123.
81. Васильев Н. Г., Овчаренко Ф. Д., Бунтова М. А. // ДАН СССР. 1973. Т. 213, № 5. С. 1113.
82. Васильев Н. Г., Овчаренко Ф. Д., Бунтова М. А. // Там же. 1974. Т. 216, № 5. С. 1048.
83. Mendelovici E., Portillo D. C. // Clays and Clay Miner. 1976. Vol. 24, N 4. P. 177.
84. Yarıv S., Heller-Kallai L. // Chem. Geol. 1984. Vol. 45, N 3/4. P. 313.
85. Кац Б. М., Малиновский Е. К., Длубовский Р. М., Тарасевич Ю. И. // Журн. прикл. химии. 1984. Т. 57, № 7. С. 1509.
86. Кистер Э. Г. // Коллоид. журн. 1960. Т. 22, вып. 6. С. 680.
87. Овчаренко Ф. Д., Агабальянц Е. Г., Круглицкий Н. Н., Рябченко В. И., Левик М. П. // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1967. № 4. С. 352.
88. Ничипоренко С. П., Хилько В. В. // ДАН СССР. 1963. Т. 149, № 6. С. 1377.
89. Ничипоренко С. П., Хилько В. В. // Физико-химическая механика дисперсных структур. М.: Наука, 1966. С. 141.
90. Хилько В. В., Овчаренко Ф. Д., Ничипоренко С. П. // Физико-химическая механика почв, грунтов, глин и строительных материалов. Ташкент: Фан, 1966. С. 171.
91. Раитбурд Ц. М., Пономарев В. В. // Рентгенография минерал. сырья. М.: Недра, 1967. Сб. 6. С. 129.
92. Круглицкий Н. Н., Орбаченко В. И. // ДАН СССР. 1963. Т. 179, № 1. С. 151.
93. Круглицкий Н. Н. // Изучение и использование глин. Минск: Наука и техника, 1971. Т. 4. С. 53.
94. Круглицкий Н. Н., Овчаренко Ф. Д., Бондаренко С. В., Борищевская С. В. и др. // Коллоид. журн. 1968. Т. 30, вып. 5. С. 70; Круглицкий Н. Н., Агабальянц Е. Г., Асратян Г. С., Мхитарян А. А., Толкунова Л. С. // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1970. № 3. С. 246.
95. Круглицкий Н. Н., Агабальянц Е. Г., Паховичшин Е. В. // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1973. № 5. С. 425; Круглицкий Н. Н., Третинник В. Ю., Палейчук В. С. // Коллоид. журн. 1973. Т. 35, вып. 6. С. 1067; Круглицкий Н. Н., Киселева И. Д., Третинник В. Ю. // Там же. 1974. Т. 36, вып. 4. С. 792.
96. Тихонова Л. Е., Сатаев И. К., Ахмедов К. С. // Коллоид. журн. 1974. Т. 36, вып. 4. С. 810.
97. Круглицкий Н. Н., Орбаченко В. И., Третинник В. Ю. // ДАН СССР. 1970. Т. 190, № 6. С. 1407.
98. Cornejo J., Hermosin M. C., White J. L., Barnes J. R., Hem S. L. // Clays and Clay Miner. 1983. Vol. 31, N 2. P. 109.
99. Малыренко В. В., Овчаренко Ф. Д., Духин С. С. // Коллоид. журн. 1974. Т. 36, вып. 2. С. 388; вып. 3. С. 485.
100. Hasnuddin Siddiqui M. K. // Clay Miner. 1976. Vol. 11, N 3. P. 251.
101. Abudalgawad G., Viani B. E., Dixon J. B. // Clays and Clay Miner. 1985. Vol. 33, N 5. P. 438.
102. Зленко Б. Ф., Коновалов Н. А., Стрельцов Н. Г., Архангельская В. Н. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1969. Вып. 19. С. 21.
103. Velde B. // Develop. Sediment. 1977. N 21. P. 140; 1985. N 40. P. 225.
104. Timofeev P. P., Ereteev V. V., Rateev M. A. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Wash. (D. C.): US Gov. print. off. 1978. Vol. 41. 1087 p.
105. Tardy Y., Crempp G., Trauth N. // Geochim. et cosmochim. acta. 1972. Vol. 36, N 4. P. 397.
106. Caillere S. // C. r. Acad. sci. 1934. Vol. 198. P. 1795.
107. Дромашко С. Г. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1949. № 3. С. 175.

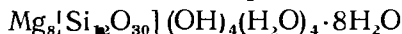
108. Ломова О. С. // Пальгорскиты и сепнолиты как индикаторы геологических обстановок. М.: Наука, 1979. С. 3.
109. Figueiredo Gomes C. S. // Mem. e notic. mus. e lab. miner. e geol. Univ. Coimbra, 1967. N 64. P. 21.
110. Тимофеев П. П., Ратеев М. А., Еремеев В. В. // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980. С.4.
111. Ковалев В. А., Зайцева Н. В. // Докл. АН БССР. 1969. Т. 13, № 9. С. 835.
112. Зарицкий П. В., Орлов О. М. // ДАН СССР. 1973. Т. 208, № 1. С. 196; Вестн. Харьк. ун-та. 1974. № 108, вып. 5. С. 7.
113. Клочкова Г. Н. // Докл. АН ТаджССР. 1968. Т. 11, № 8. С. 36.
114. Imai N., Otsuka R. // The clays of Japan. Tokyo: Geol. Surv. of Japan. 1969. P. 203.
115. Vanden Heuvel R. C. // Clays and Clay Miner. 1965. Vol. 13. P. 193.
116. Antun P. // Norsk geol. tidsskr. 1956. Bd. 36, N. 1. S. 49.
117. Dodony I., Kiss J. // Acta geol. Acad. sci. hung. 1976. Vol. 20, fasc. 1 2. P. 1.
118. Шашкина В. П. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1958. № 12. С. 396.
119. Смирнов Г. И. // Геология и геофизика. 1962. № 1. С. 129.
120. Ляхович В. В. // ДАН СССР. 1957. Т. 112, № 2. С. 322.
121. Brauner K., Preisinger A. // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1956. Bd. 6, N. 1 2. S. 120.
122. Семенов Е. И. Минералогия щеточного массива Илимаусак (Южная Гренландия). М.: Наука, 1969. 100 с.
123. Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 325 с.
124. Никитина А. П., Королев Ю. М., Воронцов В. Г. // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Вып. 6. С. 48.
125. Rogers L. E., Martin A. E., Norrish K. // Miner. Mag. 1954. Vol. 30, N 227. P. 534.
126. Caillere S., Ronaix S. // С. г. Acad. sci. 1958. Vol. 246, N 9. P. 1442.
127. Сердюченко Д. П. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1955. № 9. С. 156.
128. Peters T., Salis K. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1965. Bd. 45, N. 1. S. 123.
129. Дробинина Н. Я., Юсупова С. М. // Докл. АН ТаджССР. 1966. Т. 9, № 6. С. 23.
130. Nathan Y., Bentor Y. K., Wurtzburger U. // Isr. J. Chem. 1970. Vol. 8, N 3. P. 469.
131. Bowles F. A., Angino E. A., Hosterman J. W., Galle O. K. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1971. Vol. 11, N 4. P. 324.
132. Ажигуревич Л. Ф., Палер Л. М., Савченко Л. М. // Докл. АН БССР. 1972. Т. 16, № 2. С. 148.
133. Muller-Vonmoos M., Schindler C. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1973. Bd. 53, N. 3. S. 395.
134. Weaver C. E., Pollard L. D. // Develop. Sediment. 1975. N 15. P. 119.
135. Куковский Е. Г. // Докл. АН УССР. 1962. № 8. С. 1076.
136. Иванова В. П. // Зап. ВМО. 1961. Т. 90, вып. 1. С. 77; Иванова В. П. // Минерал. сырьё. 1966. Вып. 12. С. 53.
137. Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розина Е. Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. С. 147.
138. Карпова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Недра, 1972. 55 с.
139. Карпова Г. В., Кулеско Г. И. // Теоретические и генетические вопросы минералогии и геохимии. Киев: Изд-во АН УССР, 1963. С. 97.
140. Neflik W., Krzyszkowska A. // Miner. pol. 1975. Vol. 6, N 2. P. 73.
141. Сыромятников Ф. В. // Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 142.
142. Caillere S. // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1936. Vol. 59, N 6/8. P. 353; Caillere S., Henin S. // The differential thermal investigation of clays. L.: Miner. Soc., 1957. P. 239.
143. Caillere S. // Not. et mem. serv. geol. Maroc. 1972. Vol. 32, N 241. P. 31.
144. Kerr P. F., Kulp J. L., Hamilton P. K. // Prelim. Rep. Ref. Clay Miner. Amer. Petrog. Inst. Res.: Project 49. N. Y., 1949. N 3. P. 43.
145. Феодотьев К. М. // Идеи академика Д. С. Белянкина в области петрографии и минералогии и их дальнейшее развитие. М.: Наука, 1971. С. 94.
146. Nathan Y. // Proc. Intern. Clay. Conf., Japan. Tokyo. 1969. Vol. 1. P. 91.
147. Murat P., Gielly I. // Bull. Groupe franç. argiles. 1969. Vol. 21, N 2. P. 151.
148. Rautureau M., Mifsud A. // С. г. Acad. sci. D. 1975. Vol. 281, N 15. P. 1071.
149. Mifsud A., Rautureau M., Fornes V. // Clay Miner. 1978. Vol. 13, N 4. P. 367.
150. Mac Kenzie R. C. // The differential thermal investigation of clays. L., 1957. P. 231.
151. Lokanatha S., Mathur B. K., Samantaray B. K., Bhattacharjee S. // J. Mater. Sci. Lett. 1984. Vol. 3. P. 1105.
152. Schomburg J., Störr M. Dilatometerkurvenatlas der Tonmineralrohstoffe. В.: Akad.-Verl., 1984. 111 S.
153. Куковский Е. Г., Островская А. Б. // Зап. ВМО. 1962. Т. 91, вып. 5. С. 629
154. Smykatz-Kloss W. Differential thermal analysis (Application and results in mineralogy). В.: Heidelberg; N. Y.: Springer, 1974. 79 p.

155. *Kulbicki G.* // Amer. Miner. 1959. Vol. 44. N 7/8. P. 752. — То же на рус. яз. // Вопросы минералогии глин. М.: Изд-во иностр. лит.- 1962. С. 197.
- 155а. *Lokanatha S., Bhattacharjee S.* // Ind. J. Pure and Appl. Phys. 1985. Vol. 23. P. 403.
156. *Rameev M. A.* // Тр. ГИН АН СССР. 1964. Вып. 112. С. 52.
157. *Millot G.* // Geologie des argiles. P., 1964. P. 32; Пер. на рус. яз.: *Милло Ж.* // Геология глин. Л.: Недра, 1968. С. 32.
158. *Bonatti E., Joensuu O.* // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 5/6. P. 975.
159. *Закиров М. З., Соколова И. Ф., Мирсаидов М. М.* // Узб. геол. журн. 1972. № 1. С. 41; *Закиров М. З.* // Там же. 1983. № 2. С. 54.
160. *Isphording W. C.* // Clays and Clay Miner. 1973. Vol. 21, N 5. P. 391; *Callen R. A.* // Geol. Rdsch. Festschr. 1981. Bd. 70, N 3. S. 1303.
161. *Страхов Н. М.* // Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 5.
162. *Rameev M. A., Осипова А. И.* // ДАН СССР. 1958. Т. 123, № 1. С. 166.
163. *Закиров М. З., Трофимов Д. М., Сайдходжаев Ш. Т., Джулиев А. Х., Корсаков Н. Ф.* // Изв. вузов. Геология и разведка. 1972. № 2. С. 83.
164. *Мирсаидов М.* // Тектоника, магматизм и геохимия палеозойских формаций Узбекистана. Ташкент: Фан, 1966. С. 92.
165. *Закиров М. З., Яскалко Т. И.* // Узб. геол. журн. 1968. № 3. С. 40.
166. *Зиндель Л. А.* // Докл. АН УзССР. 1961. № 7. С. 30.
167. *Юсман Б. И.* // Науч. тр. Ташк. ун-та. 1972. Вып. 429. С. 220.
168. *Верзилин Н. Н.* // ДАН СССР. 1972. Т. 203, № 3. С. 677.
169. *Верзилин Н. Н., Мироненко О. А., Михайлович Р. А.* // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 2. С. 122.
170. *Москалев Н. П., Васильчиков М. В., Розанов Н. М., Ларина О. Г.* Геология и нефтегазоносность юрских континентальных отложений Ферганской впадины. Душанбе: Дониш, 1970. 88 с.
171. *Попов В. С., Каменский В. И., Ясколко Г. Н.* // Докл. АН УзССР. 1979. № 1. С. 51.
172. *Шабаева Е. А.* // ДАН СССР. 1962. Т. 143, № 4. С. 939.
173. *Ферман А. Е.* Геохимия России. Л.: Науч. хим.-техн. изд-во, 1922. Вып. 1. 153 с.
174. *Rameev M. A.* // Литология и полез. ископаемые. 1963. № 1. С. 58.
175. *Занин Ю. Н.* // Глины и глинистые минералы Сибири. М.: Наука, 1965. С. 11.
176. *Ван А. В., Матухин Р. Г., Соколова М. Ф.* // Геология и геофизика. 1983. № 9. С. 125.
177. *Тихомирова Е. С.* // ДАН СССР. 1963. Т. 149, № 3. С. 688.
178. *Залманзон Э. С.* // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1951. Т. 26, № 4. С. 111.
179. *Чистяков В. Г.* // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1976. № 6, вып. 1. С. 85.
180. *Калмыкова Н. А., Гонтарев Е. А., Суслов Г. А.* // Там же. 1982. № 24, вып. 4. С. 66.
181. *Сульман А. М., Демчук И. Г.* // Тр. Геол. ин-та УФАИ СССР. 1978. Вып. 133. С. 16.
182. *Martin Pozas J. M., Sancher Camazano M., Martin-Vivaldi Martinez J. M.* // Bol. geol. e miner. 1981. Vol. 92, N 5. P. 395.
183. *Galan E., Ferrero A.* // Clays and Clay Miner. 1982. Vol. 30, N 3. P. 191.
184. *Grade J., Casal Moura A.* // Mem. e not. Mus. e lab. miner. e geol. Univ. Coimbra. 1981. N 91/92. P. 173.
185. *Latouche C.* // C. r. Acad. sci. D. 1971. Vol. 272, N 16. P. 2064.
186. *McLean S. A., Allen B. L., Craic J. R.* // Clays and Clay Miner. 1972. Vol. 20, N 3. P. 143.
187. *Millot G., Radier H., Bonifas M.* // Bull. Soc. geol. France. 1957. Vol. 7, N 4/5. P. 425.
188. *Muller G.* // Neues Jb. Mineral. Abh. 1961. Bd. 97, H. 2. S. 275; *Shadfan H., Mashhadly A. S., Dixon J. B., Hussen A. A.* // Clays and Clay Miner. 1985. Vol. 33, N 5. P. 451.
189. *Shadfan H., Hussen A. A., Alaily F.* // Clay Miner. 1985. Vol. 20, N 3. P. 405.
190. *Slansky M., Camez T., Millot G.* // Bull. Soc. geol. France. 7^e ser. 1959. Vol. 1, N 2. P. 150.
191. *Capdecemme L., Kulbicki G.* // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1954. Vol. 77. P. 500.
192. *Heystek H., Schmidt E. R.* // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1953. Vol. 56, P. 99.
193. *Caillere S., Arnould M.* // C. r. Acad. sci. D. 1966. Vol. 262, N 17. P. 1821.
194. *Sautereau J. P.* // Ibid. 1974. Vol. 279, N 6. P. 449.
195. *Hassouba H., Shaw H. F.* // Clay Miner. 1980. Vol. 15, N 1. P. 77.
196. *Singer A.* // Geol. Rdsch. Festschr. 1981. Bd. 70, N 3. S. 1306.
197. *Куковский Е. Г.* // Сов. геология. 1960. № 7. С. 116.
198. *Куковский Е. Г., Островская А. Б.* // Зап. ВМО. 1961. Т. 90, вып. 5. С. 598.
199. *Ломова О. С.* // Материалы XI Всесоюз. совещ. по изучению и использ. глин и глинистых минералов. М.: ИГЕМ АН СССР, 1976. С. 82.
200. *Kerr P. F.* // Amer. Miner. 1937. Vol. 22, N 5. P. 534.
201. *Kerr P. F., Kulp J. L.* // Prelim. Rep. Ref. Clay Miner. Amer. Petrol. Inst. Res.: Project 49. N. Y., 1950. N 2. P. 95.
202. *Десятников И. А.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 12. С. 123.
203. *Курочка В. П., Фролов Г. Н., Ляхович Л. В., Самодуров В. П.* // Изучение и использование глин. Минск: Наука и техника, 1971. Т. 3. С. 66.

204. Курочка В. П., Самодуров В. П. // Материалы XI Всесоюз. совещ. по изучению и использованию глин и глинистых минералов. М.: ИГЕМ АН СССР, 1976. С. 106.
205. Аджиревич Л. Ф., Палер Л. М., Самодуров В. П., Курочка В. П., Фролов Г. Н., Беловская П. В. // Геология нерудных полезных ископаемых БССР. Минск: БелНИГРИ, 1976. С. 137.
206. Мизин А. И. // Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1976. Вып. 3. С. 34.
207. Зхус И. Д. // ДАН СССР. 1956. Т. 107, № 5. С. 734.
208. Озол А. А., Власов В. В., Ковязин А. Н., Колесатов Б. Д., Корицунов Н. А., Михутдинова М. К. // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 2. С. 65.
209. Петросов И. Х. // Докл. АН АрмССР. 1963. Т. 37, № 3. С. 165.
210. Дриц В. А., Петросов И. Х. // Зап. Арм. отд-ния ВМО. 1963. Вып. 2. С. 95.
211. Von Rad U., Rösch H. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D. C.): US Gov. print. off. 1972. Vol. 14. 732 p.
212. Ломова О. С. // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 105.
213. Ломова О. С., Дмитрик А. Л., Соколова А. Л. // Природные цеолиты. М.: Наука, 1980. С. 84.
214. Горбунова З. Н. // ДАН СССР. 1972. Т. 207, № 2. С. 430.
215. Bonatti E., Joensuu O. // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 3/4. P. 568.
216. Sabatier G. // Ibid. P. 567.
217. Weaver C. E., Beck C. // Sediment. Geol. 1977. Vol. 17, N 1. P. 1.
218. Couture R. A. // Chem. Geol. 1977. Vol. 19, N 2. P. 113.
219. Tazaki K., Fyfe W. S., Heath G. R. // Clay Sci. 1986. Vol. 6, N 2. P. 197.
220. Matti J. C., Zemmels I., Cook H. E. // Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project. Wash. (D. C.): US Gov. print. off. 1973. Vol. 20. P. 627.
221. Van der Lingen G. J., Packham G. H. // Ibid. 1975. Vol. 30. P. 443.
222. Zemmels I., Cook H. E., Matti J. C. // Ibid. P. 603.
223. Church T. M., Velde B. // Chem. Geol. 1979. Vol. 25, N 1 2. P. 31.
224. Градусов Б. П. // ДАН СССР. 1976. Т. 230, № 2. С. 418.
225. Venkatarathnam K. // Initial reports of the Deep Sea Drilling Projects. Wash. (D. C.): US Gov. print. off. 1974. Vol. 22. P. 489.
226. Dominik J., Stoffers P. // Chem. Erde. 1983. Bd. 42. N. 1. S. 1.
227. Безруков П. Л. // Океанологические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1961. № 4. С. 76.
228. Свальнов В. Н. // Океанология. 1974. Т. 14, вып. 1. С. 138
229. Heezen B., Nesteroff W., Oberlin A., Sabatier G. // С. г. Acad. sci. 1965. Vol. 260, N 22. P. 5819.
230. Blanc-Vernet L., Chamley H. // Deep-Sea Res. 1971. Vol. 18, N 6. P. 631.
231. Горбунова З. Н. // Океанология. 1966. Т. 6, вып. 2. С. 267.
232. Esteoule J., Esteoule-Choux J.- Melguen M., Seibold E. // С. г. Acad. sci. D. 1970. Vol. 271, N 14. P. 1153.
233. Goldberg E. D., Griffin J. J. // Deep-Sea Res. 1970. Vol. 17, N 3. P. 513.
234. Ратеев М. А., Виталь Д. А. // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т. 34, вып. 3. С. 109.
235. Stanley D. J., Sheng H., Blanpied C. // Geo-Mar. Lett. 1981. Vol. 1, N 1. P. 49.
236. Chamley H., d'Argoud G. G., Robert C. // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D. C.): US Gov. print. off., 1980. Vol. 50. P. 715.
237. Chamley H., Millot G. // С. г. Acad. sci. D. 1970. Vol. 270, N 8. P. 1084.
238. Гриднее Н. И. // Узб. геол. журн. 1960. № 5. С. 37.
239. Закиров М. З. // Гипергенез глинистых отложений Узбекистана и его минеральные индикаторы. Ташкент: Фан, 1977. С. 99.
240. Карпова Г. В., Шумилина Т. И. // ДАН СССР. 1968. Т. 178, № 4. С. 931.
241. Vernet J. P. // Bull. Groupe franç. argiles. 1967. Vol. 19, fasc. 1. P. 107.
242. Evans A. M., King R. J. // Nature. 1962. Vol. 194, N 4831. P. 860.
243. Кантор М. З. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1963. № 6. С. 69.
244. Калинин В. В. // Марганцевые месторождения складчатых областей СССР. М. Наука, 1978. С. 144.
245. Смирнова С. К. // Узб. геол. журн. 1970. № 6. С. 40.
246. Піскорська О. К. // Доповіді Акад. наук УРСР. 1958. № 1. С. 76.
247. Мандалян Р. А., Петросов И. Х., Цамерян П. П. // ДАН АрмССР. 1965. Т. 41, № 3. С. 171
248. Дивина Т. А., Матухин Р. Г., Ваг О. В. // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 1. С. 157.
249. Найденова Е. // Год. Софийск. ун-та, биол.-геол.-геогр. фак. 1961/62. Т. 56, кн. 2. С. 297.
250. Caillere S. // С. г. Acad. sci. 1951. Vol. 233, N 13. P. 697.
251. Salter D., Appleyard E. // Norsk geol. tidsskr. 1974. Bd. 54, h. 4. S. 329.
252. Haji-Vassilion A. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 3/4. P. 328.
253. Davies W. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1964. N 501-C. P. 82.
254. Furbish W., Sando T. // Clay Miner. 1976. Vol. 11, N 2. P. 147.
255. Scoug R., Perrin N. D. // N. Z. J. Geol., Geophys. 1983. Vol. 26, N 1. P. 217.
256. Лазаренко Е. К., Матковский О. И., Винар О. М., Шапкина В. П., Гнатов Г. М.

- Минералогия вивержених комплексів Західної Волині. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1960. 377. с.
257. Мельник Ю. М. До мінералогії кори вивітрювання Західної Волині. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1960. 18 с.
258. Никитина А. П. // Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М.: Наука, 1968. С. 52.
259. Голованов И. М. Минералогия и геохимия зоны гипергенеза полиметаллического месторождения Кургашинокан. Ташкент: Наука, 1965. 115 с.
260. Грицаенко Г. С. // Збп. Минерал. о-ва. 1945. Т. 74, вып. 2. С. 162.
261. Ксеганов М. И., Левина С. Д. // Тр. ИГН АН СССР. 1942. Вып. 67. С. 198.
262. Шольсв Н. М. // Геология и полезные ископаемые Горьковской области. Горький: Горьк. кн. изд-во, 1950. С. 122.
263. Стрєкченко Д. П., Чирвинский П. Н. // ДАН СССР. 1928. № 18 19. С. 367.
264. Супрьєв В. А. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1961. № 15. С. 343.
265. Esckhouten G. J., Euurman P., van Rieuwijk L. P. // Geol. en mijnbouw. 1983. Bd. 62 N 3. S. 409.
266. Yaalcin D. H., Wieder M. // Clay Miner. 1976. Vol. 11, N 1. P. 73.
267. Блом Г. И. // ДАН СССР. 1970. Т. 194. № 2. С. 395.
268. Schultz L. G. // US Geol. Surv. Bull. 1963. N 1147-G. P. 13.
269. Sanchez Camazano M., Garsia Rodriguez A. // Ann. Edaf. Agrobiol. 1971. Vol. 30. P. 35.
270. Barshad I., Halevy E., Gold H. A. // Soil Sci. 1956. Vol. 81, N 6. P. 423.
271. Millot G., Paquet H., Ruellan A. // C. r. Acad. sci. D. 1969. Vol. 268, N 23. P. 2771
272. Paquet H., Millot G. // Proc. Intern. Clay Conf., 1972. Madrid, 1973. P. 199.
273. Muir A. // J. Soil Sci. 1951. Vol. 2. P. 163.
274. Градусов Б. П. // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1966. № 3. С. 115.
275. Elgabaly M. M. // Soil. Sci. 1962. Vol. 93, N 6. P. 387; Labib F. B., Abdou F. M., Mikhael M. J. // Egypt. J. Soil. Sci. 1982. Vol. 22, N 3. P. 291.
276. Watts L. L. // Amer. Miner. 1976. Vol. 61, N 3/4. P. 299.
277. Schwaighofer B. // Clay Miner. 1980. Vol. 15, N 3. P. 283.
278. Millette J. R., Тwyman J. D., Hausen E. C., Clark P. J., Pansing M. F. // Scanning electron microscopy. 1979. Vol. 1. P. 579.
279. Guth J.-L., Huber Y., Wey R. // C. r. Acad. sci. D. 1975. Vol. 280, N 8. P. 939.
280. Круглицкий Н. Н. // ДАН СССР. 1971. Т. 201, № 6. С. 1414.
281. Клочкова Г. Н. // Материалы IV межвед. совещ. по рентгенографии минерал. сырья: Тез. докл. Л.: ВСЕГЕИ, 1969. С. 31.
282. Островская А. Б., Ващукья В. М., Марцин И. И. // Рентгенография минерального сырья. М.: Недра. 1970. Сб. 7. С. 175.
283. Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Клочкова Г. Н. // Геохимия. 1969. № 1. С. 14.
284. Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Клочкова Г. Н. // Там же. 1970. № 11. С. 1312.
285. Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Клочкова Г. Н. // Там же. 1972. № 10. С. 1227.
286. Minton F. A., Roy R. // Clays and Clay Miner. 1958. Vol. 5. P. 136.
287. Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А., Клочкова Г. Н. // Междунар. геохим. конгр.: Тез. докл. М.: Наука. 1971. Т. 2. С. 768.
288. Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А. // Зап. ВМО. 1973. Т. 102, вып. 2. С. 129.
289. Jiang Shaoying, Su Shanli, Wu Guozhong // XXVII Междунар. геол. конгр.: Тез. докл. Секция 10—11. М.: Наука. 1984. Т. 5. С. 62.
290. Golden D. C., Dixon J. B., Shadfan H., Kippenberger L. A. // Clays and Clay Miner. 1985. Vol. 33. N 1. P. 44.
291. Круглицкий Н. Н. // Физико-хим. механика почв, грунтов, глин и строительных материалов. Ташкент: Фан, 1966. С. 154. Коллоид. журн. 1971. Т. 33, вып. 1, 87.
292. Chambers G. P. C. // Silicat. ind. 1959. Vol. 24, N 4. P. 181; Robertson R. H. S. // Ibid. 1973. Vol. 38, N 2. P. 33.
293. Закиров М. З. // Докл. АН УзССР. 1974. № 4. С. 15.
294. Grim R. E. // Applied clay mineralogy. N. Y.: L.: McGraw-Hill Book Co., 1962. P. 3.— То же на рус. яз. // Минералогия и практическое использование глин. М.: Мир, 1967. 349 с.
295. Haden W. L. // Clays and Clay Miner. 1963. Vol. 10. P. 284.
296. Vicente Angeles M. // Clay Miner. 1983. Vol. 18, N 2. P. 215.
297. Chikayama A. // J. Miner. Soc. Jap. 1981. Vol. 15, N 3. P. 163.
298. Heller L. // Acta Univ. carol. Geol. 1961. N 1. P. 173.
299. Nathan Y. // Clays and Clay Miner. 1970. Vol. 18, N 6. P. 363.
300. Carroll D. // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1970. N 126. P. 42.
301. Smykatz-Kloss W. // Therm. Anal. Proc. VII Intern. Conf. Ontario, 1982. Vol. 1. P. 518.
302. Mifsud A., Huertas F. // Clay Miner. 1979. Vol. 14. N 3. P. 247.
303. Семенов Е. И. // Минералогия Ловозерского щелочного комплекса. М.: Наука, 1972. С. 206.
304. Енисеев М. Р. // Науч. тр. Ташк. ун-та. 1970. Вып. 371. С. 57.

Сепиолит Sepiolite



Название от греч. σπία — сепиа — «каракатица», по сходству выделений минерала с легким пористым щитком (скелетом) каракатицы (Глокер, 1847).

Синон. Квинсит — quincysite (Штрунц, 1957) — сепиолит из Квинси; кеффекил — Keffekil (Кронштедт, 1758); кинсит — kinsite (Ферсман, Шубникова, 1937); кольскит — kolskite, возможно, смесь сепиолита и лизардита (Лазаренко, 1975); лабит (?) — labite — близок по составу к сепиолиту [1]; магнезит — magnesite (Бёдан, 1824) — устаревшее название; магниевый сепиолит — magnesium sepiolite [2]; медный сепиолит [3]; Ni-сепиолит — Ni-sepiolite [4]; никельсепиолит — nickelsepiolite (Бетехтин, 1950); парасепиолит — parasepiolite [3] — идентичен α-сепиолиту; пикроколлит — picrokollite (Симпсон, 1927) — гипотетический конечный магниезнальный член группы палыгорскита; пилотический асбест — pilotic asbestos частично; пластинчатый магнезит — plastic magnesite (Броньяр, 1807); пластинчатый тальк — plastic talc (Броньяр, 1802); пломбьерит — plombierite (Добре, 1879), считавшийся частично идентичным кальциевому сепиолиту — calcium sepiolite [4], относится к группе тоберморита (МакКонел, 1954); α-сепиолит (альфа-сепиолит) — α-sepiolite (alpha-sepiolite) [3] — ясиоволокнистая разновидность сепиолита; β-сепиолит (бета-сепиолит) — β-sepiolite (beta-sepiolite) [3] — скрытокристаллическая разновидность сепиолита; α-, β-, δ-, γ-сепиолит — α-, β-, δ- и γ-sepiolite [5] выделены по составу (по соотношению MgO : SiO₂); трисиликат магния — magnesium trisilicate (Максуд, 1939)

Синонимы Ni-сепиолита, представляющие излишние названия [4]: алипит — alipite (Глокер, 1845) — Ni-аналог сапонита; комарит — komarite (по Дана, 1892); нумепт — numpite (Лаверсайдж, 1888) — частично: риттизит — retzizite (по Дана, 1892).

Распространены названия по характерному облику агрегатов: восковидное вещество [6]; горный асбест — Bergasbest (Глокер, 1847); горное дерево — Bergholz (Глокер, 1847) морская пенка — Meerschäum (Вернер, 1789); сепиолитовая кожа — sepiolite leather [7] сепиолитовый асбест — sepiolite asbestos [5]. Идентичны сепиолиту: горное дерево из Шнеерберга около Штрецинга в Тироле [3]; горная кожа из Зуика около Трибена в Штирии (Австрия) [8]; «палыгорскит» из Зольберга в Швеции [8]; горная кожа из Тотенкена в Штубахтале, горная пробка из Айхамванда и горная шерсть из Пфича в Тироле (по Штрунцу, 1957); ксилотил из Шнеерберга [8].

Разнов. Железистый сепиолит, марганцевый сепиолит, алюминиевый сепиолит.

Характ. выдел. Компактные, губчатые и тонкодисперсные землистые или глиноподобные массы, при увлажнении сметанообразные, но не разбухают от воды и не становятся пластичными, после высыхания фарфоровидные. Также кожистые (до 10×10 см) [9], восковидные выделения, иногда чешуйчатые, тонколистоватые, пластинчатые, похожие на папирус (в перепонках); поперечно-волоконистые, реже продольно-волоконистые (длина волокон до 30 см), напоминающие пеньку или расщепленную древесину [10]. Известны радиально-лучистые и похожие на вату или пух спутанно-волоконистые агрегаты (в пустотах). Волокнистый сепиолит с р. Малки при слабом растирании превращается в пушистую мягкую массу (первоначально был принят за хризотил-асбест [11]).

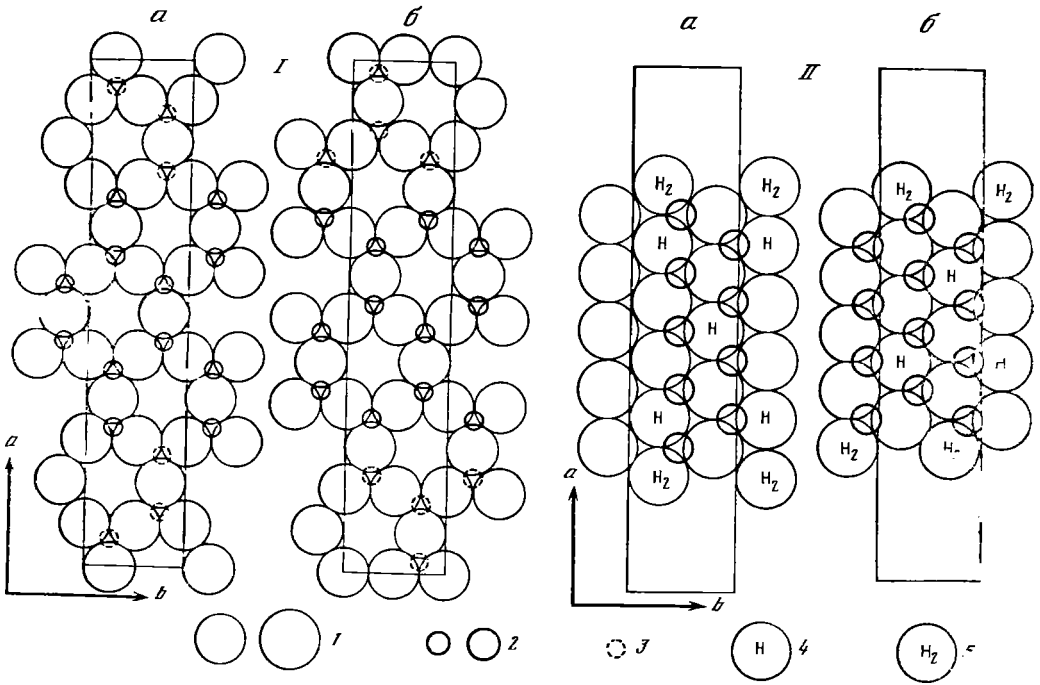
Структ. и морф. крист. Монокл. или ромбич. с. Для моноклинного: C_{2h}^3 — $C2/m$, $a_0 = 13,4$, $b_0 = 27,0$, $c_0 = 5,3$ Å, $\beta = ?$, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,4963 : 1 : 0,196$ [12]. Для ромбического: D_{2h}^6 — $Pn\bar{c}n$, $a_0 = 13,4$, $b_0 = 26,8$, $c_0 = 5,26$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,5000 : 1 : 0,1962$ [8]. $Z = 2$.

Параметры элементарной ячейки по другим данным:

| | a_0 (Å) | b_0 | c_0 | $a_0 : b_0 : c_0$ |
|----|-----------|--------|-------|-------------------|
| 1. | 13,50 | 26,97 | 5,25 | 0,5006:1:0,1947 |
| 2. | 13,37 | 26,95 | 5,27 | 0,4951:1:0,1955 |
| 3. | 13,54 | 26,91 | 5,20 | 0,5032:1:0,1932 |
| 4. | 13,59 | 26,92 | 5,21 | 0,5048:1:0,1935 |
| 5. | 13,5 | 27,2 | 5,24 | 0,4933:1:0,1926 |
| 6. | 13,610 | 26,888 | 5,279 | 0,5063:1:0,1953 |
| 7. | 13,24* | 27,2 | 5,24 | 0,4925:1:0,1926 |

* Определено методом электронографии для иной установки (D_{2h}^6 — $Pn\bar{c}n$).

1 — Литл-Коттонвуд, шт. Юта (США) [13]; 2 — Амландрандава (Мадагаскар) [14]; 3 — Тачнахское месторождение (Красноярский край) [15]; 4 — месторождение Касуга (Япония) [16]; 5 — из осадков Индийского океана [17]; 6 — Рудногорское месторождение (Сибирь) [18]; 7 — Амландрандава (Мадагаскар) [1].



Фиг. 61. Схема структуры сепиолита в проекции на (100)
 а — по Наги и Брэдли; б — по Браунеру и Прейзингеру (сопоставление сделано Кайер и Энненом). I — положение атомов Si по отношению к непрерывному кислородному слою; II — основание октаэдрической сетки. 1 — O; 2 — Si над кислородным слоем; 3 — Si под кислородным слоем; 4 — OH; 5 — H₂O

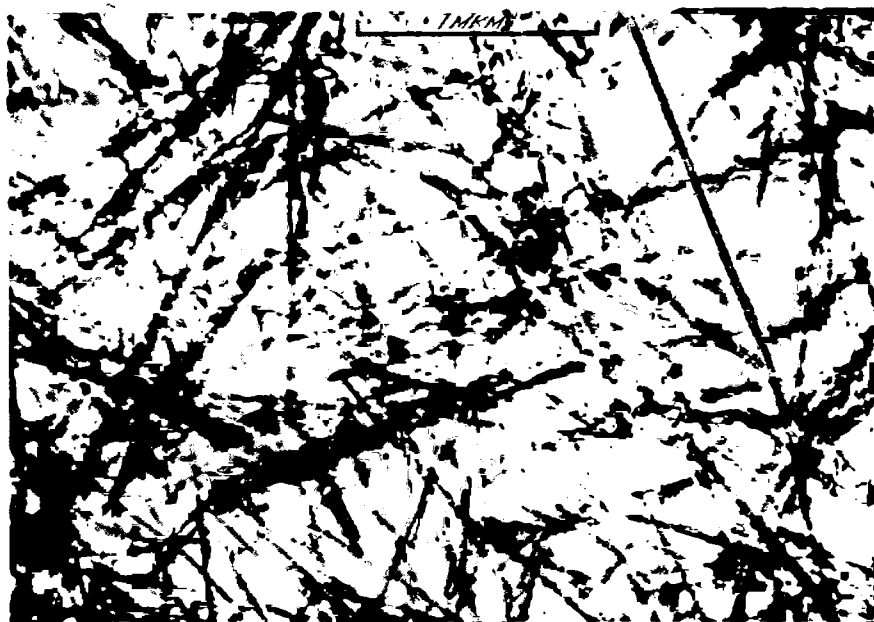
До расшифровки структуры сепиолит относился одними исследователями [20] к слоистым, другими [21, 22] — к цепочечным силикатам.

Описание структуры см. на с. 318.

Модель структуры сепиолита как промежуточной между ленточной и слоистой предложена Наги и Брэдли [12] (образец сепиолита из Литл-Коттонвуда, шт. Юга, США, — хим. анализ 14) и уточнена Браунером и Прейзингером [8] на образце сепиолита из Ампандрандавы (Мадагаскар).

Различие между структурными схемами Наги и Брэдли [12] и Браунера и Прейзингера [8] незначительно: первая отличается наличием дополнительной OH-группы в каждом кислородном слое и большим содержанием магния (на 1 Mg в октаэдрическом слое) [2]. Некоторые элементы структуры, отвечающей этим моделям, сопоставлены Кайер и Энненом [2] (фиг. 61). Формулы, рассчитанные согласно структурной схеме Наги и Брэдли и Браунера и Прейзингера, соответственно: $Mg_9Si_{12}O_{30}(OH)_6(OH)_4 \cdot 6H_2O$ и $Mg_9Si_{12}O_{30}(OH)_4(OH)_4 \cdot 8H_2O$ (H₂O — вода в каналах, OH₂ — связанная кристаллизационная вода). Структурная модель Браунера и Прейзингера представляется более правильной, так как при ее определении использовано большее количество отражений; эта модель была подтверждена данными электронографического метода [19]. Структурные исследования методом микродифракции электронов указали [13, 23, 24] на пр. гр. *Pncp*, установленную Браунером и Прейзингером [8]. По Прейзингеру [25], межатомные расстояния (Å): Si—O=1,56; 1,56; 1,56 и 1,66; Mg—O(OH)=2,00 и 2,12; Mg—H₂O = 2,25; H₂O—H₂O (в каналах) = 2,72—2,78.

Для образца из Ампандрандавы (Мадагаскар) структура сепиолита уточнялась методом микродифракции электронов [14, 26, 27] на основе структурной модели Браунера и Прейзингера. Наряду с октаэдрической установлена резко асимметричная координация катионов Mg, находящихся у внешнего края октаэдрических лент, вследствие смещения молекул конституционной H₂O



Фиг. 62. Характер выделения сепиолита из сепиолитовой глины, месторождение Вальек: Испания (фракция $< 0,01$ мкм), под электронным микроскопом (по Ломовой)

вдоль оси a (вероятно, возможного в условиях вакуума) с образованием водородных связей. Эти молекулы H_2O слабо связаны со структурой и обладают большей реакционной способностью. Не исключено, что в обычных условиях все катионы Mg находятся в октаэдрических позициях в соответствии со структурной моделью Браунера и Прейзингера.

Возможны [28, 29] варианты структуры сепиолита (как и палыгорскита) различающиеся положением границ, разделяющих ленты с противоположно ориентировкой, или взаимным сочленением последовательных тетраэдрических сеток и октаэдрических лент. Зависимость типа структуры от заселенности октаэдрических позиций и наличия вакансий охарактеризована Мартин-Вальди и Кано-Руизом [30] на основе анализа данных химических анализов сепиолита.

Некоторые авторы [24, 30, 31] считают возможным существование смешанных ленточных сепиолит-палыгорскитовых структур. По Гарду и Фоллету [2] не исключено, что сепиолитовые (трехцепочечные) 2 : 1 стержни входят в структуру палыгорскита, контактируя с одноцепочечными 2 : 1 стержнями, изменяя периода b , свойственного палыгорскиту ($\sim 18 \text{ \AA}$).

При анализе микродифракционных картин и прямых изображений структуры сепиолита выявлены ошибки в чередовании стержней [32].

Под электронным микроскопом (фиг. 62) наблюдаются частицы сепиолита двух типов: 1) игольчатые, волокнистые или таблитчатые, нередко в виде пучковидных или спутанно-волокнистых агрегатов (« α -сепиолит»), ширина волокон достигает 3 мкм [33]; 2) чешуйчатые, сферические, округлые и неправильные частицы (« β -сепиолит»), их размер не превышает 1 мкм [34]. Отмечались хлопьевидные [7], мембраноподобные [33], войлокоподобные и загнутые по краям [35] выделения сепиолита. Волокнистые частицы наблюдаются и в некоторых землях и сепиолитах [36].

Физ. св. и физ.-хим. конст. У слоистого сепиолита отмечаются [3] весьма совершенная сп. по (001). Изл. неровный, иногда гладкий ити раковистый (у фарфоровидных выделений). Тв. 2—2,5; 3 — у плотного. Уд. в. 2,1—2,3; 1,72 — у чешуйчатого [38], 2,45 — у волокнистого [39]. «Морская пенка» плавает на поверхности воды благодаря значительной пористости [22]. Ц:

белый, молочно-белый, серовато-белый, серый различных оттенков, желтый, зеленый и голубовато-зеленый, иногда розовый, золотисто-коричневый; описан [40] белый сепиолит с золотистым или зеленоватым оттенком окраски и перламутровым блеском.

Зеленые сепиолиты окрашены Ni, изоморфно замещающим Mg^{2+} [41]. Темный зеленовато-коричневый цвет сепиолита из формации Грин-Ривер (США) обусловлен примесью органического вещества; цвет образцов на выветрелой поверхности голубовато-серый [42].

Черта белая. Бл. матовый и восковидный (у плотного) или шелковистый (у длиноволокнистого асбестоподобного); у сепиолита с Русской платформы [37] и из Калифорнии [33] отмечался перламутровый блеск. Восковидный сепиолит из осадочных пород Юго-Западного Притиманья жирный на ощупь, с неровной поверхностью, слабо прилипает к языку [43]. Фарфоровидный сепиолит из коры выветривания ультраосновных пород в сыром состоянии восковидный, при высыхании поверхность образца становится струйчатой [44]. Сепиолит из зоны гипергенеза месторождения Кургашикан (УзССР) мягкий, мылообразный во влажном состоянии, твердеет при высыхании; в свежих образцах цинксодержащего волокнистого сепиолита волокна отличаются большой эластичностью, но со временем теряют ее [45].

Сепиолит из осадочных отложений Поволжья легко разламывается при сгибании, жирный на ощупь, сильно прилипает к языку (по срезу перпендикулярно слоистости) [38]. Асбестовидный сепиолит Стенвика (Финляндия) легко режется ножом [46].

В ультрафиолетовых лучах люминесценция ярко-белая [37] или белая с желтоватым оттенком [7]. Пьезоэффекта не обнаруживает [47].

ИК-спектр (см. фиг. 60, 2) характеризуется интенсивной полосой с максимумами 1210, 1080 (плечо), дуплетом 1015—980 и 785 cm^{-1} , которой соответствуют валентные асимметричные колебания связей Si—O—Si и симметричные колебания Si—O в структуре минерала. В области 700—400 cm^{-1} наблюдаются следующие полосы: 690 cm^{-1} (очевидно, либрационные колебания молекул H_2O) и 645 cm^{-1} . Интенсивная полоса, на которой слабо проявлены максимумы 510, 470 и 440 cm^{-1} , соответствует деформационным колебаниям Si—O—Me и Si—O. В области валентных колебаний гидроксидов наблюдается полоса с тремя максимумами — 3690, 3630, 3560 cm^{-1} (соответствует OH, входящим в структуру). Максимумы 3380 и 1655—1625 cm^{-1} определяют валентные и деформационные колебания групп OH молекулярной воды, содержащейся в минерале.

Детальному изучению методом ИК-спектроскопии подверглись различные типы воды в сепиолите [48—51]. Для сепиолитов Японии установлено [48] значительно лучшее разрешение ИК-спектра в области валентных колебаний OH-групп (4000—3000 cm^{-1}) для « α -сепиолита» по сравнению с « β -сепиолитом»; рассмотрены различия ИК-спектров сепиолита и палыгорскита, отражающие влияние изоморфных примесей. Изучены ИК-спектры в процессе дегидратации и регидратации сепиолита; установлено, что при 610 и 730° полоса 3685 cm^{-1} сдвигается в более низкочастотную область [50]. Изучение при 25 и 400° ИК-спектров поглощения исходного сепиолита и сепиолита после дейтерирования и обработки этиленом и пиридином показало, что OH-группы в структуре находятся в различных положениях; после этих обработок появляется полоса 3740 cm^{-1} , отражающая слабые водородные связи OH-групп с Si [49]. В ИК-спектрах поглощения ряда образцов сепиолита наблюдалась четкая полоса 3720 cm^{-1} (не отмечалась ранее), отнесенная к связям Si—OH на ребрах кристаллов [51]. Об ИК-спектре см. также в статье [52].

Поверхностные свойства сепиолита, как и палыгорскита, связаны с тремя типами активных центров: ионами O^{2-} тетраэдрических сеток, молекулами H_2O , координированными Mg^{2+} на ребрах лент, и SiOH-группами, образующимися на месте оборванных связей SiO_4 -тетраэдров. Кристаллохимия поверхности сепиолита рассмотрена в работе Кульчицкого [53].

Удельная поверхность сепиолита находится в пределах 230—380 m^2/g : сепиолита из Салинеля (Франция) — 347—374 m^2/g [54], сепиолита из Вальекаса (Испания) — 262 и 330 m^2/g [55].

Удельная поверхность является функцией дегидратации и резко уменьшается (до $120 \text{ м}^2/\text{г}$) при $100\text{--}250$ и давлении 10^{-4} рт. ст. вследствие обратимого изменения структуры при удалении цеолитной и 50% координационной H_2O при этом исчезают микропоры размером $16\text{--}20 \text{ \AA}$. обуславливающие $60\text{--}70\%$ удельной поверхности [56].

Установлено [57] полное исчезновение микропор размером 7 \AA после удаления при нагревании всей координационной H_2O ; уменьшение удельной поверхности у сепиолита при нагревании больше, чем у паллигорскита.

Удельная поверхность увеличивается при кислотной и термической обработке, но существенно не зависит от ее продолжительности (близкие результаты получены после 10 и 100 ч обработки) [58]. Максимальное количество поверхностных кислотных центров ($9,1 \times 10^{20}$ на 1 г сепиолита) установлено у образца, обработанного $0,75N$ раствором HNO_3 с последующим прогреванием при $200\text{--}300^\circ$ [59]. При активации сепиолита из Толедо (Испания) его максимальная удельная поверхность составляла $449 \text{ м}^2/\text{г}$ (при исходной — $321 \text{ м}^2/\text{г}$) при обработке образца $0,5N$ раствором HNO_3 и нагревании до 200° ; установлено возрастание пористости при нагревании до 110 и 200° и закрытие части пор при нагревании до 400 и 500° [60, 61]. Изменение удельной поверхности при нагревании до $1200^\circ \text{ см. в работе}$ [62].

Изучены зависимость величины удельной поверхности (методом воздушной проницаемости Ригдена), емкости поглощения катионов и удельного веса от величины части сепиолита из Вальбекаса (Испания) [55], поверхностные свойства сепиолита из Амбосел (Танзания), его каталитическая активность и адсорбция CO_2 , N_2 , диэтила, этанола при $150\text{--}300^\circ$ [63—65].

Было выяснено, что адсорбция CO_2 значительно ниже таковой N_2 и других газов [63] Исследовалась [66] роль адсорбированного и структурного Fe^{3+} в сепиолите при окислении гидрокортизона.

Пористость сепиолита ($\sim 17,6$ объемн. %) определяется величиной каналов в его структуре ($5,6 \times 11,0 \times 5,3 \text{ \AA}$ на элементарную ячейку) [55].

Микропоры занимают около 55% поверхности сепиолита, измеренной по адсорбции N_2 [65]. Данные о зависимости микропористости от нагревания в вакууме и взаимодействии бутил- и фенилизоцианата с сепиолитом см. в работе [67].

Эксперименты по сорбции водяных паров сепиолитом показали, что влажность его зависит от относительной влажности атмосферы, при ее уменьшении минерал теряет часть адсорбированной влаги; установлена значительно более высокая способность сепиолита по сравнению с силикагелем адсорбировать пары органических веществ (гексана, бензина, метилового спирта) [55].

Методом ИК-спектроскопии исследовано [55, 68] взаимодействие H_2O , первичных спиртов, аммиака и других соединений с поверхностью сепиолита. установлено, что вода цеолитная и адсорбированная на внешних поверхностях имеет водородные связи с водой, координированной Mg^{2+} , и взаимодействует с октаэдрическими группами OH . Оба типа воды могут замещаться D_2O , NH_3 , метанолом и этанолом, что свидетельствует о доступности внутрикристаллических каналов для малых высокополярных молекул. Высокомолярные спирты и неполярные соединения адсорбируются только на внешних поверхностях: наличие поверхностных групп SiOH , активно реагирующих с органическими молекулами с образованием Si—O—Si или Si—O—C -связей, определяет способность сепиолита к образованию органоминеральных продуктов [56].

Емкость катионного обмена в среднем $20\text{--}45 \text{ мг-экв}/100 \text{ г}$ [22, 69, 70]; у сепиолита из коры выветривания серпентинитов Кубы (хим. анализ 27) она составляет $58,3 \text{ мг-экв}/100 \text{ г}$ [39]; очень высокое значение емкости катионного обмена ($150 \text{ мг-экв}/100 \text{ г}$ [71]) у Ni-содержащего сепиолита из коры выветривания гарцбургитов Голеша (Югославия) (хим. анализ 23), тогда как для предположительно гидротермального сепиолита из того же месторождения емкость катионного обмена равна $23,5 \text{ мг-экв}/100 \text{ г}$.

В составе поглощенного комплекса сепиолитов Кубы (1) [39] и Югославии (2) [71] определены ($\text{мг-экв}/100 \text{ г}$):

| | Mg | Ca | Na | K | Ni |
|----|-------|-------|------|------|-----|
| 1. | 29,60 | 16,60 | 0,87 | 0,33 | Сл. |
| 2. | 117,2 | 21,5 | 1,2 | 0,2 | . |

Предполагается [2], что обменная способность обусловлена, по крайней мере частично, замещением Si трехвалентными катионами. Применение Са, гексамина кобальта и поливиниламина не выявило зависимости обменной способности от размера катионов [69].

Изменение емкости катионного обмена различных фракций сепиолитсодержащей глины из Маунт-Лейк, шт. Техас (США), отражает изменение минерального состава тонких и более грубых глин [72]. Предложена методика быстрого измерения частиц сепиолита и анизотропии их электрической поляризуемости [73], основанная на оценке изменений флюоресценции красителя, адсорбированного на частицах сепиолита в водной суспензии; установлено, что молекулы красителя ориентированы длинными осями параллельно длинным осям частиц сепиолита и, вероятно, находятся в их поверхностных каналах. Сепиолит из кунгурских отложений Прикамья не окрашивается бензидином, метиленовым голубым он окрашивается в травяно-зеленый цвет [6].

Водные суспензии сепиолита обладают высокой устойчивостью к коагулирующему действию электролитов благодаря особенностям адсорбционных процессов, протекающих главным образом внутри каналов в кристаллической решетке; внутримолекулярная адсорбция ионов практически не сказывается на общей гидрофильности суспензий [74].

Исследована [75] сорбция сепиолитом из водных растворов ионов Ni, Zp и Cd при концентрациях этих элементов от 0,0001 до 0,01%; показано, что способность сепиолита сорбировать Ni, Zp и Cd из низкоконцентрированных водных растворов близка сорбционной способности монтмориллонита и иллита.

Изучена [76] кинетика кислотного выщелачивания сепиолита в ходе обработки минерала 2,5 и 5N HCl при 30° в течение 2, 4, 8 и 10 ч; определено, что константа скорости реакции увеличивается в ряду Mg—Fe—Al (для Mg она в 240 раз больше, чем в палыгорските).

Исследовано [77] влияние на структуру сепиолита обработки его HCl: установлены зависимости извлечения из минерала Mg, изменения объема и диаметра пор, общей пористости и удельной поверхности от концентрации HCl, температуры и времени реакции.

Микр. В шлифах сепиолит прозрачен, бесцветен, часто волокнистый. Погасание волокон прямое, иногда волнистое. Наблюдался [78] «штрихпунктирный» характер погасания волокон цинксодержащего сепиолита, выражающийся в правильном чередовании угасших и просветленных участков (результат спиральной закрученности волокон сепиолита).

Иногда обнаруживает слабый плеохроизм: по Np — бесцветный, реже желтый, по $Nm = Ng$ — бледно-желтый и золотисто-желтый [79], желтоватый и буровато-желтый [7], желтовато-серый [80], светлый желтовато-зеленый [81]. Удлинение (+). Двусосный (—). $cNg = 0$ [82]. $n_g = 1,507—1,546$, $n_p = 1,494—1,528$, $n_g - n_p = 0,008—0,047$ (см. также при хим. анализах); для порошкового сепиолита $n_g = 1,512$, $n_p = 1,505$, $n_g - n_p = 0,007$ [83], $n_g = 1,526$, $n_m = 1,525$, $n_p = 1,516$ [84]. 2V обычно 40—60° [6, 7, 40, 43, 85, 86], отмечались 2V' = 16 и 21 [15], 34 и 49 [6].

Определение n_m и других оптических констант часто затруднено, так как частицы минерала малы и нередко представлены игольчатыми и волокнистыми индивидами.

Зависимость оптических свойств от химического состава сепиолита не изучена.

Хим. Теор. состав: MgO — 24,89, SiO₂ — 55,65, H₂O± — 19,46. Состав природных образцов непостоянный. Характерны изоморфные замещения Mg в октаэдрических позициях структуры на Fe²⁺, Fe³⁺, Ni, Al, Ca, Na, K и замещение Si в тетраэдрической позиции на Al и Fe³⁺. Заселенность октаэдрических позиций при изоморфном замещении Mg на Fe²⁺, Fe³⁺, Al³⁺, Mn по дан-

ным химических анализов рассмотрена в работе [30]. Об изоморфном замещении Mg на Al см. диаграммы состава в работе Сердюченко [87]. Поля составов сепиолита и палыгорскита на диаграмме $Si-R^{2+}-R^{3+}$ (где $R^{2+} = Mg+Fe+Ca$, $R^{3+} = Fe+Al$) близки; эти минералы относятся к наиболее богатым кремнием глинистым минералам, устойчивым при низких температурах [88].

Ферсманом [3, 89] сепиолит рассматривался как крайний Mg-член изоморфной серии (крайний Al-член, гипотетический, был назван парамонтмориллонитом). Некоторыми авторами [30] сепиолит, как и палыгорскит, считался промежуточным членом изоморфной серии тальк—пирофиллит, что, однако, не подтвердилось [90].

В сепиолите из сепиолитовых глин Южного Китая установлены 0,01—0,20% P_2O_5 и 8—14·10⁻⁴ % Sr [91], из осадочных пород Франции (в 14 образцах) — 0,037—0,118% Li [92].

В сепиолите из некоторых месторождений содержится Ni, наибольшее количество его (до 7,60% NiO) — в сепиолите из коры выветривания ультраосновных пород (см. хим. анализы).

В волокнистом сепиолите из пустот в сфалеритовой жиле месторождения Кургашинок (УзССР) содержится 3,25% ZnO (хим. анализ 20), Zn изоморфно замещает Mg [78].

Спектроскопически в сепиолите установлены (°) [9, 15, 33, 40, 43, 78, 93]: Li, Sn (0,0n); Sr, Ba, Sb, V, Cr, Ag, Y (0,00n); Be, Mo, Pb (0,000n).

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|-------|---------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|-------|
| Na ₂ O | 0,09 | 0,1 | 0,35 | — | — | — | 0,08 | 0,10 | — |
| K ₂ O | 0,02 | 0,11 | 0,03 | — | — | — | 0,21 | 0,14 | — |
| MgO | 25,35 | 25,0 | 24,51 | 24,38 | 24,35 | 24,15 | 24,00 | 22,72 | 23,74 |
| CaO | — | 0,07 | 0,55 | — | 3,44 | 0,65 | 0,58 | 0,39 | 0,51 |
| MnO | — | 0,08 | — | 0,04 | Не обн. | — | Сл. | 0,04 | 0,01 |
| FeO | — | Не обн. | — | 0,47 | Сл. | — | 0,81 | — | 0,01 |
| Al ₂ O ₃ | 0,26 | 3,45 | 0,28 | 0,28 | 0,44 | — | 2,07 | 2,85 | 1,03 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,21 | 1,62 | 0,45 | 2,08 | 0,18 | 1,25 | 1,96 | 0,92 | 0,04 |
| SiO ₂ | 54,27 | 48,3 | 54,83 | 52,74 | 48,65 | 53,76 | 53,02 | 54,04 | 52,85 |
| TiO ₂ | — | — | — | 0,41 | — | Сл. | — | 0,06 | — |
| P ₂ O ₅ | — | — | — | — | — | — | 0,05 | — | — |
| CO ₂ | 0,76 | Не обн. | — | — | 0,35 | — | — | — | — |
| H ₂ O ⁺ | 10,04 | 8,86 | 10,74 | 19,59 | 13,18 | 10,75 | 17,34 | 7,81 | 9,04 |
| H ₂ O ⁻ | 9,25 | 12,3 | 8,18 | — | 9,52 | 9,35 | — | 10,75 | 12,67 |

| | | | | | | | | | |
|-------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|
| Сумма | 100,25 | 99,89 | 99,92 | 99,99 | 100,11 | 99,91 | 100,12 | 99,82 | 99,90 |
| n_g | 1,513 | — | 1,505 | — | 1,520 | — | — | — | 1,532 |
| n_p | 1,500 | — | 1,490 | — | 1,510 | — | — | — | 1,482 |
| 2V° | — | — | 40—60 | — | — | 15—25 | — | — | — |

1—27—сепиолит; 28—33—железистый сепиолит; 34—марганцевый сепиолит; 35—«красный Мп-силкат», 36, 37—алюминиевый сепиолит.

1—из рудной зоны Кансайского месторождения (УзССР) [94]; 2—из сепиолитовой жилы в серпентините, Голеш близ Липляна (Югославия) [95]; 3—Явапай-Каунтин, шт. Аризона (США) [85]; 4—из магнезиальных скарнов Вэлд (Румыния) [82]; 5—из контактной зоны дайки и серпентинитов (Северный Кавказ), анал. Грибова [5]; 6—из коры выветривания серпентинитов. Малка (Кавказ), анал. Свердловская [11]; 7—Магурени—Прелука (Венгрия), анал. Дайкснудеску [40]; 8—из сепиолитовых глин. Южный Китай [91]; 9—Карасава, преф. Тотиги (Япония) [81].

| | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|-------------------|---------|-------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|
| Na ₂ O | — | 0,20 | 0,13 | 0,02 | — | Не обн. | 0,46 | 0,08 | 0,113 |
| K ₂ O | — | 0,32 | 0,1 | 0,00 | 0,17* | » | 0,19 | 0,10 | 0,35 |
| MgO | 23,62 | 23,30 | 22,89 | 23,07 | 22,50 | 22,04 | 22,32 | 22,24 | 22,15 |
| CaO | Не обн. | 2,74 | 1,9 | 0,34 | 0,14* | 1,55 | 4,10 | 0,04 | 0,43 |
| BaO | — | — | — | — | 0,02* | — | — | — | — |

| | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|--------------------------------|---------|---------|-------|-------|-------|--------------------|-------|-------|-------|
| MnO | 0,54 | 0,51 | 0,16 | — | — | 0,04 | — | — | — |
| FeO | 0,21 | He обн. | 0,34 | — | — | 0,24 | — | — | 0,167 |
| Al ₂ O ₃ | 0,24 | 1,77 | 0,12 | 0,87 | 0,86 | 0,26 | 0,53 | 1,27 | 1,10 |
| Mn ₂ O ₃ | — | — | — | — | 3,14 | — | — | 0,06 | — |
| Fe ₂ O ₃ | 1,39 | 0,50 | 2,8 | 1,02 | 0,70 | 0,10 | 1,47 | 3,49 | 0,496 |
| SiO ₂ | 55,22 | 51,58 | 52,08 | 47,27 | 52,97 | 55,59 | 50,51 | 50,06 | 54,00 |
| TiO ₂ | He обн. | 0,01 | 0,05 | — | — | He обн. | — | 0,16 | 0,03 |
| P ₂ O ₅ | » | He обн. | — | — | 0,1* | 0,05 | — | — | — |
| CO ₂ | » | — | 0,75 | — | — | — | — | — | 0,35 |
| H ₂ O ⁺ | 9,72 | 7,04 | 8,96 | 10,14 | 9,90 | 9,54 ^{3*} | 7,61 | 10,40 | 15,20 |
| H ₂ O ⁻ | 9,17 | 12,61 | 9,49 | 17,57 | 8,80 | 10,41 | 13,03 | 12,02 | 5,28 |

| | | | | | | | | | |
|--------------------|--------|--------|-------|--------|----------------------|--------|--------|-------|----------|
| Сумма | 100,11 | 100,58 | 99,77 | 100,30 | 100,17 ^{2*} | 100,22 | 100,22 | 99,92 | (99,666) |
| n _g | 1,524 | 1,522 | — | — | — | 1,528 | — | — | — |
| n _p | 1,508 | 1,518 | — | — | — | 1,513 | — | — | — |
| a ₀ (Å) | — | — | — | — | 13,50 | — | — | — | — |
| b ₀ | — | — | — | — | 26,97 | — | — | — | — |
| c ₀ | — | — | — | — | 5,25 | — | — | — | — |

* Определено спектрографически. ** В том числе C—0,87. ** П. п.

10—из прожилка в известняке, Стенвик (Финляндия), анал. Ояппере [46]; 11—из мидалли в базальтах, Каратси, преф. Сага (Япония) [96]; 12—из околорудной зоны в мраморах, месторождение Кургашикан (УзССР) [94]; 13—из серпентинита, месторождение Ойяма, преф. Киото (Япония) [97]; 14—Литл-Коттонвуд, шт. Юта (США) [12]; 15—из прожилков в известняках, р. Курейка (Сибирская платформа) [98]; 16—Таллах, Норильск [99]; 17—из прожилка в серпентините, Маллион, Корнуэлл (Великобритания) [100]; 18—Вальекас (Испания), анал. Хэрдман. в оригинале сумма 99,766 [101].

| | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 |
|--------------------------------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------------------|---------|
| Na ₂ O | 0,12 | — | 0,01 | — | 0,03 | — | 0,07 | 0,11 | 0,13 |
| K ₂ O | | — | 0,02 | — | 0,01 | — | 0,15 | 0,06 | 0,05 |
| MgO | 22,02 | 21,88 | 21,72 | 21,31 | 21,29 | 20,28 | 20,09 | 20,03 | 17,66 |
| CaO | Сл. | 2,40 | — | 0,47 | 0,60 | — | 0,50 | Сл. | 12,98 |
| MnO | He обн. | 0,04 | 3,02 | — | — | — | 0,08 | — | He обн. |
| FeO | 0,42 | 0,65 | 0,88 | 0,70 | — | — | 0,98 | — | » |
| NiO | 0,06 | — | — | — | 6,65 | 9,78 | — | 7,60 | — |
| ZnO | — | 3,25 | — | — | — | — | — | — | — |
| Al ₂ O ₃ | Сл. | 0,46 | 0,99 | 0,60 | 0,25 | — | 0,96 | 0,34 | 2,30 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,03 | 0,46 | 1,56 | 2,99 | 0,10 | 0,73 | 2,80 | 0,28 ^{2*} | 0,42 |
| SiO ₂ | 49,42 | 52,92 | 54,56 | 52,50 | 50,26 | 50,40 | 57,47 | 50,48 | 41,19 |
| CO ₂ | — | 2,26 | — | — | 0,34 | — | — | — | 5,98 |
| H ₂ O ⁺ | 9,99 | 8,05 | 9,23 | 9,21 | 11,87 | 8,68 | 9,55 | 9,71 | 10,49 |
| H ₂ O ⁻ | 18,49 | 8,10 | 7,92 | 12,06 | 8,71 | 9,92 | 7,12 | 11,50 | 8,48 |

| | | | | | | | | | |
|----------------|--------|----------|-------|-------|--------|-------|--------|-----------|-------|
| Сумма' | 100,55 | (100,47) | 99,91 | 99,84 | 100,11 | 99,79 | 99,92* | 100,11 | 99,68 |
| Уд. в | — | — | — | 2,08 | — | — | — | 2,15—2,20 | 2,45 |
| n _g | 1,528 | — | 1,528 | 1,50 | — | — | — | 1,55—1,56 | — |
| n _p | 1,518 | — | 1,508 | 1,49 | — | — | — | | — |

* В том числе TiO₂—0,13, P₂O₅—0,02, H₂O⁺—п. п. ** F₂O₃—FeO.

19—из серпентинита Ийэшикава преф. Фукуока (Япония) [102]; 20—из зоны гипергенеза месторождения Кургашикан (УзССР), в оригинале сумма 100,01 [78]; 21—месторождение Акатани, преф. Ниигата (Япония) [80]; 22—Ампаидрандава (Мадагаскар) [103]; 23—из коры выветривания гарцбургитов, Голеш, Липляна (Югославия), анал. Никитович [71]; 24—з-в Новая Каледония [103]; 25—из прожилков в доломитизированных известняках и глинисто-алезригвых доломитах низовья р. Лены (Сибирская платформа) [98]; 26—из коры выветривания серпентинитов никелевого месторождения Ойяма, преф. Киото (Япония) [104]; 27—из коры выветривания серпентинитов Кубы, анал. Замуруева [39].

| | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 |
|--------------------------------|-------|---------|--------|-------|----------|--------|---------|---------|-------|---------|
| Na ₂ O | — | 0,18 | 0,07 | — | 0,19 | — | — | 1,44 | — | — |
| K ₂ O | — | 0,06 | 0,57 | — | 0,10 | — | — | — | 0,75 | — |
| MgO | 16,71 | 17,99 | 14,65 | 12,98 | 12,12 | 12,32 | 17,06 | — | 15,60 | 15,08 |
| CaO | 0,11 | 0,74 | — | 3,66 | 0,63 | 0,90 | 1,20 | 1,48 | 0,06 | — |
| MnO | — | 0,10 | 1,02 | 0,13 | 0,10 | 0,17 | 5,09 | 14,61 | — | Сл. |
| FeO | 3,49 | 1,66 | 1,79 | 1,06 | 2,99 | 0,20 | 0,57 | — | — | 2,40 |
| Al ₂ O ₃ | 1,18 | 0,12 | 0,16 | 3,29 | 1,30 | — | Не обн. | 1,85 | 5,80 | 7,05 |
| Fe ₂ O ₃ | 7,62 | 8,23 | 14,24 | 14,57 | 18,01 | 21,70 | 6,63 | 22,85** | 2,40 | 2,24 |
| SiO ₂ | 52,64 | 52,15 | 51,27 | 43,15 | 48,84 | 45,82 | 48,08 | 42,45 | 54,60 | 52,43 |
| TiO ₂ | 0,12 | 0,05 | 0,23 | — | Не обн. | 0,05 | — | 0,41 | 0,22 | — |
| H ₂ O ⁺ | 9,47 | 9,01 | 6,37 | 7,19 | 8,23 | 9,41 | 10,00 | 8,96 | 9,71 | 9,45 |
| H ₂ O ⁻ | 8,64 | 9,08 | 9,63 | 12,17 | 8,22 | 9,48 | 9,09 | 5,56 | 10,78 | 10,48 |
| Сумма | 99,98 | 100,19* | 100,00 | 98,20 | (100,73) | 100,05 | 99,91** | 99,61 | 99,92 | 99,71** |
| Уд. в. | — | — | — | — | 2,51 | — | 2,23 | 2,36 | — | — |
| n _g | 1,547 | 1,525 | 1,573 | 1,579 | — | 1,58 | — | 1,64 | 1,52 | — |
| n _p | 1,525 | 1,508 | 1,535 | 1,553 | — | 1,56 | — | 1,63 | — | — |
| a ₀ (Å) | — | 13,74 | — | 13,3 | — | 13,58 | — | 33,5 | — | 13,30 |
| b ₀ | — | 26,97 | — | 27,0 | — | 26,63 | — | 32,2 | — | 26,92 |
| c ₀ | — | 5,28 | — | 5,2 | — | 5,41 | — | 27,6 | — | 5,21 |
| β | — | — | — | — | — | — | — | 95 30' | — | — |

* В том числе P₂O₅—0,01, CO₂—0,81. ** В том числе MnO₂—0,27, CO₂—1,92. *** FeO+Fe₂O₃. ** В том числе NH₃—0,58.

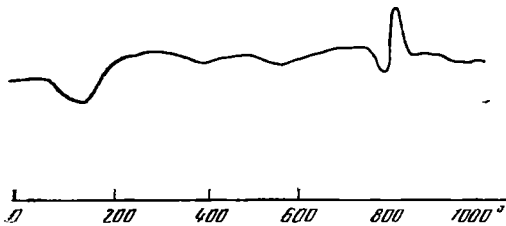
28—из трещин в габбро-диабазе, Вольви (УССР), анал. Цвик и Зинчук [105]; 29—из пустот в кварце и доломите, месторождение Касуга, преф. Гифу (Япония) [16]; 30—из сепиолит-кальцитовой жи- в гранат-биотитовом гнейсе, с. Завалье, Среднее Побужье (УССР) [106]; 31—из трещин в базальте Стилбис-Бьерг (Восточная Гренландия), анал. Нилсен, в оригинале принята иная установка (a₀=c₀, описан как гуннбьяриит) [107]; 32—из метаморфических пород Криворожского бассейна (УССР), в оригинале сумма 100,03 [108]; 33—Тироль (Австрия), описан как «ксилотил» [103], параметры элементарной ячейки вычислены по межплоскостным расстояниям [16]; 34—из прожилков в измененном доломите Алтынь-Топкан (УзССР) [109]; CaO и CO₂—за счет примеси кальцита; 35—из анатимовой с.- егматита, гора Накалак, Илимаусак (Гренландия), анал. Казакова [110]; 36—из почв шт. Нью-Мексико (США) [111]; 37—из почв Тинтинары (Южная Австралия) [70], параметры элементарной ячейки вычислены [16].

В работах Ферсмана [3, 89] содержится сводка химических анализов сепиолита. Хим. анализы см. также в работах [7, 37, 38, 83, 86, 93, 112—121 и др.].

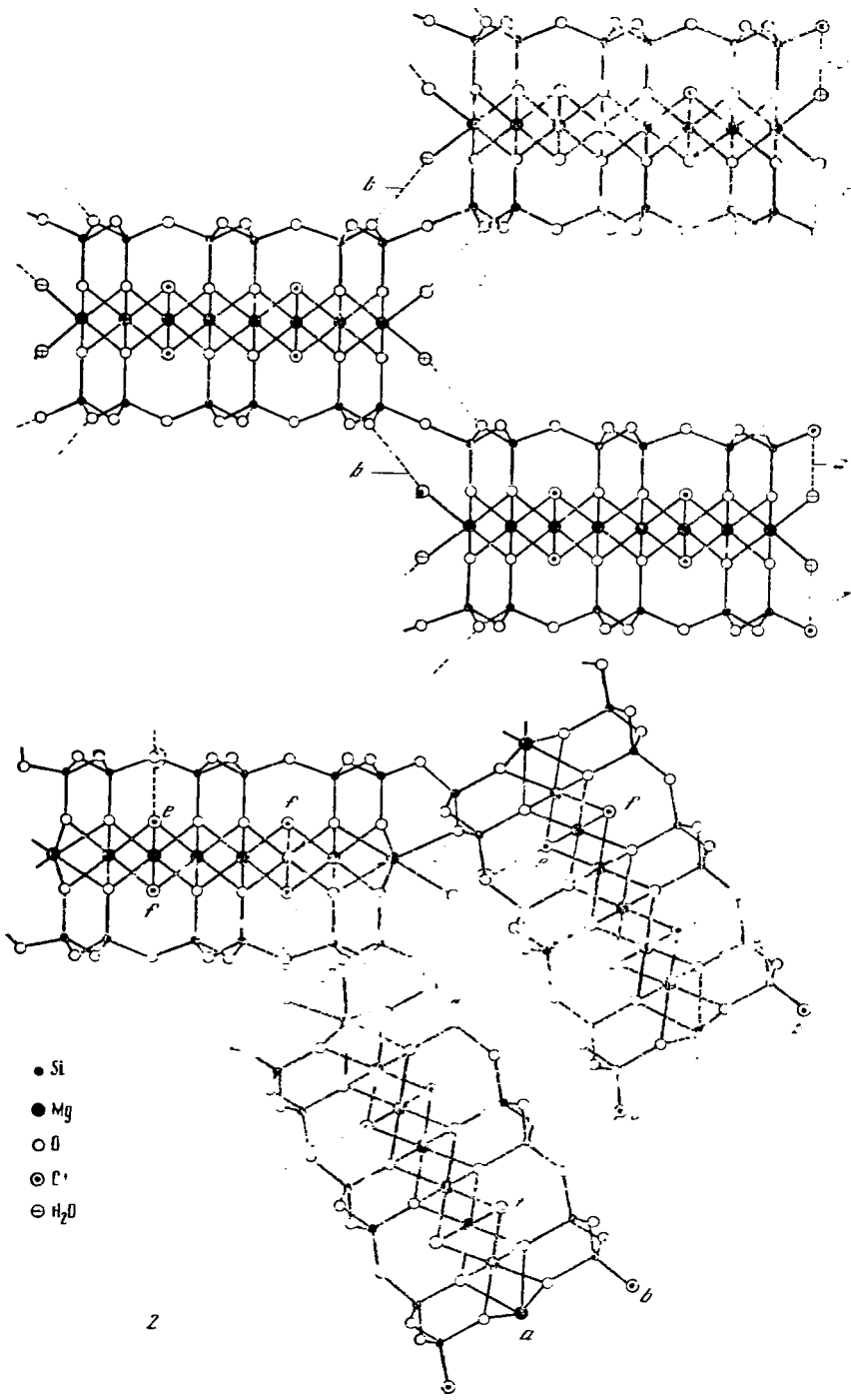
Диагн. исп. Разлагается HCl [122] иногда с выделением студня кремнезема [83]. Окрашивается 5%-ным водным раствором метилового оранжевого—становится пурпурным [123].

Повед. при нагр. На кривой ДТА (фиг. 63) [124] фиксируются эндотермический эффект в интервале 90—200° с пиком при 120—150° и небольшие эндотермические эффекты при 300—400 и 700—800°. В интервале 800—830° регистрируется отчетливый экзотермический эффект.

Интерпретация природы термических эффектов неоднозначна, что связано с неопределенностью в классификации типов H₂O в сепиолите. Первый эндотермический эффект обычно связывают с удалением воды цеолитного типа, тепловой эффект реакции—10,6—12,2 ккал/мол [125]; в температурном интервале первого эндотермического эффекта выделяется до 12% H₂O (до 50% от общей массы воды в сепиолите) [124]. Удаление цеолитной воды не вызывает заметных изменений в кристаллической структуре сепиолита, наблюдается только небольшое расширение минерала на dilatометрических кривых [126]. Второй эндотермический эффект



Фиг. 63. Кривая ДТА сепиолита (по Ивановой)



Фиг. 64. Схема структуры правого края сепиолитовой ленты (по Серне, Альрихсу и Сератосе)

— исходный сепиолит (*a* — связь H₂O—SiOH, *b* — связь H₂O—O); 2 — сепиолит после потери 50% координационной H₂O (*a* — дегидратированный атом Mg; *b* — группа OH с ненарушенными связями; *c* — группа OH с нарушенными связями и вновь образовавшейся связью с атомом O; *d* — H₂O, оставшаяся в структуре дегидратированного сепиолита; *e* — группа OH октаэдрического слоя с нарушенными связями; *f* — группа OH октаэдрического слоя с ненарушенными связями; *g* — атом Mg, связанный с O)

связан с удалением части структурной H_2O , что сопровождается сильным сжатием структуры [126]. Тепловой эффект реакции — 12,7—7,7 ккал моль [125]. Образование «сжатой» формы минерала, названной сепиолитом-II [21, 127] или сепиолитовым «ангидридом» [25], завершается примерно при 450° [25], а в условиях вакуума — около 175 [128]. Установлено [25], что образование сепиолитового «ангидрида» происходит после удаления 50% структурной H_2O ; для него предложена структурная формула $(Mg, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Al)_8 (Si, Al)_{12}O_{30} (O, OH)_4$ и определены $a_0 = 10,9$, $b_0 = 23,3$, $c_0 = 5,28$ Å. Возможный механизм структурных изменений при образовании сепиолитового «ангидрида» показан на фиг. 64. В структуре сепиолита при 350—450 происходит изгиб структурных блоков по оси, проходящей через крайние Si—O—Si связи, а остающиеся в структуре молекулы H_2O оказываются в ином окружении [128—131]. В температурном интервале третьего эндотермического эффекта (700—800°) происходит разрушение «ангидрида», удаление оставшейся части структурной H_2O , что сопровождается сильным сжатием структуры и ее полным разрушением [124, 126, 132]. Тепловой эффект этой стадии превращения сепиолита — 14,9—9,0 ккал моль [125]. Кинетика дегидратации сепиолита рассмотрена в работах [125, 129]. Вопросу о стадиях дегидратации сепиолита и типах H_2O в его структуре посвящены многочисленные работы [16, 27, 46, 49—51, 62, 80, 81, 133—142].

Третий эндотермический эффект при 800—830 переходит в экзотермический, который обычно связывается с процессами кристаллизации новых фаз в пределах полностью разрушенной структуры сепиолита. Однако новые фазы отчетливо фиксируются рентгеновским методом только при 1000° и выше. При 1000° обнаружен энстатит, при 1300 — энстатит в смеси с кристобалитом [2, 143]. По другим данным, при 1100° фиксируется энстатит с подчиненным количеством кристобалита, а при 1250° — кристобалит и клиноэнстатит (в некоторых образцах эта смесь проявлялась выше 1400) [62, 134]. Образование кристобалита отмечено также после нагревания сепиолита при 1000° в течение суток [144].

Детальное изучение высокотемпературных фаз сепиолита показало [145], что в осадочном сепиолите при 1350° образуется энстатит и некоторое количество β-кристобалита; в гидротермальном уже при 800° обнаружен энстатит, при 1075° — β-кристобалит; при 1300—1450° β-кристобалит — преобладающая фаза. Легкость возникновения энстатита объясняется близостью структур этих минералов. Наблюдаются вариации кривой ДТА сепиолита в зависимости от химического состава, дисперсности и примесей [15, 34, 43, 84, 93, 100, 142, 146—156 и др.]. Отмечались дополнительные эндотермические эффекты при 450—580 [50], 500 [17], 500—600° [40, 104], 420—595° [80], 650—680° [6], 450 и 560° [95], 390 и 615° [82].

В ряде случаев на кривых ДТА второй эндотермический эффект не регистрируется [97, 113, 141, 142, 157]. На кривой ДТА волокнистого сепиолита из месторождения Ойяма (Япония) имеются два двойных эндотермических эффекта с пиками: у первого — 130 и 150°, у второго — 745 и 790° [104].

Экзотермический эффект на кривых ДТА появляется на 50—70° ниже, чем у палыгорскитов. Идентификация сепиолита по кривым ДТА затруднительна. Предварительная обработка минерала раствором $AlCl_3$ или анилина облегчает идентификацию [132].

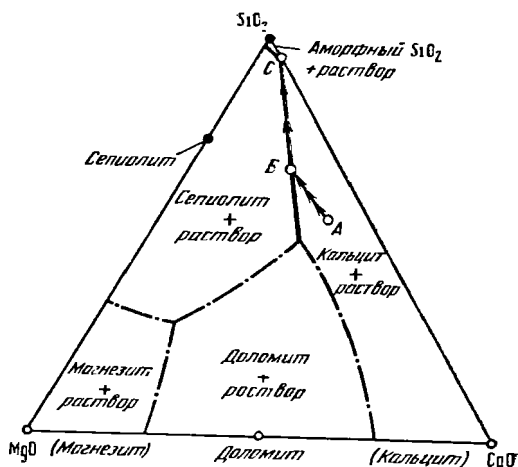
При дегидратации сепиолита параметры a_0 , b_0 и объем элементарной ячейки уменьшаются, c_0 увеличивается, длины связей Si—O практически не изменяются [158].

Зависимость процесса дегидратации от размеров частиц менее четкая по сравнению с палыгорскитом; дегидроксилизация и изгиб структурных блоков происходят в сепиолите в отличие от палыгорскита при более высокой температуре [159]. Изучены дегидратация и структурные особенности сепиолита, в котором часть Mg замещена Cu^{2+} [160].

Наход. Распространенный минерал осадочных пород и коры выветривания осадочных и изверженных пород, а также зоны гипергенеза рудных месторож-

Фиг. 65. Диаграмма равновесного насыщения для системы $\text{CaO—MgO—CO}_2\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ при 25° и 1 атм (по Хелгесону и др.)

А — первоначальный состав раствора; В — начало осаждения сепиолита, С — аморфный SiO_2



дений. Встречается в глубоководных осадках современных океанов, в почвах некоторых типов. Часто находится вместе с палыгорскитом, но более редок и не образует крупных месторождений.

Является преимущественно хемогенным минералом, кристаллизующимся из водных растворов в интервале температур $25\text{—}220^\circ$. Выделены следующие генетические типы сепиолита [94]: 1. Хемогенно-эвапоритовый и камуфлированный вулканогенно-осадочный сепиолит, образовавшийся при процессах сингенеза, диагенеза и начального эпигенеза осадков. 2. Гидротермальный и гипергенный сепиолит, связанный с инфильтрацией по трещинам низкотемпературных гидротермальных растворов и метеорных вод.

Общей предпосылкой для образования сепиолита всех генетических типов является щелочная среда минералообразования (рН 8,5—11, чаще всего регулируется ионами Ca^{2+}), достаточная концентрация ионов Mg^{2+} , избыток реакционноспособной SiO_2 [91, 94, 148, 161—163].

Экспериментально изучены [164] условия образования сепиолита в морских и озерных осадках, а также при выветривании ультраосновных пород; установлено, что он устойчив при 25 и атмосферном давлении, при некоторых условиях легко осаждается из морской воды (см. Искусств.).

Модель образования сепиолита в озере в горах Сьерра-Невада при увеличении концентрации раствора в результате испарения предложена Хелгесоном др. [165].

На диаграмме равновесия (фиг. 65) в точке А показан химический состав питающих озеро постоянных источников; прогрессивное испарение этих вод, по расчетным данным, можно привести к осаждению кальцита (вдоль АВ) и затем сепиолита (точка В); раствор насыщается по отношению к аморфному SiO_2 (точка С), при дальнейшем испарении осаждаются сепиолит, кальцит и аморфный SiO_2 .

Рассмотрены [166] условия образования сепиолита в Амбосели (Кения) при доломитизации озерных осадков, содержащих аутигенный сепиолит; на основе изучения геохимических особенностей выветривания щелочных оливиновых базальтов данного района, а также химического состава поверхностных и грунтовых вод бассейна Амбосели указано положение сепиолита на диаграмме устойчивости для системы $\text{MgO—CaO—SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—H}_2\text{O—CO}_2$ при $P = 25$ и $P = 1$ бар.

Экспериментально установлено [99, 167], что в определенных физико-химических условиях (см. Искусств.) сепиолит преобразуется в смектит (при $250\text{—}400^\circ$). Образование смектита по сепиолиту может происходить в результате твердофазного замещения с образованием псевдоморфозов за счет компонентов, поступивших в реакционную среду. При более высокой температуре (450°) смектит преобразуется в Na—Mg-трехрядный ленточно-каплевидный смектит или в амфибол.

Образование сепиолита в осадочных формациях связано с разными стадиями литогенеза, начиная с сингенеза и кончая начальным эпигенезом; характерны зональность и полигенетичность осадочных пород и осадков, обогащенных сепиолитом [94]. Сепиолит осадочных пород — типичный новообразованный минерал, кристаллизующийся при хемогенной седиментации в условиях жаркого сухого климата, может образовываться также в ходе хемогенно-диа-

генетических и диагенетических процессов, главным образом за счет вещества вулканических туфов или смектитовых глин [36, 37, 113, 162, 168—170]. Для сепиолита по сравнению с палыгорскитом более характерно хемогенное образование в ходе седиментогенеза, но при большей солёности среды и более высоких значениях pH; характерна тесная связь его с доломитами и окремнелыми породами [171]. Отличительной чертой сепиолита осадочных образований является малая величина его частиц (1—10 мкм). Осадочные месторождения минерала в основном образовались путем непосредственной кристаллизации из щелочных пересыщенных Mg^{2+} и свободным SiO_2 растворов в условиях тропического или субтропического выветривания. Считается [170], что таков происхождение сепиолит-палыгорскитовых глин Юкатана (Мексика), отличающихся отсутствием обломочного материала и смектитов.

Сепиолит хемогенно-эвапоритового типа (тонкодисперсный) широко развит в карбонатных и карбонатно-глинистых каменноугольных породах Русской платформы. Характерна пространственная разобщённость сепиолита и палыгорскита: сепиолит приурочен в основном к доломитам, палыгорскит — к известнякам и мергелям [3, 37, 43, 94, 113, 148, 172, 173]. Ратеев [148, 173] считает, что сепиолит осадочных пород Русской платформы целиком является хемогенным седиментационным или седиментационно-диагенетическим минералом (палыгорскит частично аллотигенный); образование сепиолита может предшествовать доломитизированию и осаждению гипса или быть более поздним. В отложениях верейского горизонта установлена реликтовая туффитовая порода, подвергшаяся замещению сепиолитом (и палыгорскитом) [94]. В нижнепермских отложениях Казанского Поволжья сепиолит обнаружен в виде прослоек (мощностью до 5 мм, редко до 20 см) по плоскостям напластования в доломитах [38]. В известковистых доломитах кунгурских отложений Прикамья цементирует (иногда вместе с палыгорскитом) оолиты доломита, зерна гипса и ангидрита [6]. В Южной Фергане известен в доломитовых мергелях (фашия гипсоносных лагун) и доломитовых глинах (морская, относительно глубоководная фашия) [174], в Бухарской, Сурхандарьинской и других областях Узбекистана — в палеогеновых отложениях (опоках, глинах и опоконых глинах) с палыгорскитом, монтмориллонитом, гидрослюдами, кристобалитом, опалом [175, 176].

За рубежом к хемогенно-эвапоритовым образованиям относятся третичные сепиолитовые и палыгорскит-сепиолитовые глины Испании (Вальекас, Лебри, Кабо-де-Гата и др.) [31, 94, 101, 177], Франции [168] и Италии [119]; глинисто-фосфоритовые третичные отложения Сенегала (Западная Африка) [178]; сепиолит-палыгорскитовые породы северо-западной части Африки [36]; отложения мелководного бессточного бассейна в Калахари (Юго-Восточная Африка) [120]; лагунные отложения Сомали (Восточная Африка) мелового возраста [179]; осадки третичных и четвертичных бассейнов Саудовской Аравии [180]; сепиолит-палыгорскитовые глины п-ова Юкатан (Мексика) [170]; сепиолит (и палыгорскит) карбонатных озерных отложений в южной части Великих равнин, штаты Техас и Нью-Мексико (США) [181]; сепиолит из глинистых прослоев в калийных отложениях эвапоритовой формации Прайри в Саскачеване (Канада) [182]. В пустыне Амаргоза в шт. Невада (США) обнаружен обогащенный сепиолитом слой (до 1,2 м) среди монтмориллонит-сапонитовых глин [183, 184]. В горизонте миоценовых глин неогеновой анатолийской формации в Турции развиты сепиолит-анальцимовая и лохлинит-анальцимовая ассоциация, включающие также монтмориллонит, доломит, пирит, гипс [151, 185, 186]. Сепиолитовые глины пермского возраста найдены в Южном Китае [91]. Вблизи Ипсвича, Квинсленд (Австралия), сепиолит наблюдался в виде твердых железных в сланцеватых палыгорскитсодержащих глинах, образующих прослоек среди доломитов [187]. Установлен в составе глин среди верхнетриасовых мергелей Мидленда (Великобритания) в ассоциации с кварцем, кальцитом, слюдой и окислами железа [188].

В океанических осадках развит сепиолит хемогенно-эвапоритового и вулканогенно-осадочного типов, слагающий прослои, линзы, прожилки. Он мож-

образовываться в результате преобразования пирокластического материала и монтмориллонитовых глин под действием богатых магнием растворов [17, 116, 163, 171, 189, 190] либо путем сингенетического осаждения из придонной воды при ее взаимодействии с богатыми магнием гидротермальными растворами или в результате перетолжения материала, принесенного с материка [189]. Сепиолит и палыгорскит в карбонатных илах разного возраста генетически связываются с поступлением Mg из аридных и полуаридных районов континента [94].

Известен в глубоководных осадках Атлантического океана. В районе Срединно-Атлантического хребта — в бурых слоистых глинах с клиноптилолитом, монтмориллонитом и кварцем, цементирующих обломки серпентинитов, и в виде секущих прожилков [116]. В осадках Атлантического океана установлен в оранжево-красных глинах в ассоциации с доломитом, палыгорскитом, кварцем и кальцитом [189] или с клиноптилолитом, серпентином, монтмориллонитом, палыгорскитом и кварцем [163]; небольшие количества сепиолита (в ассоциации с преобладающим палыгорскитом) обнаруживаются также в вулканогенных, карбонатных и пелагических глинах [190]. У берегов Африки встречены [90, 171] палыгорскит-сепиолитовые (и палыгорскитовые) глины и аргиллиты, не содержащие терригенного материала; сепиолит и палыгорскит этих осадков образовались хемогенным путем при морской седиментации благодаря интенсивному привносу с материка Mg и SiO₂ реками, текущими из областей тропического выветривания и латеритообразования. В Тихом океане севернее Соломоновых островов небольшие количества сепиолита отмечены в осадках с вулканическим материалом вместе с палыгорскитом, монтмориллонитом, хлоритом [191]. В Индийском океане почти мономинеральные сепиолитовые (и палыгорскитовые) глины приурочены к эоценовым осадкам в зонах разломов Восточно-Индийского хребта, а также в Западно-Австралийской котловине [17].

Образование сепиолитовых и палыгорскитовых глин в меловых и кайнозойских отложениях в районе Марокканского побережья связывается с перетолжением осадков прибрежных бассейнов [192].

В глубоководных миоценовых илах и глинах восточной части Индийского океана отмечен терригенный сепиолит в ассоциации с палыгорскитом, каолинитом, иллитом [193].

Гидротермальный и гипергенный сепиолит широко распространен в карбонатных, изверженных (главным образом основных и ультраосновных) и метасоматических породах, а также в рудных месторождениях. Образуется путем непосредственной кристаллизации из магниезиальных растворов, циркулирующих в зонах трещиноватости или вдоль контактов неоднородных пород. Разграничение гидротермального и гипергенного сепиолита не всегда возможно.

Гидротермальный сепиолит встречается в виде прожилков, образует волокнистые и длиноволокнистые агрегаты, реже порошокватые выделения. Обнаружен в ряде рудных месторождений Узбекистана: в вольфрамо-молибденовом месторождении Койташ — в виде радиально-лучистых агрегатов волокон и в псевдоморфозах по воластониту; в свинцово-цинковых месторождениях Кансай и Кургашикан. В последнем образует [45, 78] прожилки, корочки и неправильные скопления в серпентинизированных доломитах вместе с кальцитом, палыгорскитом, иногда с серпофитом, тальком и гипергенным магнезитом; в пустотах выщелачивания рудных жил встречается волокнистый снежно-белый цинксодержащий сепиолит [45]. В пироксеновых скарнах вольфрамо-молибденовых месторождений Западного Узбекистана встречается в зоне разломов среди скарнированных пород, местами образует псевдоморфозы по кальциту. В месторождении Ташгезе (Алтынопканское рудное поле) [109] наблюдался в прожилках, секущих доломитизированный известняк и измененный доломит, вместе с марганцевым сепиолитом и в тесной ассоциации с кальцитом; также выполняет трещины в скарнах и массивных галенит-сфалеритовых рудах. Отмечался в Чаткальских горах в виде прожилков в серпентинизированных и доломитизированных известняках [89, 114] и в пустотах выщелачивания на контакте магнетитовых скарнов с разрушенными доломити-

зированными известняками в ассоциации с клинохлором, тальком, гётитом и кальцитом [84]; в Кураминских горах встречен в виде прожилков в известняках и скарнах, местами — в зальбандах жилок опала и халцедона [10].

В Алешинском скарново-железородном месторождении (Тургай, КазССР) образует прожилки (толщиной до 8 мм) в известняках, кожистые агрегаты на стенках открытых трещин, тонкие пленки, облегающие кристаллики кальцита [194]. В Оленегорском месторождении железистых кварцитов (Кольский полуостров) цементирует вместе с кальцитом обломки амфибол-гематит-магнетитовых кварцитов [9]. В Рудногорском магнетитовом месторождении (Восточная Сибирь) продольно-волоконистый асбестовидный сепиолит выполняет с пиритом, доломитом и кальцитом тектонические трещины в рудах и скарнах [18].

В Талнахском рудном поле норильской группы медно-никелевых месторождений (Красноярский край) [15, 94] в экзоконтакте интрузии габбро-долеритов среди магнезиальных и кальциевых метасоматитов по карбонатным и ангидрит-карбонатным породам распространен длиноволокнистый сепиолит. Приурочен к зальбандам трещин, секущих монтичеллитовые, гранат-пироксеновые и везувиан-пироксеновые скарны, находится в ассоциации с ксонотлитом, таумаситом, серпентином; местами выполняет трещины в доломитах. В габбро-долеритах встречается в составе псевдоморфоз серпентина по оливи-ну. Образование сепиолита относится [15] к заключительным этапам гидротермального процесса и связывается с воздействием кремнистых растворов на доломиты и богатые магнием приконтактные породы или с воздействием холодноводных кремнистых растворов на доломиты. В Криворожском рудном поясе сепиолит обнаружен в метасоматитах в виде мономинеральной сепиолитовой зоны (мощностью до 2 м) и отдельных прожилков [195], в силикатно-магнезитовых роговиках — в прожилках (мощностью до 0,5 см) и гнездах (до 5 см в поперечнике), иногда в трещинах сланцев в виде картонообразных агрегатов [108].

В кимберлитовой брекчии (Якутия) слагает прожилки (0,2—5 см) вместе с кальцитом [108].

В осадочных породах чехла Сибирской платформы сепиолит образует прожилки (мощностью от 1,5—2 до 8 см), выполняет мелкие трещинки и трещины отдельности в известняках, доломитах и доломитизированных известняках карбона вместе с кальцитом, иногда с тальком и кремнистым материалом [98].

За рубежом гидротермальный сепиолит известен в США: в ряде месторождений шт. Юта образует прожилки в карбонатных породах и в рудных жилах в ассоциации с кальцитом, кварцем (или опалом) и иногда с сульфидами (пиритом, галенитом, сфалеритом) [79]; вблизи Лас-Вегаса, шт. Невада, — прожилки в доломитах в ассоциации с кальцитом и выполнение трещин в вулканических туфах [196, 197]; также отмечался в Явапай-Каунти, шт. Аризона [85].

В железородном месторождении Стэнвик (Финляндия) гидротермальный считается волокнистый сепиолит («парасепиолит») из прожилков с кварцем в измененном известняке [46]. В месторождении Конгсберг (Норвегия) образование коркоподобных выделений сепиолита относится вместе с кальцитом, тремолит-актинолитовым асбестом и монтмориллонитом к поздней стадии гидротермального процесса [144]. Встречен также в Венгрии — в гидротермальных жилах вместе с палыгорскитом [198]. В Румынии известен в магнезиальных скарнах (с серицитом, тальком, флогопитом, гипсом, халькопиритом), в порфиритовых граносиенитах (банатитах) и на контакте метаморфизованных известняков (с хлоритом, гейландитом, клиноптилолитом) [82], а также в трещинах карбонатных пород (в массиве Магурени-Прелука, Марамуреш) в виде мономинеральных агрегатов или в ассоциации с тальком, серпентином, доломитом, монтмориллонитом, вильямситом, опалом, кальцитом [40]. В Канигу (Франция) выполняет трещины в известняках и доломитах [199]. С циркуляцией гидротермальных растворов связывается образование сепиолита в закарстованных доломитовых мраморах в пещере Яскиня-Недзвезда около Клетня (Чехословакия) [200]. В Центральной Анатолии (Турция) [201] замещает магнезит в жилах (мощностью до 30 см), секущих серпентиниты, и сл.

гает мономинеральные сепиолитовые жилы. Отмечался в Хадрамауте (Йемен) в мергелях вместе с палыгорскитом [180]. Встречен в месторождениях Японии: Карасава (преф. Тотиги) [117] и Акатани (преф. Ниигата) — прожилки (2—5 см) в известняке вместе с пиритом, гематитом, кварцем [81, 102].

В Ампандрандава на Мадагаскаре волокнистый и пластинчатый сепиолит образовался в пустотах растворения кальцита [202]. Образование прожилков сепиолита в среднемиоценовых диатомитах бассейна Санта-Круз, шт. Калифорния (США), происходило при участии грунтовых вод или морской воды [33].

Вторичный сепиолит наблюдался в виде жилок в глинах озерных отложений Амбосели (Кения) в ассоциации с К-полевым шпатом, доломитом, кальцитом [166] и в глинистых сланцах формации Грин-Ривер в шт. Юта (США) вместе с кальцитом [42, 203].

В коре выветривания сеполит встречается в виде прожилков, линзочек, пропластков, включений и тонкорассеянных выделений среди продуктов выветривания. Образование его связано с богатыми SiO_2 холодными нисходящими растворами. Кристаллизация происходила после выпадения в осадок основной массы SiO_2 (в виде опала, халцедона, кварца) в результате замещения серпентина под воздействием богатых Mg вод. В коре выветривания ультраосновных пород приурочен к керолитовому или арагонитовому горизонтам нижней части нонтронитовой зоны или верхней части зоны «выщелоченных» серпентинитов; обычны смеси сепиолита с керолитом, халцедоном и карбонатами.

Развит в серпентинитах Урала [147]; наиболее мощные 30-метровые зоны существенно керолит-сепиолитового состава прослеживаются в районе Уфалейского месторождения; образование сепиолита в них связывается с циркуляцией гидротермальных растворов в зоне контакта серпентинитов и мраморов [141]. Наблюдался в зоне окремнения коры выветривания змеевиков Малкинского серпентинитового массива (Северный Кавказ) в жеодах и мелких полостях в кварц-халцедоновых линзах и жилах в ассоциации с кальцитом [7, 11] и в измененной серпентинито-хлоритовой породе месторождения Кургашинокан (Средняя Азия) — в ассоциации с палыгорскитом, монтмориллонитом, кристобалитом [204]. В коре выветривания диабазов Падунского силла (бассейн р. Ангары) сепиолит скагает линзочки в сильно выветрелых участках породы, находится в ассоциации с бейделлитом, халцедоном, гидроокислами Fe, кальцитом; образовался в результате выветривания хлоритов [157]. Входит в состав карбонатно-сепиолитовой породы, приуроченной к контакту разных свит кембрийских отложений Сибирской платформы; эта карбонатно-сепиолитовая порода рассматривается как элювиальная шляпа, образовавшаяся в результате гипергенного преобразования сильно дренированных отложений [205].

Обнаружен среди глинистых минералов коры выветривания кристаллического фундамента Эстонии в виде выполнения трещин и гнезд в выветрелом и гидротермально-измененном форстеритовом мраморе [206].

Сепиолит в основных и ультраосновных породах известен в ряде мест за рубежом. В Югославии (Голеш, Липляна) встречается в коре выветривания гарцбургитов в ассоциации с клинохризотилом, кварцем, кристобалитом, магнезитом и др. [71, 95], в Польше в Рудно около Кракова — в мелафире [35], в Нижней Силезии описан в Чктари близ Забковице-Сласко [115, 207, 208] и в руднике Виры [209] в составе магнезитовых жил (с керолитом) и сепиолитовых прожилков (с карбонатами) в серпентинитах. Отмечен в серпентинитовых массивах в Великобритании [100], Турции [210]. В Никел-Маунтин, шт. Орегон (США), известны прожилки сепиолита в частично выветрелых перидотитах ниже перекрывающего их латеритового чехла [211]. На Кубе прожилки (до 2 см) асбестоподобного сепиолита в древних корах выветривания серпентинитовых массивов наблюдаются в карбонатизированных и керолитизированных серпентинитах [39, 212]. В Австралии (Илсвич, Квинсленд) сепиолит развит в коре выветривания базальтов вместе с доломитом, палыгорскитом и монтмориллонитом [187]. Известен во многих местах Японии: Йошикава (преф. Фукуока) [81]; никелевое месторождение Ойяма (преф. Киота) — прожилки и

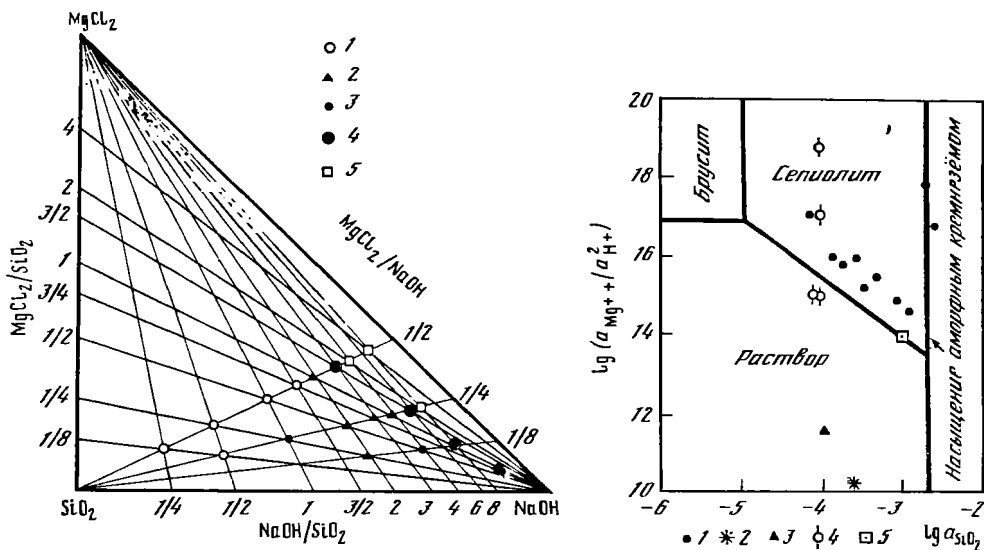
гнезда в серпентинитах [97, 104, 213]; Каратсу (преф. Сага) [96] — среди минералов миндалинов в базальтах, в которых установлена последовательность кристаллизации минералов (от стенок к центру миндалинов): кальцит и шабазит → томсонит и натролит → сепиолит, тальк и нонтронит → иллит, монтмориллонит и галлаузит.

В континентальных терригенных отложениях встречается редко. В северной части Ферганы (УзССР) в верхних свитах кайнозойских моласс гор Актау сепиолит приурочен к известковым песчаникам русловой фации [214]. На Кубе найден в третичных карбонатно-терригенных отложениях, перекрывающих массивы ультраосновных пород и содержащих переотложенные магнезиальные продукты выветривания ультрабазитов [39].

Элювиально-гипергенный сепиолит встречается в известковых почвах аридных районов, но реже, чем палыгорскит. Иногда оба минерала находятся в разных горизонтах одного и того же почвенного разреза. Сепиолит приурочен, как правило, к карбонатным горизонтам и образовался путем кристаллизации из растворов, может также происходить из известковых осадков, богатых сепиолитом. Известен в шт. Нью-Мексико (США) в нижней части известкового горизонта почв; выявлена следующая смена преобладающих глинистых минералов в профиле на глубину: монтмориллонит, палыгорскит, сепиолит, палыгорскит, монтмориллонит [111]. В шт. Техас (США) сепиолит встречен в усыхающих минерализованных озерах в составе прослоев типичных хемогенных глин среди доломитов, а также на карбонатных корках в виде «высолов», имеющих спутанно-волокнистое строение [72]. Отмечен в почвах Испании [215].

Изм. Замещается керолитом [94, 141].

Искусств. Впервые синтезирован [216] из смеси SiO_2 с MgO , $\text{Mg}(\text{OH})_2$ и MgCO_3 при комнатной температуре; также в системе $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ в присутствии Са, играющего роль регулятора рН [161]; в системе $\text{SiO}_2-\text{NaOH}-\text{MgCl}_2$ (фиг. 66) при 200° в течение 48—49 ч — как побочная фаза вме-



Фиг. 66. Диаграмма зависимости состава фаз, образующихся в системе $\text{SiO}_2-\text{NaOH}-\text{MgCl}_2$ при 200° от исходного соотношения компонентов (по Акахане и Яно)

1 — тальк; 2 — фаза не определена; 3 — сепиолит; 4 — хризотил; — хризотил + брусит

Фиг. 67. Диаграмма активности катионов (a) для части системы $\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ при 25° и 1 атм (по Волласту, МакКензе и Брикеру)

Состав воды: 1 — соленых озер, 2 — речной, 3 — оз. Грейт-Лейк, 4 — грунтовых, дренирующих ультраосновные породы; 5 — источника Кин-Уондер, шт. Калифорния (США)

сте с тальком [217]. Длинноволокнистый сепиолит образуется путем осаждения из растворов, насыщенных $\text{Si}(\text{OH})_4$ и MgCl_2 , в присутствии NaOH при комнатной температуре (продолжительность опыта 3 нед); наибольшее количество сепиолита выделилось из раствора при $\text{SiO}_2 : \text{MgO} = 0,7$, начальном pH 11,2 и конечном — 8,73 [218]. Получен, кроме того, при гидротермальной обработке (175° , $P_{\text{H}_2\text{O}} = 8$ атм) смеси $\text{Mg}(\text{OH})_2$, обожженной при 400° , и H_2SiO_3 ; в зависимости от величины отношения $\text{MgO} : \text{SiO}_2$ кристаллизовался сепиолит (от 1 : 4 до 1 : 1) или серпентин (от 4 : 1 до 2 : 1) [219]. Гидротермальный синтез сепиолита осуществлялся также из растворимых солей $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ и $\text{Na}_2\text{SiO}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ при 250° и 800 атм с максимальным выходом сепиолита при соотношении исходных MgCl_2 и $\text{Na}_2\text{SiO}_3 = 3 : 4$ [220].

Образуется при длительной обработке серпентина [221] или лохлинита водой, а также MgCl_2 или $\text{Mg}(\text{NO}_3)_2$ в слабокислой до нейтральной среде (в течение нескольких дней) [151]. Сходная с сепиолитом (или лохлинитом) фаза обнаружена среди продуктов разложения кордиерита при $650\text{—}675^\circ$ и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 10$ кбар [222]. Является конечным продуктом сорбции ионов Mg^{2+} силикагелем [223].

Изучена устойчивость сепиолита в природных водах (фиг. 67) [164]. Эксперименты с морской водой, не содержащей Mg, и магниезинк-хлоридными растворами показали, что возможно осаждение его из морской воды при увеличении концентрации свободной, реакционноспособной SiO_2 ; сделан вывод, что наиболее важным фактором в образовании сепиолита являются высокие концентрации активных SiO_2 и Mg^{2+} , а также отсутствие реакционноспособного Al^{3+} (в противном случае может происходить образование хлоритов); определена константа равновесия (K) для реакции $2\text{Mg}^{2+} + 3\text{SiO}_{2(aq)} + (n+2) \times \text{H}_2\text{O} = \text{Mg}_2\text{Si}_3\text{O}_n(\text{H}_2\text{O})_n + 4\text{H}^+$ при 25° и 1 атм, вычислена свободная энергия образования безводного сепиолита ($G_f^\circ = -903,3 \pm 0,5$ кал/моль); изучены равновесные соотношения в системе $\text{MgO—SiO—H}_2\text{O}$ при 25° . Исследована система $\text{MgO—SiO}_2\text{—CO}_2\text{—H}_2\text{O}$ [224] при 1 атм: определены значения свободной энергии образования (G_f°) сепиолита и других фаз системы при 25° , вычислены термодимические данные для сепиолита. См. также сводку работ по синтезу сепиолита и палыгорскита [88].

Изучены фазовые и структурные преобразования сепиолита (а также палыгорскита, смектитов, кандитов) в гидротермальных условиях. Показано [225], что сепиолит устойчив до 325° ; при 325° и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1\text{—}2$ кбар он разлагается с образованием гидроталькита и выделением SiO_2 (в тех же условиях в присутствии KCl или NaCl не обнаруживаются фазовых и структурных изменений) [226]; при $325\text{—}475^\circ$ преобразуется в тальк + SiO_2 [227]. Смоделированы процессы, типичные для зон эпигенеза и начального метаморфизма осадочных образований, и по ним установлены критерии структурного типоморфизма; дано обоснование трансформационного характера процессов преобразований сепиолита [226—229].

По данным Отсуки с соавторами, в гидротермальных условиях при $P = 500$ кг см² сепиолит переходит в гидратированный тальк (α -сепиолит при $330\text{—}460^\circ$, β -сепиолит при $310\text{—}530^\circ$) и тальк (α -сепиолит при температуре выше 460° , β -сепиолит — выше 530°) [230].

В гидротермальных условиях при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000$ кг/см² с добавками хлоридов K, Na, Ca, Mg сепиолит устойчив ниже 300° [231]; граница устойчивости зависит от добавок: с KCl и NaCl сепиолит разрушается при T выше 350° , с CaCl_2 — выше 300° , с MgCl_2 — при 250° , с $\text{CaCl}_2 + \text{MgCl}_2 + \text{NaCl}$ — при 200° ; выше температурной границы устойчивости при всех исследованных добавках по сепиолиту образуется тальк, а в опытах с CaCl_2 и с тройной добавкой — тальк и тремолит.

Изучены [99, 167] фазовые преобразования при воздействии на сепиолит щелочных кремнеземсодержащих растворов с различной концентрацией NaOH при температурах до 500° , давлении $1013 \cdot 10^5$ Па, длительности опытов от 1 до 3 сут: установлено, что обработка сепиолита в течение 2 сут при $P \geq 3040 \times$

$\times 10^3$ Па приводит к его преобразованию при 250—350° в сапонит, при 250—400° в триоктаэдрический Mg-сметтит — стивенсит (при определенных условиях образуются Na-слюда и тальк); при 450° сметтит преобразуется в Na—Mg-трехрядный силикат или в амфибол в зависимости от концентрации NaOH.

После обработки сепиолита 30%-ным раствором NaOH и высушивании при 140° наблюдалось разложение минерала с образованием брусита и водорастворимых силикатов (при 115—117° фазовые изменения не происходили) [232].

Практ. знач. Имеет широкое и разнообразное применение [55, 74, 101, 233, 234]. Благодаря высокой пористости и высокой удельной поверхности применяется в качестве адсорбента, особенно в процессе рафинирования минеральных масел: небольшие добавки сепиолита к стандартным отбеливающим землям увеличивают скорость фильтрации и улучшают качество очистки. Используется в производстве сахара, для очистки вин, как осветлитель в производстве глюкозы, а также как осушитель. Высокая устойчивость суспензий сепиолита определяет их использование в производстве эмалей в качестве связующего в шликере (эмали на сепиолите отличаются белизной, прочностью и высокой кислотостойкостью), при производстве бумаги некоторых сортов, в медицинской фармацевтической промышленности, для приготовления полировочных смесей.

В нефтяной промышленности, помимо очистки смазочных масел, используется для приготовления буровых растворов, устойчивых к коагулирующему действию электролитов (грн; разбураивании соленосных толщ и для морского бурения); суспензии сепиолита отличаются большей устойчивостью по сравнению с палыгорскитовыми. Широкое использование минерала в качестве молекулярных сит основано на его способности сорбировать большие объемы газов и паров. Применяется в сорбционной технике как заменитель монтмориллонита, в литейной промышленности в качестве добавки к силикатной связке формовочных песков, в строительном деле как тепло- и звукоизоляционный материал.

Гранулированный сепиолит (размер гранул 30-60 меш) не загрязняется нефтяными маслами и применяется для очистки полов машинных мастерских других подсобных помещений.

Отл. От палыгорскита большим параметром b_0 (~ 27 Å против ~ 18 Å палыгорскита), по порошкограмме и ИК-спектру поглощения. В смеси с другими минералами диагностируется рентгеновским, термическим и электронно-микроскопическим методами [235]. Характерно пурпурное окрашивание сепиолита метиловым оранжевым в отличие от палыгорскита и других глинистых минералов [123].

Разнов. Железистый сепиолит — iron-sepiolite [106]. Отличается высоким содержанием Fe^{3+} , замещающим Mg (хим. анализы 28—33

Синон. Ксилитил — xilotile [236] — частично; гуннбьярнит — gunnbjarnite [107] идентичности гуннбьярнита и феррисепиолита установлен Штрунцем [237]; Fe-сепиолит — Fe-sepiolite; ферри-сепиолит — ferrisepiolite [237]; железосодержащий сепиолит — ferrous sepiolite [236]; горное дерево — mountain wood [25] — частично.

Слагает спутанно-волокнистые картоноподобные агрегаты, волокнистые и чешуйчатые, иногда асбестовидные и щепкообразные выделения (до 15 см) плотные стяжения (до 1 см). Ромб. с. $a_0 = 5,2$, $b_0 = 27,0$, $c_0 = 13,3$ Å; $b_0 : c_0 = 0,1926 : 1 : 0,4926$, $Z = 2$ (Штрунц, 1957) (см. также при хим. анализах). Структурно не отличается от собственно сепиолита [25].

Микродифракционным изучением образца из Логозерского массива установлена [29] пр. гр. *Pncn*; значительные замещения Mg на Fe^{3+} в октаэдрических лентах 2 : 1 стержней в структуре сепиолита не привели к ее изменениям. Часть Fe^{3+} может находиться в тетраэдрических позициях [16]. Заряд, возникающий при замещении Mg^{2+} на Fe^{3+} , компенсируется замещением OH кислородом [25].

Сп. совершенная по (001), менее совершенная по (010) [107, 238]. Тв. 1—2. Цв. желтовато-серый [105], желтовато-коричневый [239], коричневый [107], зеленовато-бурый [240], темно-коричневый [16, 155]. Плотность фракции 0,07-

0,044 мм = 2950 кг/м³, полная удельная поверхность — (103,9 — 104,1) · 10³ м²/кг [239]. Под микроскопом наблюдаются волокнистые, частью спутанно-волокнистые и параллельно-волокнистые агрегаты. В шлифах в прох. свете желтый, желтовато- или зеленовато-бурый и коричневый. Плеохроизм слабый [105, 239], у темноокрашенных разностей отчетливый: по *Ng* — яркий оранжево-бурый, по *Np* — светлый буровато-желтый [106]; по *Ng* — коричневый, по *Nm* — желтый [238]; $Ng > Nm > Np$. Удлинение (+). Угасание прямое. Двуосный (—). $2V = 60$ [107]; $82-85^\circ$ [238]. $n_g = 1,525-1,580$, $n_n = 1,553-1,554$ (определено для двух образцов), $n_p = 1,508-1,560$, $n_g - n_p = 0,017-0,026$ (см. при хим. анализах). Показатели преломления возрастают с увеличением содержания Fe.

Кривые ДТА и ДТГ близки к таковым сепиолита; феррисепиолит из Японии при температурах выше 670° характеризуется меньшей величиной потери веса при дегидроксилизации (1,5—1,6% против 2,8—3% у сепиолита) [16, 155].

Редкий. Встречается в трещинах и пустотах в изверженных, вулканических, осадочных и метаморфических породах. Кристаллизовался из низкотемпературных водных растворов, обогащенных Mg, Fe и Si. Известны находки на Украине: в Западной Волыни — в трещинах, секущих габбро-диабазы, вместе с сидеритом и халцедоном [105]; в Завалье (Среднее Побужье) — в трещинах гранат-биотитовых архейских гнейсов вместе с карбонатом и кварцем [106]; в железо-кремнистых породах Ингулецкого месторождения Криворожского железорудного бассейна — в трещинах гранат-биотитовых, гранат-куммингтонит-биотитовых и других сланцев и в силикатных разностях магнетитовых кварцитов с кварцем, халцедоном, опалом, карбонатом, пиритом [239]; на горе Карнасурт в Ловозерском щелочном массиве — в зоне изменения фойянтов близ дайки лампрофиров [240]; в Устарасае (УзССР) — в кальцитовой жиле, секущей скарнированную породу [241].

За рубежом найден в Восточной Гренландии в виде тонких неправильных прожилков в базальтовой дайке в ассоциации с кальцитом, халцедоном и кварцем [107]; на горе Нугсуак в Западной Гренландии — в трещинах тонкозернистых пикритовых лав вместе с кальцитом, халцедоном, кварцем и в виде прожилков в афанитовом базальте с ксонотлитом, пектолитом, натролитом [238]. В Японии известен в Акан-чо, преф. Хоккайдо, в дайке порфирифта среди туфогенных песчаников, где является, вероятно, продуктом гидротермального изменения плагиоклаза [242]; в месторождении Касуга, преф. Гифу, в пустотах среди выделений кварца и доломита вместе с тальком, серпентинном, смешанослойным хлорит — монтмориллонитовым минералом, пиритом, амфиболом [16]; в Сейханском туннеле под проливом Тсугару — в разломе, проходящем через туфы, песчаные туфы, аргиллиты, содержащие многочисленные мелкие прожилки базальтового состава [155]. Кроме того, отмечался в Фарафате (Мадагаскар) и Шнееберге (Австрия) [103, 143].

Ма р г а н ц е в ы й с е п и о л и т — manganiap sepiolite (Mn-сепиолит — Mn-sepiolite) [110].

Синон. Mn-феррисепиолит — Mn-ferrisepiolite; мангансепиолит — mangansepiolite [243].

Розетки и сферолиты (до 3 мм) игольчатых и волокнистых кристаллов [110]; параллельно- и спутанно-волокнистые агрегаты [109].

Цв. темно-коричневый [110], а также светло-зеленый со слабым шелковистым блеском [109]. Уд. в. 2,18—2,25 [109]. Плеохроизм: по *Ng* — красновато-коричневый, по *Np* — желтый, $Ng > Np$. Удлинение (+) [110]; погасание волокон по отношению к удлинению почти прямое [109]. Оптически двуосный (—). $Ng = c$, $n_g = 1,74$, $n_p = 1,72$, $n_g - n_p = 0,02$.

Характеризуется высоким содержанием Mn. В среднеазнатском образце определено 5,09% MnO (хим. анализ 34) [109]; в ловозерском образце содержится более 10% MnO [240]. Спектроскопически установлены: Be, Zn, Ti, Sn, Nb — в минерале из Гренландии [110]; Cu, Zr, Pb — в мангансепиолите из месторождения Ташгезе [109].

Встречается в щелочных пегматитах: в Ловозерском массиве — в пегматите на горе Куйвчорр (в ассоциации с эгирином II) [240]; в Илимаусаке (Гренландия) — в альцимовой зоне пегматита фоййитов горы Накалак и др. [110]. Широко распространен на месторождении Ташгезе в пределах Алтынтопканского рудного поля (УзССР) в прожилках, секущих доломитизированный известняк и измененный доломит, образует тесные сростания с кальцитом [109].

Близок сепиолиту «красный Mn-силикат» (red Mn-silicate) [110], отличающийся высоким содержанием Mn и Fe (анм. анализ 35). Состав его соответствует формуле $Mn_4Fe_5Si_{12}O_{30}(OH)_6 \cdot 8H_2O$. Образует изометричные (иногда сферолитоподобные) скопления изогнутых пластинчатых кристаллов (до 1 см), размер отдельных пластинок до $3 \times 2 \times 0,5$ мм. $a_0 = 33,5$ (5,58 \cdot 6), $b_0 = 32,2$ (3,22 \cdot 10), $c_0 = 27,6$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 1,040 : 1 : 0,857$. Цвет темно-красный. Бл. алмазный. Уд. в. 2,36. ИК-спектр аналогичен ИК-спектру сепиолита. Плеохроизм сильный в разрезах \perp спайности: по Np — красно-коричневый, по Ng — желтый; $Ng > Np$. Оптически двуосный (—), $2V$ малый. $n_g \sim 1,64$, $n_p \sim 1,63$, $n_g - n_p \approx 0,01$.

Встречен, как и марганцевый сепиолит, в альцимовой зоне пегматита фоййитов горы Накалак. Илимаусак (Гренландия), в ассоциации с пироксеном и полилитнином. При выветривании переходит в бурые охры гидроокислов Fe и Mn.

А л ю м и н и е в ы й с е п и о л и т — aluminium sepiolite [70].

Синон. Al-сепиолит — Al-sepiolite, aluminous sepiolite [70]; алюмосепиолит — aluminosepiolite (Лазаренко, Вынар, 1975).

Тонкодисперсные выделения и тонковолокнистые агрегаты. Цв. кремовато-белый, желтый, коричневатый [244], зеленовато-серый [118]. Под электронным микроскопом тонковолокнистый; средний размер волокон: 0,2 мкм в длину и 0,02 мкм в поперечном сечении [70].

Емкость катионного обмена 45 мг·экв на 100 г сухого вещества [70].

Под микроскопом волокна имеют прямое угасание, удлинение (+). $n'_g = 1,528$, $n'_p = 1,514$, $n'_g - n'_p = 0,014$ [118]; $n \sim 1,522-1,529$ [244].

Характеризуется содержанием до 10% Al_2O_3 (см. хим. анализы 36—37 и в [118]). Al замещает Mg в октаэдрических позициях [244], но может находиться и в тетраэдрических позициях структуры.

Встречен в Западном Карамазаре (ТаджССР) [118]. За рубежом обнаружен в почвах вблизи Тинтинари (Южная Австралия) в ассоциации с монтмориллоном, иллитом, каолинитом, доломитом (в более глубоких частях почвенного горизонта — только с доломитом) [70]; в районе Дона-Ана, шт. Нью-Мексико (США), — в известковом горизонте аридных почв [111]. Кроме того, отмечен в прожилках, секущих полевошпат-арфведсонитовые породы, в Мальверн-Хиллз (Великобритания) вместе с кальцитом; считается гидротермальным минералом [244].

Межплоскостные расстояния сепиолита из Литл-Коттонвуда, Юта (США) *

СиK α -излучение. Дифрактометр

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|-------------|----------|--------------|----------|--------------|
| 110 | 100 | 12,1 | 0.10.0; 510 | 20 | 2,691 | 2 | 1,818 |
| 130 | 10 | 7,47 | 441; 281 | 30 | 2,617 | 6 | 1,760 |
| 200; 040 | 6 | 6,73 | 530; 022 | 8 | 2,586 | 10 | 1,700 |
| 150 | 8 | 5,01 | 371; 191 | 55 | 2,560 | 4 | 1,637 |
| 060 | 25 | 4,498 | 132 | 6 | 2,479 | 10 | 1,592 |
| 131 | 40 | 4,306 | 202; 042 | 25 | 2,449 | 16 | 1,550 |
| 330 | 8 | 4,022 | 222; 461 | 16 | 2,406 | 16 | 1,518 |
| 260 | 30 | 3,750 | 062; 312 | 30 | 2,263 | 8 | 1,502 |
| 241 | 12 | 3,533 | 570; 332 | 4 | 2,206 | 4 | 1,468 |
| 080 | 30 | 3,366 | 640; 2.12.0 | 8 | 2,125 | 9 | 1,416 |
| 331 | 35 | 3,196 | 082; 601 | 20 | 2,069 | 6 | 1,349 |
| 261 | 12 | 3,050 | 571 | 4 | 2,038 | 6 | 1,312 |
| 370; 190 | 4 | 2,932 | | 4 | 1,957 | 15 | 1,299 |
| 081 | 8 | 2,825 | | 2 | 1,921 | | |
| 421 | 4 | 2,771 | | 8 | 1,881 | | |

* ASTM 13-59E

Межплоскостные расстояния железистого сепиолита из Сейхайского туннеля (Япония) [155]

Fe-излучение, Мп-фильтр. Дифрактометр

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|
| 110 | 100 | 12,1 | 421 | 1 | 2,772 | 062 | | |
| 130 | 4 | 7,48 | 0.10.0 | 5 | 2,688 | 312 | 6 | 2,258 |
| 200 | 2 | 6,70 | 510 | | | 2.10.1 | | |
| 040 | | | 441 | 6 | 2,617 | 620 | <1 | 2,202 |
| 150 | 2 | 5,01 | 281 | | | 570 | | |
| 060 | 8 | 4,493 | 530 | 3 | 2,586 | 332 | | |
| 131 | 13 | 4,306 | 112 | | | 640 | | |
| 330 | 1 | 3,969 | 371 | 11 | 2,558 | 2.12.0 | 1 | 2,119 |
| 260 | 10 | 3,748 | 191 | | | 4.10.0 | | |
| 241 | 3 | 3,536 | 202 | 5 | 2,444 | 082 | 4 | 2,065 |
| 080 | 16 | 3,360 | 042 | | | 1 | 1,882 | |
| 331 | 10 | 3,190 | 1.11.0 | 4 | 2,400 | | 1 | 1,814 |
| 261 | 2 | 3,049 | 222 | | | 1 | 1,593 | |
| 370 | 1 | 2,923 | 461 | | | | 1 | 1,549 |
| 081 | 2 | 2,828 | | | | | 1 | 1,516 |

Межплоскостные расстояния марганцевого сепиолита из Итимаусака [110]

Fe-излучение, *D* = 86 мм

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|
| 110 | 10 | 12 | 081 | 2 | 2,83 | 640 | 4 | 2,10 |
| 060 | 8 | 4,59 | 510 | 8 | 2,68 | — | 4 | 1,692 |
| 131 | 8 | 4,27 | 441 | 7 | 2,58 | — | 5 | 1,560 |
| 260 | 7 | 3,75 | 371 | 10 | 2,55 | — | 5 | 1,521 |
| 080 | 8 | 3,39 | 042 | 7 | 2,45 | — | 4 | 1,319 |
| 331 | 8 | 3,27 | 222 | 4 | 2,40 | | | |
| 261 | 4 | 3,04 | 312 | 8 | 2,24 | | | |

Межплоскостные расстояния «красного Мп-силиката» из массива Илимаусак (Гренландия) [110]

Fe-излучение, *D* = 86 мм

| <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|----------|--------------|----------|--------------|----------|--------------|----------|--------------|
| 1 | 15,8 | 5 | 4,59 | 1 | 3,47 | 3 | 2,51 |
| 10р | 13 | 3ш | 4,41 | 2ш | 3,35 | 7 | 2,44 |
| 1ш | 10,5 | 3р | 4,21 | 1 | 3,28 | 5ш | 2,22 |
| 0,5р | 6,76 | 3ш | 4,03 | 2ш | 3,01 | 6ш | 1,599 |
| 2ш | 6,03 | 1р | 3,84 | 3ш | 2,93 | 2р | 1,563 |
| 1ш | 5,48 | 2 | 3,73 | 8 | 2,77 | | |
| 1р | 4,85 | 1 | 3,63 | 9 | 2,65 | | |

Л и т е р а т у р а

1. Ефремов Н. Е. // Зап. Минерал. о-ва. 1936. Т. 65, вып. 1. С. 108.
2. Caillere S., Henin S. // The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. L.: Miner. Soc., 1961. P. 325.— То же на рус. яз. // Рентгенографические методы изучения и структура минералов глин. М.: Мир, 1965. С. 375.
3. Ферман А. Е. // Зап. Акад. наук. Сер. 8. СПб., 1913. Т. 32, вып. 2. С. 1—430; Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1952. Т. 1. С. 124.
4. Ферман А. Е. // Тр. Геол. музея Акад. наук. 1913. Т. 7, вып. 6. С. 205; Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1952. Т. 1. С. 521.
5. Ефремов Н. Е. // ДАН СССР. 1939. Т. 24, № 3. С. 286.
6. Старков Н. П. // Зап. ВМО. 1963. Т. 92, вып. 4. С. 479.
7. Сердюченко Д. П. // ДАН СССР. 1949. Т. 69, № 4. С. 577.
8. Brauner K., Preisinger A. // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1956. Bd. 6, N. 1/2 S. 120.
9. Барбанов А. В. // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1974. Вып. 10. С. 154.

10. Протодьяконова З. М. // Зап. Узб. отд-ния ВМО. 1963. Вып. 15. С. 67.
11. Талдыкин С. И. // Материалы ВСЕГЕИ. Н. С. 1959. Вып. 26. С. 31.
12. Nagy B., Bradley W. F. // Amer. Miner. 1955. Vol. 40, N 9/10. P. 885.
13. Brindley G. W. // Ibid. 1959. Vol. 44, N 5/6. P. 495.— То же на рус. яз. // Вопросы минералогии глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. С. 187.
14. Rautureau M., Tchoubar C., Mering J. // C. r. Acad. sci. D. 1972. Vol. 274, N 3. P. 269.
15. Рябов В. В. // Зап. ВМО. 1973. Т. 102, вып. 6. С. 709.
16. Shimosaka K., Kawano M., Sudo T. // Clay Sci. 1976. Vol. 5. P. 31.
17. Скорнякова Н. С., Курносоз В. Б., Свальчоз В. Н., Турчакля Н. В., Цейлин Н. Ю., Шевченко А. Я. // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 6. С. 29.
18. Вахрушев В. А. // Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд. Л. Наука, 1979. С. 153.
19. Звягин Б. Б., Мищенко К. С., Шитов В. А. // Кристаллография. 1963. Т. 8, вып. 2. С. 201; Звягин Б. Б. // Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М.: Наука, 1964. С. 224; Zvyagin B. B. Electron diffraction analysis of clay mineral structures. N. Y.: Plenum press, 1967. 286 p.
20. De Lapparent J. // C. r. Acad. sci. 1936. Vol. 203, N 8. P. 482; Bull. Soc. franç. miner et cristallogr. 1938. Vol. 61, N 7/8. P. 253.
21. Longchambon H. // C. r. Acad. sci. 1935. Vol. 200, N 11. P. 949; N 23. P. 1946; Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1937. Vol. 60, N 3/5. P. 232; Longchambon H., Migeon G. // C. r. Acad. sci. 1936. Vol. 203, N 14. P. 672.
22. Caillere S. // The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. L.: Miner. Soc., 1951. P. 224.— То же на рус. яз. // Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. С. 242.
23. Gard J. A., Follet E. // Clay Miner. 1968. Vol. 7, N 3. P. 367.
24. Martin-Vivaldi J., Robertson R. H. S. The electron-optical investigation of clays. L. 1971. P. 255.
25. Preisinger A. // Clays and Clay Miner. 1959. Vol. 6. P. 61.— То же на рус. яз. // Вопросы минералогии глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. С. 178; Clays and Clay Miner. 1963. Vol. 10. P. 365.
26. Rautureau M., Tchoubar C., Mering J. // Proc. Intern. Clay Conf., 1972. Madrid, 1973. P. 115.
27. Rautureau M., Tchoubar C. // C. r. Acad. sci. D. 1974. Vol. 278, N 1. P. 25; Clays and Clay Miner. 1976. Vol. 24, N 1. P. 43.
28. Nagata H. // J. Clay Sci. Soc. Jap. 1976. Vol. 16, N 1. P. 10.
29. Дриц В. А. Структурное исследование минералов методами микродифракции в электронной микроскопии высокого разрешения. М.: Наука, 1981. 182 с.
30. Martin-Vivaldi J. L., Cano-Ruiz J. // Clays and Clay Miner. 1956. Vol. 4. P. 173.
31. Martin-Vivaldi J. L., Gonzales L. J. // Ibid. 1962. Vol. 9. P. 592.
32. Tchoubar C. // Bull. miner. 1980. Vol. 103, N 3/4. P. 404.
33. Fleischer P. // Amer. Miner. 1972. Vol. 57, N 5/6. P. 903.
34. Grim R. E. // Clay mineralogy. N. Y.: McGraw-Hill Book Co, 1953. P. 37.— То же на рус. яз. // Минералогия глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1959. С. 43.
35. Kwiecinska B., Sichon G. // Miner. pol. 1978. Vol. 8, N 2. S. 69.
36. Millot G. // Geologie des argiles. P.: Masson, 1934. P. 32. (Пер. на рус. яз. Милло Ж. Геология глин. М.: Недра, 1968. С. 32.)
37. Ратеев М. А. // ДАН СССР. 1954. Т. 96, № 5. С. 1051.
38. Раеве М. С. // Зап. ВМО. 1960. Т. 89, вып. 3. С. 364.
39. Финько В. И., Корич И. З., Фрошеть-Коричиц Ф. // Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967. С. 163.
40. Pop N., Angelescu I. // Stud. si cerc. geol., geofiz., geogr. Ser. geol. 1931. Vol. 2 N 1. P. 45.
41. Барсачов Г. П., Яковлева М. Е. Тр. Минерал. музея АН СССР. 1963. Вып. 14. С. 57
42. Bradley W. H. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1929. N 158-A. P. 1.
43. Калюжный В. А., Сливкова Р. П., Фирер Г. М. // Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1978. Вып. 27. С. 205.
44. Никитин К. К., Глазковский А. А. // Никеленосные коры выветривания ультрабазитов и методы их изучения. М.: Недра, 1970. С. 72.
45. Голованов И. М. Геология и полезные ископаемые Узбекистана. Ташкент: Фан 1964. 168 с.
46. Aurola E. // Bull. Comm. Geol. Finl. 1956. N 172. P. 13.
47. Миккульская Е. К. // Изв. АН СССР Сер. геол. 1970. № 2. С. 99.
48. Otsuka R., Hayashi H., Shimoda S. // Mem. Sch. Sci. Eng. Waseda Univ. 1968. Vol. 13. P. 13.
49. Cannings F. R. // J. Phys. Chem. 1968. Vol. 72, N 3. P. 1072.
50. Hayashi H., Otsuka R., Imai N. // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 11/12. P. 1613.
51. Ahlrichs J. L., Serna C., Serratos J. M. // Clays and Clay Miner. 1975. Vol. 23, N 1. P. 119.
52. Prost R. // Bull. Groupe franç. argiles. 1974. Vol. 25, N 1. P. 53.
53. Кульчицкий Л. И. // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 1. С. 135.
54. Delon J. F. // C. r. Acad. sci. D. 1970. Vol. 270, N 9. P. 1201.

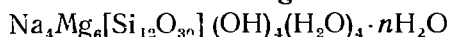
55. *Chambers G. P. C.* // *Silicat. ind.* 1959. Vol. 24, N 4. P. 18.— То же на рус. яз. // Вопросы минералогии глини. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. С. 269.
56. *Serratosa J. M.* // *Proc. VI Intern. Clay Conf.*, Oxford, 1978. Amsterdam, 1979. P. 99.
57. *Fernandez Alvarez T.* // *Clay Miner.* 1978. Vol. 13, N 3. P. 325.
58. *Jimenez-Lopez A., Lopez-Gonzalez J. de D., Ramirez-Saenz A., Rodriguez-Reinoso F., Valenzuela-Calahorro C., Zurita-Herrera L.* // *Ibid.* N 4. P. 375.
59. *Bonilla J. L., Lopez-Gonzalez J. de D., Ramirez-Saenz A., Rodriguez-Reinoso F., Valenzuela-Calahorro C.* // *Ibid.* 1981. Vol. 16, N 3. P. 173.
60. *Lopez-Gonzalez J. de D., Ramirez-Saenz A., Rodriguez-Reinoso F., Valenzuela-Calahorro C., Zurita-Herrera L.* // *Ibid.* P. 103.
61. *Rodriguez-Reinoso F., Ramirez-Saenz A., Lopez-Gonzalez J. de D. Valenzuela-Calahorro C., Zurita-Herrera L.* // *Ibid.* N 4. P. 315.
62. *Koltermann M., Müller K.-P.* // *Naturwissenschaften.* 1965. Bd. 52, H. 7. S. 156.
63. *Dandy A. J.* // *J. Soil Sci.* 1969. Vol. 20, N 2. P. 278.
64. *Dandy A. J.* // *J. Chem. Soc.* 1971. A. P. 2383.
65. *Dandy A. J., Nadiye-Tabbiruka M. S.* // *Clays and Clay Miner.* 1975. Vol. 23, N 6. P. 428; 1982. Vol. 30, N 5. P. 347.
66. *Cornejo J., Hermosin M. C., White J. L., Barnes J. R., Hem S. L.* // *Ibid.* 1983. Vol. 31, N 2. P. 109.
67. *Fernandez Hernandez M. N. Ruiz Hitzky E.* // *Clay Miner.* 1979. Vol. 14, N 4. P. 295.
68. *Serna C. J., Vanscooc G. E.* // *Proc. VI Intern. Clay Conf.*, Oxford, 1978. Amsterdam, 1979. P. 197.
69. *Morel R.* // *Ann. agron.* 1957. Vol. 8. P. 5.
70. *Rogers L. E., Querk J. P., Norrish K.* // *J. Soil. Sci.* 1956. Vol. 7, N 1. P. 177.
71. *Максимовић З.* // Геол. анали Балк. п-ва. 1969. Кн. 34. С. 588.
72. *Parry W. T., Reeves C. C.* // *Amer. Miner.* 1968. Vol. 53, N 5/6. P. 984.
73. *Ridler P. J., Jennings B. R.* // *Clay Miner.* 1980. Vol. 15, N 2. P. 121.
74. *Кустер Э. Г.* // Коллоид. журн. 1960. Т. 22, вып. 6. С. 680.
75. *Helios-Rybicka E.* // *Clay Miner.* 1985. Vol. 20, N 4. P. 525.
76. *Abdul-Latif N., Weaver Ch.* // *Clays and Clay Miner.* 1969. Vol. 17, N 3. P. 169.
77. *Corma A., Mifsud A., Perez J.* // *Clay Miner.* 1986. Vol. 21, N 1. P. 69.
78. *Голованов И. М.* Минералогия и геохимия зоны гипергенеза полиметаллического, месторождения Кургашинок. Ташкент: Наука, 1965. 111 с.
79. *Ehlmann A. J., Sand L. B. Regis A. J.* // *Econ. Geol.* 1962. Vol. 57, N 7. P. 1085
80. *Otsuka R., Imai N., Nishikawa M.* // *J. Chem. Soc. Jap.* 1966. Vol. 66. P. 1677.
81. *Imai N., Otsuka R., Nakamura T.* // *J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol.* 1967. Vol. 57, N 2. P. 39.
82. *Gheorghitescu D., Medesan A.* // *Tschermaks miner. und petrogr. Mitt.* 1972. Bd. 17, N. 3. S. 189.
83. *Протодьяконова З. М.* // Зап. Узб. отд-ния ВМО. 1958. Вып. 10. С. 83.
84. *Еникеев М. Р.* // Там же. 1954. Вып. 5. С. 70.
85. *Kauffman A.* // *Amer. Miner.* 1 43. Vol. 28, N 9/10. P. 512.
86. *Сердюченко Д. П.* // Тр. ИГН АН СССР. 1952. Вып. 1. С. 49.
87. *Сердюченко Д. П.* // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1955. № 9. С. 156.
88. *Velde B.* // *Develop. Sediment.* 1977. N 21. P. 140; 1985. N 40. P. 225.
89. *Ферман А. Е.* // Изв. Акад. наук. Сер. 6. СПб., 1908. Т. 2, № 8. С. 637; Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР. 1952. Т. 1. С. 83.
90. *Timofeev P. P., Eretneev V. V., Rateev M. A.* // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project.* Wash. (D. C.): US Gov. print. off. 1978. Vol. 41. P. 1087.
91. *Deyl L.* // *Clay Miner.* 1985. Vol. 20, N 4. P. 529.
92. *Tardy Y., Cremp G., Trauth N.* // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1972. Vol. 36, N 4. P. 397.
93. *Исмаилов М. И.* // Узб. геол. журн. 1963. Вып. 6. С. 20.
94. *Ломова Э. С.* // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1979. Вып. 336. С. 180.
95. *Максимовић З., Радужић Г.* // Геол. анали Балк. п-ва. 1961. Кн. 28. С. 309.
96. *Ishibashi K.* // *J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol.* 1974. Vol. 69, N 7. P. 255.
97. *Shimoda S.* // *Annu. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba.* 1982. N 8. P. 97.
98. *Дивина Т. А., Матухин Р. Г., Вааг О. В.* // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 1. С. 157.
99. *Корыткова Э. Н., Макарова Т. А., Дриц В. А.* // X Всесоюз. совещ. по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Киев: Наук. думка, 1978. С. 55; *Корыткова Э. Н. Дриц В. А.* // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1981. № 10. С. 96.
100. *Midgley H. G.* // *Clay Miner. Bull.* 1959. Vol. 4, N 22. P. 88.
101. *Robertson R. H. S., Stott A.* // *Estud. geol.* 1974. Vol. 30, N 4/6. P. 347.
102. *Imai N. Otsuka R.* // *The clays of Japan.* Tokyo: Geol. surv. of Japan, 1969. P. 203.
103. *Caillere S.* // *Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr.* 1936. Vol. 59, N 3/5. P. 163.
104. *Muchi M., Hoshino Y., Furusato I.* // *J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol.* 1966. Vol. 56, N 3. P. 93.
105. *Мельник Ю. М.* // Минералогия коры выветривания Западной Волини. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1960. С. 18.
106. *Ушакова Е. Н.* // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1960. № 14. С. 327.
107. *Böggild C. B.* // *Medd. Grønland.* 1951. Vol. 142, N 8. P. 3.

108. Лазаренко Е. К., Гершюйс Ю. Г., Бучинская Н. И. и др. Минералогия Криворожского бассейна. Киев: Наук. думка, 1977. 304 с.
109. Еникеев М. Р. // Зап. Узб. отд-ния ВМО. 1979. Вып. 32. С. 38.
110. Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Илимаусак (Южная Гренландия). М.: Наука, 1969. 103 с.
111. Vanden Heuvel R. C. // Clays and Clay Miner. 1965. Vol. 13. P. 193.
112. Юсупова С. М. // Учен. зап. Тадж. ун-та. Тр. фак. естеств. наук. 1955. Т. 6, вып. С. 35.
113. Ратеев М. А., Котельников Д. Д. // ДАН СССР. 1956. Т. 109, № 1. С. 191.
114. Исмаилов М. И. // Докл. АН УзССР. 1958. № 11. С. 15.
115. Ostrowicki B. // Bull. Acad. pol. sci. Ser. geol., geogr. 1964. Vol. 12, N 2. P. 79.
116. Hathaway J. C., Sachs P. L. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 7/8. P. 852.
117. Takahashi H. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1966. Vol. 56, N 4. P. 167.
118. Клочкова Г. Н. // Докл. АН ТаджССР. 1968. Т. 11, № 9. С. 45.
119. Biagi L., Simboli G. // Miner. et petrogr. acta. 1970. Vol. 16. P. 17.
120. Kautz K., Porada H. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1976. H. 12. S. 545.
121. Weaver C. E., Pollard L. D. // Develop. Sediment. 1975. N 15. P. 127.
122. Чууров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 516 с.
123. Mifsud A., Huertas F., Ba rahona E., Linares J., Fornes V. // Clay Miner. 1979. Vol. 14 N 3. P. 247.
124. Иванова В. П. // Зап. ВМО. 1961. Т. 90. вып. 1. С. 77: Минерал. с ырье. 1966. Вып. 1. С. 53.
125. Nagata H. // J. Clay Sci. Soc. Jap. 1977. Vol. 17, N 1. P. 1.
126. Schomburg J., Störr M. Dilatometerkurvenatlas der Tonmineralrohstoffe. В.: Акд. Verl.. 1984. 280 S.
127. Migeon G. // C. r. Acad. sci. 1935. Vol. 200, N 6. P. 471; N 11. P. 946; Bull. Soc. fran. minér. et cristallogr. 1936. Vol. 59, N 12. P. 6.
128. Serna C., Ahlrichs J. L., Serratos J. M. // Clays and Clay Miner. 1975. Vol. 23, N P. 452.
129. Nagata H., Shimoda S., Sudo T. // Ibid. 1974. Vol. 22, N 3. P. 285.
130. Serna C., Ahlrichs J. L., Serratos J. M. // Ibid. 1975. Vol. 23, N 5. P. 411.
131. Van Scoyoc G. E., Serna C. J., Ahlrichs J. L. // Amer. Miner. 1979. Vol. 64, N 1. P. 215.
132. Caillere S., Henin S. // The differential thermal investigation of clays. L. Miner Soc., 1957. P. 231.
133. Martin-Vivaldi J. L., Cano-Ruiz J. // Clays and Clay Miner. 1956. Vol. 4. P. 177.
134. Koltermann M., Rauschenfels E., Pfefferkorn H. // Tonind-Ztg. 1964. Bd. 88. №6. S. 132. Koltermann M. // Ber. Dt. keram. Ges. 1965. Bd. 42, H. 10. S. 373.
135. Nathan Y. // Proc. Intern. Clay Conf., Tokyo. Jerusalem, 1969. Vol. 1. P. 91.
136. Rautureau M. M., Caillere S. // C. r. Acad. sci. D. 1974. Vol. 278, N 13. P. 1661.
137. Rautureau M., Mifsud A. // Ibid. 1975. Vol. 281, N 15. P. 1071; Clay Miner. 1977. Vol. 12, N 4. P. 309.
138. Beaudoin J. J., Gratton-Bellew P. E. // Chem. and Concr. Res. 1980. Vol. 10, N 3. P. 347.
139. Longchambon H. // Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr. 1937. Vol. 60. P. 232.
140. Martin-Vivaldi J. L., Cano-Ruiz J. // Ann. Real. Soc. esp. fis. y quim. 1956. Vol. 52, N 7/8. P. 499.
141. Жуйкова М. П. // Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ СССР. 1953. Вып. 20, сб. № 2. С. 77.
142. Cichon J. // Miner. pol. 1976 (1977). Vol. 7, N 2. S. 42.
143. Caillere S. // C. r. Acad. sci. 1934. Vol. 199, N 26. P. 1626; Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr. 1936. Vol. 59, N 6/8. P. 353.
144. Van der Wel D. // Norsk geol. tidsskr. 1972. Bd. 52, h. 3. S. 288.
145. Kulbicki G. // Amer. Miner. 1959. Vol. 44, N 7/8. P. 752.— То же на рус. яз. Во прсы минералогии глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. С. 197.
146. Kerr P. F., Kulp J. L., Hamilton P. K. // Prelim. Rep. Ref. Clay Miner. Amer. Petrol. Inst. Res.: Project 49. N. Y., 1949. N 3. P. 44.
147. Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. // Минералы древней коры выветривания Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 293.
148. Ратеев М. А. // Лнтология и полез. ископаемые. 1963. № 1. С. 58.
149. Дробинина И. Я., Юсупова С. М. // Докл. АН ТаджССР. 1966. Т. 9, № 6. С. 23.
150. Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д., Чумирин К. Г. // ДАН СССР. 1978. Т. 243, № 6. С. 1538.
151. Echle W. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1978. Bd. 133, H. 3. S. 303.
152. Caillere S., Henin S. // Mineralogie des argiles. P.: Masson, 1963. P. 256.
153. Murat P., Gielly I. // Bull. Groupe franç. argiles. 1969. Vol. 21, N 2. P. 151.
154. Hayashi H., Nishiyama T. // Clay Sci. 1980. Vol. 5, N 5. P. 245.
155. Sakamoto T., Suzuki S., Tatemtsu H., Otsuka R. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1980. Vol. 75, N 5. P. 164.
156. Smykatz-Kloss W. // Differential thermal analysis. Application and results in mineralogy. В.; Heidelberg; N. Y.: Springer Verlag, 1974. P. 79.
157. Владимиров Б. М. // Зап. Вост.-Сиб. отд-ния ВМО. 1962. Вып. 3. С. 109.

158. *Lokanatha S., Mathur B. K., Samantaray B. K., Bhattacharjee S.* // Ztschr. Kristallogr 1985. Bd. 171, H. 1/2. S. 69.
159. *Lokanatha S., Bhattacharjee S.* // Ind. J. Pure and Appl. Pphys. 1985. Vol. 23, P. 403, 409.
160. *Corma A., Porez-Pariente J., Soria J.* // Clay Miner. 1985. Vol. 20, N 4. P. 467.
161. *Mumpton F. A., Roy R.* // Clays and Clay Miner. 1958. Vol. 5. P. 136.
162. *Millot G.* // Sedimentology. 1967. Vol. 8, N 4. P. 259.
163. *Bonatti E., Joensuu O.* // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 5/6. P. 975.
164. *Wollast R., Mackenzie F. T., Bricker O. P.* // Ibid. N 9/10. P. 1645.
165. *Helgeson H. C., Garrels R. M., Mackenzie F. T.* // Geochim. et cosmochim. acta. 1969. Vol. 33, N 4. P. 455.
166. *Stoessell R., Hay R.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1978. Vol. 65, N 3. P. 255.
167. *Корыткова Э. Н., Дриц В. А.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 10. С. 97.
168. *Latouche C.* // C. r. Acad. sci. D. 1971. Vol. 272, N 16. P. 2064.
169. *Чухров Ф. В.* // Сов. геология. 1972. № 11. С. 50.
170. *Isphording W.* // Clays and Clay Miner. 1973. Vol. 21, N 5. P. 391.
171. *Тимофеев П. П., Рамеев М. А., Еремеев В. В.* // Морская геология, седиментация, осадочная петрография и геология океана: Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. Л.: Недра, 1980. С. 14.
172. *Рамеев М. А.* // Докл. к собр. Междунар. комис. по изуч. глин. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 77
173. *Рамеев М. А.* // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1964. Вып. 112. С. 45.
174. *Рамеев М. А., Осипова А. И.* // ДАН СССР. 1958. Т. 123, № 1. С. 166.
175. *Мирсаидов М.* // Тектоника, магматизм и геохимия палеозойских формаций Узбекистана. Ташкент: Фан, 1966. С. 92.
176. *Закиров М. Э., Ясколко Т. И.* // Узб. геол. журн. 1968. Вып. 3. С. 40.
177. *Galan E., Ferrero A.* // Clays and Clay Miner. 1982. Vol. 30, N 3. P. 191; *Martin Pozas J. M., Sanchez Camazano M., Martin-Vivaldi Martinez J. M.* // Bol. geol. e miner. 1981. Vol. 92, N 5. P. 395.
178. *Capdecemme L., Kulbicki G.* // Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr. 1954. Vol. 77, N 1/3. P. 500.
179. *Alietti A., Brigatti M. F., Poppi L.* // Rend. Soc. ital. miner. et petrol. 1984. Vol. 39, N 1. P. 163.
180. *Müller G.* // Neues Jb. Mineral. Abh. 1961. Bd. 97, H. 2. S. 275.
181. *Mc Lean S. A., Allen B. L., Craic J. R.* // Clays and Clay Miner. 1972. Vol. 20, N 3. P. 143.
182. *Laufer E. E., Mossman D. J.* // Canad. Miner. 1982. Vol. 20, pt 2. P. 151.
183. *Papke K.* // Clays and Clay Miner. 1972. Vol. 20, N 4. P. 211.
184. *Khoury H. N., Eberl D. D., Jones B. F.* // Ibid. 1982. Vol. 30, N 5. P. 327.
185. *Echle W.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1967. Vol. 14, N 2. P. 86.
186. *Echle W.* // Neues Jb. Mineral. Abh. 1974. Bd. 121, H. 1. S. 43.
187. *Rogers L. E., Martin A. E., Norrish K.* // Miner. Mag. 1954. Vol. 30, N 227. P. 534.
188. *Keeling P. S.* // Ibid. 1956. Vol. 31, N 235. P. 328.
189. *Bowles F. A., Angino E. A.* // Earth and Planet. Sci. Lett. 1971. Vol. 11, N 4. P. 324.
190. *Von Rad U., Rosch H.* // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D. C.): US Gov. print. off., 1972. Vol. 14. P. 732.
191. *Van der Linger G. J., Packham G. H.* // Ibid. 1973. Vol. 30. P. 443.
192. *Chamley H., d'Argoud G., Giroud R.* // Ibid. 1980. Vol. 50. P. 715.
193. *Dominik J., Stoffers P.* // Chem. Erde. 1983. Bd. 42, N 1. S. 1.
194. *Каймаков А. К., Кириченко И. В., Савушкина М. А., Еськова Г. А.* // Минералы и парагенезисы минералов. Л.: Наука, 1978. С. 149.
195. *Елисеев Н. А., Никольский А. П., Кушев В. Г.* // Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР. 1961. Вып. 13. С. 24.
196. *Hewett D. F.* // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1956. N 275. P. 143.
197. *Post J. L.* // Clays and Clay Miner. 1978. Vol. 26, N 1. P. 58.
198. *Dodony I., Kiss J.* // Acta geol. Acad. sci. hung. 1976. Vol. 20, fasc. 1/2. P. 1.
199. *Demangeon P., Salvayre H.* // Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr. 1969. Vol. 92, N 3. P. 313.
200. *Mikuszewski J.* // Pr. nauk. USI. Katowicach. 1980. N 385. S. 69.
201. *Yeniyol M.* // Clays and Clay Miner. 1986. Vol. 34, N 3. P. 353.
202. *Lacroix A.* // Ann. geol. Madagascar. 1940. Fasc. 11. P. 1.
203. *Milton C., Eughper H. D.* // Research in geochemistry. N. Y.: John Wiley and Sons, L.: Chapman and Hall, 1959. P. 118, 141.
204. *Градусов Б. П.* // Литология и полез. ископаемые. 1968. № 3. С. 142.
205. *Писарчик Я. К.* // Там же. 1975. № 4. С. 128.
206. *Кууспалу Т., Утсал К., Ванамб В.* // Изв. АН ЭССР. 1973. Т. 22, № 2. С. 169.
207. *Ostrowicki B.* // Pr. miner. PAN. 1965. N 1. S. 7.
208. *Dubinska E.* // Arch. miner. 1984. Vol. 39, N 2. S. 53.
209. *Wala A.* // Prz. geol. 1970. Sv. 18, N 6. S. 282.
210. *Petrascheck W. E.* // Bull. Miner. Res. Explor. Inst. Turkey. 1963. N 61. P. 11.
211. *Hotz P. E.* // Econ. Geol. 1964. Vol. 59, N 3. P. 385.

212. Финько В. И., Корин И. З., Формель-Кортин Ф. // Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967. С. 114.
213. Muchi M., Hoshino Y., Furusato I. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1965 Vol. 53, N 2. P. 39.
214. Гриднев Н. И., Тесленко Г. И. // Докл. АН УзССР. 1962. № 8. С. 28.
215. Sanchez Camazano M., Garsia Rodriguez A. // An. edafol. y agrobiol. 1971. Vol. 3. N 3/4. P. 357.
216. Hast N. // Ark. kemi. 1956. Bd. 9. S. 343.
217. Akahane M., Yano H. // J. Chem. Soc. Jap. 1959. Vol. 62, N 12. P. 1819.
218. Siffert B., Wey R. // С. г. Acad. sci. 1962. Vol. 254, N 8. P. 1460.
219. Улиме А., Констант Э., Вайад А. // Изв. АН ЛатвССР. Сер. хим. 1963. № 6. С. 62.
220. Нестерчук Н. И., Макарова Т. А. // Зап. ВМО. 1973. Т. 102, вып. 2. С. 232.
221. Hargreaves A., Taylor W. H. // Miner. Mag. 1946. Vol. 27, N 193. P. 204.
222. Schreyer W., Yüder H. S. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1964. Bd. 101, N 3. S. 287.
223. Смирнова М. Ф., Душина А. П., Алсковский В. Б. // Изв. АН СССР. Неоргав. материалы. 1968. Т. 4, № 2. С. 253.
224. Christ C. L., Hosteller P. V., Siebert R. M. // Amer. J. Sci. 1973. Vol. 273, N 1. P. 67.
225. Франк-Каменецкий В. А., Котое Н. В., Клочкова Г. Н. // Геохимия. 1969. № 1. С. 14.
226. Франк-Каменецкий В. А., Котое Н. В., Клочкова Г. Н. // Там же. 1970. № 11. С. 1312.
227. Франк-Каменецкий В. А., Котое Н. В., Клочкова Г. Н. // Там же. 1972. № 10. С. 1227.
228. Франк-Каменецкий В. А., Котое Н. В., Гойло Э. А., Клочкова Г. Н. // Междуна. геохим. конгр.: Тез. докл. М., 1971. Т. 2. С. 68.
229. Франк-Каменецкий В. А., Котое Н. В., Гойло Э. А. // Зап. ВМО. 1973. Т. 102, вып. 2. С. 129; Kotov N., Frank-Kamenetsky V. // Bull. miner. 1978. Vol. 101, N P. 376.
230. Otsuka R., Sakamoto T., Hara Y. // J. Clay Sci. Soc. Jap. 1974. Vol. 14. P. 8; Miner. J. Jap. 1977. Vol. 8, N 6. P. 354.
231. Клочкова Г. Н. // Материалы IV межвед. совещ. по рентгенографии минерал. сырья: Тез. докл. Тбилиси, 1969. С. 31.
232. Власов В. В., Ремизникова В. И. // Рентгенография минерал. сырья. М.: Недра, 1967. Сб. 6. С. 122.
233. Grim R. E. // Applied clay mineralogy. N. Y.; L.: McGraw-Hill Book Co., 1962. P. 3.— То же на англ. яз. // Минералогия и практическое использование глин. М.: Мир, 1967. С. 5.
235. Carroll D. // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1970. N 126. P. 43.
236. Caillere S., Henin S., Meriaux S. // С. г. Acad. sci. 1948. Vol. 227, N 17. P. 855.
237. Strunz H. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1957. N 3/4. S. 75.
238. Binzer K., Karup-Møller S. // Medd. Grønland. 1974. Vol. 201, N 5. P. 1—19.
239. Педан М. В. // Минерал. сб. Львов, 1980. № 34, вып. 2. С. 89.
240. Семенов Е. И. // Минералогия Ловозерского щелочного комплекса. М.: Наука, 1972. 208 с.
241. Назирова Р. // Узб. геол. жури. 1969. № 2. С. 73.
242. Ное S. I., Hayashi M. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1975. Vol. 70, N 12. P. 440.
243. Еникеев М. Р. // Науч. тр. Ташк. ун-та. 1970. Вып. 371. С. 56.
244. Firman R. J. // Mar. Geol. 1966. Vol. 3. P. 247.

Лохлинит Louglinite



Назван по имени геолога Дж. Лохлина [1].

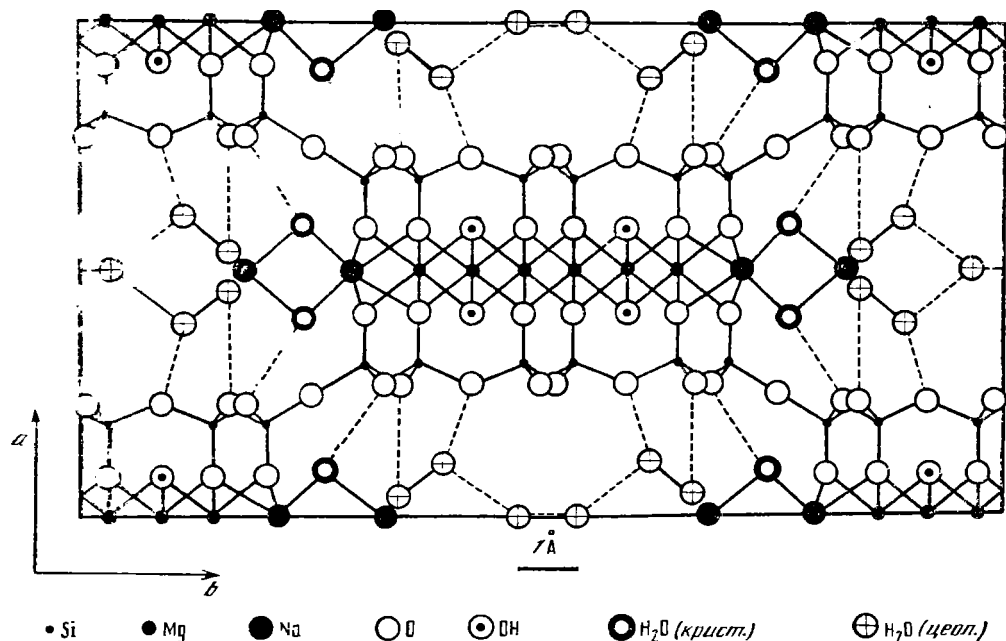
Синон. Натриевый сепиолит — sodium-sepiolite [2]; Na-сепиолит — Na-sepiolite [3]; лафлинит, лоуглинит — loughlinite (Лазаренко, Вынар, 1975).

Характ. выдел. Волокнистый (асбестоподобный).

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^6 — Pncn. $a_0=14,66$, $b_0=26,71$, $c_0=5,26$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,5489 : 1 : 0,1969$, $Z = 2$ [2].

Структура (фиг. 68) [4] аналогична структуре сепиолита, в которой каждый из крайних атомов Mg замещен на 2 Na, из них один Na находится вместе с H_2O в каналах структуры. Ширина отдельных волокон лохлинита из формации Грин-Ривер в шт. Вайоминг (США) около 70 Å [5]; частицы лохлинита из неогеновых осадков Анатолии (Турция) обычно имеют длину 0,2—0,4 мкм, ширины 0,02—0,05 мкм [3].

Микр. [5]. Двойники не наблюдались. Двуосный (+). Погасание волокон



Фиг. 68. Структура лохлинита в проекции на (001) (по Прейзингеру)

прямое. Удлинение (—). $n_g = 1,525$, $n_m = 1,505$, $n_p = 1,500$, $n_g - n_p = 0,025$, $2l = 60^\circ$ (вычисл.).

Хим. Состав лохлинита из прожилков в сланцах формации Грин-Ривер, шт. Вайоминг (США), анал. Фэхи(%) [5]: Na_2O — 8,16; K_2O — не обн.; MgO — 16,18; CaO — 0,12; FeO — 1,51; Al_2O_3 — 0,66; Fe_2O_3 — 1,85; SiO_2 — 50,80; TiO_2 — 0,02; CO_2 — 0,30; H_2O^- — 6,82; H_2O^+ — 13,68; сумма — 100,10 (CO_2 и соответствующие количества MgO и CaO относятся к примесям доломита и магнезита). В HCl и H_2SO_4 растворяется с образованием скелета кремнезема. При обработке лохлинита дистиллированной H_2O , MgCl_2 или $\text{Mg}(\text{NO}_3)_2$ при комнатной температуре происходило выщелачивание Na [5, 6]; в течение 5 сут в раствор перешло 1,20% Na_2O , за последующие 8 сут — 1,36% Na_2O ; после 58-дневной обработки минерал содержал всего 0,06% Na_2O (при 8,16% Na_2O в исходном лохлините) и был идентичен сепиолиту [5]. «Сепиолитизация» лохлинита осуществлена также в слабокислой (до нейтральной) среде под воздействием MgCl_2 или $\text{Mg}(\text{NO}_3)_2$ в течение нескольких дней и при воздействии на минерал H_2O в течение 90 дней [6].

Превращения сепиолит = лохлинит указаны для неогеновых осадков Анатолии (Турция) [6]. «Лохлинитизация» сепиолита рассматривается как результат раннедиагенетического воздействия на щелочные риолиты растворов, обогащенных Na и Mg , а «сепиолитизация» лохлинита — как современный процесс. Считается, что во всех случаях прадщественником лохлинита является сепиолит.

Повед. при нагр. На кривой ДТА [3, 6] лохлинита из неогеновых осадков Турции фиксируются эндотермические эффекты при 180—190° (потеря цеолитной H_2O) и при 710—740° (разложение минерала); резкий экзотермический эффект при 770° соответствует перекристаллизации и образованию новых фаз. Потеря H_2O при нагревании до 110° составляет 13,68%; по истечении 8 ч при комнатных температуре и влажности происходила полная регидратация минерала (регидратация сепиолита при таких же условиях не превышает 80% от количества H_2O , выделившейся при 110°). При 550° лохлинит полностью обезвоживается, образуется лохлинитовый «ангидрид» — $\text{Na}_4\text{Mg}_6[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}](\text{OH})_4$, для которого определены [7]: пр. гр. $C_{2h}^5 - P2_1n$, $a_0 = 11,4$, $b_0 = 24,1$,

$c_0 = 5,26 \text{ \AA}$, $\beta = 90^\circ$, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,4730 : 1 : 0,2183$, $Z = 2$. При 720° образуются энстатит и небольшое количество плагиоклаза, при 1000° — энстатит и форстерит (с примесью плагиоклаза) [6].

Исследовались [8] продукты длительного прокалывания лохлинита из осадков формации Грин-Ривер в шт. Вайоминг (США) при разных температурах: при 400° — в течение 19 ч, при 850° — 144 ч, при 900° — 168 ч. Установлено образование форстерита и энстатита после прокалывания при 1000° в течение 7 дней.

Наход. Редкий. Обнаружен вблизи месторождения троны в Свитуоте, шт. Вайоминг (США), в мелких прожилках, секущих доломитизированные горючие сланцы формации Грин-Ривер [1]. Является вторичным минералом доломиту, шортиту, нортупиту, сирлезиту. Отмечалась ассоциация лохлинита с иллитом [9]. Образуется в процессе диагенеза осадков под воздействием на них богатых Na поровых растворов [1, 9, 10]. Кроме того, распространен в неогеновых осадках вблизи Михаличика в Западной Анатолии (Турция) [11], где является главным минералом (иногда наряду с сепиолитом) миоцено-плиоценовых глин, образовавшихся по вулканическим туфам анатолийской неогеновой формации. Характерные для этих глин лохлинит-анальцимовая и сепиолит-анальцимовая ассоциации рассматриваются как продукты диагенетических реакций между щелочной риолитовой пирокластикой и высококонцентрированными щелочными (эвапоритовыми) растворами.

Искусств. К лохлиниту (сепиолиту?) предположительно отнесена [12] фаза, наблюдавшаяся среди продуктов разложения кордиерита в системе Мп-кордиерит — H_2O при $650\text{--}675^\circ$ и 10 кбар. Образование лохлинита наблюдалось при обработке сепиолита 6N NaOH [13].

При взаимодействии в растворах Si и ионов Mg в присутствии NaOH (сильно щелочная среда, $\text{pH} \geq 10$) при комнатной температуре получен сепиолит, но не лохлинит [14]. Высказано предположение [6], что лохлинит может образовываться только после длительного воздействия ионов Na на сепиолит в сильно щелочных условиях (в растворе NaOH) [6]. Предполагается [8], что на фазовой диаграмме для системы $\text{Na}_2\text{O}\text{--}\text{MgO}\text{--}\text{SiO}_2$ дегидратированный лохлинит должен лежать в треугольнике составов форстерит — $\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{MgO} \cdot 6\text{SiO}_2\text{--}\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{MgO} \cdot 4\text{SiO}_2$. По данным об ассоциациях минералов в осадках формации Грин-Ривер для лохлинита предложены [10] схематические кривые $P_{\text{H}_2\text{O}}\text{--}T$ и $P_{\text{CO}_2}\text{--}T$.

Отл. От сепиолита отличается по наличию на порошковой рентгенограмме сильной линии с $d = 12,8\text{--}13,0 \text{ \AA}$ (у сепиолита соответствующая линия $12,1\text{--}12,4 \text{ \AA}$).

Межплоскостные расстояния лохлинита из шт. Вайоминг [5]

$\text{CuK}\alpha$ -излучение, Ni-фильтр, $D = 57,3 \text{ мм}$

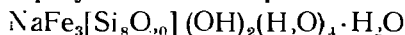
| <i>l</i> | <i>d</i> (\AA) | <i>l</i> | <i>d</i> (\AA) | <i>l</i> | <i>d</i> (\AA) | <i>l</i> | <i>d</i> (\AA) |
|----------|---------------------------|----------|---------------------------|----------|---------------------------|----------|---------------------------|
| >100 | 12,8 | 6 | 4,28 | 4 | 2,77 | 2 | 1,664 |
| 4 | 10,2 | 100 | 3,79 | 13 | 2,56 | 4 | 1,623 |
| 35 | 7,6 | 100 | 3,65 | 2 | 2,44 | 18 | 1,559 |
| 13 | 6,4 | 35 | 3,59 | 4 | 2,13 | 6 | 1,484 |
| 18 | 5,01 | 13 | 3,08 | 1 | 2,08 | 4 | 1,463 |
| 50 | 4,80 | 70 | 2,90 | 13 | 1,90 | 3 | 1,414 |
| 100 | 4,45 | 6 | 2,82 | 9 | 1,668 | 3 | 1,383 |

Л и т е р а т у р а

1. Fahey J. J., Axelrod J. M. // Amer. Miner. 1948. Vol. 33, N 3/4. P. 195.
2. Biedl A., Preisinger A. // Fortschr. Miner. 1962. Bd. 40. S. 50.
3. Echle W. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1967. Vol. 14, N 2. P. 86.
4. Brauner K., Preisinger A. // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1957. Bd. 6, H. 1. S. 120.
5. Fahey J. J., Ross M., Axelrod J. M. // Amer. Miner. 1960. Vol. 45, N 3/4. P. 270.
6. Echle W. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1978. Bd. 133, H. 3. S. 303.

7. *Preisinger A.* // *Clays and Clay Miner.* 1962. Vol. 10. P. 365.
8. *Schairer J. F., Yoder H. S.* // *Carnegie Inst. Wash. Yb.* 1969/1970. Vol. 69. P. 197.
9. *Regis A. J., Sand L. B.* // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1957. Vol. 68. N 12, pt. 2. P. 1784.
10. *Milton C., Eugster H. P.* // *Researches in geochemistry.* N. Y.: John Wiley and Sons, L.: Chapman and Hall, 1959. P. 118.
11. *Echle W.* // *Neues Jb. Mineral. Abh.* 1974. Bd. 121. H. 1. S. 43.
12. *Schreyer W., Yoder H. S.* // *Ibid.* 1964. Bd. 101, H. 3. S. 287.
13. *Imai N., Otsuka R., Nakamura T., Koga M.* // *Bull. Soc. Eng. Res. Lab. Waseda Univ.* 1969. N 46. P. 11; *Robertson R. H. S.* // *Silicat. ind.* 1973. Vol. 38, N 2. P. 33.
14. *Siffert B., Wey R.* // *C. r. Acad. sci.* 1962. Vol. 254, N 8. P. 1460.

Туперссуатсиаит Tuperssuatsiaite



Назв. и по месту находки в районе залива Туперссуаит в Гренландии [1].

Характ. выдел. Волокнистые, розетковидные и радиально-лучистые агрегаты размером менее 1 см; длина отдельных волокон — до нескольких миллиметров.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^3 — $C2/m$. $a_0 = 13,729$, $b_0 = 18,000$, $c_0 = 4,828$ Å. $\beta = 104^\circ 17'$. $a_0 : b_0 : c_0 = 0,7627 : 1 : 0,2682$. Волокна вытянуты по [001].

Физ. св. Цв. красновато-коричневый. Бл. матовый (в агрегатах) до стеклянного (в волокнах). Не флюоресцирует.

В ИК-спектре присутствуют полосы поглощения 470, 675, 720, 1010, 1175, 1250 cm^{-1} , отвечающие деформационным и валентным колебаниям Si—O-радикала в структуре. Положение и конфигурация этих полос близки таковым в ИК-спектре палыгорскита с некоторыми изменениями в области деформационных колебаний Si—O и Si—O—Me (400—700 cm^{-1}), связанными с различиями в катионном составе минералов. Полосы поглощения 1630 и 3400—3500 cm^{-1} отвечают колебаниям структурной и цеолитной воды и OH-групп.

Микр. Плеохроизм слабый: по Ng — светлый желтовато-коричневый, по $Np = Nm$ — бесцветный. $Np = a$. Двуосный ($\frac{+}{-}$). $n_g \sim 1,58$, $n_m \sim 1,56$, $n_p \sim 1,54$, $n_g - n_p \sim 0,04$. $2V$ большой.

Хим. Анализы (выполнены на электронном микрозонде, средние величины соответственно из 7 и 5 анализов различных зерен):

| | 1 | | 1 | | 2 | 1 | | 2 |
|----|------|------|----|-------|-------|--------------------|-------|-------|
| Na | 2,40 | 2,87 | Fe | 14,43 | 13,70 | O* | 39,17 | 39,26 |
| K | 0,65 | 0,29 | Zn | 0,65 | — | Сумма | 88,62 | 88,43 |
| Mg | 0,63 | — | Al | 0,25 | 0,42 | H ₂ O** | 11,38 | 11,72 |
| Mn | 4,11 | 5,01 | Si | 26,33 | 26,88 | | | |

* При расчете O марганец принят за Mn^{2+} , все железо — как Fe^{3+} . ** По разности до 100%.

1 — из адуляр-натролитовых прожилков; 2 — из содалит-натролитовых прожилков.

В туперссуатсиаите, образующем плотные агрегаты вблизи поверхности, отмечаются высокие содержания Al (до 2,77%), Zn (11,25—20,12) и более низкие — Fe (6,94—11,24) и Si (17,06—20,70). Предполагается, что Zn наряду с Fe может замещать Si. В некоторых образцах содержится Ca (~1%). Установлена положительная корреляция между Zn и Al, отрицательная — между Zn и Al с Fe, Mn, Si. Спектральным анализом установлены (г/т): Zr — 850, La — 700, Y — 290, Ti — 500, Nb — 200, Pb — 800, Sn — 90, Ga — 86, Be — 90, Ag — 5.

Повед. при нагр. На кривой ДТА фиксируется четкий эндотермический эффект в интервале 20—60° с максимумом при 40° (выделение адсорбированной воды).

Нахожд. Поздний гидротермальный минерал. Найден в массиве Илимаусак (Южная Гренландия) в пегматитах науяитов (пойкилитовых нефелиновых сиенитов), содержащих эвдиалит, содалит, арфведсонит, в пустотах среди альбита и натролита; в гидротермальных прожилках, сложенных адуляром, натролитом, эгирином. В незначительных количествах отмечался в луювритах.

Межплоскостные расстояния туперсуатсванта

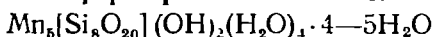
CuK α_1 -излучение

| hkl | l | d(Å) | hkl | l | d(Å) | hkl | l | d(Å) |
|-----|-----|-------|-----|-----|-------|-----|-----|-------|
| 110 | 10 | 10,82 | 221 | 0,5 | 3,227 | 132 | 3 | 2,235 |
| 130 | 0,5 | 5,48 | 060 | 0,5 | 3,025 | 600 | 0,5 | 2,216 |
| 040 | 0,5 | 4,471 | 421 | 0,5 | 2,948 | 402 | 0,5 | 2,187 |
| 201 | 1 | 4,414 | 510 | 4 | 2,638 | 550 | 0,5 | 2,141 |
| 021 | 2 | 4,140 | 511 | 0,5 | 2,566 | | 0,5 | 1,723 |
| 240 | 1 | 3,737 | 441 | 3 | 2,544 | | 0,5 | 1,563 |
| 330 | 0,5 | 3,554 | 170 | 3 | 2,510 | | 2 | 1,511 |
| 131 | 3 | 3,395 | 112 | 2 | 2,376 | | 2 | 1,447 |
| 041 | 0,5 | 3,269 | 222 | 0,5 | 2,320 | | 0,5 | 1,418 |

Л и т е р а т у р а

1. Karup-Møller S., Peterson O. V. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1984. Н. 11. S. 501.

Йофортьерит Yofortierite



* Назван по имени канадского геолога Й. О. Фортье [1].

Образует радиально-волокнистые агрегаты (2—3 см). Волокна эластичные. Тв. 2,5. Уд. в. 2,18. Цв. розовато-фиолетовый.

В ИК-спектре йофортьерита, прогретого при 110°, имеются полосы поглощения: слабые при 330 и 680 см⁻¹ (соответственно колебания связей Si—O и Mn—O), очень сильная в интервале 950—1100 см⁻¹ (колебания связей Si—O), сильная при 1670 см⁻¹ (деформационные колебания H₂O), очень сильная в интервале 3100—3600 см⁻¹ (колебания связей OH и H₂O), сильные при 3636 и 3750 см⁻¹ (валентные колебания OH); после прокаливания при 600° в ИК-спектре остались полосы: слабая — при 330 см⁻¹, очень сильная — при 480 см⁻¹, сильная — при 625 см⁻¹, очень сильная — в интервале 950—1250 см⁻¹, слабые — при 1610 и 3400 см⁻¹.

Прозрачный. Угол Ng с осью волокон 8°. n_g = 1,559, n_p = 1,530, n_g—n_p = 0,029.

Является Mn-аналогом палыгорскита. Состав (°): K₂O — 0,05; MgO — 2,35; CaO — 0,90; ZnO — 1,10; MnO — 28,41; Al₂O₃ — 1,49; Cr₂O₃ — 0,00; SiO₂ — 48,44; TiO₂ — 0,09; H₂O — 17,22; сумма — 100,057.

На кривой ДТА эндотермические эффекты фиксируются при 149° (потеря адсорбционной воды), 301° (потеря воды, связанной с Mn²⁺) и экзотермические — при 700 и 787° (кристаллизация пироксмангита и кристобалита). Общая потеря воды, по данным термического анализа, 18,1%.

Обнаружен в пегматитовых жилах, залегающих в нефелиновых сиенитах на горе Сент-Илер (Канада) в ассоциации с анальцимом, серандитом, эвдиалитом, полилитионитом, эгирином, измененным микроклином и альбитом.

Межплоскостные расстояния йофортьерита

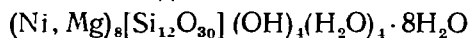
CuK α -излучение. Дифрактометр

| l | d(Å) | l | d(Å) | l | d(Å) | l | d(Å) |
|-----|-------|----|-------|----|-------|----|-------|
| 100 | 10,5 | 90 | 3,302 | 5 | 2,273 | 10 | 1,610 |
| 5 | 6,39 | 5 | 2,978 | 8 | 2,173 | 15 | 1,564 |
| 7 | 5,27 | 5 | 2,779 | 12 | 2,122 | 10 | 1,511 |
| 18 | 4,41 | 30 | 2,621 | 5 | 1,937 | 13 | 1,480 |
| 13 | 4,13 | 15 | 2,256 | 5 | 1,792 | 3 | 1,425 |
| 5 | 3,793 | 20 | 2,510 | 8 | 1,713 | 6 | 1,380 |
| 15 | 3,680 | 8 | 2,360 | 7 | 1,674 | 10 | 1,315 |

Л и т е р а т у р а

1. Perrault G., Harvey Y. // Canad. Miner. 1975. Vol. 13, pt 1. P. 68.

Фалкондоит Falcondoite



По названию горьдобывающей компании (Фалькондо), разрабатывающей месторождение латеритов Бонао, где найден минерал [1].

Синон. Магнезиальный фалкондоит — magnesian falcondoite.

Ромб. с. $a_0=13,5$, $b_0=29,9$, $c_0=5,24 \text{ \AA}$, $a_0 : b_0 : c_0=0,4515 : 1 : 0,1753$, $Z=2$.

Образует мягкие и рыхлые агрегаты волокон (длиной 10 мкм). Тв. 2—3. Уд. в. 1,9; 2,54 (вычисл.). Цв. беловато-зеленый.

Способность к катионному обмену низкая; при обработке 100 мг фалкондоита раствором MgCl_2 в течение 3 нед при 60—70° в раствор перешло 0,24% Ni. Под микроскопом волокнистые частицы бесцветные, прозрачные. Удлинение (+). Погасание прямое или почти прямое. $n_{\text{ср}}=1,55$, $n_g-n_p=0,01-0,02$.

Является никелевым аналогом сепиолита.

Анализы (1—3, 5 выполнены с помощью электронного зонда), расположены по возрастанию содержания NiO:

| | MgO | NiO | FeO | SiO ₂ | П. п. | Сумма | Уд. в. |
|----|-------|------|-------|------------------|-------|---------|--------|
| 1. | 12,87 | 18,2 | <0,03 | 50,3 | 18,6* | 100,00 | — |
| 2. | 9,98 | 23,1 | <0,03 | 49,8 | 17,1 | 100,01 | — |
| 3. | 7,86 | 25,1 | <0,03 | 47,1 | 20,0 | 100,09 | — |
| 4. | 8,46 | 26,7 | 1,99 | 45,93 | 15,0 | 98,94** | 1,9 |
| 5. | 6,36 | 28,1 | <0,03 | 49,6 | 16,0 | 100,09 | — |

* По разности к 100%. ** В том числе CaO < 0,01, MnO < 0,01, Al₂O₃—0,39, Cr₂O₃—0,45.

На кривых ДТА и ТГА фиксируются эндотермические эффекты при 180, 360, 540 и 840°; им отвечает потеря веса соответственно 7,8; 3,1; 2,3 и 2,7%. Выше 850° переходит в пироксен, около 1000° образуется аморфное вещество.

Найден в жилах, секущих серпентинизированные гарцбургиты района Бонао (Доминиканская Республика).

Межплоскостные расстояния фалкондоита

Co/Fe-излучение Дифрактометр

| hkl | I | d(Å) | hkl | I | d(Å) | hkl | I | d(Å) |
|-----|-----|------|----------|-----|------|-------------|----|------|
| 110 | 100 | 12,2 | 331 | 25 | 3,19 | 222; 461 | 20 | 2,39 |
| 130 | 5 | 7,5 | 261 | 5 | 3,03 | 062; 312 | 20 | 2,26 |
| 060 | 10 | 4,53 | 081 | 5 | 2,80 | 640; 2.12.0 | 5 | 2,12 |
| 131 | 15 | 4,30 | 441; 281 | 30 | 2,62 | 082; 601 | 15 | 2,07 |
| 260 | 10 | 3,75 | 022 | 35ш | 2,58 | | <5 | 1,95 |
| 080 | 30 | 3,33 | 202; 042 | 30 | 2,44 | | <5 | 1,87 |

Л и т е р а т у р а

1. Springer G. // Canad. Miner. 1976. Vol. 14, pt 4. P. 407.

Несколько особое место среди минералов, близких по структуре к палыгорскиту, занимает хризколла.

Хризколла Chrysocolia



Название от греческих слов χρυσος (хризос) — золото и κολλα (колла) — клей (Теофраст, 315 г. до н. э.). В древности так называли минералы, которые использовали для пайки золота. Долгое время это название относилось к разным зеленым медным минералам, включая малахит, а также к буре.

Синон. Асперолит — asperolite (Герман, 1866); амфитан — amfitan (Плиний, 77 г. до н. э.), азур-халцедон — azurchalcedony (Лазаренко, Вынар, 1975); богословскит, медная

синь — bogoslovskite, Kupferblau (Хеддл, 1883); бомонтит Джексона — beaumontite of Jackson (Хей, 1955); горная зельч — Berggrün (частично, Хей, 1955); дилтенбургит dillenburgite (Дана, 1892); златоклей — slatocley (Севергин, 1819); катангит — katarite (Буттгенбах, 1921); кейстонит — keystoneite (Лазаренко, Вынар, 1975); корню корнуйт — cornuite (Роджерс, 1917); кремнистая медь — Kieselkupfer (Герман, 1877); малахитовый кремь — Malachitkiesel (Хей, 1955); липарит — liparite (частично, Касрипа, 1846); ланка — Lanza (Домейко, 1879); малахит кремнекислый — silicic malachite малахит кремнистый — siliceous malachite (Лазаренко, Вынар, 1975); медная зелень соррэг грин (частично, Дана, 1892); медносмоляная руда — copper pitch ore (частично, Дана, 1892); резанит — resanite (Клеве, 1870); смоляная медь Гаусманна — pitch sorreg of Hausmann (Хей, 1955); сомервиллит — somervillite (частично, Дюфренуа, 1847); халкостактит — chalkostaktite (Честер, 1896); хризоколлит — chrysocollite (Честер, 1896); цианохальцит — cyanochalcite (Герман, 1869).

Под разными названиями были описаны смеси хризоколлы с другими минералами. К их числу принадлежат: азуризмалахит — azurimalachite — состав не уточнен (Хей, 1955); гепатиновая руда — Hepatinerz (Брайтхаупт, 1832) — частично смесь хризоколлы с ксипритом и лимонитом (Хей, 1955); медистые галлуазиты, содержащие более 5% CuO — селерхалоизиты с $> 5\%$ CuO — смеси хризоколлы и галлуазита (Чухров и др., 1960); медмонтит — medmontite — смесь хризоколлы и гидрослюды (Чухров и др., 1972); стелларит — stellarite — смесь хризоколлы с кварцем (частично, О'Доногью, 1979); траверсоит — traversoite — смесь хризоколлы и гиббсита (Хей, 1955); халькописсит — chalcopissite — смесь хризоколлы и лимонита (Хей, 1955).

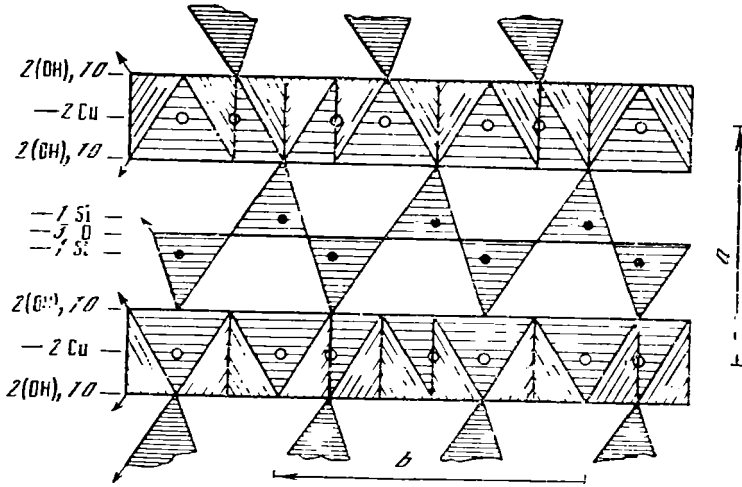
Разнов. Алюмохризоколла, алюмоферрихризоколла, феррихризоколла, демидовит.

Характ. выдел. Скрытокристаллическая; обычно стекловидная, эмалеподобная, опаловидная, частью пористая, иногда землистая. Характерны коллоидные морфные натеки с почковидной поверхностью, иногда гроздевидные, сталактитоподобные; известные скорлуповатые пузырчатые (полусферические, полые внутри) образования, нередко с тонкой концентрической слоистостью и сеткой трещин усыхания на поверхности. Сплошные массы слагают прожилки (толщиной до 2—5 см) [1] и небольшие гнезда [2, 3].

Структ. и морф. крист. Ромб. с. Пр. гр. не определена. $a_0=5,7$, $b_0=8$, $c_0=6,7$ Å, $a_0 : b_0 : c_0=0,6441 : 1 : 0,7571$, $Z=2$ — для хризоколлы из Меднорудянского, Урал (хим. анализ 2) [4]; $a_0=4,92$ — $6,16$, $b_0=8,85$ — $8,91$, $c_0=6,4$ — $8,6$ Å — для образцов хризоколлы из Аризоны и Катанги [5]; $a_0=5,98$, $b_0=17,8$, $c_0=8,0$ Å [6].

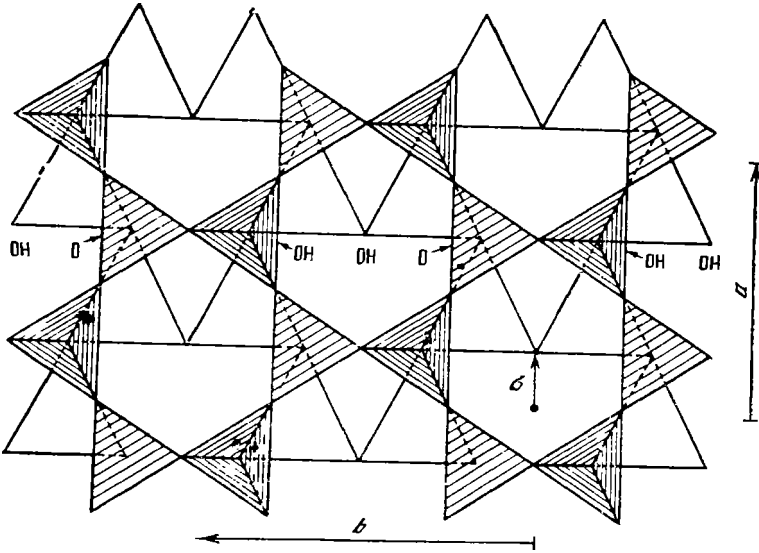
Скрытокристаллический характер агрегатов хризоколлы с беспорядочно ориентированными кристаллитами затрудняет структурные исследования минерала. В результате интерпретации данных электронограмм от текстур картин микродифракции электронов для хризоколлы предложена [4] модель структуры (фиг. 69, 70), в которой непрерывные сетки из (Cu, Al, Fe) (O, OH) октаэдров связаны с непрерывными сетками из SiO_4 -тетраэдров. Тетраэдры плоскости ab образуют шестичленные кольца. Вершинами тетраэдры обращены попеременно в разные стороны от плоскости их оснований (вдоль оси c) так образом, что два соседних противоположно обращенных тетраэдра образуют группировку Si_2O_7 . Октаэдры сильно искажены, имеют форму тетрагональных дипирамиды, вытянутой по оси a (четыре расстояния Cu—O — 2,08, два 2,44 Å). Cu в октаэдрах может частично замещаться Al и Fe^{3+} ; компенсация положительных валентностей возможна также с помощью H и, вероятно, H_2O . В общем виде формула хризоколлы при допущении замещения алюминием и железом имеет вид $\text{Cu}_{2-x}(\text{Al}, \text{Fe})_x\text{H}_{2-x}[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4$. Упорядоченность структуры может сильно нарушаться вследствие нерегулярных вариаций смещений по оси b тетраэдрической сетки относительно октаэдрической, различающихся величинами $\pm b/3$ и двух взаимно противоположных ориентировок октаэдрических сеток. Кроме того, может меняться расположение тетраэдров, обращенных в разные стороны. Тетраэдры, обращенные в одну сторону, могут образовывать разные группы, в частности ленты, как палыгорските и селиолите. Возможны также нарушения в чередовании вакантных и заселенных октаэдров.

Согласно Остервик-Гастюш [5, 6], структура хризоколлы относится к типу Непрерывные тетраэдрические сетки содержат вытянутые вдоль a ленты из SiO_4



Фиг. 69. Идеализированная схема структуры хризоколлы, проекция перпендикулярная оси a (по Чухрову и Звягину)

В периферийных местах, отмеченных стрелками, могут фиксироваться протоны (H^+) и оксонии



Фиг. 70. Схема приыкания тетраэдрической сетки к вершинам оснований октаэдрической сетки в структуре хризоколлы, проекция на плоскость ab (по Чухрову и Звягину)
 σ — смещение тетраэдрической сетки относительно октаэдрической

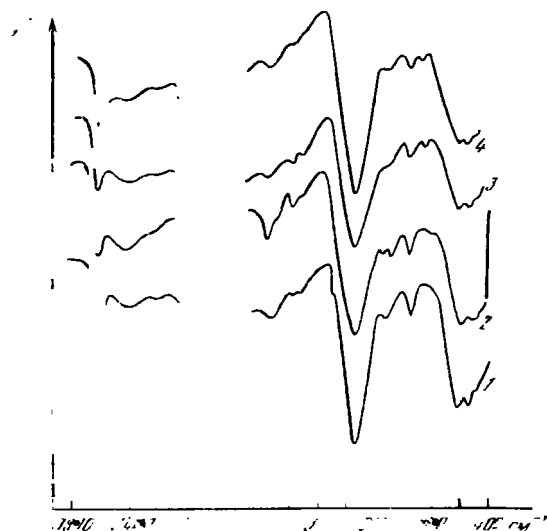
раздвор шириной $b/2$, попеременно обращенные в разные стороны; они могут связываться посредством прерывистых (как в палыгорските) лент из октаэдров, вытянутых в том же направлении, однако явных дифракционных свидетельств этого не имеется. В частности, удвоенный по сравнению с данными Чухрова и Звягина [4] параметр $b_0 = 17,8 \text{ \AA}$ вряд ли оправдан, поскольку картина микродифракции электронов та же, что у авторов работы [4], и не содержит требующихся для такого вывода дополнительных рефлексов. Общая формула хризоколлы по Остервик-Гастюш: $Cu_{6-x}M_x[Si_2O_5]_4(OH)_{12} \cdot nH_2O$, где $M = H_3O, Al, Fe, Co, Mg, Ca, Mn^{2+}, Mn^{3+}$, $n = 0, 4, 8, 12$.

Физ. св. Сп. не наблюдалась. Изл. агрегатов неровный, раковистый. Хрупка. Тв. 2—4 (вычисленная по формуле Хруцова для хризоколлы из Азербайджана 2,571—3,578 [7]). Микротвердость от 82 до 119 кгс/мм² при нагрузке 20 гс [7—9], 156—224 кгс/мм² при нагрузке 50 гс [7]. Уд. в. от 1,9 [10] до 2,822 [11], при 98% влажности атмосферы — 2,42, в вакууме за вычетом поровой воды — 3,24 [12] (вычисл. 3,27 — при параметрах $a_0 = 5,7$, $b_0 = 8,85$, $c_0 = 6,7 \text{ \AA}$; 2,62—

при параметрах $a_0=5,98$, $b_0=17,8$, $c_0=8,0$ Å) [5]. Пористость хризоколлы из Колвези составляет до 40% ее объема, размер пор — до 100 Å [12]. Цв. обычно яркий голубой и зеленый разных оттенков, обусловленный Cu^{2+} [13]; нередко наблюдается чередование слоев, отличающихся по интенсивности окраски; также темно-зеленый, бурый до черного в зависимости от содержания Fe_2O_3 и MnO_2 . Черная хризоколла из Инспайрэйшн-Майн, шт. Аризона (США) содержит до 6,74 MnO_2 , зеленая — 0,06% MnO_2 [14], темно-травяно-зеленая феррихризоколла из месторождения Коктас-Джартас (КазССР) — 6,66% Fe_2O_3 [11]. Цвет черты зеленоватый, меняется, как и цвет агрегатов хризоколлы, в зависимости от примесей до шоколадно-бурой [14]. Бл. обычно стеклянный, у более пористых разновидностей восковой, матовый. Опаловидные и эмалевидные разновидности просвечивают в тонких краях. Мутные стекловидные разновидности полупрозрачны. Обычно сильно липнет к языку. Не люминесцирует [13]. Пьезоэлектрического эффекта не обнаруживает [15]. Парамагнитен. Магнитная восприимчивость (χ) около $7 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС [12]. Диэлектрическая проницаемость (ϵ) = 13,1 [16].

Для ИК-спектра поглощения (фиг. 71) характерны основные полосы с максимумами в интервалах 3635—3625, 3430—3400, 1650—1630, 1035—1020, 825—812, 670, 550—400 cm^{-1} . Полоса при 3635—3625 cm^{-1} (узкая) соответствует валентным колебаниям гидроксильных групп, которые в структуре связаны с атомами меди. Удаление последних порций высокотемпературной воды при 700° приводит к разрушению структуры хризоколлы с образованием тенорита в массе аморфного кремнезема [4, 17, 18]. Полосы при 3430—3400 (широкая) и 1650—1630 cm^{-1} характеризуют соответственно валентные и деформационные колебания гидроксильных молекулярной воды; наиболее интенсивно они проявляются в ИК-спектре алюмохризоколлы. Поскольку характер ИК-спектров после прогревания хризоколлы при 400° практически не меняется, допускается содержание в ней молекулярной воды двух типов: адсорбционной (заполняет поры) и координирующей атомы меди [17]. Полоса с максимумом 1035—1020 cm^{-1} отвечает валентным колебаниям связей Si—O в тетраэдрах SiO_4 , а полоса 550—400 cm^{-1} — деформационным колебаниям этих связей. Природа полос при 825—812 и 670 cm^{-1} дискуссионна. Полоса 825—812 cm^{-1} , возможно, отвечает валентным колебаниям связей Si—O—C. Полоса 670 cm^{-1} может соответствовать колебаниям диортогрупп Si_2O_7 , которые могут существовать в структуре хризоколлы из-за неупорядоченного чередования тетраэдров [4, 17, 19], или деформационным колебаниям связей $\text{Cu}(\text{Al})\text{—OH}$ [5].

Микр. В шлифах в прох. свете аморфная, скрытокристаллическая или тонкокристаллическая. Часто в одном шлифе наблюдаются различные формы



выделения: асбестовидные в локна, ступодоподобные листочки, чешуйки, их различные агрегаты (спутанно-волоконистые, параллельно-волоконистые, сферолитовые и сферолитоподобные); нередко изотропные выделения, в которых спутанно-волоконистое строение различимо лишь

Фиг. 71. ИК-спектры хризоколлы (Рудницкой)

1 — хризоколла из месторождения Мадридско-Руднянско;
2 — алюмохризоколла из месторождения Алтыи-Тюб;
3 — алюмоферрихризоколла из месторождения Капракты;
4 — феррихризоколла из месторождения Коктас-Джартас

при больших увеличениях. Под электронным микроскопом наблюдаются те же формы выделений [4, 20, 21]. Величина отдельных удлиненных частиц (кристаллитов) достигает 0,01—0,8 нм в длину (по оси b), поперечник сферолитов 2—3 мкм [1, 4, 12, 21, 22]. Цвет в шлифах светло-голубоватый [23], голубой с зеленоватым оттенком, светло-зеленоватый с желтоватым оттенком [21]. Плеохроизм не наблюдается или слабый — от светло-зеленого до бледно-желтоватого [23], от голубовато-зеленого до более светлого [24], от яблочно-зеленого до почти бесцветного [3]; иногда четкий ярко-синий по N_g до почти бесцветного по N_p (Ларсен, 1937; [25]). Двуосный до одноосного (+) или (—) и изотропный ([2, 11, 22, 23, 25—28]; Ларсен, 1937). Иногда в одном шлифе анизотропная хризоколла находится в тонкой смеси с изотропной. Угол погасания прямой [3, 23, 25]. Удлинение (+) [3].

Оптические константы хризоколлы сильно варьируют как для отдельных образцов, так и в пределах небольших участков агрегатов, однородных в шлифах. Показатели преломления у массивных разновидностей обычно выше, чем у землистых и пористых (Винчелл, 1953; Ларсен, 1937; [18]). $n_g=1,556—1,708$, $n_p=1,534—1,660$, $n_g-n_p=0,006—0,020$, реже до 0,054 ([1—3, 22, 23, 25—30]; Ларсен, 1937). У изотропных хризоколл $n_{ср}$ колеблется от 1,507 [24] до 1,572 ([1, 21, 22, 25, 27—29]; Ларсен, 1937). $2V$ малый до среднего ([31, 32, 33]; Ларсен, 1937). Дисперсия слабая, $r < v$ [25]. Оптические константы см. при хим. анализах.

В отраженном свете [31—33] темно-серая или серая с едва заметным кремовым оттенком. $R=4\%$. Двухотражение обычно не наблюдается, в некоторых кристаллических разновидностях оно заметно в воздухе ($\Delta R=30\%$). Внутренние рефлексы сильные светло-зеленые и синевато-голубые до зеленых.

Хим. [4, 5]. Состав хризоколл переменный, обусловлен характером структуры, которая допускает замещение меди алюминием и железом с компенсацией недостатка положительных зарядов протонами (возможно, оксонием). В зависимости от содержания Al_2O_3 и Fe_2O_3 состав хризоколл меняется от $Cu_2H_2[Si_2O_5](OH)_4$ до $Cu_1(Al, Fe)_1H_1[Si_2O_5](OH)_4$. Незначительное замещение меди алюминием и железом характерно для многих хризоколл, замещается максимально 1/5 всех ионов меди. Редко встречаются хризоколлы, в которых ионы меди замещены алюминием и железом наполовину или несколько меньше. Замещение меди Mg, Ca обычно не превышает 1/20 положений Cu. Характерно содержание слабо связанной воды в количестве 1 или 2 молекул H_2O на форм. ед. Теор. состав хризоколлы для формулы $Cu_2H_2[Si_2O_5](OH)_4$: CuO — 47,75; SiO_2 — 36,04; H_2O — 16,21.

Содержание основных компонентов в хризоколлах колеблется в значительных пределах (%): CuO — от 23,72 до 45,39; SiO_2 — от 33,05 до 42,70; H_2O — от 15,78 до 23,40; MgO — от 0 до 0,80; CaO — от 0 до 1,30; Al_2O_3 — от 0 до 9,11; Fe_2O_3 — от 0 до 15,71. Известны хризоколлы с содержанием Al_2O_3 от 11,40% (из Тосканы. Италия) [11] до 17% («пиларит» из Чили), по Бетехтину (1950). Черная хризоколла из Инспайрэйшн-Майн, шт. Аризона (США), содержит 6,74% MnO_2 [14]. В Катанге (Заир) наряду с хризоколлой обычного вида встречена черно-серая, содержащая 3,94% Fe_2O_3 и 5,74% Co_2O_3 [34]. Очень богата водой (H_2O — 31,65%) хризоколла из шт. Аризона [4]. Большая часть анализированных хризоколл содержит примесь опала, который иногда относительно легко обнаруживается при микроскопических исследованиях и извлекается при обработке хризоколлы 5%-ным содовым раствором [1, 23]. Часто содержится также примесь медистых минералов: малахита, тагилита. элита; с примесью слюд связывают содержание в хризоколле K_2O и Na_2O .

1/4 часть Cu хризколлы легко переходит в 2,5%-ный аммиачный раствор на холоду [1], а почти половина ее — в концентрированный аммиачный раствор при нагревании на водяной бане. Ca (на 80%) и Mg (на 100%) легко вытесняются свинцом в растворе $Pb(NO_3)_2$ [11]. Содержание слабо связанной воды в хризколлах зависит от ее пористости и влажности окружающего воздуха

[12], до 12—20% такой воды теряется при высушивании минерала над серной кислотой и вновь поглощается на воздухе в течение нескольких часов [11, 35]

Элементы-примеси в хризоколлах отражают особенности среды минерал-образования. Спектральным анализом в них отмечены Zn, As (до процента), Pb, Ni (до десятых долей процента), Ba, Sr, Mn, Mo, Ti (до сотых долей процента), Ag, Be, Ga, Zn, Cd, Co, Bi, Sb, In (до тысячных долей процента) и Sn, Re, V (на пределе чувствительности метода) [26, 28, 30, 36—42].

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|--------|-----------------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|-------|-----------|--------|---------|
| Na ₂ O | — | — | — | — | 0,76 | 0,02 | 0,17 | 0,07 | — |
| K ₂ O | — | — | — | — | 0,11 | 0,03 | 0,80 | 0,48 | — |
| MgO | — | 0,46 | — | 0,15 | 0,03 | 0,90 | 0,30 | 0,80 | 0,74 |
| CaO | — | 0,73 | — | 1,03 | 0,78 | 0,16 | 0,42 | 1,23 | 0,67 |
| CuO | 45,39 | 43,06 | 40,70 | 40,99 | 35,78 | 33,99 | 32,92 | 36,33 | 32,29 |
| Al ₂ O ₃ | 1,65 | 0,72 | 5,45 | 2,46 | 4,89 | 5,60 | 5,87 | 0,46 | 3,70 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,26 | 0,41 | 1,11 | 0,08 | 0,11 | 0,40 | 3,33 | 6,66 | 0,17 |
| SiO ₂ | 36,81 | 37,27 | 33,05 | 41,23 | 38,66 | 36,02 | 38,20 | 36,33 | 34,20 |
| P ₂ O ₅ | — | 0,13 | — | — | — | — | — | — | 0,69 |
| H ₂ O ⁺ | 7,48 | 6,28 | 20,38 | 7,25 | 8,25 | 9,18 | 6,67 | 7,93 | 27,04 |
| H ₂ O ⁻ | 9,00 | 9,55 | | 7,19 | 10,91 | 13,10 | 11,33 | 10,00 | |
| Сумма | 100,59 | 99,61 * | 100,69 | 100,38 | 100,88 | 99,46 | 100,19 ** | 100,29 | 99,63 * |
| Уд. в. | — | 2,35 | — | 2,35 | — | — | 2,822 | 2,73 | — |
| n _g | — | 1,570 | — | — | — | — | — | — | — |
| n _p | — | 1,564 | — | — | — | — | — | — | — |
| n _{ср} | 1,572 | 1,555— 1,550 (у изотропной) | 1,553— 1,556 | 1,573— 1,598 | 1,581— 1,596 | — | 1,555 | 1,565 | — |
| Опт. знак | — | (+) | Изотропная | — | — | — | — | (—) | — |

* В том числе CO₂—1,00. ** В том числе PbO—0,08, ZnO—0,10. *** В том числе PbO—0,09.

1—плотная, голубая, непрозрачная, с ровным чешуйчатым изломом, матовым блеском, анал. Яхонте [1]; 2—«касперолит», Меднорудяское месторождение (Урал), стекловидный, сине-зеленый, состоит из крытоволокнистой и аморфной разновидностей, анал. Воронькова [23]; 3—«корньюит», светло-голубовато-зеленый, Каджаран (АрмССР), возможна примесь халцедона, анал. Степан, в оригинале SiO₂—34 вероятно, 33,05, что соответствует сумме 100,69 [43]; 4—ярко-голубая, Джезказган (КазССР), анал. Аносов [44]; 5—алюмохризоколла светло-голубая, токопористая, Алтын-Тюбе (КазССР), анал. Ано [4, 35, 44]; 6—алюмохризоколла, бледно-голубая, Зырянское (Алтай), анал. Аносов [4, 44]; 7—алюмоферрихризоколла, темно-травяно-зеленая, плотная, Кайракты (КазССР), анал. Молева [4, 11]; 8—феррихризоколла темно-травяно-зеленая, плотная, Коктас-Джартас (КазССР), анал. Молева [4, 11]; 9—голубая, натечные корочки, Кальмакыр (УзССР), анал. Приходько [45].

| | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Na ₂ O | — | — | — | 1,08 | — | 0,28 | 0,01 | — | — |
| K ₂ O | — | — | — | 0,56 | — | 0,04 | 0,01 | — | — |
| MgO | 0,20 | — | 0,30 | 1,27 | — | 0,28 | 0,21 | 0,47 | — |
| CaO | 0,30 | — | 0,50 | 2,58 | — | 0,79 | 0,11 | 0,52 | 0,24 |
| CuO | 43,56 | 23,72 | 41,20 | 24,91 | 42,7 | 42,18 | 45,00 | 46,93 | 43,96 |
| Al ₂ O ₃ | — | 9,11 | — | 1,42 | — | 1,97 | 0,01 | 1,91 | 1,00 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,50 | 15,71 | 1,29 | 1,24 | — | 0,10 | 0,01 | 0,13 | 0,14 |
| SiO ₂ | 38,80 | 35,36 | 40,95 | 50,33 | 33,4 | 42,50 | 34,20 | 39,48 | 34,34 |
| P ₂ O ₅ | — | 0,39 | — | — | 0,02 | — | — | — | — |
| H ₂ O ⁺ | — | — | — | 12,06 | 7,30 | 5,98 | 8,70 | 8,29 | 9,87 |
| H ₂ O ⁻ | 16,24 | 15,78 | 15,44 | 3,90 | 16,10 | 6,3 | 11,00 | 11,31 | 10,00 |

| | | | | | | | | | |
|-----------------|-------|--------|-------|------------------|-------|------------|-------|---------------------|------------|
| Сумма | 99,60 | 100,07 | 99,68 | 99,35 | 99,52 | (100,51) * | 99,26 | 99,92 ^{2*} | (99,84) ** |
| Уд. в. | — | — | — | — | 2,42 | — | — | — | — |
| $n_{\text{ср}}$ | | | | 1,538 | — | — | — | — | — |
| Опт. знак | | | | Ивогтроп- ная | | | | | |

* В том числе ZnO —0,09. ** В том числе MnO —0,88. *** В том числе PbO —0,29.

10, 11—темно-коричневые корочки, Кальмакыр (УзССР), анал. лаборатории ГИ УзАН ССР [45]; 12—голубоватые иатечные агрегаты и почки, Койташ (УзССР), анал. Приходько [45]; 13—голубовато-зеленые корочки на геле кремнезема, Паужетские гидротермальные источники (Южная Камчатка), примесь порошкового геля кремнезема 5—6%, анал. Бендер [21, 46]; 14—густо-голубая, Кольвеви (Заир), кроме того, $V_2O_5 < 0,1$, анализировался образец, выдержанный в условиях 98%-ной влажности атмосферы [12]; 15—сине-зеленая, Чуккамата, Чили, в оригинале сумма 100,47 [47]; 16—Ликаси (Заир) [5]; 17—Каоя (Заир) [5]; 18—«катангит», Этуаль (Заир), в оригинале сумма 99,83 [5].

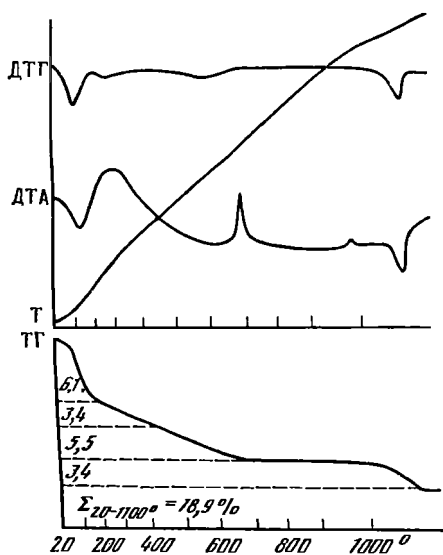
Кроме того, хим. анализы хризоколлы см. в работах [5, 18, 26], у Дельтера (1913, 1914) и Дана (1892).

Диagn. исп. Кислотами разлагается с выделением порошкового кремнезема; растворяется в цианистом калии и весьма медленно в аммиаке [48]. В $NaOH$ разлагается с образованием гидроокиси меди и водорастворимого силиката натрия [49]. П. п. тр. растрескивается, окрашивая пламя в изумрудно-зеленый цвет, но не плавится. С перлом буры дает реакцию на медь. В стеклянной трубке выделяет воду, чернеет. В шлифах при травлении HCl , HNO_3 и иногда $FeCl_3$ выявляется колломорфное строение агрегатов [31—33]. Плотные и порошковатые разности липнут к языку.

Повед. при нагр. [1, 4, 5, 14, 17, 18, 30, 50—52]. На кривой ДТА (фиг. 72) [50] отмечаются следующие эндотермические эффекты: резкий с максимумом при 150 — 200° (выделение слабо связанной воды); сильно растянутый — в интервале 400 — 700° (выделение координированных молекул воды и гидроксидов) и достаточно резкий при 1010 — 1050° (связан с переходом CuO в Cu_2O). Экзотермические эффекты наблюдались: при 300 — 400° (связан, вероятно, с изменением координации $Cu^{VI} \rightarrow Cu^{IV}$, этот процесс сопровождается потерей веса, вещество становится рентгеноаморфным); при 660 — 730° (вызван кристаллизацией тенорита в массе аморфного кремнезема); при 930 — 980° (слабый) отражает образование кварца и кристобалита.

Находж. Типичный минерал верхних горизонтов зон окисления месторождений, в рудах которых содержится медь. В том или ином количестве встречается в различных климатических зонах, но наиболее обычна для районов с сухим и жарким климатом. Особенно крупные скопления ее известны в месторождениях медистых песчаников и в медных месторождениях прожилково-вкрапленных порфириновых руд [2, 20, 35, 47]. В ассоциации с хризоколлой встречаются самородная медь, куприт, малахит, азурит, элит, атакамит, брошантит, нонтронит, монтмориллонит, галлуазит, а также гидрогетит [22], «лампадит» [29], гизингерит [53], опал, халцедон, аллофан [54]. Хризоколла часто образует тонкие смеси с опалом, монтмориллонитом, галлуазитом, окислами марганца и железа, гидрослюдой [4 и др.]. Довольно обычны псевдоморфозы по малахиту и азуриту, реже по куприту, брошантиту, антлериту, линариту, англезиту, атакамиту, элиту, либетениту, аурихальциту, смитсониту, церусситу, кальциту, галениту [20, 23, 35, 45, 55—58].

Месторождения, в которых встречается хризоколла, весьма многочисленны. На Урале она известна в хрусталеносных гнездах Полярного Урала [24], в скарнях с наложенной медно-молибденовой минерализацией Турьинских рудников, в колчеданных месторождениях Меднорудянка [23]. В Казахстане особенно крупные скопления хризоколлы встречены в месторождении медистых песчаников Джезказгана и в месторождениях медных прожилково-вкрапленных порфириновых руд в Коунраде, Коктас-Джартасе и др.; встречается и во многих других меднорудных месторождениях — Алтын-Тюбе, Успенское, Беркара, Чатыркуль [2, 20, 22, 35], а также в свинцово-цинковых месторождениях — Кызыл-Эспе, Акчагыл и др. [55]. На Западном Алтае хризоколла известна на ряде месторождений — Белоусовском, Золотушин-



Фиг. 72. Кривые нагревания хризоколлы (по Рознновой и Муратову)

в месторождениях Майами, Бисби, Инспайрэйшн-Майн, шт. Аризона (США) [47], в Тантара, Колвези и др. (Заир) [5, 35], на о-ве Мадагаскар [62] и др. Современные образования хризоколлы известны в связи с технической деятельностью человека в районе разгрузки Паужетских источников термальных вод на юге Камчатки [21, 46], в старых заброшенных выработках рудник Рэй-Сентрал-Майн в шт. Аризона (США) [35].

Изм. Имеются указания на замещение хризоколлы опалом, аллсфансом, планшеитом [35, 58]; Бетехтин, 1950).

Искусств. Впервые хризоколла синтезирована из смеси окиси меди и кремнезема с небольшой добавкой уксуснокислого аммония в водном растворе при 120° в закрытой ампуле в течение трех лет [63]. В гидротермальных условиях получена также при реакции кремниевой кислоты с ионами меди в присутствии MgO в нейтральной или слабощелочной среде [64]. Дусэ [65] осуществлен синтез хризоколлы путем диффузии ионов Си через гель кремнезема в нейтральной или слегка щелочной среде; полученный продукт был обработан в течение 24 ч кипящей водой. Водные силикаты меди — продукты сорбции меди силикагелем (с соотношением $\text{CuO} : \text{SiO}_2 = 1 : 16, 1 : 8, 1 : 3, 1 : 2, 2 : 3 : 4, 1 : 1$) — получены при реакции кремниевой кислоты с аммиачным биферным раствором меди в условиях, близких природным [51, 66].

Отл. От других минералов меди сходной окраски отличается по химическим реакциям.

Практ. знач. Составная часть медных руд зоны окисления. Флотируется трудно [20, 67—70]. Смесь хризоколлы с кварцем («стелларит») используется как поделочный камень [71].

Разнов. Алюмохризоколла (глиноземистая хризоколла) — *aluminumchrysocolla* [11]. Содержит до 6% Al_2O_3 . Хим. анализы 5—6. Встречена в зоне окисления месторождений Джезказган, Алтын-Тюбе (КазССР) и Зырянское на Алтае [2, 4, 11, 35, 44]. П и л а р и т — *pilarite* (Крамбергер, 1880) — смесь хризоколлы с галлуазитом = аллофан-хризоколла — *lorphane-chrysocolla* (Хей, 1955) — или смесь хризоколлы с каолинитом (Гарзаренко, Вынар, 1975).

Алюмоферрихризоколла (железисто-глиноземистая) — *aluminumferrychrysocolla* [11]. Содержит 5,87% Al_2O_3 и 3,33% Fe_2O_3 . Хим. анализ найдена на месторождении Кайракты (КазССР) [4, 11].

Феррихризоколла (железистая хризоколла) — *ferrychrysocolla*

ском, Зырянском [58]. В Узбекистане широко распространена в рудах зоны окисления месторождений — Алмалык, Кургашикан [59], Кальмакыр, Алтын-Топкан Койташ, Лянгар и др. [45, 59], в Киргизии — в месторождении Туяк [25], в Азербайджане — в скарново-магнетитовом месторождении Дашкесан [29], в Армении — в медно-молибденовых месторождениях Каджаран, Агарак, Дастакерт и др. [27, 43]. Известны находки хризоколлы в Восточной Туве [60], в Удоканском месторождении медистых песчаников в Читинской области [61], из района вечной мерзлоты как реликт от более теплого межледникового периода в Каньонском месторождении на Северо-Востоке СССР [25, 40], в осадочных породах месторождений пермских медьсодержащих песчаников Татарской АССР [3, 54]. Широко распространена в медноколчеданном месторождении Елшице (Болгария) [26], в месторождении вкрапленных порфириновых руд Чукикамата (Чили) [47]

[11]. Содержит до 6,66 Fe_2O_3 . Хим. анализ 8. Встречена на месторождении Коктас-Джартас (КазССР) [4, 11]. Более высокое содержание Fe_2O_3 (15,71%) установлено в темно-коричневой хризоколле из месторождения Кальмакыр (УзССР) (хим. анализ 11) [45].

Демидовит — demidovite (Норденшельд, 1856). Назван по имени уральского горнопромышленника О. Н. Демидова. Отличается повышенным содержанием фосфора. Изучен недостаточно [23].

Синон. Хризоколла фосфорная — phosphor chrysocholla, содержит до 9% P_2O_5 (Лазаренко, Вынар, 1975); цианохальцит — cyanochalcite (Герман, 1869) с 6,95% P_2O_5 .

Впервые найден в районе Нижнего Тагила на Урале в ассоциации с малахитом, тагилитом, фосфорохальцитом, самородной медью, купритом; образует тонкие слои (1—2 мм) на почках малахита. Цв. голубой, иногда переходит в зеленоватый. Черта белая. Бл. тусклый или смоляной. Хрупок. Тв. около 2. Уд. в. 2,25. Анализ (%): SiO_2 — 31,55; CuO — 33,14; P_2O_5 — 8,60; H_2O — 23,03; Al_2O_3 — 0,53; MgO — 3,15; сумма — 100,00. Одна треть воды выделяется при более низкой температуре, чем остальные две ее части.

Высокое содержание P_2O_5 (5,01%) отмечено в зеленой хризоколле из месторождения Успенское (КазССР) [35].

Межплоскостные расстояния хризоколлы (содержит 3,84% Al_2O_3), Эмералд Айл, шт. Аризона (порошковая рентгенограмма, $\text{CuK}\alpha$ -излучение, Ni-фильтр, $D=114,59$ мм) [47]: $d=4,46$; 2,831; 2,568; 1,611; 1,481; 1,320 Å (дифракционные максимумы широкие, диффузные, меняются от образца к образцу).

Данные дифракции электронов хризоколлы (содержит 2,00% Al_2O_3), Меднорудянский, Урал [4]: $d=6,0$; 3,35; 2,85; 1,47 Å (дифракционные максимумы диффузные в виде широких дуг или полных колец).

Межплоскостные расстояния хризоколлы см. также [1, 5, 11, 18, 23, 26]

Л и т е р а т у р а

1. Яхонтова Л. К. // Вестн. МГУ. Сер. физ.-мат. и естеств. наук. 1952. № 6. С. 123.
2. Аубакирова Р. Б., Муканов К. М. // Кора выветривания. М.: Наука, 1974. Вып. 14. С. 126.
3. Миропольский Л. М. // Учен. зап. Казан. ун-та. 1938. Т. 98, кн. 1, вып. 10. С. 96.
4. Чухров Ф. В., Звягин Б. Б., Горшков А. И., Ермилова Л. П., Рудницкая Е. С. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 6. С. 29.
5. Van Oosterwyck-Gastuche M. C. // С. г. Acad. sci. D. 1970. Vol. 271, N 21. P. 1837.
6. Van Oosterwyck-Gastuche M. C. // Rapp. annu. Mus. roy. Afr. centr. Tervuren. 1975. P. 103.
7. Джафаров Ч. Д., Караева Р. С. // Докл. АН АзССР. 1974. Т. 30, № 11. С. 40.
8. Лебедева С. И. // Тр. ИМГРЭ. 1961. Вып. 1. С. 89.
9. Лебедева С. И. Микротвердость минералов. М.: Недра, 1977. С. 108.
10. Чекалова К. А., Покровская И. В. // Тр. ИГН АН КазССР. 1968. Т. 26. С. 47.
11. Чухров Ф. В., Берхин С. И., Молева В. А. // Докл. собр. Междунар. ком. по изуч. глин. М. Изд-во АН СССР, 1960. С. 39.
12. Prosser A. P., Wright A. J., Stephens J. D. // Bull. Inst. Mining and Met. 1965. N 699. P. 233.
13. Барсанов Г. П., Яковлева М. Е. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1963. Вып. 14. С. 58.
14. Throop A., Buseck P. // Econ. Geol. 1971. Vol. 66, N 8. P. 1168.
15. Микильская Е. К. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 2. С. 99.
16. Бергер Г. С. // Флотиримость минералов. М. Госгортехиздат, 1962. С. 126, 210.
17. Иванова В. П., Розина Е. Л., Никитина Т. П. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1974. Вып. 8. С. 81.
18. Ming-Shan-Sun // Amer. Miner. 1963. Vol. 48, N 5/6. P. 649.
19. Лазарев А. Н. // Оптика и спектроскопия. 1960. Т. 9, вып. 2. С. 195.
20. Аубакирова Р. Б. // Новое в исследовании руд Дзержказгана. Алма-Ата: Наука, 1970. С. 48.
21. Лебедев Л. М. // Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М. Наука, 1965. С. 278.
22. Нарвайт Г. Э., Розина Б. Б. // Тр. ИГН АН КазССР. 1971. Т. 31. С. 84.
23. Сумин Н. Г., Лашева Н. К. // Тр. Минерал. музея АН СССР 1951. Вып. 3. С. 106.
24. Буканов В. В. Горный хрусталь Приполярного Урала. Л. Наука, 1974. С. 164.
25. Владимиров Б. Н. // Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1958. Вып. 13. С. 103.

26. Радонова Т. Г., Дечева А. // Тр. върху геол. Бълг. Сер. геохим., минерал. и петрогр. 1965. Кн. 5. С. 99.
27. Аюбян Н. А. // Изв. АН АрмССР. Сер. геол. 1957. Т. 10, № 1. С. 14.
28. Розыбакиева Н. А. // Тр. ИГН АН КазССР. 1966. Т. 15, С. 134.
29. Яхонтова Л. К. / Тр. Минерал. музея АН СССР, 1961. Вып. 11. С. 132.
30. Витовская И. В. / Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Вып. 3. С. 103.
31. Афанасьева Е. Л., Исаенко М. П. // Определитель гипергенных минералов окисленных сульфидных руд в отраженном свете. М.: Недра, 1981. С. 86.
32. Волынский И. С. // Определение рудных минералов под микроскопом. М.: Госгеол-издат, 1949. Т. 3. С. 18.
33. Вахромеев С. А. / Руководство по минераграфии. М.: Госгеолиздат, 1950. С. 135.
34. De Leenheer L. // Neues Jb. Mineral., Geol. und Paläontol. Ref. T. 1. 1938. H. 1. S. 62; Chem. Abstr. 1937. Vol. 31. 5723.
35. Чухров Ф. В. // Зона окисления сульфидных месторождений степной части Казахстана. М. Изд-во АН СССР, 1950. С. 181.
36. Росляков Н. А. / Зоны окисления сульфидных месторождений Западного Алтая. Новосибирск: Наука, 1970. С. 154.
37. Муканов К. М., Аубакирова Р. Б. // ДАН СССР. 1969. Т. 184, № 2. С. 445.
38. Рафиенко Н. И. // Тр. Бурят. комплекс. НИИ. Сер. геол. 1964. Вып. 15. С. 106.
39. Кромская К. М. / Зап. Узб. отд-ния ВМО. 1973. Вып. 26. С. 185.
40. Новиков Ю. А., Слобелев Ю. Д., Новикова Л. Н. // Геохимия. 1969. № 1. С. 96.
41. Ярош Н. А. // Тр. Горно-геол. ин-та УФА АН СССР. 1959. Вып. 26. С. 63.
42. Мирошниченко Л. А. // Тр. ИГН АН КазССР. 1962. Т. 6. С. 170.
43. Мавсесян С. А., Исаенко М. П. // Комплексные медно-молибденовые месторождения. М.: Недра, 1974. С. 146.
44. Чухров Ф. В., Аносов Ф. Я. // Зап. ВМО. 1950. Т. 79, вып. 2. С. 127.
45. Моисеева М. И. / Минералы Узбекистана. Ташкент: Фан, 1976. Т. 3. С. 169.
46. Лсбедев Л. М. // Минералы современных гидротерм. М.: Наука, 1979. С. 90.
47. Newberg D. W. / Econ. Geol. 1967. Vol. 62, N 7. P. 932.
48. Митрофанов С. И. // Исследование полезных ископаемых на обогатимость. М.: Госгортехиздат, 1962. С. 551, 565.
49. Власов В. В., Ремизникова В. И. // Рентгенография минерал. сырья. М.: Недра, 1967. Сб. 6. С. 122.
50. Розина Е. Л., Муратов И. Г. // Зап. ВМО. 1976. Т. 105, вып. 2. С. 232.
51. Иванова В. П., Розикова Е. Л., Касатова Б. К. // Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. С. 185.
52. Торопов Н. А., Барзаковский В. П., Лапин В. В., Курцева Н. Н. // Диаграммы состояния силикатных систем. Л.: Наука, 1969. Вып. 1. С. 23.
53. Алешин С. М. // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Иркутск: Иркутск. геол. управл., 1960. Вып. 6 (27). С. 148.
54. Теодорович Г. Н. / Аутигенные минералы осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 94.
55. Витовская И. В. / Тр. ИГЕМ АН СССР. 1962. Вып. 75. С. 43.
56. Thompson W. A. / Miner. Rec. 1980. Vol. 11, N 4. P. 248.
57. Van Oosterwyck-Gastuche M. C. // Bull. Soc. Belge geol. 1977. Vol. 86, fasc. 1/2. P. 67.
58. Пилипенко П. П. / Изв. Импер. Том. ун-та. 1915. Кн. 62. С. 562.
59. Голованов И. М. / Минералогия и геохимия зоны гипергенеза Кургашинокана. Ташкент: Наука, 1965. С. 87.
60. Рафиенко Н. И. // ДАН СССР. 1956. Т. 110, № 6. С. 1064.
61. Юргенсон Г. А., Смирнова Н. Г., Каренина Л. А. // Вестн. науч. информ. Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР. 1968. № 9. С. 3.
62. Mücke H., Strunz H., Wilk H. / Neues Jb. Mineral. Abh. 1974. Bd. 123, H. 1. S. 19.
63. Tarte P. // C. r. Acad. sci. 1964. Vol. 258, N 2. P. 592.
64. Wey R., Siffert B., Wolff A. // Bull. Groupe franç. argiles. 1968. Vol. 20, fasc. 1. P. 79.
65. Doucet S. // C. r. Acad. sci. D. 1970. Vol. 270, N 2. P. 253.
66. Душина А. П., Александровский В. Б., Рак Р. В. // Крат. сообщ. / Ленингр. технол. ин-т. 1969. Вып. 13. С. 12.
67. Митрофанов С. И., Розин Е. Е., Мещанинова В. И. // Сб. тр. Гинцветмета. М. Металлургиздат. 1962. № 19. С. 148.
68. Паевкина О. Н., Гуркина Т. В. // Завод. лаб. 1971. Т. 37, № 8. С. 891.
69. Horlick J. M., Cooper W. C., Clark A. H. // Intern. J. Miners. Process. 1981. Vol. 1. P. 49.
70. Wright A. J., Prosser A. P. // Bull. Inst. Mining and Met. 1965. N 699. P. 259.
71. O'Donoghue M. // Gemmol. Newslett. 1979. Vol. 8, N 23. P. 24; Hey M. // Miner. M. 1980. Vol. 43, N 332. P. 1067.

СТРУКТУРА ТИПА КИМРИТА

| | Сингония | a_0 | b_0 | c_0 | β | Уд. в. |
|---|----------|-------|-------|-------|---------|--------|
| Кимрит. | Монокл. | 5,33 | 33,6 | 7,67 | 90°00' | 3,47 |
| Ba [Al ₂ Si ₂ O ₈] ⁻ ·H ₂ O | | | | | | |

Кимрит Cymrite



Назван по старому наименованию Уэльса — Кимри [1].

Характ. выдел. Пластинки до 7 мм в поперечнике и около 0,5 мм толщиной, псевдогексагональные призматические кристаллы длиной до 1 мм [1], отдельные зерна [2], веерообразные агрегаты; в почти мономинеральных выделениях иногда наблюдается паркетовидная текстура [3]. Под электронным микроскопом — клиновидные частицы размером в несколько микрометров [4].

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_2^2-P2_1$. $a_0=5,33$, $b_0=36,6$, $c_0=7,67$, $\beta=90^\circ 00'$, $a_0 : b_0 : c_0=0,146 : 1 : 0,210$, $Z=8$ [5].

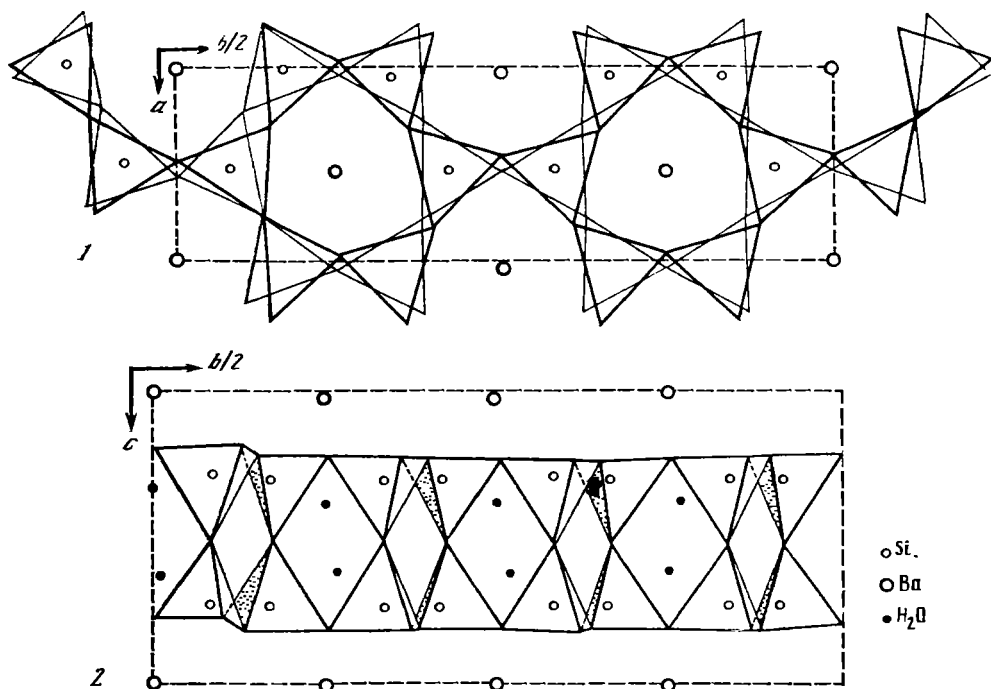
Первоначально определен как гексагональный с параметрами $a'_0=5,33$, $c_0=7,67$ Å [1]; $a'_0=5,334$, $c_0=7,705$ Å [7]; $a'_0=5,342$, $c_0=7,70$ [8]; $a'_0=5,324$, $c_0=7,662$ Å [9] и сверхпериодом $a_0=8a'_0=42,6$ Å [1, 9]. На основании дальнейшего структурного исследования был признан ромбическим с $a_0=5,33$, $b_0=36,76$, $c_0=7,65$ Å [6], $a_0=42,75$, $b_0=74,00$, $c_0=7,70$ Å [8] и наконец [5] моноклинным. У синтезированного параметры гексагональной ячейки: $a_0=5,34$, $c_0=7,66$ Å [10]. Сложность определения сингонии минерала вызвана образованием двойников (образец с Аляски) и тройников (образец из Прибайкалья) [5, 6].

Сдвоенные (Si, Al)O₄-тетраэдры в структуре кимрита [5, 6, 9] объединяются в шестичленные кольца (фиг. 73, 1), располагающиеся непрерывными двухэтажными слоями. Сочленяющиеся тетраэдры общих этажей образуют четырехчленные кольца. Каждый слой состоит из ступенчато смещенных через $b/2$ блоков, чередующихся в положительном и отрицательном направлениях вдоль оси c (фиг. 73, 2) и отличающихся формой шестерных колец верхней и нижней сеток. В пределах одних блоков тетраэдры нижнего и верхнего оснований в слое несколько развернуты в противоположных направлениях и на разные углы, причем тетраэдры верхней сетки сплюснуты, нижней — вытянуты вдоль оси c . В соседних блоках роли верхней и нижней сеток меняются местами. Кроме того, в блоках имеет место ступенчатое изменение координат X , Z атомов в зависимости от координаты Y , из-за чего и возникает сверхпериод по оси b . Si и Al распределены по тетраэдрам статистически. В межслоевом пространстве примерно против центров шестерных колец размещены атомы Ba. В соседних блоках они смещены от среднего положения в противоположные стороны вдоль оси a . Предполагается, что эти смещения атомов Ba связаны с некоторым упорядочением распределения атомов Si и Al по тетраэдрам. Координацию Ba можно считать октаэдрической или, учитывая несколько более удаленные атомы кислорода, девятиерной. Четыре молекулы воды распределены статистически по восьми возможным положениям внутри тетраэдрического слоя. Возможно наличие водородных связей. Межатомные расстояния (Å): в (Si, Al)O₄-тетраэдрах — (Si, Al) — O от 1,60 до 1,77, O—O от 2,55 до 3,01; в BaO-полиэдрах — Ba—O от 2,78 до 3,13.

Физ. св. Сп. совершенная базальная и несовершенная [7] или совершенная [3, 11] призматическая. Излом неровный. Хрупок. Волокнистый, волокна || удлинению кристаллов и \perp направлению совершенной спайности. Тв. 2—3. Уд. в: 3,413 [1], 3,4 [7], 3,45 [8], (вычисл. 3,475 [12], 3,46 [1], 3,44 [7], 3,43 [8]). Бесцветный, чаще темно-зеленый или бурый от примесей и продуктов изменения. Бл. шелковистый [1, 11], стеклянный [7]. Прозрачен.

ИК-спектр кимрита [7] характеризуется широкой основной полосой в области 1170—830 см⁻¹ со слабо проявленными максимумами 1060—1000 и 900 см⁻¹ и поглощением в области 700—650 см⁻¹. Максимумы около 3500 и 1620 см⁻¹ принадлежат молекулярной воде. По мнению Кэррона и др. [8], вся вода в кимрите молекулярная, по Вильерсу [11], возможны как H₂O, так и OH-группы.

Микр. В шлифах в прох. св. бесцветный. Двуосный (—). $n_g=1,621$, $n_m=1,619$, $n_p=1,611$ [8]. 2V малый [7, 8, 11], 0—5° [13]. Большей частью опреде-



Фиг. 73. Схема структуры кимрита (по Дрицу и др.)

1 — проекция вдоль оси c ; 2 — проекция вдоль оси a

лялся как одноосный (—): $n_0=1,611-1,622$, $n_e=1,603-1,616$ [1, 2, 7, 13—15]. Удлинение (—). Погасание прямое, параллельное трещинкам спайности.

Хим. Теор. состав: $\text{BaO} - 38,97$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 25,91$; $\text{SiO}_2 - 30,54$; $\text{H}_2\text{O} - 4,58$. Хим. состав кимрита из Уэльса отвечает первоначально принятой для минерала формуле $\text{BaAlSi}_3\text{O}_8(\text{OH})$ [1]; он существенно отличается от состава остальных образцов, отвечающих формуле $\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$, которая подтверждена структурными данными. Предполагается изоморфное замещение $\text{K} \rightarrow \text{B}$. [3, 10, 16].

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|-------------------------|--------|---------|-------|---------------------|---------|---------|---------|--------|----------------------|
| Na_2O | — | — | — | 0,06 | Не обн. | — | <0,05 | — | Не обн. |
| K_2O | — | — | — | 0,11 | 0,03 | 0,3 | 0,59 | — | 0,22 |
| CaO | — | 0,35 | — | 0,47 | Не обн. | 0,3 | <0,08 | — | 0,8 ^F |
| BaO | (38,5) | 38,15 | 40,18 | 36,5 | 38,7 | 38,0 | 37,1 | 39,86 | 31,36 |
| MgO | — | — | — | 0,74 | — | 0,2 | Не обн. | — | 0,14 |
| MnO | 0,3 | — | — | 0,04 | — | — | — | — | — |
| Fe_2O_3 | 2,8 | — | — | 1,72 | — | — | — | — | — |
| Al_2O_3 | 10,5 | 25,25 | 25,45 | 25,5 | 25,9 | 26,0 | 26,0 | 26,06 | 27,0 ^F |
| SiO_2 | 44,8 | 30,86 | 31,07 | 29,8 | 30,3 | 31,0 | 31,9 | 31,66 | 32,0 ^F |
| TiO_2 | — | 0,41 | — | 0,24 | Не обн. | — | — | — | 0,06 |
| H_2O | 3,1 | 4,56 | — | 4,56 | (4,56) | 4,5 | 4,34 | (4,58) | 7,0: |
| H_2O^- | | 0,10 | — | — | | | | | |
| Сумма | 100,0 | 100,00* | 96,70 | 99,88 ^{**} | 99,49 | (100,3) | 99,93 | 102,16 | 100,35 ^{**} |

* В том числе проч. — 0,32. ** В том числе $\text{P}_2\text{O}_5 - 0,09$, $\text{ZnO} - 0,05$. ** В том числе $\text{FeS}_2 - 1,46$, F^- ($-\text{O} = \text{F}_2 - 0,13$).

1 — месторождение Беналт (Великобритания), содержание BaO определено дополнением к сумме анализа до 100%, Mn и Fe , по-видимому, входят в примеси других минералов [1]; 2 — Бонаиз-Крик (Аляска, пересчитан на 100% после исключения 1,5% пирита [8]; 3 — из вулканокластитов Испании, микрозид

анализ [14]; 4 — из бостонита Блэк-Рок, Калахари (ЮАР), анал. Мелан [11]; 5 — из жадеитовой метагравуакки Сая-Бенито, Калифорния (США), H_2O рассчитана по формуле [17]; 6 — из известняков Высоких Пиреней (Франция), микронзондовый анализ, H_2O определена термическим анализом (в оригинале сумма 100,8%) [13]; 7 — из марганцевых метаморфических пород о-ва Андрос (Греция) [3]; 8 — из сульфидных руд Саурейского месторождения (Полярный Урал), микронзондовый анализ, H_2O рассчитана по формуле [2]; 9 — из доломита Руби-Крик (Аляска), анал. Ито. Содержит примесь пирита, флюорита и магнезита. Эмиссионным спектральным анализом определены следы Mo, Cu, Sr и Mn [7].

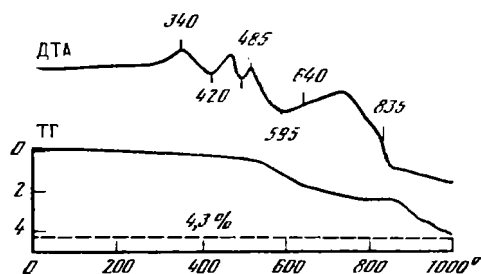
Диагн. исп. С трудом растворим в холодных 1 : 1 HCl и HNO_3 [7]. П. п. тр. растрескивается и расслаивается, образуя пушистый агрегат [7]. При потере воды мутнеет, становится белым, перламутровым [1].

Повед. при нагр. На кривой ДТА кимрита из Саурейского месторождения (фиг. 74) три эндотермических эффекта при 420, 485 и 595° отвечают потерям веса соответственно 0,3; 0,6 и 3,6%; экзотермические эффекты при 340° и в интервале 640—835° предположительно вызваны примесью. Отжиг при 500° почти не меняет дифракционной картины кимрита [4]. У образцов, прогретых при 700° в течение 2—3 ч, форма частиц не меняется, рентгенограммы четкие ($a_0=5,28$, $c_0=7,78$ Å) [9]. Нагревание в течение 6 ч при 700° вызывает растрескивание кимрита и распад его на тонкие чешуйки [1]. После прокаливании при 1000° элементарная ячейка удлиняется вдоль оси c , но структура существенно не нарушается, что указывает на присутствие H_2O в виде молекул [4]. Кимрит, выдержанный в течение 14 ч при 1000°, превращается в гексагональный цельзиан [8].

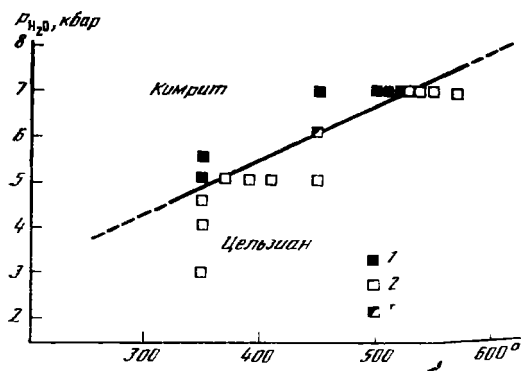
Находж. Большинство месторождений кимрита связано с метаморфизованными породами низкой и средней степени метаморфизма.

Впервые кимрит был обнаружен в марганцевом месторождении Беналл в Карнарвоншире (Великобритания) в жилах, секущих гидротермальные марганцевые руды [1]. В богатых Mn и Ba метаморфических породах о-ва Андрос (Греция) кимрит встречен в ассоциации с цельзианом, кварцем, кальцитом, тремолитом, пьенонитом, браунитом, Ва-мусковитом, тулитом и др. [3]. Предполагается образование его при температуре около 400° и давлении 5—6 кбар. В марганцевых месторождениях Блэк-Рок и Хотазел в Капской провинции (ЮАР) кимрит обнаружен в измененном бостоните [11].

В Советском Союзе кимрит встречен на Полярном Урале в Саурейском свинцово-цинковом месторождении стратиформного типа в осадочных породах [2]. Обнаружен в зоне сульфидной минерализации, главным образом в безрудных кварц-альбитовых участках с мусковитом, лейкоксеном и карбонатами. а также в рудных выделениях в тесных прорастаниях с баритом и сульфидами. Предполагается, что образование кимрита связано с высвобождением Ba при замещении барита сульфидами в ходе метаморфических процессов. Для кимрита, ранее найденного в Прибайкалье, изучена лишь структура [9]. В медистом (борнитовом) рудопоявлении Руби-Крик, Брук-Рэйндж (Аляска) встречен в доломитовой и сидеритовой тонкозернистых рудовмещающих породах [7], распределен в них беспорядочно и составляет 1—3 объемн.%; находится вместе с анкеритом, пиритом, флюоритом, кварцем, хлоритом; известны псевдоморфозы сульфидов по кимриту. По мнению Раннелза [7, 18], кимрит — ранний минерал, генетически не связанный с сульфидной минерализацией и являющийся продуктом растворения вмещающих пород, содержащих Ba. На Аляске же в метаморфизованных осадочных породах месторождения меди Бонанз-Крик отмечен в образцах из пиритизированной зоны [8, 19]. В минерализованных известняках Высоких Пиренеев (Франция), содержащих сульфиды и барит, встречен в ассоциации с хлоритом, серицитом, кварцем [13]. В суль-



Фиг. 74. Кривые ДТА и ТГ кимрита (по Ширококовой и др.)



Фиг. 75. Кривая равновесия реакции кимрит \rightleftharpoons цельзиан + H_2O (по Ничу)
1 — кимрит; 2 — цельзиан; 3 — отсутствие реакции

и слюдой [15]. В округе Сан-Бенито, шт. Калифорния (США), кимрит вместе с кальцитом, альбитом и лавсонитом образует прожилки в жадеитовой метаграувакке, связанной с серпентинитом францисканской формации [12, 17].

Изм. Наблюдались псевдоморфозы по кимриту пирита, халькопирита, борнита и халькозина, а также хлорита и кварца [7, 18]. Под действием гипергенных процессов по минералу образуется чрезвычайно тонкозернистая смесь каолинита и барита [7]. Часто превращается в серпентин [14] или в ближе не изученное бурое вещество [17].

Искусств. Получен из смеси соответствующих окислов при температуре $\sim 500^\circ$ и давлении водяного пара ~ 25 кбар в течение 15 мин [10]. С уменьшением давления или с увеличением температуры образуется цельзиан. Увеличение химического потенциала Si с уменьшением такового Al, по-видимому, вызывает расширение поля стабильности кимрита при более низких давлениях. Высокий химический потенциал воды также способствует его возникновению. По экспериментальным данным Секи и Кеннеди [10], существует полная серия твердых растворов между кимритом с формулой $BaAlSi_3O_8(OH)$ и гексагональным цельзианом $[BaAl_2Si_2O_6]$ с $[Si(OH)]^{3+}$ вместо Al^{3+} . По Ничу [21], поля устойчивости кимрита и цельзиана разделяются кривой равновесия реакция кимрит \rightleftharpoons цельзиан + H_2O (фиг. 75), что исключает образование твердых растворов. Для образования кимрита достаточны температура $300\text{--}400^\circ$ и давление $4,5\text{--}5,5$ кбар, что объясняет появление кимрита в низкотемпературных метаморфитах (метаграувакки Калифорнии) [17]. Предполагается также [15] существование полной или частичной изоморфной серии кимрит — фаз: $KAlSi_3O_8 \cdot nH_2O$ (или $KHAlSi_3O_8(OH)$ с заменой $K^+ + H^+$ на Ba^{2+} ; промежуточный член этой серии синтезирован при 620° и 30 кбар.

Отл. Под микроскопом может быть принят за пироксен или (бесцветный нефелин, апатит; для точной диагностики необходимо рентгеновское исследование. От цельзиана отличается более высокими показателями преломления [3].

Межплоскостные расстояния кимрита из Саурейского месторождения (Полярный Урал) [2] *

Fe-излучение, $D = 57,3$ мм

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|----------|--------------|
| 001 | 7 | 7,73 | 020—200 | 3 | 2,32 | 121—211 | 6 | 1,700 | 4 | 1,21 |
| 010—100 | 2 | 4,64 | | 1 | 2,28 | | 5 | 1,629 | 3 | 1,22 |
| | 3 | 4,25 | 013—103 | 5 | 2,24 | 122—212 | 7 | 1,590 | 5 | 1,23 |
| ·011—101 | 10 | 3,96 | 201—021 | 5 | 2,21 | 114 | 6 | 1,560 | 5 | 1,24 |
| | 7 | 3,34 | | 1 | 2,11 | | 6 | 1,540 | 4 | 1,18 |
| | 5 | 3,12 | 202—022 | 4 | 1,98 | | 2 | 1,470 | 8 | 1,15 |

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|----------|--------------|
| 012—102 | 10 | 2,95 | 004 | 7 | 1,918 | | 6 | 1,456 | 2 | 1,143 |
| 110 | 8 | 2,67 | 113 | 7 | 1,849 | | 5 | 1,331 | 3 | 1,118 |
| 003 | 2 | 2,56 | | 4 | 1,816 | | 3 | 1,318 | 5 | 1,102 |
| 111 | 1 | 2,53 | 014—104 | 1 | 1,781 | | 2 | 1,288 | 4 | 1,094 |

* *hkl* по [14].

Л и т е р а т у р а

1. Smith W. C., Bannister F. A., Hey M. H. // *Miner. Mag.* 1949. Vol. 28, N 206. P. 676-1979. T. 249, № 1. С. 189.
2. Reinecke T. // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1982. Vol. 79, N 3. P. 333.
3. Шуробокова Т. И., Петрищева В. Г., Пальгуева Г. В. // Ежегодник Ин-та геологии и геохимии им. Заварицкого. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 114.
4. Дриц В. А., Кашаев А. А., Соколова Г. В. // *Кристаллография.* 1975. Т. 20, вып. 2-С. 280.
5. Дриц В. А., Кашаев А. А. // Там же. 1968. Т. 13, вып. 5. С. 809.
6. Runnells D. D. // *Amer. Miner.* 1964. Vol. 49, N 1/2. P. 158; *Econ. Geol.* 1966. Vol. 61, N 7. P. 1305.
7. Carron M. K., Mrose M. E., Reiser H. N. // *Geol. Soc. Amer. Spes. Pap.* 1965. N 82-Р. 26.
8. Кашаев А. А. // ДАН СССР. 1966. Т. 169, № 1. С. 201.
9. Seki Y., Kennedy G. C. // *Amer. Miner.* 1964. Vol. 49, N 9/10. P. 1407.
10. Villiers P. R. // *Mem. Geol. Surv. S. Afr.* 1970/1971. N 59. P. 30.
11. Pabst A. // *Neues Jb. Mineral. Abh.* 1977. Bd. 129, H. 1. S. 1.
12. Froehlich F., Sarda A. // *C. r. Acad. sci. D.* 1973. Vol. 277, N 22. P. 2445.
13. Aye F., Strauss G. K. // *Ibid.* 1975. Vol. 281, N 24. P. 1935.
14. Soong R., Olivecrona J. A. // *Miner. Mag.* 1975. Vol. 40, N 311. P. 311.
15. Seki Y., Kennedy G. C. // *Amer. Miner.* 1964. Vol. 49, N 11/12. P. 1688.
16. Essene E. J. // *Ibid.* 1967. Vol. 52, N 11/12. P. 1885; *Van Kaaden G* // *Fortschr. Miner.* 1969. Bd. 46, H. 1. S. 128.
17. Runnells D. D. // *Econ. Geol.* 1969. Vol. 64, N 1. P. 75.
18. Brosge W. F. // *US Geol. Surv. Profess. Pap.* 1960. N 400-B. P. 351.
19. Coats J. S., Smith C. G., Fortey N. J., Gallagher M. L., May F., McCourt W. J. // *Trans. Inst. Mining and Met. Sect. B.* 1980. Vol. 89, P. 110.
20. Nitsch K. H. // *Fortschr. Miner.* 1980. Bd. 58, H. 1. S. 98.

СТРУКТУРА ТИПА ПЕТАЛИТА

| Петалит | Сингония | <i>a</i> ₀ | <i>b</i> ₀ | <i>c</i> ₀ | β | Уд. в. |
|--|----------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|---------|-----------|
| SiAl[Si ₄ O ₁₀] | Монокл. | 11,737 | 5,171 | 7,630 | 112,54 | 2,36—2,45 |

Петалит Petalite
LiAl[Si₄O₁₀]

Впервые обнаружен Д'Андрада (1800) в образце из месторождения Утё в Швеции и назван — от греч. *πταλίον* (петалон) — листок, пластинка. Первый химический анализ выполнил Арфведсон (1818), открывший в минерале новый щелочной металл, который Берцелиус назвал литием (литием) (по Хинце).

Синон. Литит — lithite (Сведенштирп, 1819); берцеллит — berzelliite (Кларк, 1818) кастор — castor или касторит — castorite (Брайтгаупт, 1846) — водяно-прозрачный идентичность с петалитом доказана Розе (1850).

Характ. выдел. В массивных пегматитах — крупные зерна и грубые кристаллы до 2 м длиной [1]; иногда мелкокристаллические массы [2]; в перекристаллизованных пегматитах — хорошо образованные пластинчатые (до 10 см), мелкие игольчатые (до нескольких миллиметров) [3] и изометричные кристаллы.

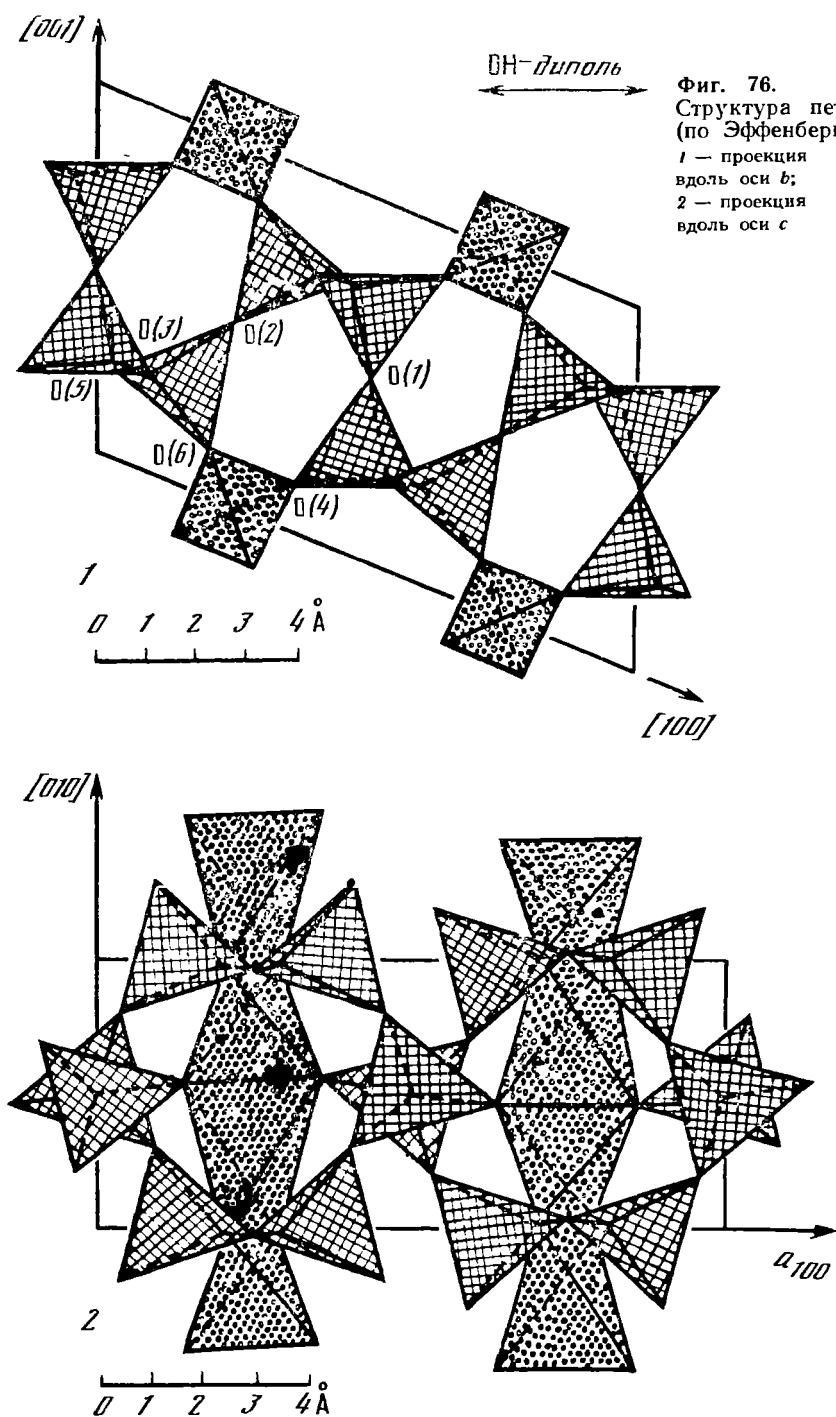
Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^1 - P2/a$, $a_0 = 11,7540$, $b_0 = 5,1395$, $7,6296 \text{ \AA}$, $a_0 : b_0 : c_0 = 2,2869 : 1 : 1,4845$, $\beta = 113,04^\circ$, $Z = 2$ [4]; $a_0 = 11,737$, $5,171$, $c_0 = 7,630 \text{ \AA}$, $a_0 : b_0 : c_0 = 2,2879 : 1 : 1,4825$, $\beta = 112,54^\circ$ [5].

Ранее указывались пространственные группы $P2_1/n$ [6], Pa [7] и $C2/c$, а также удвоенное (15,20 \AA) [8] и учетверенное (28,09 \AA) значение c_0 [3].

В структуре петалита (фиг. 76) тетраэдры SiO₄ сочленяются в двухэтажные оффированные слои состава [Si₂O₆]_∞, параллельные (001). В них различаются лестерные кольца, в которых смежные тетраэдры ориентированы в противоположных направлениях оси *c*. Кольца соединяются в ленты, параллельные оси *b*. Вдоль оси *c* слои соединяются друг с другом в трехмерный каркас посредством лент из AlO₄- и LiO₄-тетраэдров, имеющих общие ребра. Однако

связи Al—O и Li—O значительно менее прочные, чем в кремнекислородных тетраэдрах; это обуславливает отчетливый слоистый характер всей структуры и совершенную спайность по плоскости (001) [4, 9].

По Цеманн-Хедлику, Либау и Эффенбергер [4, 7, 9], все катионы в структуре пегалита имеют четверную координацию. Расстояния Si—O совпадают с теоретическими (\AA) [10]: Si (1)—O=1,60—1,64, Si (2)—O=1,59—1,63; тетраэдры AlO_4 искажены незначительно: Al—O(4)=1,73 (2) и Al—O(6)=1,68 (2),



а тетраэдры LiO_4 — довольно сильно: $\text{Li—O}(4)=1,86(2)$, $\text{Li—O}(6)=2,05(2)$.
 Монокл.-призм. кл. $C_{2h}—2/m(L_2PC)$. $a : b : c=1,1534 : 1 : 0,7436$, $\beta=67^\circ 34'$
 (Деклуазо, 1865).

Принятая здесь морфологическая установка отличается от рентгеновской вдвое меньшими единичными отрезками по осям a и c . Соответствующие индексы плоскостей (h и l) в рентгеновской установке должны быть вдвое больше, чем в морфологической.

Наблюдавшиеся формы (Деклуазо, 1864; буквенные обозначения по Дана, 1892):

| | φ | ρ | | φ | ρ |
|----------|----------------|-----------|---------------|----------------|----------------|
| $c(001)$ | $90^\circ 00'$ | $22\ 26'$ | $\omega(403)$ | $90^\circ 00'$ | $53^\circ 19'$ |
| $b(010)$ | $0\ 00$ | $90\ 00$ | $o(201)$ | $90\ 00$ | $61\ 03$ |
| $a(100)$ | $90\ 00$ | $90\ 00$ | $\alpha(401)$ | $-90\ 00$ | $67\ 11$ |
| $g(120)$ | $25\ 07$ | $90\ 00$ | $e(021)$ | $15\ 31$ | $57\ 03$ |
| $m(110)$ | $43\ 10$ | $90\ 00$ | $x(241)$ | $-18\ 16$ | $72\ 17$ |
| $y(101)$ | $90\ 00$ | $47\ 59$ | | | |

Второстепенные формы: $s(401)$, $z(905)$.

| | |
|------------------------------|------------------------------|
| $ac(100):(001)=67^\circ 34'$ | $gc(120):(001)=80^\circ 41'$ |
| $om(201):(110)=53\ 14$ | $yc(101):(001)=25\ 33$ |
| $mm(110):(1\bar{1}0)=93\ 40$ | $oc(201):(001)=38\ 37$ |
| $mc(110):(001)=74\ 52$ | $qq(120):(1\bar{2}0)=50\ 14$ |
| $gb(120):(010)=25\ 07$ | |

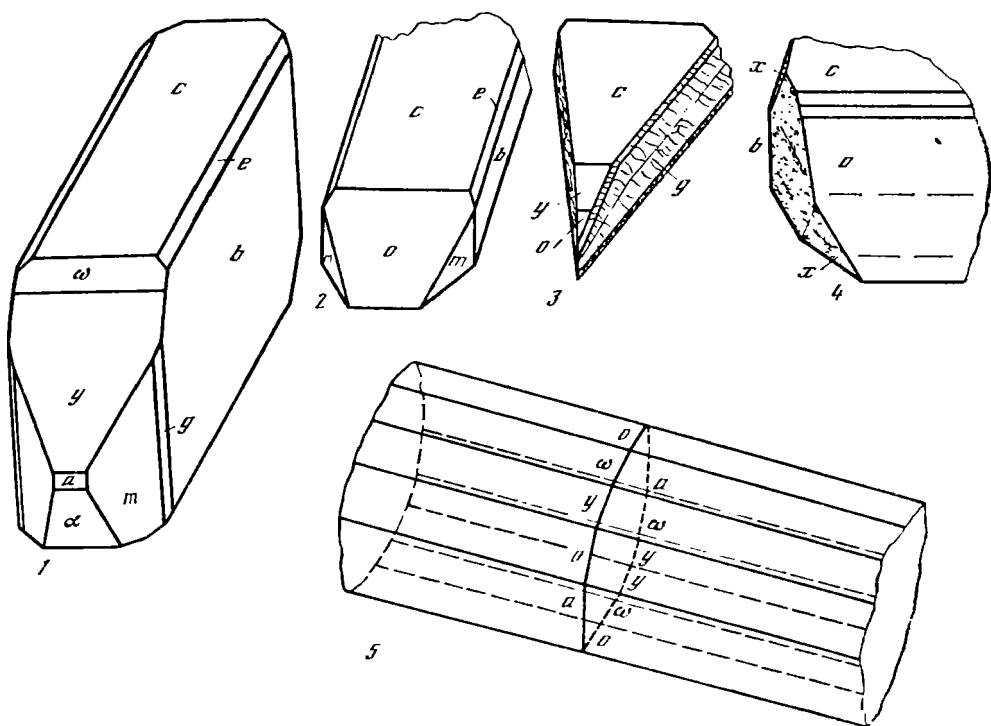
Кристаллы (фиг. 77) обычно уплощенные по (001) или изредка по (010) и вытянутые вдоль осей a (Гольдшмидт, 1920) или b [3, 11, 12], иногда клиновидные с преимущественным развитием граней $c(001)$, $g(120)$, $y(101)$, $o(201)$ ([1, 11]; Гольдшмидт, 1920). Обычны двойниковые сростки по (001) (Дана, 1920). Встречаются мелкие игольчатые сдвойникованные кристаллы, вытянутые вдоль [010] и имеющие габитусные грани $a(100)$, $o(201)$, $y(101)$ и $\omega(403)$ [3].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (001) совершенная и по (201) ясная ([11]; Дана, 1920). Отмечается несовершенная спайность и по другим плоскостям: (010), (100), (011), (101) [12] и (905) (Дана, 1920), а также отдельность по (110) [11]. Излом раковистый до неровного. Хрупок. Тв. 6—7. Микротвердость 824—961 кгс/мм² [13]. Уд. в. от 2,36 до 2,45 [12, 14], обычно около 2,41—2,42; у петалита, затронутого изменением, понижается до 2,30—2,32 [3]. Цвет свежего петалита обычно белый или серый до темно-серого, реже желтоватый. Прозрачен или просвечивает. Бл. стеклянный на гранях и плоскостях спайности, жирный на произвольных сколах [11]. Петалит, в котором начался распад на сподумен и кварц, молочный или матово-белый, просвечивающий [1]. У измененных разновидностей наблюдаются зеленоватые и розоватые оттенки [11, 15, 16]. Черта белая.

Некоторые образцы не люминесцируют [3, 17], другие — люминесцируют очень ярким желтым светом в катодных лучах [18]. Обнаруживает термолюминесценцию — слабое голубоватое свечение при нагревании (Хинце, 1897; [19]). При облучении ультрафиолетовыми лучами появляется быстро исчезающая фиолетовая окраска [14]. В области 410 и 250—290 нм наблюдается слабое излучение рентгенолюминесценции, обусловленное центром O^- [20]. Пьезоэффекта не обнаруживает [21].

Коэфф. термического расширения петалита очень мал: $(3—5) \cdot 10^{-7}$; в керамических массах с большим содержанием Li_2O удается получить отрицательный коэффициент термического расширения [22, 23]. Флотируется в слабощелочной или нейтральной среде катионными собирателями [24]; по другим данным, флотируется только с аминами при pH от 5,5 до 9,5 [18]. После γ -облучения в дозах от 250 тыс до 10 млн Р (источник—⁶⁰Co) флотируемость повышается вследствие улучшения сорбции собирателя [25].

На ИК-спектрах петалита имеется полоса 3330 см⁻¹, обусловленная валентными колебаниями ОН-групп; характер плеохроизма этой полосы в монокри-



Фиг. 77. Кристаллы петалита

1-4 с о-ва Эльба (1 — по Рату, 2, 3 — по Деклуазо, 4 — по Фогт
петалита из Восточного Забайкалья (по Гинзбургу и Гущиной)

5 — двойникованный кристалл

стальных пластинках показывает, что гидроксил (десятые доли процента) может замещать кислород в Li- и Al-тетраэдрах [4].

Термодинамические свойства петалита [26]:

| T, K | C_p^0 (теплоемкость) | S_T^0 (энтропия) Дж/моль·К | $(H_T^0 - H_{298}^0) T$ (энтальпия) Дж/моль·К | $(G_T^0 - H_{298}^0), T$ (изобарно-изотермич- еский потенциал) |
|--------|---------------------------|------------------------------------|---|--|
| 298,15 | 245,2 | 233,2 | 0,0 | 233,2 |
| 400 | 292,2 | 312,3 | 68,8 | 243,5 |
| 600 | 345,3 | 442,1 | 153,2 | 288,9 |
| 800 | 372,2 | 545,5 | 204,9 | 340,6 |
| 1000 | 387,3 | 630,3 | 240,0 | 390,3 |
| 1200 | 397,3 | 701,9 | 265,4 | 436,4 |
| 1400 | 405,4 | 763,7 | 284,9 | 478,9 |

Приведены также более подробные данные для низких и высоких температур [26].

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветен. Двуосный (+). Пл. опт. осей — (010). $n_g = b$, $a n_p = (-) 2-8^\circ$, $c n_m = 20-30^\circ$ (фиг. 78) (Трёгер, 1980; Винчелл 1953; [3]). У кристаллов, вытянутых вдоль [010], удлинение положительно, а у вытянутых по [100] — отрицательное. Показатели преломления у петалитов из разных месторождений почти одинаковы: $n_g = 1,517-1,516$, $n_m = 1,509-1,511$, $n_p = 1,504-1,505$, $n_g - n_p = 0,011-0,012$ (Ларсен, 1937; [3]). Несколько повышенные константы характерны для петалита из Таммела, Солеро (Финляндия): $n_g = 1,523$, $n_m = 1,513$, $n_p = 1,506$ (На-свет), $n_g - n_p = 0,017$, $2V = 82-8^\circ$ [3, 27, 28]. Сп. по (001) видна в шлифах всегда; часто выражена и менее совершенная спайность по (201) под углом 144° к первой [3]. Очень характерны полисинтетические двойники по (001), сходные с альбитовыми в плагиоклазе:

13, 27, 29—31]. Дисперсия биссектрис слабая, перекрещенная, $r < v$ [Дана, 1920; Винчелл, 1953].

Очень типичные для петалита сростания со сподуменом, образующиеся при распаде петалита на сподумен и кварц, часто бывают ориентированными: удлиненные вдоль оси c волокна сподумена параллельны оси b петалита. Характерно также замещение петалита сподумен-кварцевым агрегатом вдоль трещин спайности [1]. Для выявления внутреннего строения зерен петалита рекомендуется применять концентрированную HF [32].

Хим. Теор. состав: $\text{Li}_2\text{O} - 4,88$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 16,64$; $\text{SiO}_2 - 78,48$. Состав чистого, не затронутого изменением природного петалита хорошо соответствует теоретическому. Дефицит Li_2O в некоторых петалитах, вероятно, связан с изоморфным вхождением Na (содержание которого достигает 2%) или с примесью цеолитов [3, 11]. Однако структура петалита, по-видимому, допускает некоторые отклонения от теоретического соотношения $\text{Li}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 = 1 : 1 : 8$.

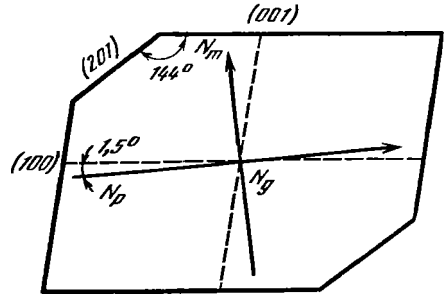
Согласно ранним экспериментальным работам и старым анализам, состав петалита может варьировать ($\text{Li}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$ от 1 : 1 : 6 до 1 : 1 : 10) (Дана, 1920; Дельтер, 1917; [29, 33]). Позже экспериментально доказано, что отношение $\text{Li}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 = 1 : 1 : 6$ не относится

к петалиту, но отношения 1 : 1 : 10 и 1 : 1,25 : 10 у петалита возможны [34]. Эти данные показывают, что как LiO_4^- и AlO_4^- -тетраэдры могут отчасти заселяться кремнием, так и SiO_4 -тетраэдры могут заселяться Li и Al.

Согласно Черни и Фергюсону [1], небольшой дефицит SiO_2 типичен для природного петалита (хим. анализы 1—3). Для петалита многих месторождений характерно повышенное содержание Cs, обусловленное примесью поллуцита [1]; значительное количество Rb в хим. анализе 3, возможно, также связано с поллуцитом [17]. Незначительное содержание P_2O_5 обусловлено примесью амблигонита или вторичных фосфатов. По спектрам ЭПР устанавливается примесь Ti^{3+} (до десятых долей процента) [35]. Атомы кислорода могут в большом количестве замещаться OH-группами [4].

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|-------------------------|-------|-------|--------|--------|-------|
| Li_2O | 4,54 | 4,84 | 4,28 | 4,41 | 4,46 |
| Na_2O | 0,145 | 0,117 | 0,283 | 0,236 | 0,280 |
| K_2O | 0,050 | 0,040 | 0,280 | 0,287 | 0,032 |
| Rb_2O | 0,036 | 0,016 | 0,104 | 0,082 | 0,007 |
| Cs_2O | 0,136 | 0,021 | 0,977 | — | 0,010 |
| MgO | 0,028 | 0,012 | 0,020 | 0,020 | 0,021 |
| CaO | 0,01 | 0,00 | 0,04 | 0,04 | 0,16 |
| Al_2O_3 | 16,60 | 16,66 | 17,16 | 17,20 | 16,83 |
| Fe_2O_3 | 0,053 | 0,053 | 0,036 | 0,034 | 0,14 |
| SiO_2 | 77,85 | 77,60 | 76,85 | 77,66 | 77,05 |
| P_2O_5 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,05 |
| H_2O^+ | 0,37 | 0,47 | 0,66 | — | 0,30 |
| H_2O^- | 0,13 | 0,11 | 0,13 | — | 0,10 |
| Сумма | 99,98 | 99,98 | 100,85 | 100,00 | 99,34 |
| Уд. в. | 2,420 | 2,399 | 2,414 | — | — |
| n_g | 1,516 | 1,517 | 1,516 | — | — |
| n_m | 1,511 | 1,510 | 1,510 | — | — |
| n_p | 1,505 | 1,504 | 1,504 | — | — |



Фиг. 78. Оптическая ориентировка петалита (по Винчеллу)

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|-------------|---------|---------|---------|---|---|
| $n_g - n_p$ | 0,011 | 0,013 | 0,012 | — | — |
| aNp° | 2 | 4 | 3 | — | — |
| a_0 (Å) | 11,777 | 11,773 | 11,776 | — | — |
| b_0 | 5,129 | 5,128 | 5,132 | — | — |
| c_0 | 7,632 | 7,630 | 7,628 | — | — |
| β | 113°09' | 113°09' | 113°02' | — | — |

1—5—из пегматита, месторождение Берник-Лейк (Канада), анал. Рэмплл и Хилл [1]: 1—серый прозрачный петалит, 2—белый петалит, 3—петалит, вкрапленный в поллуцит-кварцевой массе, 4—анализ пересчитанный после вычитания примеси поллуцита, 5—псевдоморфоза сподучена и кварца петалиту.

| | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|-------------------------|---------|---------|---------|---------|-------|
| Li_2O | 4,74 | 4,70 | 4,40 | 4,35 | 3,38 |
| Na_2O | 0,07 | сл. | не обн. | 0,37 | 1,96 |
| K_2O | 0,05 | не обн. | » | 0,13 | 0,68 |
| Rb_2O | — | 0,002 | 0,003 | 0,01 | — |
| Cs_2O | — | 0,002 | 0,002 | — | — |
| MgO | не обн. | 0,24 | 0,12 | не обн. | 0,03 |
| CaO | » | 0,17 | 0,17 | 0,13 | 0,49 |
| FeO | 0,03 | 0,07 | 0,07 | — | 0,13 |
| MnO | не обн. | не обн. | не обн. | сл. | сл. |
| Al_2O_3 | 17,03 | 16,17 | 16,24 | 17,12 | 16,96 |
| Fe_2O_3 | 0,01 | 0,11 | 0,08 | 0,24 | 0,34 |
| SiO_2 | 78,00 | 79,04 | 79,30 | 77,47 | 75,87 |
| P_2O_5 | 0,02 | 0,04 | 0,00 | сл. | 0,03 |
| H_2O^+ | 0,04 | 0,44 | 0,38 | 0,25 | 0,56 |
| H_2O^- | не обн. | | | | |

| | | | | | |
|-------------|-------|---------|--------|--------|--------|
| Сумма | 99,99 | 100,984 | 100,76 | 100,10 | 100,43 |
| Уд. в. | 2,366 | 2,37 | — | 2,412 | 2,5 |
| n | 1,523 | 1,516 | — | 1,5158 | 1,516 |
| n_m | 1,513 | 1,511 | — | 1,5098 | 1,511 |
| n_p | 1,506 | 1,505 | — | 1,5047 | 1,505 |
| $n_g - n_p$ | 0,017 | — | — | — | 0,011 |
| aNp° | 9 | 0—2 | — | — | — |
| $2V^\circ$ | 84 | 82 | — | 83 | — |
| a_0 (Å) | — | — | — | 11,74 | — |
| b_0 | — | — | — | 5,13 | — |
| c_0 | — | — | — | 7,61 | — |
| β | — | — | — | 122 24 | — |

6—из микроклин-кварц-петалитового пегматита Хирвикаллио близ Тумелы Сомеро (Финляндия) [12]; 7—из микроклин-кварц-петалитового пегматита Средней Азии, анал. Шахматов и Гульба [36]; 8—Сомеро (Финляндия), анал. Уик [29]; 9—из пегматита Калбинского горбта (КазССР), анал. Поневрев [11].

Диagn. исп. В кислотах, за исключением HF, нерастворим. П. п. тр. с трудом (плавкость 5) сплавляется в бесцветное или белое стекло, окрашивая пламя в красный цвет. При нагреве люминесцирует слабым голубым светом (Делтер, 1917; Дана, 1920; [19]). Некоторые петалиты с обильными газово-жидкими включениями при раскалывании или растирании издадут сильный неприятный запах [3].

Повед. при нагр. Температурные пределы устойчивости петалита изучены недостаточно. Согласно Балло и Дитлеру [33] и Берчу [37], при 1000—1100° минерал становится одноосным, при 1200° — изотропным, а при 1370° плавится. По Ивановой [38], на кривой ДТА петалита фиксируются эндотермический эффект при 1150° и экзотермический — около 1200°. Заальфельд [2] показал, что нагревание природного петалита до ~950° приводит к образованию ромбической β -фазы предположительно состава $\text{Li}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$.

и с параметрами элементарной ячейки: $a_0=18,24$, $b_0=10,54$, $c_0=10,57$ Å. Эта фаза изоструктурна с высокотемпературным β -сподуменом и образует с ним неограниченные твердые растворы.

По другим данным, превращение происходит в интервале $900\text{—}1200^\circ$, а β -сподумен имеет тетрагональную, а не ромбическую элементарную ячейку [39, 40]. Исследования, выполненные в гидротермальных условиях, подтверждают превращение низкотемпературной формы петалита в β -сподумен и показывают, что температура перехода, полученная Заальфельдом, сильно завышена; в гидротермальных условиях петалит превращается в β -форму (β -сподумен) при $680\pm 10^\circ$ [34]. Поскольку твердофазные превращения в силикатах очень медленные, эта температура, по-видимому, наиболее вероятна.

Находж. Образуется исключительно в натриево-литиевых пегматитах (почти всегда зональных), а также встречается в альбит-микроклиновых или (очень редко) в олигоклаз-микроклиновых пегматитах. В альбит-микросклиновых пегматитах главным литиевым минералом чаще всего является сподумен; петалит обычно относится к аксессуарным минералам и концентрируется в раздувах центральной блоковой зоны совместно с клевеландитом, лепидолитом, поллуцитом, бериллом, эльбантом, амблигонитом, микролитом, мангантанталитом, реже с Fe-, Mn-фосфатами, топазом и Mn-апатитом.

Специфические петалитовые пегматиты встречаются редко, но некоторые из этих месторождений крупные и имеют большую промышленную ценность. Минеральный состав таких пегматитов обычно простой; их главные минералы — микроклин, петалит (до 50%), кварц, альбит. Последний либо пространственно обособлен от петалита (ранний альбит в зальбандах жил), либо выделялся позже петалита [1, 36]. В незначительных количествах в петалитовых пегматитах содержатся сподумен, амблигонит, монтебразит, топаз, поллуцит, берилл [41]. Характерна пространственная разобщенность петалита и сподумена; в сподуменовых пегматитах петалит отсутствует [42, 43], а в существенно петалитовых пегматитах нет первичного сподумена (или он содержится в незначительных количествах) [2, 44—46]. Характерной особенностью большинства петалитовых месторождений является разложение петалита с образованием псевдоморфоз по нему, представленных агрегатом вторичного сподумена и кварца (хим. анализ 5) [1, 11, 12, 16, 44, 47, 48].

Экспериментальные данные, подтвержденные геологическими наблюдениями, показывают, что петалит в петалитовых и первично-петалитовых пегматитах кристаллизовался при более высоких температурах и меньшем давлении, чем сподумен, но при дальнейшем охлаждении разлагался по реакции $\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10} \rightarrow \text{LiAlSi}_2\text{O}_6 + 2\text{SiO}_2$ [1, 2, 46, 49, 50].

Помимо раннего (досподуменного) петалита, в некоторых месторождениях встречаются и поздние его генерации — продукты замещения сподумена, частично замещенные кварцем. Поздний петалит часто представлен «кастсритом» [3].

Крупнейшее петалитовое месторождение мира — Бикита в Зимбабве, где петалит является основным Li-минералом, он сосредоточен главным образом в промежуточных зонах зональных пегматитов с кварцем, полевым шпатом, амблигонитом, эвкрипитом; в осевой кварцевой зоне обилен лепидолит [44, 45]. Протяженность главного пегматитового тела в этом месторождении около 1600 м, мощность — 270 м; среднее содержание Li_2O 2,9%. Помимо Li-минералов здесь добывается берилл, а из россыпей — касситерит и танталит [49, 51, 52]. Менее крупные тела петалитовых пегматитов известны и в других частях Зимбабве — в районах Солсбери, Комитави, Матобо, Уитами [52]. Из других африканских месторождений заметную продукцию дают пегматитовые поля Карибид и Вармбад в Намибии, где находятся зональные тела пегматитов с лепидолитом, петалитом и амблигонитом [49, 53]. В Канаде источником петалита является комплексное редкометальное месторождение Берник-Лейк, где петалит, образующий гигантские (до 2 м) кристаллы, сосредоточен в верхней промежуточной зоне пегматитового тела, непосредственно примыкающей к поллуцитовой зоне; находится в ассоциации с микроклином, квар-

цем, амблигонитом, поллуцитом и вторичным сподуменом (продукт начальных стадий разложения петалита) [1, 54, 55]. В нижней промежуточной зоне преобладают скопления сподумен-кварцевых псевдоморфоз по петалиту, содержащих около 90% сподумена этого месторождения. В пегматитовом поле Кэт-Лейк — Виннипег-Ривер петалит установлен в месторождениях Турон-Клай и Сильверлиф [55], а также в одной пегматитовой жиле в Йеллоунайф-Белью [54, 56]. В США петалит («касторит») известен лишь в Блэк-Хилле (Южная Дакота), где вместе с поллуцитом и амблигонитом содержится в микроклин-олигоклаз-кварц-сподуменных пегматитах [57—59]. В Южной Америке в месторождениях Итинга и Крузейро-Майн (шт. Минас-Жерайс, Бразилия) известны находки драгоценного петалита — «касторита» в ортоклаз-кварц-сподуменных пегматитах в ассоциации с лепидолитом и амблигонитом [14, 60, 61]. Промышленные калишпат-кварц-петалитовые пегматиты известны в Западно-Австралийском месторождении Лондондерри [49, 62, 63]. Петалит добывается из сложных зональных пегматитов Бихарского пояса Индии; в нижних частях пегматитовых тел распространены кварц-сподуменные псевдоморфозы; отмечен также поздний петалит по сподумену [64]. В пегматитовых полях Гиндукуша (Восточный Афганистан) известны петалит-сподуменные пегматиты; петалит является первичным минералом, по которому образовались сподумен-кварцевые агрегаты; прослеживаются различные стадии разложения петалита [65].

В Европе петалит издавна известен в Швеции в микроклин-кварц-олигоклазовых пегматитах о-ва Утё вместе в амблигонитом и вторичным сподуменом (первая находка) [66—68] и в месторождении Варутреск, где сопровождается Li-турмалином, бериллом, амблигонит-монтебразитом и поллуцитом [15, 16, 69, 70]. В Финляндии в микроклин-кварцевых незональных пегматитах Сомеро известны крупные блоки петалита [12, 27, 29]. Отмечен в пегматитах Чехословакии (Жеклов и Шумава) [47, 71]; сподумен-кварцевые псевдоморфозы по петалиту обнаружены в редкометальных пегматитах Галисии (Испания) [48]. Примечательны пегматитовые жилы в гранитах о-ва Эльба, где Брайтхауптом в 1846 г. был обнаружен «касторит». Там впервые было установлено, что неизмененный петалит сохраняется лишь в близком соседстве с поллуцитом.

Эта закономерность, отмеченная почти во всех месторождениях и до сих пор не нашедшая себе объяснения, отражена Брайтхауптом в названиях этих минералов: Кастор и Поллукс — неразлучные сводные братья в греческой и римской мифологии; когда Кастор должен был умереть, Поллукс поделился с ним своим бессмертием [72].

На территории СССР петалит впервые был встречен в конце XIX в. Мушкетовым в валунах ледника Аманауз на Кавказе [73]; коренное месторождение не обнаружено. В 1911 г. петалит найден Крыжановским в Липовских копиях Свердловской области [11], где крупноблоковый петалит содержится в олигоклаз-микроклин-кварцевом пегматите вместе с топазом, турмалином, лепидолитом [41]; там же прослежен прожилок мономинерального петалита во вмещающем змеевике [74]. Петалит и кварц-сподуменные псевдоморфозы отмечены во многих пегматитах Калбинского хребта (Казахстан), где петалит вместе с амблигонитом, лепидолитом и поллуцитом приурочен к осевым частям пегматитовых жил [11, 75, 76]. В альбитизированных пегматитах одного из сподуменных месторождений Восточного Забайкалья установлены три генерации позднего (образовавшегося после сподумена) петалита [3]. Петалит-микроклин-кварцевые пегматиты и сподуменные пегматиты с аксессуарным пегалитом распространены в одном из пегматитовых поясов Средней Азии [2, 36, 46, 65]. Аксессуарный петалит известен во многих пегматитах Южной Сибири: в верховьях р. Бирюсы в Прибайкалье, в пегматитовых полях хребтов Восточный Саян [77, 78] и Борщовочный [3]; в альбит-микроклиновых пегматитах Юго-Восточной Тувы, Южного Приморья [79, 80]; в пегматитах Вороньих тундр на Колском полуострове [28].

Изм. Наиболее распространенным гипогенным изменением петалита является разложение его на сподумен и кварц. Обычно оно начинается с образования очень тонких кварц-сподуменных симплектитов по трещинам спай-

ности, затем образуется агрегат волокнистого сподумена и мелкозернистого кварца. При этом волокна сподумена, вытянутые по оси c , ориентируются параллельно оси b исходного петалита; эти агрегаты часто содержат реликты петалита. В конечную стадию образуются агрегаты шестоватого сподумена (1—2 см длиной) и грубозернистого кварца с очень редкими реликтами петалита. Отклонение валового состава этих псевдоморфоз от состава петалита не превышает 7% [1, 2, 11, 16, 46]. Другие гидрогенные изменения петалита: превращение его в альбит с мirmekитовыми вростками кварца (согласно Гинзбургу [3], происходит при более высокой температуре, чем распад на сподумен и кварц); замещение кварц-кукентовым и кварц-кукеит-полевошпатовым агрегатом; замещение гейландитом [1—3, 11, 15, 74]. К гипергенным изменениям относится образование по петалиту свайнфордита (Li-монтмориллонита), иногда в смеси с кварцем [81]; образуются рыхлые ярко-розовые корочки на выделениях петалита и полные псевдоморфозы по нему [3, 11, 15, 70]. Продукты аналогичного гипергенного изменения петалита были описаны под названием г и д р о к а с т о р и т а — hydrocastorite [по Хинце].

Искусств. Впервые синтезирован Этефеем (1880) сплавлением глинозема и кремнезема с ванадатом Li [82]. Обычный продукт кристаллизации Li-содержащих керамических масс и глазурей [22, 23, 83, 84]. Синтезирован при изучении системы $Li_2O-Al_2O_3-SiO_2$ в различных условиях [33, 85]; в той же системе был многократно получен в гидротермальных условиях в области составов шихты от $Li_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$ до $Li_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 12SiO_2$ при температурах 300—650° и давлениях от 1000 до 35 000 бар [34, 86, 87]. Устойчивость петалита в системе $LiAlSiO_4-NaAlSi_3O_8-H_2O$ изучалась Стюартом [88, 89]. Отмечен в продуктах опытов по изучению кристаллизации сподумена в гидротермальных условиях [90].

Практ. знач. Ввиду практически полного отсутствия в составе петалитов железа его концентраты более ценны, чем сподуменовые, применяются преимущественно в силикатной промышленности [49]. Петалит используется в производстве специальных стекол (опаловых, белых, легкоплавких, теплоустойчивых, жаропрочных, оптических, светочувствительных, флинтглассов, увиолевых стекол для рентгеновских трубок и кинескопов), стекловолокна для световодов [91], ситаллов и композиционных материалов, теплозащитных материалов, электроизоляции, конструкционных материалов. Благодаря очень малому коэффициенту термического расширения петалит пригоден для производства мало расширяющихся керамических изделий и размероустойчивых огнеупорных форм [92, 93], фарфора, фаянса, термо- и жаростойких керамических изделий, жаропрочных керамических покрытий и кислотоупорных эмалей для металлов, огнеупоров, диэлектрических материалов, стеклокерамических добавок к цементам и для различных глазурей [91, 94]. Добавки петалита в керамическую массу сильно снижают температуру ее плавления, поэтому Li-глазури можно использовать для материалов с низкой температурой обжига [95]. Значение петалита как сырья для производства Li и его солей невелико; для этих целей используются преимущественно сподуменовые концентраты [49, 55].

Отл. Крупнокристаллический петалит (особенно белый, слегка измененный) может быть принят за полевой шпат и сподумен. Отличается меньшим удельным весом и величиной угла между плоскостями спайности [42]. Мелкозернистый петалит похож на альбит и кварц, но легко отличается от них под микроскопом. Характерно окрашивание пламени паяльной трубки в малиновый цвет.

Межплоскостные расстояния петалита *

$CuK\alpha$ -излучение. Дифрактометр

| hkl | l | $d(\text{Å})$ | hkl | l | $d(\text{Å})$ | hkl | l | $d(\text{Å})$ |
|----------|----------------|---------------|----------|-----|---------------|----------|-----|---------------|
| 01 | 2 | 7,1 | 312; 402 | 4 | 2,717 | 411; 413 | 8 | 2,057 |
| 200; 201 | 4 | 5,44 | 400 | 4 | 2,710 | 510 | 2 | 1,994 |
| 110 | 4 | 4,65 | 112 | 4 | 2,598 | 421 | 12 | 1,934 |
| 11 | 4 ^ш | 4,21 | 020 | 16 | 2,570 | 204 | 8 | 1,942 |

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|------------|----------|-------------------|
| 210; 211 | 100 | 3,731 | 203 | 6 | 2,540 | 513; 203 | 8 | 1,89 ⁻ |
| 201; 202 | 90 | 3,670 | 202 | 6 | 2,535 | 402; 404 | 2 | 1,836 |
| 111 | 6 | 3,610 | 311 | 2 | 2,456 | 600; 603 | 4ш | 1,8· |
| 002 | 30 | 3,515 | 021; 410; | } 4ш | 2,416 | 004 | 4 | 1,75 ⁻ |
| 311 | 6 | 3,101 | 412 | | 2,405 | 023 | 6 | 1,73 |
| 112 | 4 | 3,061 | 003 | 2 | 2,348 | 412; 414 | 4 | 1,72 ⁺ |
| 211; 212 | 10 | 2,987 | ·11 | 2 | 2,133 | 230; 231 | 8 | 1,635 |
| 310 | 4 | 2,955 | 022 | 12 | 2,071 | | | |

* ASTM, 12-451.

Л и т е р а т у р а

1. Cerny P., Ferguson R. B. // *Canad. Miner.* 1972. Vol. 11, pt 3. P. 660.
2. Россковский Л. Н., Матросов И. И. // ДАН СССР. 1974. Т. 216, № 5. С. 1135.
3. Гинзбург А. И., Гущина Н. С. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1954. Вып. 6. С. 71.
4. Effenberger H. // *Tschermaks miner. und petrogr. Mitt.* 1980. Bd. 27, S. 129.
5. Tagai T., Ried H., Joswig W., Korekawa M. // *Ztschr. Kristallogr.* 1982. Bd. 160, H. 1. S. 171.
6. Tavora E. // *Ann. Acad. Bras. Sci.* 1952. Vol. 24. P. 175.
7. Liebau F. // *Acta crystallogr.* 1961. Vol. 14, pt 4. P. 399.
8. Gossner B., Mussnug F. // *Ztschr. Kristallogr.* 1930. Bd. 74, H. 1. S. 62.
9. Zemmann-Hedlik A., Zemmann J. // *Acta crystallogr.* 1955. Vol. 8, pt 12. P. 781.
10. Smith J. V. // *Ibid.* 1954. Vol. 7, pt 7. P. 479.
11. Гинзбург А. И. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1949. Вып. 1. С. 60.
12. Vesalao A. // *Bull. Comm. Geol. Finl.* 1959. N 184. P. 59.
13. Поваренных А. С., Лебедева С. И. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1972. Вып. 6. С. 117.
14. Cassedanne J. P. // *Rev. gemmol. A. f. g.* 1978. N 55. P. 14.
15. Quensel P. // *Geol. fören. Stockholm. förhandl.* 1937. Bd. 59, H. 2, N 409. S. 150; H. 3. N 410. S. 262.
16. Quensel P. // *Ibid.* 1946. Bd. 68, H. 1, N 444. S. 47.
17. Слепнев Ю. С. // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 48.
18. Митрофанов С. И. // Исследование полезных ископаемых на обогатимость. М.: Госгортехиздат, 1962. С. 553.
19. Hosking K. F. G. // *Mining. Mag.* 1957. Vol. 96, N 5. P. 271.
20. Прокофьев И. В., Горобец Б. С., Шурига Т. Н., Руб А. К., Луговской Г. П., Рябцев В. В. // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1979. № 3. С. 88.
21. Микульская Е. К. // Там же. 1970. № 2. С. 99.
22. White R. P., Rigby G. R. // *Trans. Brit. Ceram. Soc.* 1954. Vol. 53, N 5. P. 324.
23. Saalfeld H. // *Ber. Dt. keram. Ges.* 1961. Bd. 38, H. 7. S. 281.
24. Фишман М. А., Соболев Д. С. // Практика обогащения руд цветных и редких металлов. М.: Госгортехиздат, 1963. С. 583.
25. Соложенкин П. М. // *Изв. АН ТаджССР.* 1971. № 2 (40). С. 58.
26. Hemingway B. S., Robie R. A., Kiltzick J. A., Grew E. S., Nelen J. A., London D. // *Amer. Miner.* 1984. Vol. 69, N 7/8. P. 701.
27. Neuvonen K. J., Vesalao A. // *Bull. Comm. Geol. Finl.* 1960. N 188. P. 133.
28. Соседко А. Ф. // Материалы по минералогии и геохимии гранитных пегматитов. М.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 53.
29. Mikkola T., Wiik H. B. // *Bull. Comm. Geol. Finl.* 1947. N 140. P. 281.
30. Nel H. T. // *Amer. Miner.* 1944. Vol. 29, N 11. P. 443.
31. Nel H. T. // *Ibid.* 1946. Vol. 31, N 1/2. P. 51.
32. Сергеев В. Н. // Зап. ВМО. 1963. Т. 92, вып. 1. С. 66.
33. Ballo R., Diller E. // *Ztschr. anorg. und allg. Chem.* 1912. Bd. 76, H. 1. S. 39.
34. Roy R., Roy D. M., Osborn E. F. // *J. Amer. Ceram. Soc.* 1950. Vol. 33, N 5. P. 152.
35. Бершов Л. В. // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1970. № 12. С. 47.
36. Россковский Л. Н., Клочкова Г. Н. // Зап. ВМО. 1965. Т. 94, вып. 5. С. 507.
37. Берч Ф., Шерер Дж., Спайсер Г. // Справочник для геологов по физическим константам. М.: Изд-во иностр. лит., 1949. С. 158.
38. Иванова В. П. // Зап. ВМО. 1961. Т. 90, вып. 1. С. 50.
39. Henglein E. // *Fortschr. Miner.* 1956. Bd. 34, H. 1. S. 42.
40. Skinner B. J., Evans H. T. // *Ztschr. Kristallogr.* 1962. Bd. 117, H. 2/3. S. 231.
41. Ферман А. Е., Пегматиты. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. Т. 1. 712 с.
42. Бейтс Р. // Геология неметаллических полезных ископаемых. М.: Мир, 1965. С. 370.
43. Шмакин В. М. // Редкометалльные гранитные пегматиты США. М.: Наука, 1980. С. 1—320.

44. Cooper D. G. The geology of some ore deposits in Southern Africa. 1964. Vol. 2. P. 441.
45. Martin H. J. // Bull. Geol. Surv. S. Rhod. 1964. Vol. 58. P. 114.
46. Россковский Л. Н., Матросов И. И. // Вопросы минералогии петрографии и геохимии Красноярского края. Красноярск: Кн. изд-во, 1975. Вып. 3. С. 89.
47. Stanek J. // Cas. Moravsk. muz. Brně. Vědy přír. 1954. Sv. 39. S. 67.
48. Hensen B. J. // Leidse geol. meded. 1967. Bd. 39. S. 249.
49. Norton J. J. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1973. N 820. P. 365.
50. London D., Burt D. M. // Amer. Miner. 1982. Vol. 67, N 5/6. P. 483.
51. Tindale-Biscoe R. // Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Afr. 1951. Vol. 54, N 1. P. 11.
52. Колотухина С. Е., Переукина А. Е., Рожанец А. В. // Геология месторождений редких элементов Африки и их экономическое значение. М.: Наука, 1964. С. 126.
53. Cameron E. N. // Mining Eng. 1955. Vol. 7, N 9. P. 867.
54. Mulligan R. // Canad. Geol. Surv. Econ. Geol. Rep. 1965. N 21. P. 14.
55. Клаповская Л. И., Топунова Г. А., Рожанец А. В. // Геология и экономика месторождений редких элементов Канадско-Гренландского щита. М.: Наука, 1978. С. 123.
56. Traill R. // A Catalogue of Canadian minerals. Ottawa: Geol. Surv. Canada, 1970. P. 410.
57. Schwarz G. M. // Econ. Geol. 1925. Vol. 20, N 7. P. 646.
58. Schwarz G. M. // Amer. Miner. 1928. Vol. 13, N 1. P. 56.
59. O'Harman, Connolly J. // Bull. S. D. School Mines. 1926. N 14. P. 64.
60. Hermann B. // Ztschr. Dt. gemmol. Ges. 1971. Bd. 20, N 4. S. 172.
61. Niedermayer G. // Ann. Naturhist. Mus. Wien, 1972. Bd. 76. S. 605.
62. Ellis H. A. // Annu. Rep. Dep. Mines. W. A., 1943. 1944. P. 66.
63. Noakes L. C. // Lithium: Comp. in Assoc. with the Mines dep. of the States and Territories. Febr. 1946. Canberra, 1949. N 25. P. 17.
64. Heinrich E. W. // Ind. J. Earth Sci. 1975. Vol. 2, N 1. P. 18.
65. Россковский Л. Н., Чмырев В. М., Еременко Г. К., Мир Акбар // Геология руд. месторождений. 1976. Т. 18, № 6. С. 19.
66. Sjögren H. // Bull. Geol. Inst. Upsala. 1916. Vol. 15. P. 317.
67. Nordenskjöld J. // Ibid. 1910. Vol. 9, N 17/18. P. 183.
68. Backlund H. // Geol. fören. Stockholms. förhandl. 1918. Bd. 40, h. 5. S. 757.
69. Quensel P. // Geol. Mag. 1952. Vol. 89, N 1. P. 49.
70. Quensel P. // Ark. miner. och geol. 1957. Bd. 2, h. 1/2. S. 9.
71. Bernard J., Cech F., Stanek J. // Mineralogie Československa. Pr.: Akademia, 1969. S. 70.
72. Кун Н. А. Легенды и мифы древней Греции. М.: М-во просвещения РСФСР, 1955. 206 с.
73. Еремеев П. В. // Зап. Минерал. о-ва. 1896. Т. 34, вып. 2. С. 55.
74. Вертушков Г. И., Борисков Ф. Ф. // Тр. Свердл. горн. ин-та. 1972. Вып. 86. С. 111.
75. Шабло С. Г. // Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта. Алма-Ата: Изд-во АН ТаджССР, 1959. С. 186.
76. Щерба Г. Н., Степанов В. В., Мухля К. А., Масгутов Р. В. // Тр. ИГН АН КазССР. 1964. Т. 10. С. 65.
77. Слепнёв Ю. С., Мелентьев Г. Б., Филиппова Ю. И. // Тр. ИМГРЭ. 1963. Вып. 16. С. 76.
78. Мелентьев Г. Б. // Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. М.: Наука, 1965. С. 218.
79. Мелентьев Г. Б., Топунова Г. А. // Поля редкометалльных гранитных пегматитов. М.: Наука, 1976. С. 207.
80. Земскова И. П. // Элементы-примеси в минералах как индикатор геохимической специализации гранитных пегматитов. М.: ИМГРЭ, 1980. С. 39.
81. Pei-Lin Tien, Leavens P. B., Nelen J. A. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 7/8. P. 540.
82. Чирвинский П. Н. // Искусственное получение минералов в XIX столетии. Киев, 1910. С. 100, 295.
83. Smoke E. J. // J. Amer. Ceram. Soc. 1951. Vol. 34, N 3. P. 87.
84. Hummel F. A. // Ibid. N 7. P. 235.
85. Hatch R. A. // Amer. Miner. 1943. Vol. 28, N 7/8. P. 471.
86. Isaacs T., Roy R. // Geochim. et cosmochim. acta. 1958. Vol. 15, N 3. P. 213.
87. Баррер П., Уайт Е. // Физическая химия силикатов. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. С. 70.
88. Stewart D. B. // Intern. Geol. Congr.: Rep. XXI Ses., Norden, 1960. Copenhagen, 1960. Pt 17. P. 15.
89. Stewart D. B. // Abstr. Progr. Annu. Meet. Geol. Soc. Amer. Pt A. 1963. P. 159.
90. Кузнецов В. А., Штернберг А. А., Иванова Т. К. // Исследование процессов кристаллизации в гидротермальных условиях. М.: Наука, 1970. С. 153.
91. Коган Б. И. Редкие металлы. Состояние и перспективы. М.: Наука, 1979. 356 с.
92. Fishwick J. H., van der Beck R. R., Talley R. W. // Bull. Amer. Ceram. Soc. 1964. Vol. 43, N 11. P. 832.
93. Захаров И. А. Стекло, керамика, огнеупоры: Экспресс-информ. ВИНТИ. М., 1965. Вып. 9. 18 с.
94. Clark J. D. // J. Canad. Ceram. Soc. 1958. Vol. 27, N 2. P. 81.
95. Mandt P. // Ber. D. keram. Ges. 1965. Bd. 42. H. 10. S. 385.

СТРУКТУРА ТИПА ПРЕНИТА

| | Сингония | a_0 | b_0 | c_0 | Уд. в. |
|---|----------|-------|-------|-------|-----------|
| Пренит $\text{Ca}_2\text{Al}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$ | Ромб. | 4,627 | 5,490 | 18,48 | 2,82—2,96 |

Пренит Prehnite



Первоначально был описан Сагом в 1777 г. и Роше де Лилем в 1783 г. как просвечивающая хризолитовая масса, привезенная в Европу с Мыса Добрая Надежды. В 1783 голландский полковник фон Прен доставил в Германию новые образцы минерала из Кской колонии, которые были описаны в 1790 г. Вернером, и минерал получил название пренита.

Синон. Хризолит — chrysolite (частично. Кар. 1777), коуфолит — koupholite (де метри, 1797); эделит — Ädelit, edelite (Вальмштедт. 1825); джексоит — jacksonite (Ани. 1847); пренитоид — prehnitoid (частично. Бэчп. 1870) — загрязненный пренит Тосканы (Италия).

Разнов. Железистый пренит.

Характ. выдел. Очень характерны радиально-лучистые агрегаты и сферолиты (в диаметре 2—10 мм, реже до 5 см) [1—3]; сходное строение имеют натечные агрегаты и корки в пустотах [2]. В прожилках пренит обычно слагает сплошные тонкокристаллические массы и шестоватые агрегаты. В миндалинах базальтовых пород и в полостях пренитовых прожилков встречаются хорошо образованные кристаллы (от нескольких миллиметров до 2 см) [4], нередко шестки кристаллов. Известны псевдоморфозы пренита по тригонтриоктаэдрическим кристаллам анальцима [2].

Структ. и морф. крист. Ромб. с. C_{2v}^2 — $P2cm$ [5, 6]. $a_0=4,627$, $b_0=5,490$, $c_0=18,48$, $a_0 : b_0 : c_0=0,8429 : 1 : 3,366$, $Z=2$ [6].

Сопоставление параметров элементарной ячейки пренитов с разным содержанием ($\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}$) показывает [7, 8], что различия находятся в пределах ошибки определения. По предположению Папике и Золтаи [9], кристаллы пренита представляют собой тонкие сростки полиморфных модификаций симметрией $P2cm$ и $P2/n$, отличающихся распределением Al по тетраэдрическим положениям. Однако Аументо [10] показал, что реальной пространственной группой пренита следует считать $P2cm$; существование пренита группы $P2/n$ экспериментально не подтверждено; группа $Pnct$, часто устанавливаемая по рентгеновским данным, является результатом субмикроскопического полисинтетического двойникования по плоскостям (110) и (010), дв. ось [001] ширина доменов 0,05—0,2 мкм.

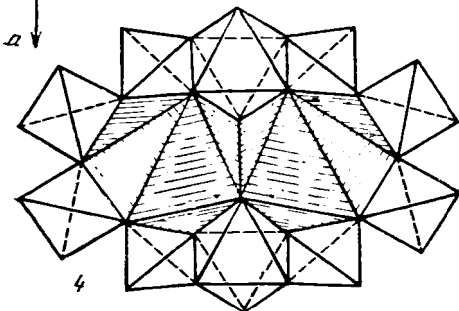
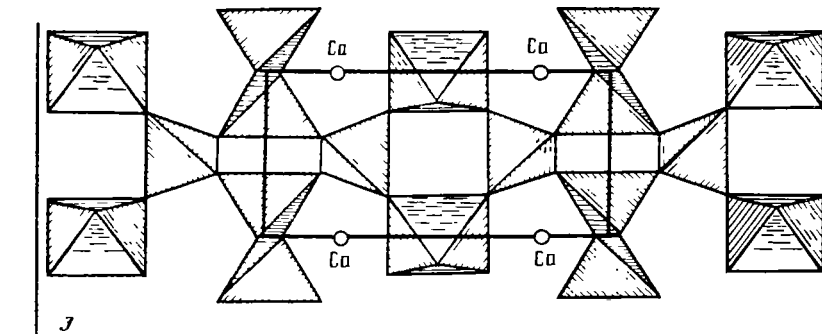
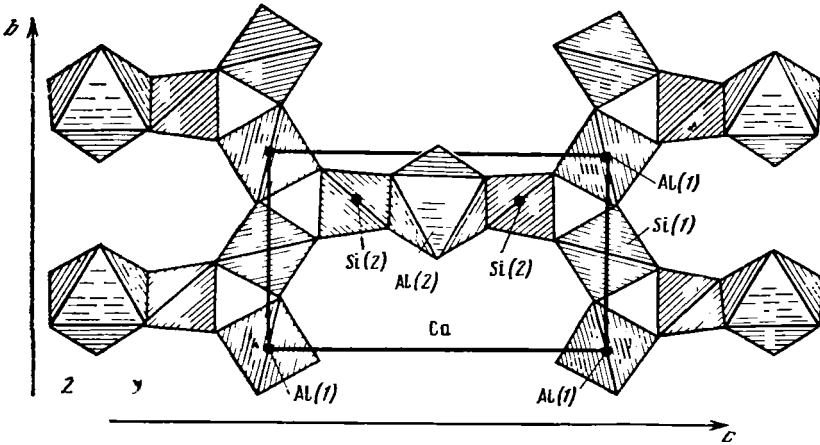
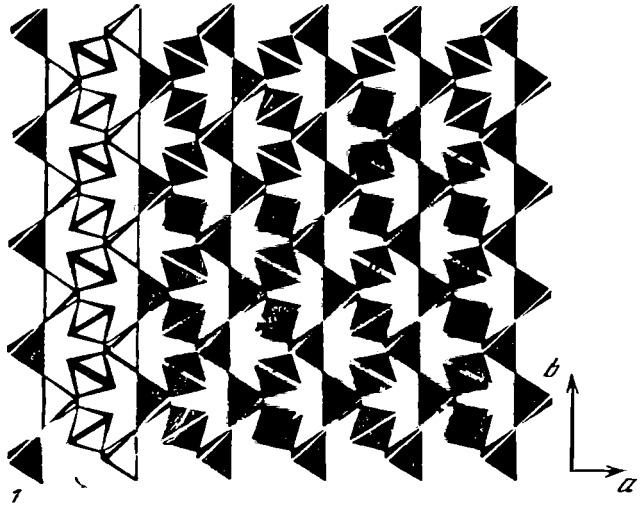
Структура пренита (фиг. 79) образована трехэтажными слоями SiO_4 - AlO_4 -тетраэдров, параллельными (001) [6, 11—13]. Основой каждого слоя служат пироксеновые цепочки, состоящие из чередующихся SiO_4 - и AlO_4 -тетраэдров — позиции Si(1) и Al(1) [6]. Цепочки, вытянутые вдоль оси a составляют средний этаж слоя. Соседние цепочки вдоль оси a соединяются одиночными Si(2) O_4 -тетраэдрами первого и третьего этажей слоя, образуя мотив из деформированных шестичленных колец [13]. Тетраэдры среднего этажа делят с другими все четыре вершины, а SiO_4 -тетраэдры крайних этажей — только две, что дает тетраэдрический радикал $[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]_{\infty}$; две другие вершины используются для связи с Al(2) O_6 -октаэдрами, которые соединяют соседние трехэтажные тетраэдрические слои. Таким образом, как это было предсказано Соболевым [14], половина Al в прените имеет четверную, а половина — шестерную координацию. Приходящиеся на ячейку четыре атома размещаются в крупных пустотах между слоями и имеют координационное число 7.

Белов [12] обратил внимание на то, что, хотя атомы Al(2) и имеют шестерную координацию, они связывают алюмокремнекислородные слои в единый трехмерный каркас.

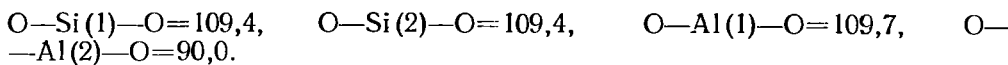
Средние межатомные расстояния (Å) и углы (град) [6]: Si(1)—O=1,64, Si(2)—O=1,630, Al(1)—O=1,700, Al(2)—O=1,919, Ca—O=2,44

Фиг. 79. Структура пренита

- 1 — проекция на плоскость bc
- 2 — проекция на плоскость ab
- 3 — проекция на плоскость ac
- 4 — Ca-полиэдры, проекция на плоскость bc (1 — по Либаву, 2 — по Бсгову)



$[\text{Si}_3\text{Al}_2\text{O}_{10}]$. Поэтому пренит иногда относится к каркасным силикатам [15] (базальная спайность его не столь совершенна, как у типичных слоистых силикатов).



Ромбо-пирамид. кл. $C_{2v}—mm2(L_23P)$, $a : b : c = 0,8405 : 1 : 1,1207$.

Обычные формы (по Гольдшмидту, 1897):

| | ψ | ρ | φ_1 | ρ_1 | φ_2 | ρ_2 |
|--------------|---------------|--------|-------------|---------------|-------------|----------|
| <i>c</i> 001 | — | 0°00′ | 90°00′ | 90°00′ | 0°00′ | 90°00′ |
| <i>b</i> 010 | 0 00′ | 90 00 | 0 00 | 90 00 | — | 0 00 |
| <i>a</i> 100 | 90 00 | 90 00 | — | 0 00 | 90 00 | 90 00 |
| <i>p</i> 130 | 21 38 | 90 00 | 0 00 | 68 22 | 90 00 | 21 38 |
| <i>m</i> 110 | 49 57 | 90 00 | 0 00 | 40 03 | 90 00 | 49 57 |
| <i>g</i> 210 | 67 12 | 90 00 | 0 00 | 22 49 | 90 00 | 67 11 |
| <i>o</i> 031 | 0 00 | 73 26 | 16 34 | 90 00 | 0 00 | 16 34 |
| <i>v</i> 308 | 90 00 | 26 34 | 90 00 | 63 26 | 26 34 | 90 00 |
| <i>n</i> 304 | 90 00 | 45 00 | 90 00 | 45 00 | 45 00 | 90 00 |
| <i>q</i> 101 | 90 00 | 53 08 | 90 00 | 36 52 | 53 08 | 90 00 |
| <i>t</i> 302 | 90 00 | 63 26 | 90 00 | 26 34 | 63 26 | 90 00 |
| <i>u</i> 301 | 90 00 | 75 58 | 90 00 | 14 02 | 75 58 | 90 00 |
| <i>w</i> 501 | 90 00 | 81 28 | 90 00 | 8 32 | 81 28 | 90 00 |
| <i>r</i> 111 | 49 57 | 60 08 | 41 45 | 48 24 | 53 08 | 56 05 |
| <i>s</i> 331 | 49 57 | 79 10 | 16 34 | 41 15 | 75 58 | 50 49 |
| <i>x</i> 441 | 49 57 | 81 50 | 12 35 | 40 44 | 79 23 | 50 27 |
| <i>y</i> 131 | 21 38 | 74 32 | 16 34 | 69 11 | 53 08 | 26 22 |
| <i>m:n</i> | (110):(110) = | 80°06′ | <i>rm</i> | (111):(110) = | 29 52 | |
| <i>pm</i> | (130):(110) = | 28 19 | <i>ss</i> | (331):(331) = | 97 30 | |
| <i>oo</i> | (031):(031) = | 146 52 | <i>ss</i> | (331):(331) = | 78 24 | |
| <i>rr</i> | (111):(111) = | 67 50 | <i>sm</i> | (331):(110) = | 10 50 | |
| <i>rr</i> | (110):(111) | 83 11 | | | | |

Второстепенные формы (Гольдшмидт, 1918): *l*(410), *e*(014), γ (1.0.16), ξ (106), *i*(103), *d*(102), *k*(203), *z*(502), *u*(301), ζ (702); кроме этого, известны (в установке Гольдшмидта): (032), (041), (308), (332).

Здесь принята наиболее распространенная морфологическая установка Гольдшмидта (1897), оси которой совпадают с осями вышеприведенной рентгеновской установки. γ длина единичного отрезка по оси *c* в 3 раза меньше; по сравнению с установкой Дав. ($a : b : c = 0,8400 : 1 : 0,5549$) значение *c* в 2 раза больше.

Внешний облик кристаллов хорошо иллюстрирует промежуточное структурное положение пренита между слоистыми и каркасными силикатами: обычное у тех и других удлинение по оси *b* соответствует направлению пироксеновых кремнекислородных цепочек.

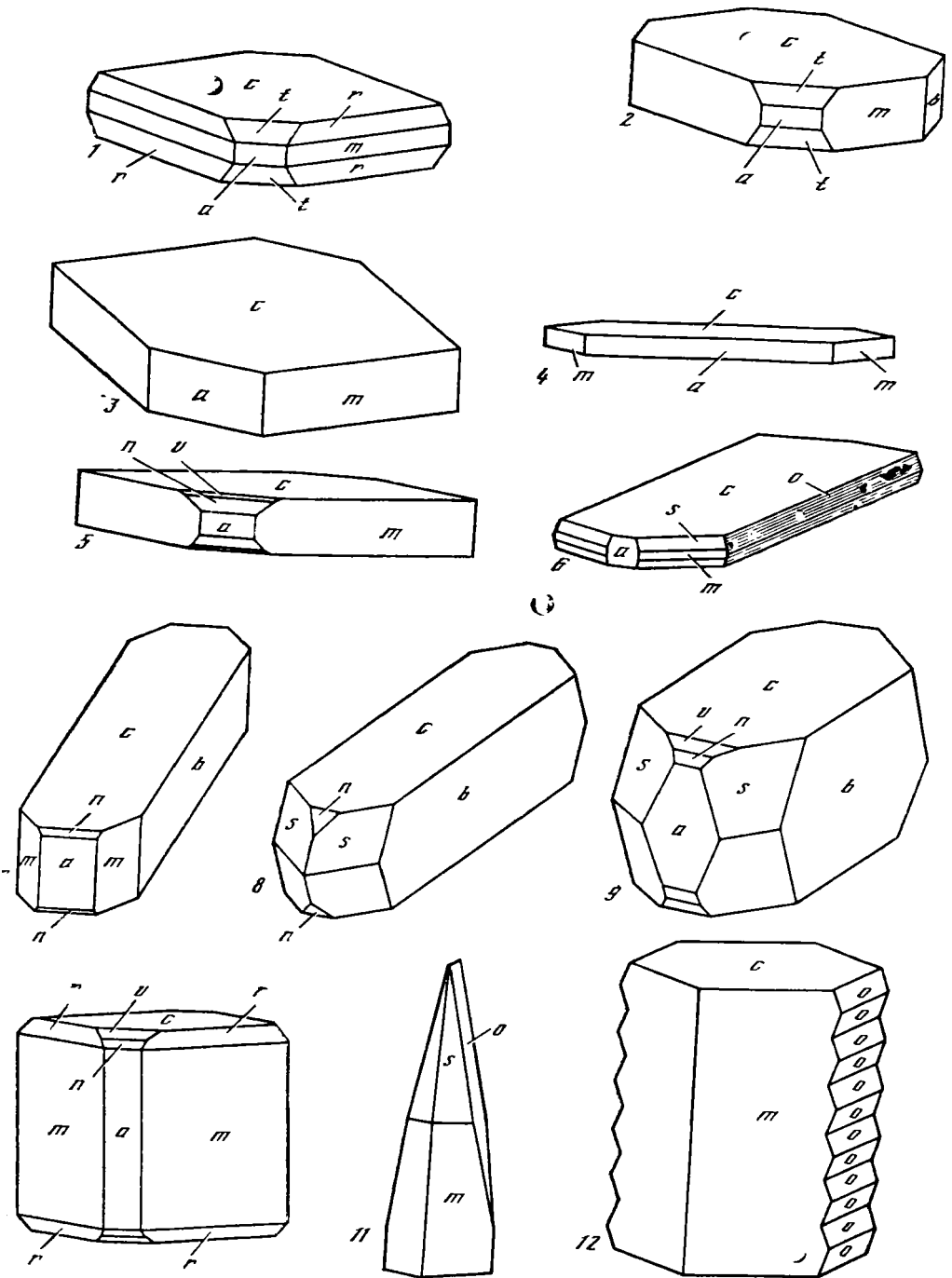
Вместе с тем встречаются и длиннопризматические кристаллы, вытянутые по оси [16]; вероятно, *Np* пренита параллельна оси *b*, а не оси *a*, как считает Хэнеком.

Кристаллы (фиг. 80, 1—11) обычно толсто-, реже тонкотаблитчатые, довольно часты почти изометричные и столбчатые, иногда остроконечные. Некоторые «кристаллы» представляют собой полисинтетические двойники по (001) и по (110) — фиг. 80, 12.

Очень типичны сферолиты (фиг. 81). Нередко обнаруживаются переходные формы от монокристаллов к сферолитам. Встречаются «упорядоченные» сферолиты с одинаковой оптической ориентировкой всех составляющих эти сферолиты кристаллов (фиг. 82). Такие полисинтетические сростки, в свою очередь, могут сростаться по (010) [17].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (001) ясная до совершенной; по (110) неясная (по Хинце), по Трёгеру (1980) — несовершенная спайность по (100). Кузнецкий [18] указывает на две системы совершенной спайности у пренита (сходство с полевыми шпатами).

Излом неровный. Хрупок. Тв. 6—6½. Уд. в. 2,82—2,96. Чистые кристаллы пренита прозрачны и бесцветны, в агрегатах и сплошных массах белый, зеленоватый, голубовато-зеленоватый, желтый, изредка розовый [19]. Зелена-

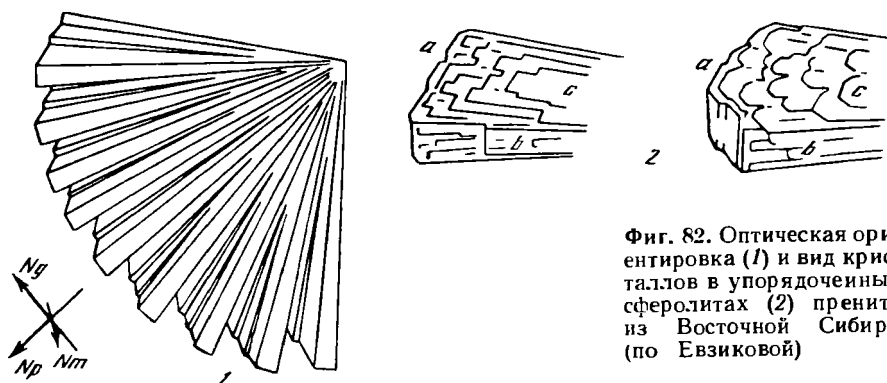


Фиг. 80. Кристаллы пренита

— Карадаг, Крым (по Шкабара); — Ашкрофт, Британская Колумбия, Канада (по Наффилду); 4, 5 — Эрцбург, Тюрингия, ФРГ (по Стренгу); 6 — Пенсильвания, США (по Фрэзеру); 7 — Долмени, Линлитгоу, Великобритания (по Хэдлу); — Касторфин-Холл, Эднбург, Великобритания (по Хэдлу); 9 — Шотландия (по Грегу и Летсону); — Ратшингер, Тироль, Австрия (по Науману); 11 — Йордансмюль, Силезия, ГДР (по Бойтсону); 12 — Эднбург, Великобритания (по Хэдлу)



Фиг. 81. Сферолит преhnита (по Гарсия-Цервегон и др.)



Фиг. 82. Оптическая ориентировка (1) и вид кристаллов в упорядоченных сферолитах (2) преhnита из Восточной Сибири (по Евзиковой)

окраска, видимо, обусловлена тонкой примесью хлорита [15, 20, 21] или серпентина [22], желтый оттенок — глинистыми частицами [2]; розовый цвет преhnита из лав Кьюннуо связан с включениями самородной меди [23]. Черта белая. Бл. стеклянный, в изломе сплошных масс жирный, на плоскостях спайности перламутровый. Обнаруживает пьезоэлектрический [24] и пироэлектрический (по Хинце) эффекты.

Козфф. теплопроводности $K = 8,54$ ккал см·с·град. На ИК-спектре имеются полосы поглощения 530, 640, 675, 740, 815, 868, 950, 980, 1075, 1090, 1650 см⁻¹ [25], а также 3450 и 3500 см⁻¹ (связанные с колебанием ОН-групп) [26]. С увеличением содержания Fe³⁺ в позиции Al(2) увеличивается относительная интенсивность поглощения полосы 3450 см⁻¹, что свидетельствует о большей энергии связи гидроксила в FeO₆-октаэдрах [26, 27].

Стандартная энтропия $S_{298}^0 = 69,7$ э. е., стандартная энтропия образования из элементов $S_{298}^0 = -302,4$ э. е., стандартная свободная энергия образования из элементов $\Delta Z_{298}^0 = -1389,8$ ккал, стандартная энтальпия образования из элементов $\Delta H_{298}^0 = -1480,0$ ккал, мольный объем $V = 3369$ кал/бар [28]. Стандартная теплоемкость при постоянном давлении $C_{p,298} = 69,97$ кал/К·моль. Температурная зависимость теплоемкости имеет вид $C_p = 97,04 + 29,99 \cdot 10^{-3} T - 25,02 \cdot 10^6 T^{-2}$ [29].

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветен. Погасание прямое, но в отдельных волокнах сферолитов может быть косым с переменным углом вследствие закрученности волокон [2]. Для сферолитов и сильно расщепленных кристаллов типично волнистое погасание [3, 30]; такое погасание нередко проявляется даже при слабом расщеплении кристаллов [18]. Двусный (+). Пл. опт. ос (010); $Ng=c$, $Nm=b$, $Np=a$ (по Хинце, 1897; Винчеллу, 1953; Трэгеру, 1980)

Оптические константы большинства изученных пренитов изменяются в незначительных пределах: $n_g=1,634-1,646$, $n_m=1,618-1,627$, $n_p=1,612-1,616$, $2V=62-69$. У сильно железистых пренитов показатели преломления значительно выше: n_g до 1,678, n_m до 1,658, n_p до 1,648, а угол $2V$ уменьшается до $15-20^\circ$ [26, 31]. Внутри «монокристаллов» в скрещенных николях нередко отмечаются неоднородности: зональное и секторальное строение, структура песочных часов, полисинтетическое двойникование с разворотом отдельных слоев вокруг [001] на 90° [8, 15, 26, 32, 33]. Отдельные зоны и пирамиды роста граней резко различаются как по содержанию железа, так и по оптическим константам [8, 15, 26]. Например, в одном кристалле из Ховуаксинского месторождения (Тувинская АССР) [8, 26] оптические константы меняются в пределах: $n_g=1,643-1,675$, $n_m=1,619-1,646$, $n_p=1,615-1,645$, $2V=62-67^\circ$ — при колебании содержания Fe_2O_3 от 1 до 11% ; двупреломление при этом остается постоянным (0,028—0,030) [26]. Вообще для большинства пренитов характерны очень узкие пределы колебания двупреломления; 0,020—0,032, реже n_g-n_p достигает 0,052 [31]. Лоскутов [34] описал практически не содержащий Fe пренит с очень низкими показателями преломления и двупреломлением: $n_g=1,627$, $n_m=1,623$, $n_p=1,614$, $n_g-n_p=0,013$, $2V=65^\circ$. Буссен и соавторами [35] описали пренит из титаномагнетит-перовскитовых пород Кольского полуострова с еще более низким светопреломлением ($n_g=1,618$, $n_p=1,591$), но с нормальным двупреломлением (0,027); в этом прените угол $2V_g=2^\circ$ (а не 0° , как обычно) [35]. В ряде случаев малая величина угла $2V$ при обычном или несколько повышенном светопреломлении, возможно, объясняется субмикроскопическим двойникованием минерала [10, 36]. Удлинение в большинстве случаев положительное. Согласно Винчеллу (1953), удлинение отрицательное у таблитчатых кристаллов и положительное — у призматических. Однако в первую очередь знак удлинения определяется ориентировкой плоскости среза: в сечениях, параллельных [010], удлинение положительное, в сечениях, перпендикулярных [010], — отрицательное.

Обычная схема дисперсии оптических осей $v>r$ (по Хинце). Часто встречается пренит с аномальной ($r>v$) и перекрещенной дисперсией [8, 18]. Аномальная дисперсия и интерференционная окраска редко наблюдаются у обычных пренитов и очень характерны для железистых разновидностей [1, 26]. Имеется ряд указаний на аномальную дисперсию, малый угол $2V$ и аномальную интерференционную окраску у пренитов неизвестного состава [36—38]. Оптические аномалии наиболее сильны в сечениях, перпендикулярных оси c [26].

Из включений наиболее обычна тонкая вкрапленность хлорита (с которой, по-видимому, связана зеленоватая окраска пренита в штуфах); более редки включения асбеста, лимонита, глинистых частиц [2]. Очень часты ориентированные включения пренита по трещинкам спайности биотита; $(001)_{\text{пренита}} \parallel (001)_{\text{биотита}}$ [39—41]. Нередко отмечается полисинтетическое двойникование [18, 35]. Данные Ричмонда [32] указывают на переслаивание индивидов параллельно (001) с разворотом на 90° вокруг оси [001]. Винчелл (1953) отметил две системы двойникования — параллельно и перпендикулярно (100). Аumento [10] указал на две системы двойникования: двойниковая ось [001], плоскости срастания (110) и (010).

Хим. Теор. состав: $CaO - 27,20$; $Al_2O_3 - 24,725$; $SiO_2 - 43,71$; $H_2O - 4,365$. Отклонения от теоретического состава в большинстве случаев невелики. Содержание MgO , Na_2O и K_2O обычно не превышает десятых долей процента. Более высокие содержания этих компонентов (до 2%) связаны, возможно, с примесями сопутствующих минералов: серпентина, хлорита, натролита, апофиллита, альбита. Максимальное содержание $MnO - 0,57\%$ [42], обычное — около $0,1\%$. Пренит из датолитовых скарнов содержит до 4% V_2O_5 и до $\sim 1\%$ титана, который, по-видимому, замещает ОН-группы [43]. Прениты из ультраосновных пород нередко содержат Ni и Co (6—8 г т) [44]. Наиболее важно для пренита изоморфное замещение Al в октаэдрической координации трехвалентным железом, содержание которого иногда может достигать 11% [8, 26, 31].

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|--------|--------|----------|---------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Na ₂ O | | | 0,06 | Не обн. | 0,12 | 0,11 | 0,15 | 0,23 | 0,10 |
| K ₂ O | — | — | 0,14 | » | 0,30 | 0,08 | 0,11 | 0,25 | 0,05 |
| MgO | 0,33 | 0,70 | | 0,16 | 0,04 | 0,07 | 0,02 | 0,01 | 0,08 |
| CaO | 27,45 | 26,70 | 26,45 | 27,45 | 27,32 | 26,20 | 25,40 | 27,09 | 25,70 |
| MnO | Сл. | — | 0,04 | — | 0,10 | 0,04 | — | — | 0,02 |
| FeO | Сл. | 0,57 | 0,14 | 0,20 | 0,19 | 0,03 | 0,03 | 1,12 | 0,03 |
| Al ₂ O ₃ | 24,36 | 24,73 | 24,10 | 24,26 | 25,95 | 21,70 | 19,60 | 21,02 | 17,00 |
| Fe ₂ O ₃ | Сл. | 0,03 | 0,96 | 0,58 | 1,07 | 3,50 | 6,20 | 5,38 | 9,65 |
| SiO ₂ | 43,58 | 42,30 | 43,75 | 42,48 | 40,65 | 43,40 | 43,90 | 40,92 | 42,30 |
| TiO ₂ | 0,24 | — | 0,14 | Не обн. | 0,05 | 0,01 | 0,04 | 0,04 | 0,03 |
| H ₂ O ⁺ | | 5,06 | 4,35 | 4,44 | — | — | — | — | — |
| H ₂ O ⁻ | | 0,37 | 0,03 | — | — | — | — | — | — |
| П. п. | 4,61 | — | — | — | 4,13 | 4,40 | 4,35 | 4,20 | 4,20 |
| Сумма | 100,57 | 100,46 | 100,27 * | 99,57 | 99,92 | 99,54 | 99,80 | 100,26 | 99,16 |
| Уд. в. | — | 2,93 | 2,93 | — | 2,928 | 2,935 | 2,943 | — | — |
| n _g | 1,627 | 1,650 | 1,646 | 1,634 | 1,642— 1,646 | 1,646— 1,672 | 1,661— 1,671 | 1,652— 1,675 | 1,669— 1,678 |
| n _m | 1,623 | | 1,626 | 1,619 | 1,623— 1,627 | 1,621— 1,643 | 1,633— 1,644 | 1,629— 1,646 | 1,643— 1,658 |
| n _p | 1,614 | 1,627 | 1,616 | 1,611 | 1,614— 1,618 | 1,617— 1,642 | 1,631— 1,643 | 1,624— 1,645 | 1,639— 1,648 |
| 2V° | 65 | 66 | 66 | 58 | 64—67 | 27—65 | 20—35 | 15—60 | 43—68 |
| a ₀ (Å) | — | — | 4,62 | — | 4,64 | 4,64 | 4,66 | 4,67 | 4,67! |
| b ₀ | — | — | 5,47 | — | 5,47 | 5,47 | 5,47 | 5,47 | 5,47 |
| c ₀ | — | — | 18,48 | — | 18,47 | 18,50 | 18,55 | 18,56 | 18,55 |

* В том числе P₂O₅—0,01.

1—из диабазов Новой Земли (СССР) [34]; 2—из измененных метафиров месторождения Пасен (Чехословакия) [42]; 3—из хлоритовых сланцев Кангасниemi (Финляндия) [3]; 4—из контактово-метаморфизованных известняков пров. Тамилнад (Индия), анал. Тимми Четти [45]; 5—8—из метасоматитско-никелькобальтового месторождения Ховуаксы (Тувинская АССР); 5, 6—анал. Фомина, 7, 8—анал. Алексеева [26]; 9—Норильское месторождение (Красноярский край), анал. Алексеева [26].

Диagn. исп. В HCl растворяется с трудом (указание Винчелла (1953) о растворении в HCl ошибочно); после прокаливания разлагается в HCl с выделением геля кремнезема. Растворяется в смеси HF+H₂SO₄ [46, 47]. П. п. тр. сначала расщепляется на тонкие пластинки и легко плавится с вспучиванием и образованием пузыристой белой или желтоватой эмали; ее цвет зависит от содержания железа. В закрытой трубке выделяет воду. Обезвоженный порошок имеет сильнощелочную реакцию [47].

Повед. при нагр. На кривых ДТА (фиг. 83) пренита фиксируются эндотермический эффект около 800° и экзотермический — при 930—1000° [48]. Эндотермический эффект около 800° соответствует удалению групп OH и разрушению структуры; у маложелезистых пренитов он имеет два максимума: 740—780 и 850—875° [25, 49]. По предположению Рудашевского и др. [25], эти максимумы свидетельствуют о двух структурно различных положениях гидроксила [6]. Для высокожелезистых пренитов характерно слияние обоих максимумов [26]. При 980—1000° в пробах маложелезистых образцов образуются анортит и волластонит [25, 48]; из высокожелезистого пренита, кроме этих фаз, образуется еще некоторое количество кристобалита и окислов железа, температура экзотермического эффекта снижается до 930—950° [26]. При 1250 или 1200° у Fe-пренита проявляется сильный эндотермический эффект, соответствующий плавлению образующихся высокотемпературных фаз [26]. На некоторых кривых ДТА отмечаются слабые эндотермические эффекты, связанные с примесями других минералов [25, 50]; редко проявляющийся слабый пик при 75° соответствует удалению гигроскопической воды [50].

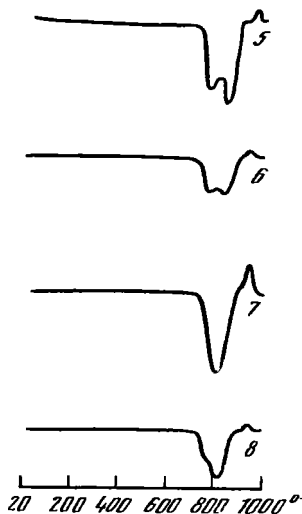
Находж. Широко распространен. Относится к типичным продуктам низкотемпературного регрессивного метаморфизма [39, 50—53].

Судя по экспериментальным данным, пренит, по-видимому, устойчив в диапазоне от 240° и давлении 1 кбар [54] до 400° и давлении 3—5 кбар [55], при условии достаточно низкой мольной доли CO_2 во флюиде (иначе образуются кальцитсодержащие парагенезисы минералов) [56—58].

Условия, необходимые для образования пренита, создаются в ходе следующих процессов изменения и образования горных пород: 1) гидротермальное изменение основных и ультраосновных пород; 2) изменение кислых изверженных пород; 3) региональный метаморфизм осадочных и вулканогенно-осадочных пород; 4) образование скарнов и других контактово-метаморфических пород. Наиболее часто пренит встречается в измененных основных и ультраосновных породах — глубинных, гипабиссальных и эффузивных; по-видимому, в большинстве случаев образование пренита обусловлено автотермическими гидротермальными процессами, которые могут проявляться регионально [59, 60] (особенно в гипабиссальных и эффузивных породах [61—63]). Формы нахождения пренита весьма разнообразны. В базальтах и андезитах он образует жилы и прожилки, часто миноминеральные, слагает миндалины, является продуктом замещения плагиоклазов, вулканического стекла, клинопироксенов [64, 65].

В глубинных основных и ультраосновных породах пренит в основном слагает прожилки, возникает в процессе изменения плагиоклазов [35, 49]. Очень часто встречаются биотит-пренитовые ориентированные сростания; предполагается, что пренитизация биотита связана с уралитизацией пироксенов (часть их Са входит в состав пренита) [39, 66]. По Муру [39], по плагиоклазу развиваются эпидот и сосюрит, а не пренит; пренитизация биотита рассматривается как протекающая параллельно с сосюритизацией плагиоклазов [39].

В СССР пренит в связи с глубинными, гипабиссальными и эффузивными породами известен во многих местах. На Украине в ультраосновных породах Девладовского месторождения (Криворожье) он образовался по плагиоклазу и пироксенам [67]; в базальтах Волыни, вскрытых скважиной у с. Бережцы, пренит слагает крупные миндалины [68]. В Закарпатье распространен в спилитах и диабазах Раховского массива (Тячевский район) в ассоциации с хлоритом, лейкоксеном, карбонатами, лотритом, титаномагнетитом и др. [69]; в кератофирах и спилитах Тростянца вместе с ломонитом и томсонитом кристаллизовался после альбитизации плагиоклаза [70]. Известен во многих местах Крыма: в диабазах, габбро-диабазам и спилитах Карадага, кератофирах и туфобрекчиях района Симферополя, на склонах Аю-Дага и в районе Гергневского монастыря; находится с хлоритом, кальцитом, кварцем, датолитом [21, 71]. В Армении и Грузии вместе с пумпеллиитом и селадонитом широко распространен в миндалинах верхнеюрских и меловых базальтов и андезитов Кафанского антиклинория [72, 73]. В основных и ультраосновных породах Малого Кавказа (АрмССР и АзССР) пренитизация начиналась в среднетемпературную стадию замещения плагиоклазов и заканчивалась при образовании низкотемпературных жил с цеолитами [49, 62, 74, 75]. Пренит в ассоциации с пумпеллиитом часто встречается в породах зеленокаменного пояса Урала, где замещал плагиоклаз, реже моноклинные пироксены [73, 76—80]. Пренит наряду с пумпеллиитом слагает миндалины и содержится в основной массе силур-девонских андезитовых и базальтовых порфиритов Байского рудного района [80]. Широко распрост-



Фиг. 83. Кривые ДТА пренитов различной железистости
5—8 — номера химических анализов

ранен в рудоносных дифференцированных интрузиях Норильского района вместе с пектолитом, ксонотлитом, таумаситом, кальцитом он является продуктом низкотемпературного кальциевого метасоматоза; наблюдается различных парагенезисах, выделялся в широком интервале температур [1, 31, 60, 22]. Другие проявления пренита в Красноярском крае известны по р. Котуй (пренитовые жилы с кальцитом в триасовых базальтах) [2] в районе Табратского железорудного месторождения (прожилковая пренитизация габбро и габбро-диоритов) [81]. В габбро-диабазы Коммунарского месторождения (Хакасия) пренит находится в ассоциации альбитом, кварцем, адуляром, эпидотом, цеолитами, кальцитом [82]. В околорудных метасоматитах Ховуакитского Ni-Co-месторождения (Тувинская АССР) встречены зональные кристаллы пренита с высоким содержанием железа [8, 26]. В свинцово-цинковых месторождениях Рудного Алтая (Сокольное, Карчига, Черепановское, Шемонаихинское и др.) пренит обычен как продукт замещения плагиоклаза диабазов и габбро [83]. В Узбекистане пренитизированные габбро и диабазы известны: в Бельтауском массиве [42], в месторождениях Хандизинском, Актеле, Пирмирабе, Курусай, Кучар [84—86]. Пренитизация плагиоклазов и образование прожилков пренита широко проявились в субщелочных долеритах-монцонитах на Западном побережье Сахалина [87]. На Кольском полуострове пренит обнаружен в титаномагнетит-перовскитовых рудах ультраосновного массива Африканда [34], в кварц-аксинитовых жилах среди габбро и диабазов Печенгского района [88], в медно-никелевых месторождениях [89], в амфиболитах левобережья р. Воронь (в ассоциации с анальцитом, хлоритом, пумпеллитом) [90]. Кристаллы агрегаты пренита были встречены в прожилках, секущих диабазы Новой Земли [34].

За рубежом пренитовая минерализация в основных породах известна в районе Княжево (Болгария) (ассоциация с хлоритом, эпидотом, пумпеллитом, калиевым полевым шпатом, кварцем, халцедоном, ломонитом, гематитом и самородной медью) [91, 92]; в серпентинитах Джорданова (Польша) известны тонкокристаллические прожилки и медово-желтые кристаллы пренита [93] в протерозойских базальтах (Чехословакия) пренит выполняет пустоты заместил часть плагиоклазов, стекла и пироксенов [64, 94]; в ФРГ в массиве Оденвальд [59] и на месторождении Нидеркирхен [95] обнаружены биотит-пренитовые сростания и пренит по плагиоклазу; во Франции пренит в ассоциации с пумпеллитом широко распространен в спилитах Южных Вогезов [96]; в Италии установлен в массиве Вольтри [97] и в окрестностях Пизы [98]; в серпентинитовом комплексе Тотальп (Швейцария) пренит сопровождается пумпеллитом, диопсидом, гранатом, актинолитом [61]; в Испании (пров. Мурсия) Fe-пренит в ассоциации с тремолитом, альбитом, кальцитом, хлоритом, гематитом, пиритом [50] содержится в долеритах Вальдохорнил [51] и в амфиболитах пров. Кордова [99]; в Ирландии известны пренит-биотитовые сростания в амфиболитах округа Донегал [41]. В базальтах Западно-Гренландии обнаружен в секущих жилах в ассоциации с ксонотлитом, пектолитом, апофиллитом, кальцитом. В США наиболее известен розовый пренит лавовых потоков Кьюннуу (шт. Миннесота), находится там с томсонитом, самородной медью и хлоритом [23, 100]; пренитовые прожилки имеются в амфиболитах месторождения Кингс-Маунтин (Северная Каролина) [4], монохлоритовые прожилки, сростания с биотитом и крупные (до 2 см) кристаллы пренита — в серпентинитовом массиве Салинсан (Калифорния) [101], прожилки пренита в диабазе — близ Куперсбурга (шт. Пенсильвания) [102]. На о-ве Ванкувер (Канада) пренит с пумпеллитом слагают миндалины и заместил часть стекла и плагиоклазов [7]. В Африке (район Вади-Мубарак, Египет) обнаружены биотит- и хлорит-пренитовые сростания в уралитизированном габбро [66]; в Намибии в габбро комплекса Танталит-Вэлли пренит образвался по биотиту [37]; в Нигерии в массиве Эзиатор-Хилл за счет основного плагиоклаза и авгита возникла ассоциация серпентин—пренит—ломонит—натролит [103]. В Индии пренит вместе с цеолитами распространен в спилит-

Деканского плоскогорья [104]. В Японии пренитизированные основные эффузивы известны в префектурах Симане [65] и Нагано [105]. В Антарктиде прожилки с пренитом, кальцитом и кварцем обнаружены в долеритах района ледника Шеклтона [106]. Значительные количества пренита содержатся в родингитах — жильных кальцево-силикатных метасоматических породах, залегающих в серпентинитовых массивах и образовавшихся в результате метасоматической переработки жильных пироксенитов и габбро. Родингиты состоят из диаллага, пренита и гроссуляра; пренит в некоторых родингитах преобладает [107, 108]. В СССР родингиты известны в серпентинитах Чу-Балхашского, Тектурмасского и Улутауского ультраосновных массивов (Казахстан) [108]. Впервые родингиты как существенно пренитовые породы были обнаружены на о-ве Родинг в Новой Зеландии [107]; кроме того, они известны на побережье Калифорнии [108], в Италии [109], Турции [110], Сирии [111], Японии (в хромитовых месторождениях Такоси Мойн, преф. Окаяма) [112].

В кислых породах пренит также обычен как минерал поздних автотоморфических процессов [34, 113, 114]; по Ферсману [115], он является продуктом кристаллизации постпегматитовых геофаз. Формы выделений пренита в пегматитах те же, что и в основных породах [34, 36, 113, 116]. Пренитизация кислых пород в СССР проявилась в районе Паужетки на Камчатке, где в туфах дацитового состава наряду с образованием друз кристаллов пренита в пустотах происходило замещение пренитом вкрапленников плагиоклаза основной массы пород и формирование пренит-ломонтитовых прожилков [36]. Незначительные количества пренита (почковидные и радиально-таблитчатые агрегаты) встречаются в пегматитах Изумрудных Копей на Урале [19]. В измененных гранодиоритах Китайского массива (Тарбагатай) пренит развивался по плагиоклазу и биотиту [114]. Вместе с эпидотом и десмином обнаружен в пегматитовой жиле у станции Имандра [115]; встречается в гранитных пегматитах Карелии [47]. Известен во многих местах Чехословакии: в измененных пегматитах (и их эндоконтактовых зонах) Жикова, Железных гор, Шумавы, в породах Чешского массива и Западных Карпат [117], в Татрах [46]; в Швейцарии близ Ривьеры имеются пегматиты с поздней ассоциацией пренит-ломонтит-апофиллит-адуляр-кварц [118]; пренитсодержащие альпийские жилы Швейцарии и Германии описаны Ферсманом [115], который отметил также пренитизацию пегматитов Стригау в Силезии и гранитов в Бавено (Италия) [115]. В Норвегии в разнообразных гранитных породах Южного Даларна пренит образовался по биотиту [113]; в Швеции известны эпидот-пренитовые жилы в гранитах Упсалы [119]; встречен в гранитах Корнуэлла в Англии и в нескольких местах ФРГ (по Хинце); в Блудерн-Маунт, шт. Массачусетс (США), наблюдаются прожилки пренита в гранодиоритах, пегматитах и гнейсах [34]. Маломощные прожилки пренита имеются в диоритовых пегматитах на юго-востоке Новой Гвинеи [116].

Помимо основных и кислых пород, известны пренитовые проявления в связи с щелочными породами. В щелочных пегматитах Африканды пренит с натролитом, мезолитом, сколецитом и кальцитом образовался за счет нефелина и канкринита [20]; это один из поздних минералов нефелиновых сиенитов Пункова в Карпатах (Польша) [120]; по данным Нурлыбаева [121], встречается в массивах нефелиновых сиенитов Казахстана.

При региональном метаморфизме осадочных и вулканогенно-осадочных пород [28, 53, 57, 58, 122, 123] температуры образования ассоциаций ломонтит-пренит-кварцевой и пренит-пумпеллиитовой фаций могут быть почти такими же, как при диагенезе [124], но парциальное давление CO_2 для образования метаморфических ассоциаций с пренитом должно быть очень низким. При образовании ассоциаций пренит-пумпеллиитовой фации температура и давление CO_2 во флюиде несколько выше, чем при образовании ассоциаций ломонтит-пренит-кварцевой фации, которая близка к диагенетической глинисто-карбонатной [123]. Как и в изверженных породах главная масса пренита при диагенезе образовалась при замещении плагиоклаза (обломочного) стекла (в вулканокластических отложениях). Нередко встречаются почти

мономинеральные пропластки пренита и пренитовые прожилки [125]. Зеленокаменные изменения пренит-пумпеллиитовой фации широко проявились в полях многих колчеданных месторождений Южного Урала (Сибай, Учалы и др.) [126]; по-видимому, региональный характер эта ассоциация имеет и в порфиритах Гайского рудного района. Пренитизированные пироксен-плагиоклазовые сланцы архея встречаются на правом берегу Алдана (Якутия) [127]. Известна прожилковая пренитизация в метаморфических породах синклинория Бушевиль в Северных Пиренеях (Франция) [128], на юго-западе о-ва Сардиния (Италия) [129], а также в Финляндии в районе Кангасниери, где установлены многочисленные секущие пренитовые прожилки в хлоритовых сланцах, пегматитах и в пироксеновом габбро [3]. Наложенная пренитизация отмечена для пород Южной Норвегии, относящихся к амфиболитовой и гранулитовой фациям [40]. Пренит-пумпеллиитовая и пренит-ломонтитовая ассоциации распространены в метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложениях триаса и юры шт. Орегон (США) [130]; на о-вах Сан-Хуан в шт. Вашингтон в аналогичных отложениях обычна ассоциация арагонит+пренит+лавсонит, указывающая на глубокое, но кратковременное погружение пород [131]. Интенсивная пренитизация характерна для метаморфизованных известково-глинистых отложений о-ва Наварино (Чили); пренит здесь частью замещает скелеты радиолярий [125]. В Марокко таблитчатые кристаллы пренита встречены в метаморфизованных известняках [132]. В Австралии в метаморфизованных палеозойских породах Нового Южного Уэльса выделены три парагенезиса пренита: пумпеллиит-кварц-кальцитовый, эпидот-кварц-кальцитовый и альбит-кальцитовый [38]. В Антарктиде пренит обнаружен на горе Флеминг в маломощном горизонте среди пермских известняков в ассоциации с анальцимом, ломонтитом, гроссуляром, рипидолитом [133] и на о-ве Александра в цементе и во вкрапленниках плагиоклаза нижнемеловых отложений [124].

Очень большое число находок пренита связано с контактово-метаморфическими образованиями. Хотя пренит в них и встречается с типичными скарновыми минералами (диопсидом, гроссуляром, везувианом, волластонитом, скаполитом, актинолитом, тремолитом), но является результатом регрессивного по отношению к основной фазе скарнообразования метаморфизма; пренитизация более поздняя и более низкотемпературная; нередко пренит замещает типичные минералы скарнов [16, 27, 134]. Как и в месторождениях других типов, замещает плагиоклаз (в роговиках и в зоне эндоскарна), а также образует жилы и прожилки, местами весьма обильные [18, 45, 135, 136].

Пренитизированные контактовые роговики известны в Хибинском массиве [136], в экзоконтактовых зонах пластовых диабазов Кольского полуострова и Коми АССР (в кальцифирах и известковых роговиках) [137, 138]. Почти мономинеральная пренитовая порода установлена в скарнах Кедабекского района (АзССР) [139]. Широко распространен пренит в скарнах и других контактово-метаморфических породах Средней Азии (месторождения Кансай, Алтын-Топкан, Чаркасавах, Кучар, Актее и др.) [86]. В бассейне р. Курейки (Красноярский край) в скарнированных и ороговикovaných песчаниках установлены пренит, дадолит и апофиллит [140]; В-содержащий пренит (4,32% V_2O_5) найден в небольшом количестве в дадолитовой породе одного из скарновых месторождений [43]. В Эмельджакском флогопитовом месторождении (Южная Якутия) пренит встречается в пироксен-скаполитовой околоскарновой породе и в гроссуляр волластонитовом эндоскарне; образовался путем замещения скаполита, гроссуляра и пироксена [141]; вместе с исландским шпатом образует жилы [30]. Интенсивно пренитизированные везувиан-пироксеновые скарны в контакте сиенитов с известняками известны в Ботогольском гольце (Восточный Саян) [18]. Весьма обычна пренитизация в скарнах свинцово-цинковых месторождений Дальнегорского рудного поля [37]. За рубежом пренитовые проявления в контактово-метаморфических породах известны в Польше — в диопсид-тремелитовых скарнах Золотого Штока [25, 142], в ФРГ — в баварских дадолитовых скарнах (по Хинце), в Швеции — в гроссуляровых скарнах блчз Биллингена [134], в Португалии — в контакте ксенолита из-

вестково-силикатных сланцев с гранитоидами; во французских Пиренеях Слиз г. Монфакон — в гроссуляр-везувиановом скарне с хлоритом и эпидотом [143], на севере Англии — в экзоконтактовой зоне долеритовой интрузии Уан-Силл [144], в Калифорнии (США) — в месторождении Эль-Феномено в актинолит-аксинит-диопсид-гроссуляровом скарне, в ассоциации с апофиллитом, в ЮАР — в известковых роговиках массива Инеизва — по диопсиду и гроссуляру [16], в шт. Тамилнад (Индия) пренитизация развита в зонах экзо- и эндоскарна [45]. О прените неясного генезиса см. в работах [145—149].

Изм. По мере падения температуры в ходе процессов метасоматоза может замещаться калневыми или магнезиально-железистыми минералами: апофиллитом [60], серпентином [22], хлоритом [21, 37]. Довольно часто устанавливается замещение кальцитом [20, 37]. Известны псевдоморфозы серицита по прениту [46]. На дневной поверхности устойчив, встречается в аллювиальных отложениях [150].

Искусств. Синтезируется в автоклаве в системе $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ или в более сложных системах при температурах 250—500° и общем давлении 1—7 кбар [54—56, 151]. Нижняя граница устойчивости пренита — около 240° при давлении 1 кбар [54]. Образуется также в системах с CO_2 , но при этом большая доля CO_2 (x_{CO_2}) в смеси $\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2$ должна быть достаточно низкой — тем ниже, чем больше общее давление ($x_{\text{CO}_2} < 0,2$ при $P_{\text{общ}}=1$ кбар, $x_{\text{CO}_2} < 0,15$ при $P_{\text{общ}}=2$ кбар) [57]. Образуется из смеси анортит+волластонит+вода; оптимальные условия синтеза: 350—530° и давление выше 1 кбар; 100%-ный выход пренита достигается только в очень длительных опытах [55].

Отл. Прениты с ясной спайностью по двум направлениям могут быть приняты за полевой шпат [18], в сплошных белых массах — за клевеландит. От полевых шпатов отличается более высокими показателями преломления, большим двупреломлением и большим удельным весом. От лавсонита — меньшим светопреломлением, от данбурита — большим двупреломлением, от изтолита — наличием спайности и положительным $2V$, от томсонита — большим светопреломлением, удельным весом и твердостью [23]. У андалузита, топаза и волластонита, с которыми также можно спутать пренит в шлифах, меньшее двупреломление.

Разнов. Железистый пренит — ferriprehnite [1]. Повышенные содержания Fe^{3+} неоднократно отмечались в пренитах [49, 143], но впервые содержание Fe^{3+} , близкое к максимально возможному, установлено Золотуниным и др. [1] в образцах из норильских руд. Наибольшее содержание Fe, зафиксированное микросондом (11% Fe_2O_3), соответствует примерно 52% содержания минала $\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$ (формула железистого минала, приведенная Винчеллом (1953) — $\text{H}_2\text{Ca}_2\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ — неверна, так как Fe^{3+} может замещать Al лишь в октаэдрических позициях). Это содержание, видимо, близко к предельному; оно было установлено в образцах из разных месторождений: Норильского, Ховуаксинского [8, 26] и на о-ве Ванкувер [7]. Показатели преломления с возрастанием содержания железа увеличиваются, угол $2V$ уменьшается (см. ниже в таблице хим. анализов). Параметры элементарной ячейки, будучи определены на усредненных пробах порошковым методом, не обнаруживают зависимости от содержания Fe^{3+} [7, 8].

Межплоскостные расстояния пренита из Эшкрофта, Британская Колумбия (Канада)*
CuK α -излучение, $D=57,3$ мм

| <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|
| 001 | 10 | 5,28 | 123 | 5 | 2,18 | 121; 201 | 10 | 1,447 |
| 100; 004 | 20 | 4,60 | 117; 211 | 10 | 2,13 | 228 | 10 | 1,406 |
| 102; 013 | 10 | 4,15 | 108; 204 | 20 | 2,07 | 315 | 10 | 1,375 |
| 110 | 10 | 3,53 | 118; 214 | 30 | 1,93 | 320; 321 | 10 | 1,339 |
| 111 | 90 | 3,48 | 010; 215 | 20 | 1,84 | 324 | 10 | 1,288 |

* ASTM, 7-333.

| <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|
| 112; 104 | 60 | 3,28 | 119; 220 | 70 | 1,77 | 146 | 10 | 1,202 |
| — | 100 | 3,08 | 130 | 5 | 1,69 | 240 | 10 | 1,180 |
| 114 | 30 | 2,81 | 217 | 20 | 1,66 | 242; 328 | 10 | 1,160 |
| 022 | 5 | 2,62 | 133 | 20 | 1,64 | — | 10 | 1,154 |
| 106; 115 | 100 | 2,55 | — | 40 | 1,539 | 402 | 10 | 1,143 |
| — | 40 | 2,37 | 302 | 5 | 1,510 | — | 5 | 1,120 |
| — | 40 | 2,31 | 312 | 10 | 1,463 | 420 | 20 | 1,064 |

Л и т е р а т у р а

1. Золотухин В. В., Васильев Ю. Р., Зюзин Н. И. // ДАН СССР. 1965. Т. 164, № 6. С. 1390.
2. Евзикова Н. З. // Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М.: Наука, 1966 С. 234.
3. Savolahti A. // Bull. Comm. Geol. Finl. 1964. N 215. P. 89.
4. Privett D. R. // Southeast Geol. 1972. Vol. 14, N 2. P. 127.
5. Gossner R., Musgnug F. // Zentr.-Bl. Miner. A. 1931. S. 419.
6. Preisinger A. // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1965. Bd. 10, H. 1/4. S. 491
7. Surdam R. C. // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 1/2. P. 256.
8. Рудаевский Н. С., Сидоров А. Ф. // Зап. ВМО. 1972. Т. 101, вып. 3. С. 290.
9. Parike J. J., Zoltai T. // Amer. Miner. 1967. Vol. 52, N 7/8. P. 974.
10. Aumento F. // Canad. Miner. 1968. Vol. 9, pt 4. P. 485.
11. Peng Sre-Trung, Chou Kung-Du, Tang Jou-Chi // Acta chim. sin. 1959. Vol. 25, N 1. P. 56.
12. Белов Н. В. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1958. № 12. С. 26.
13. Liebau F. // Handbook of Geochemistry. В.: e. a. Spring-Verl., 1970. Vol. 11, pt 2 Silicon. P. 14.
14. Соболев В. С. // Геохимия. 1956. № 6. С. 49.
15. Lacroix A. // Miner. de la France. 1962. Vol. 1. P. 264.
16. Hanekom H. J. // Ann. Univ. Stellenbosch. Sect. A. 1962. Vol. 37, N 1/2. P. 435.
17. Sinkankas J. // Mineralogist. 1963. Vol. 31, N 6. P. 12.
18. Куплетский Б. М. // Докл. Рос. Акад. наук. 1925. А. 1925. С. 84.
19. Власов К. А., Кутукова Е. И. // Изумрудные Копи. М.: Изд-во АН СССР- 196 С. 169.
20. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии М.: Недра, 1965. 772 с.
21. Шкабара М. Н. // ДАН СССР. 1949. Т. 68, № 6. С. 1081
22. Золотухин В. В. // Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудосносных трапповых интрузий. М.: Наука, 1964. С. 109.
23. Huber N. K. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1969. N 650-D. P. 63.
24. Микульская Е. К. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 2. С. 99.
25. Kowalski W. M. // Bull. Acad. pol. sci. Sér. géol., géogr. 1965. Vol. 13, N 2. P. 109
26. Рудаевский Н. С., Касатов Б. К., Цеховольская Д. И. // Кристаллохимия и структура минералов. Л.: Наука, 1974. С. 118.
27. Рудаевский Н. С., Касатов Б. К. // Рентгенография минерал. сырья. М.: Недра. 1973. Сб. 9. С. 37.
28. E-an-Zen // Amer. Miner. 1972. Vol. 57, N 3/4. P. 524.
29. Perkins III D., Westrum E. F., Essene E. J. // Geochim. et cosmochim. acta, 19b Vol. 44, N 1. P. 61.
30. Галюк В. А. // Тр. Моск. геол.-развед. ин-та. 1956. Т. 29. С. 73.
31. Золотухин В. В. // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1978. Вып. 4. С. 108.
32. Richmond W. E. // Amer. Miner. 1938. Vol. 22, N 4. P. 290.
33. Shannon E. V. // US Nat. Mus. Proc. 1924. Vol. 66. P. 62.
34. Лоскутов А. В. Кварцевые хрусталоносные жилы Новой Земли: Автореф. дис ... канд. геол.-мин. наук. Л., 1959. 20 с.
35. Буссен И. В., Дорфман М. Д., Дудкин О. Б. // Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. Вып. 2. С. 162.
36. Русинов В. Л. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 2. С. 33.
37. Бородаев Ю. С. // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1960. Вып. 34. С. 121.
38. Crook K. A. W. // Amer. Miner. 1961. Vol. 46, N 9/10. P. 1017.
39. Moore A. C. // Miner. Mag. 1976. Vol. 40, N 313. P. 526.
40. Field D., Rodwell J. R. // Norsk. geol. tidsskr. 1968. Bd. 48, h. 1/2. S. 55.
41. Hall A. // Miner. Mag. 1965. Vol. 35, N 269. P. 234.
42. Zorkovskiy B., Radzo V. // Geol. pr. Zpravu. 1969. N 49. S. 167.
43. Мельницкий В. Б. // Геология руд. месторождений. 1966. Т. 8, № 4. С. 95.
44. Кромская К. М. // Зап. Узб. отд-ния ВМО. 1973. Вып. 26. С. 185.

45. *Saravanan S., Thimmy Chetty G., Ramanathan S.* // J. Geol. Soc. Ind. 1971. Vol. 12, N 3. P. 303.
46. *Pawlica W.* // Bull. Acad. sci. Cracov. 1916. S. 54.
47. *Лабунцов А. Н.* // Пегматиты СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. Т. 2. С. 121.
48. *Иванова В. П.* // Зап. ВМО. 1961. Т. 90, вып. 1. С. 50.
49. *Гасанов Р. К., Аллахвердиев Ш. И.* // ДАН АзССР. 1963. Т. 19, № 4. С. 43.
50. *Garcia-Cervigon A., Rodriguez Gallego M., Perez del Villar L.* // Estud. geol. 1976. Vol. 32, N 2. P. 199.
51. *Garcia-Cervigon A., Ruiz T., Galdeano C. S.* // Ibid. 1977. Vol. 33, N 3. P. 275.
52. *Watson K. D.* // Amer. Miner. 1953. Vol. 38, N 3/4. P. 192.
53. *Winkler H. G. F.* Petrogenesis of metamorphic rocks. В.: Springer, 1967. 237 p.
54. *Гуревич Л. П., Иванов И. П.* // Новые методы исследования минералов и горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 68.
55. *Liou J. G.* // Amer. Miner. 1971. Vol. 56, N 3/4. P. 507.
56. *Thompson A. B.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1971. Vol. 33, N 2. P. 145.
57. *Glassley W.* // Ibid. 1974. Vol. 43, N 4. P. 317.
58. *Файф У. С., Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Метаморфические реакции и метаморфические фации. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 417 с.
59. *Magetti M.* // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1972. N. 6. S. 241.
60. *Золотухин В. В.* // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1976. Вып. 305. С. 93.
61. *Peters T.* // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1963. Bd. 43, N. 2. S. 583.
62. *Саркисян Г. А.* // Докл. АН АрмССР. 1965. Т. 41, № 3. С. 177.
63. *Нечехин В. М.* // Метаморфизм горных пород главной вулканогенной зоны Урала. М.: Наука, 1969. С. 25.
64. *Chab J., Bernardova E.* // Krystalinikum. 1974. Sv. 10. S. 53.
65. *Seki Y.* // J. Geol. Soc. Jap. 1964. Vol. 70, N 825. P. 349.
66. *Essawy Mohammed A., Hassan Mamdoch A.* // Verh. Geol. Bundesanst. 1977. N 3. S. 405.
67. *Славутский М. Б., Шалыт Е. С.* // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1961. Кн. 6. С. 234.
68. *Ушакова Э. Г.* // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1962. Т. 80. С. 95.
69. *Калужный В. А.* // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1950. № 4. С. 207.
70. *Лазаренко Е. К. и др.* // Минералогия Закарпатья. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1963. С. 262.
71. *Супричев В. А.* // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1969. № 3. С. 223.
72. *Мнацаканян А. Х., Ревазова Н. В., Хуришудян Э. Х.* // Зап. Арм. отд-ния ВМО. 1972. Вып. 5. С. 184.
73. *Гвахария Г. В.* // Цеолиты Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1951. С. 150.
74. *Кашкай М. А.* // Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1947. С. 247.
75. *Азизбеков Ш. А., Мамедов М. Н.* // Изв. АН АзССР. Наукн о Земле. 1974. № 3. С. 83.
76. *Кротов Б. П.* Петрографические исследования южной части Миасской дачи. Казань: Типо-литогр. имп. ун-та, 1915. 416 с.
77. *Логоinov В. П.* // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1970. С. 116.
78. *Буканов В. В.* // Горный хрусталь Приполярного Урала. Л.: Наука, 1974. С. 162.
79. *Дунаев В. А.* // Геология руд. месторождений. 1959. № 4. С. 121.
80. *Поликарпов А. И.* // Тр. Свердл. горн. ин-та. 1966. Вып. 48. С. 89.
81. *Князев Г. Б.* // Тр. Том. ун-та. Сер. геол. 1972. Т. 232. С. 131.
82. *Коробейников А. Ф., Сергеев В. Н.* // Там же. 1966. Т. 186. С. 173.
83. *Болгов Г. П., Вейтц Б. И., Петровская Н. М.* // Минералогия полнметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1957. С. 268.
84. *Шмелев А. Г., Головченко А. В.* // Геология рудных районов и месторождений Средней Азии, методы их изучения и разведки. М.: Недра, 1972. С. 101.
85. *Моисеева М. И.* // Минералогия рудных месторождений северо-восточной части Кураманского хребта и сопредельных районов. Ташкент: Фан, 1969. С. 92.
86. *Моисеева М. И.* // Минералы Узбекистана. Ташкент: Фан, 1976. Т. 3. С. 134.
87. *Никольский Н. С.* // Тр. Сахал. комплекс. НИИ СО АН СССР. 1963. Вып. 15. С. 66.
88. *Талдыкина К. С.* // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Кировск: Кол. фил. АН СССР, 1959. Вып. 1. С. 25.
89. *Яковлева А. К., Нерадовская Г. М.* // Минералы и парагенезисы минералов медно-никелевых и колчеданных руд Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1982. С. 22.
90. *Гарифуллин Л. Л.* // Новые данные о минералах Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1979. С. 116.
91. *Велинов Ив., Пунев Л.* // Изв. Геол. ин-та БАН. Сер. геохим., минерал., петрогр. 1972. Кн. 21. С. 97.
92. *Велинов Ив., Черноколев Н.* // Тр. върху геол. Бълг. Сер. геохим., минерал. и петрогр. 1965. Кн. 5. С. 193.
93. *Heflik W.* // Bull. Acad. pol. sci. Sér. géol., géogr. 1965. Vol. 8, N 1. P. 19.
94. *Slavik F.* // Arch. Naturwiss. Landesdurchforsch. Böhmen. 1908. Bd. 14, N. 2. S. 1.

95. Schorr K. // Aufschluss. 1979. Bd. 30, H. 2. S. 57.
96. Rosy M. // Bull. Sci. Geol. 1978. Vol. 31, N 2. P. 67.
97. Cortesogno L., Lucchetti G., Penco A. M. // Rend. Soc. ital. miner. e petrol. 1975. Vol. 31, fasc. 2. P. 673.
98. Scaini G. // Ibid. 1970. Vol. 26, fasc. 2. P. 813.
99. Rossi de Toselli J. N. // Acta geol. Iilloana. 1973. Vol. 12, N 8. P. 125.
100. Foster R. L. // Econ. Geol. 1963. Vol. 58, N 5. P. 796.
101. Ross D. C. // J. Res. US geol. Surv. 1976. Vol. 4, N 5. P. 561.
102. Fraser D. M., Butler R. D., Hurlbut C. S. // Amer. Miner. 1938. Vol. 23, N 9/10. P. 583.
103. Günthert A. W., Richards H. J. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1960. Bd. 40, H. 2. S. 254.
104. Sukheswala R. N., Avasia R. K., Gangopadhyay M. // Miner. Mag. 1974. Vol. 39, N 306. P. 658.
105. Yoshimura Toyfumi, Hajasi Masao, Honisi Osamu // J. Miner. Soc. Jap. 1966. Vol. 8, N 2. P. 84.
106. Yeats V. L. // Campass sigma gamma epsilon. 1965. Vol. 43, N 1. P. 30.
107. Marshall P., Bell R. A., Clarke E. C. // Bull. Geol. Surv. N. Z. 1911. Vol. 12. P. 57.
108. Москалева В. Н., Иванова В. П., Касатов Б. П. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 12. С. 75.
109. Dal Piaz G. V. // Mem. Soc. geol. ital. 1967. Vol. 1, N 3. P. 238.
110. Cogulu E., Vuagnat M. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1965. Bd. 45, H. 1. S. 57.
111. Majer V. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1960. H. 4. S. 86.
112. Miyake Horoshi, Akatsuka Kyubei, Umegaku Yoshiharu // Geol. Rep. Hiroshima Univ. 1965. N 14. P. 117.
113. Hjeltnqvist S. // Geol. fören. Stockholm. förhandl. 1937. Bd. 59, h. 2, N 409. S. 234.
114. Башкиров Б. Г., Швец М. М. // Материалы по минералогии Казахстана. Алма-Ата: КазНИМС, 1974. С. 130.
115. Ферсман А. Е. Пегматиты. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. Т. 1. 277 с.
116. Baker G. // Amer. Miner. 1953. Vol. 38, N 9/10. P. 840.
117. Bernard J., Cech F., Dudek A. et al. Mineralogie Československa. Pr.: Academia, 1969. 396 s.
118. Taddei C. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1938. Bd. 18, H. 1. S. 437.
119. Wiman E. // Bull. Geol. Inst. Upsala. 1930. Vol. 23, N 88. P. 18.
120. Mahood A. // Bull. Acad. pol. sci. Sci. terre. 1971. Vol. 19, N 3. P. 127.
121. Нурлыбаев А. Н. // Минералогия щелочных интрузий Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976. С. 212.
122. Coombs D. S., Ellis A. J., Fyfe W. S., Taylor A. M. // Geochim. et cosmochim. acta. 1959. Vol. 17, N 1/2. P. 53.
123. Иванов И. П., Гуревич Л. П. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 3. С. 17.
124. Horne R. R. // Bull. Brit. Antarct. Surv. 1968. N 18. P. 1.
125. Watters W. A. // Miner. Mag. 1965. Vol. 34, N 268. P. 517.
126. Зотов А. В., Логинов В. П., Пшеничный Г. Н. // Докл. АН СССР. 1969. Т. 187, № 1. С. 168.
127. Лавренко Е. И. // Геология и геофизика. 1960. № 4. С. 134.
128. Cardevila R., Choukroune P. // C. r. Soc. geol. France. 1971. Fasc. 5. P. 277.
129. Conti L., Cozzupoli D., Lombardi G., Traversa G. // Period. miner. 1970. Vol. 39, N 3. P. 441.
130. Brown C. E., Thayer T. P. // J. Sediment. Petrol. 1963. Vol. 33, N 2. P. 411.
131. Glassley W. E., Whetten J. T., Cowan D. S., Vance J. A. // Geology. 1976. Vol. 4, N 5. P. 301.
132. Kosakevitch A. // Not. e mem. Serv. geol. Maroc. 1966. Vol. 26, N 188. P. 129.
133. Bradshaw M. A. // N. Z. J. Geol., Geophys. 1979. Vol. 22, N 6. P. 729.
134. Holmqvist A. // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1970. Bd. 92, N 542, pt 3. S. 382.
135. Ferreira P. A. F. // Comun. Serv. geol. Port. 1978. Vol. 63. P. 61.
136. Волкова М. И., Померанцева Н. Г. // Химические анализы минералов Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1970. С. 340.
137. Астафьев Ю. А., Медников А. И. // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1972. Вып. 9. С. 108.
138. Силаев В. И. // Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. 1976. Вып. 20. С. 83.
139. Махмудов С. А. // Минералогия скарнов Кедабекского района. Баку: Элм, 1970. С. 116.
140. Анастасенко Г. Ф. // Тр. Ин-та геологии Арктики. 1963. Т. 133, вып. 1. С. 210.
141. Лицарев М. А. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 3. С. 31.
142. Kowalski W. M. // Pr. miner. PAN. 1966. N 5. S. 23.
143. Lacroix A. // Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr. 1901. Vol. 24, N 1. P. 22.
144. Robinson D. // Amer. Miner. 1973. Vol. 58, N 1/2. P. 132.
145. Hlawatsch C. // Tschermarks miner. und petrogr. Mitt. 1910. Bd. 29, H. 3. S. 249.
146. Watanabe H., Nagura M. // Geosci. Mag. 1968. Vol. 19, N 11 12. P. 315.
147. Федотова М. Г. Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука. 1972. Вып. 9. 170 с.
148. Gripp K., Tufar W. // Meyniana. 1975. Vol. 27. P. 15.

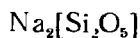
149. *Elmalen-Levy Messoda* // Not. et mém. Serv. géol. Maroc. 1977. Vol. 37, N 267. P. 155.
 150. *Трушкова Н. Н., Кухаренко А. А.* // Атлас минералов россыпей. М.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 346.
 151. *Nitsch K. H.* // Contrib. Mineral. and Petrol. 1971. Vol. 30, N 3. P. 240.

СТРУКТУРА ТИПА НАТРОСИЛИТА

| | Сингония | a_0 | b_0 | c_0 | β | Уд. в. |
|--------------------------------------|----------|-------|-------|-------|----------|--------|
| Натросилит | Монокл. | 12,30 | 4,88 | 8,27 | 104° 14' | 2,51 |
| $\text{Na}_2[\text{Si}_2\text{O}_5]$ | | | | | | |

Натросилит является безводным аналогом ревдита (см. структуру типа макатита).

Натросилит Natrosilite



Назван по составу [1]. Идентичен синтетическому $\beta\text{-Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ [2, 3].

Характ. выдел. Толстотаблитчатые и пластинчатые псевдогексагональные кристаллы до $6 \times 6 \times 4$ см; мелкие зерна неправильной формы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с $C_{2h}^2 - P2_1/a$. $a_0 = 12,30$, $b_0 = 4,88$, $c_0 = 8,27$ Å, $\beta = 104^\circ 14'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 2,520 : 1 : 1,694$, $Z = 4$ [1]. Для синтетического $\beta\text{-Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$: $a_0 = 12,26$, $b_0 = 4,80$, $c_0 = 8,07$ Å, $\beta = 104^\circ 18'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2,554 : 1 : 1,681$ [2]; $a_0 = 12,307$, $b_0 = 4,849$, $c_0 = 8,124$, $\beta = 104^\circ 12'$, $Z = 4$ [3].

Структура изучена лишь на синтетических кристаллах $\beta\text{-Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ [2]. SiO_4 -тетраэдры соединены в волнистые слои, состоящие из шестерных колец и параллельные (100) (фиг. 84, 1). Три из четырех атомов кислорода каждого тетраэдра связаны с двумя атомами Si, свободные (немостиковые) O-вершины направлены попеременно в разные стороны от слоя. Слой соединен атомами Na, из которых одни — Na(2) — имеет координацию 6, другие — Na(1) — 5 (фиг. 84, 2, а, б). Na(1)-полиэдр имеет форму тригональной бипирамиды. Структурная формула $\text{Na}^{[5]}_2\text{Na}^{[6]}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]_{\infty}$. Межатомные расстояния (Å): в SiO_4 -тетраэдрах — Si—O — 1,50—1,65, O—O — 2,50—2,75; в Na-полиэдрах $\text{Na}^{[5]}$ —O — 2,35—2,45, $\text{Na}^{[6]}$ —O — 2,35—2,61.

На кристаллах природного натросилита отмечены грани (001), (100) и (011) [1]; на кристаллах синтетического $\beta\text{-Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ [3], кроме перечисленных, имеются грани (201), (201) и редкие — (101), (401), (601). Постоянно наблюдавшиеся у синтетического натросилита двойники по (100) у природного натросилита не установлены.

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (100) весьма совершенная, по (001) ясная, по (011) слабо выраженная. Пластинки по (100) гибкие, упругие; на них видны редкие трещинки под углом 68° к следу сп. по (001). На плоскости (001) наблюдались многочисленные газовые пузырьки. Изл. по (100) ровный, в других направлениях ступенчатый или зубчатый. Тв. 3 на плоскости (100). Уд. в. 2, 48, вычисл. 2,51 (уд. в. синтетического 2,56 [2], 2,57 [3], вычисл. 2,628 [2], 2,54 [3]). Бесцветный. Блеск перламутровый, на плоскости (100) шелковистый. В тонких пластинках прозрачный, в толстых — просвечивает. ИК-спектр (фиг. 85) подтверждает отсутствие воды и гидроксила в структуре [1]. Под электронным пучком минерал обнаруживает яркое голубое свечение [1]. Теплота растворения синтетического материала $\Delta H_{74,70} = -99,45$ ккал/моль; теплота образования из окислов при 25 $\Delta H_f = -55,57$ ккал/моль [4].

Микр. В шлифах наблюдаются волнистое облачное погасение и аномальные ивневые цвета интерференции. Двуосный (—). Пл. опт. осей \sim (001). Ng -b, $Nm \sim c$, $Np \perp (100)$, $cNm = -12^\circ$ (484 нм), $1-2^\circ$ (645 нм). Удлинение (+). $n_g = 1,521$, $n_m = 1,517$, $n_p = 1,507$, $n_g - n_p = 0,014$, $2V = 63-64$ (484 нм), $49-50^\circ$ (645 нм), $r < v$ [1]. У синтетического $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$: $n_g = 1,518$, $n_m = 1,514$, $n_p = 1,504$, $2V = 50-55^\circ$ [4].

Хим. Теор. состав: Na_2O — 34,06; SiO_2 — 65,94.

Анализы натросилита из Ловозерского массива [1] (химический, анал. Ганнибал, и микронзондовый, анал. Полежаева, соответственно) (%): Na_2O — 33,96 и 33,74; K_2O — 0,01 и —; SiO_2 — 66,03 и 6,32; сумма — 100,00 и 100,06. Спектральным анализом обнаружены примеси Al, Mn, Mg, Fe, Ti, Cu, Zr, Ca и Ba. Установлены органическое вещество (~0,4%) и слабо связанная вода (~0,6%), не входящие в состав минерала [1]. Синтетическая фаза $\beta\text{-Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ слабо гигроскопична [3].

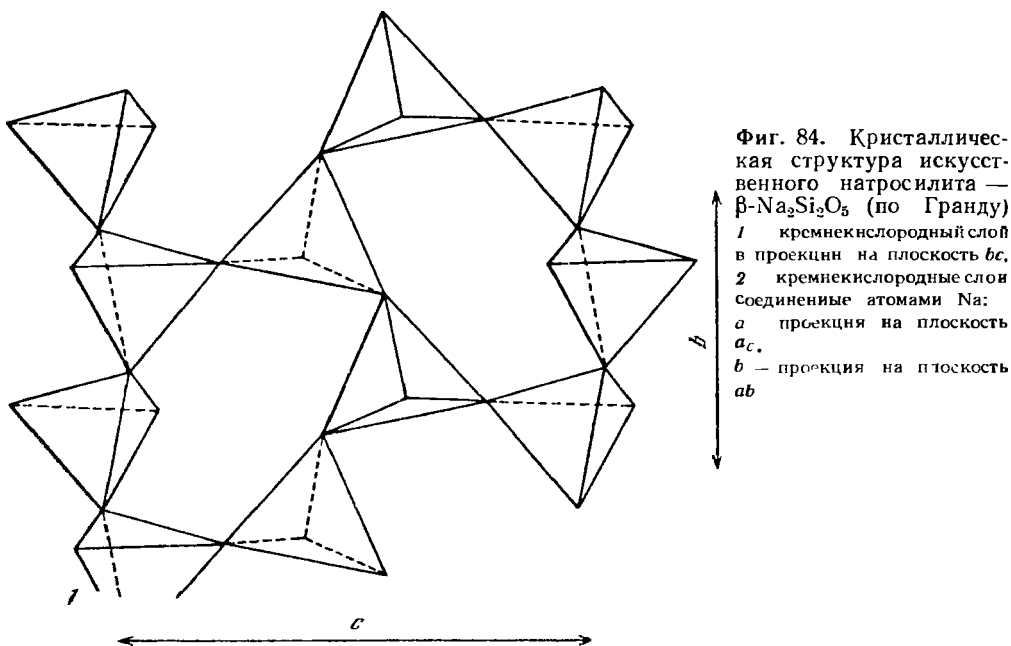
Диагн. исп. Разлагается водой. Водный раствор дает резко щелочную реакцию. В концентрированной H_2SO_4 буреет. П. п. тр. сплавляется в прозрачное желтоватое стекло с $n=1,505$ [1].

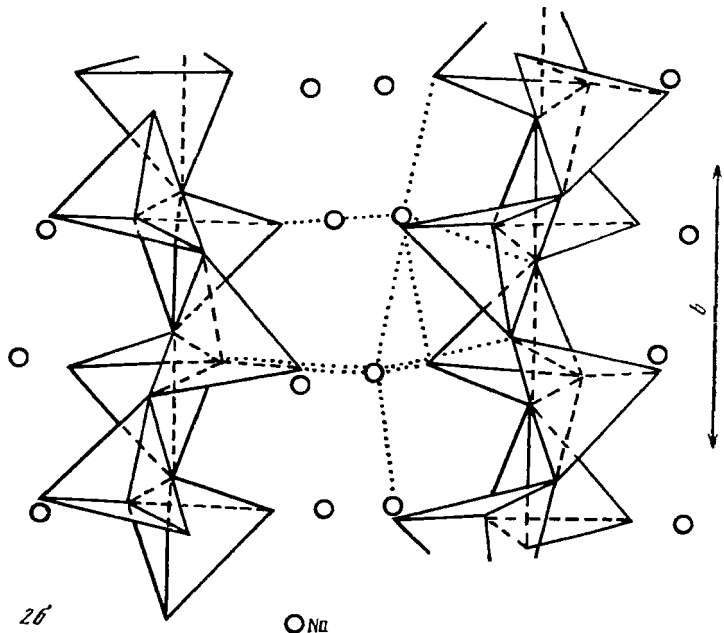
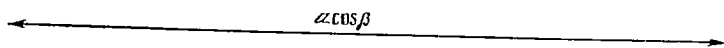
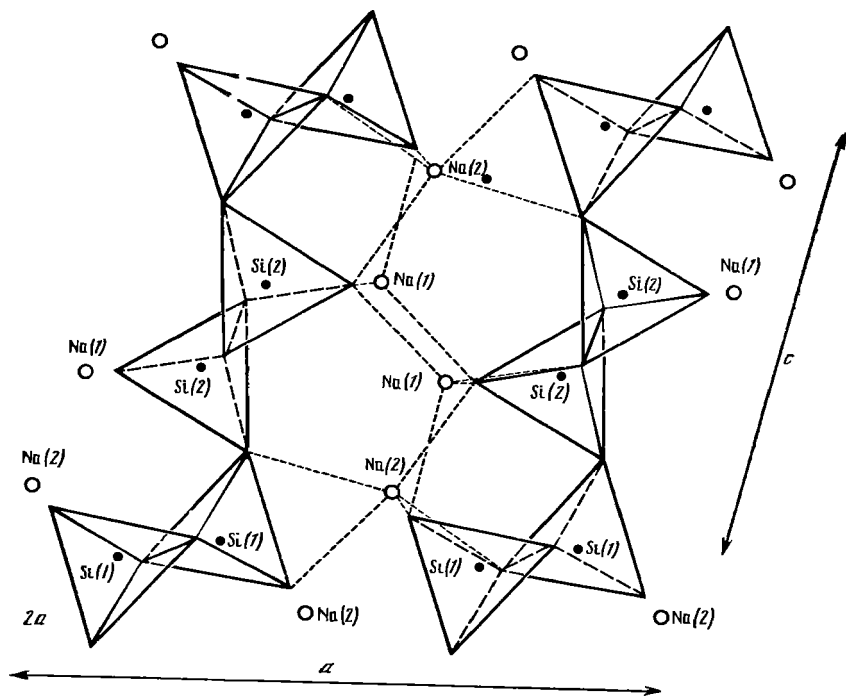
Повед. при нагр. Плавится при $850 \pm 20^\circ$. До точки плавления каких-либо эффектов на термограмме не дает [1]. Температура плавления синтетического $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ 874° [4]. При нагревании выше $720\text{--}750^\circ$ β -форма переходит в α -форму [5]. При 695° переход в α -форму происходит за несколько дней [3].

Находж. Встречен на Кольском полуострове. Впервые обнаружен в Ловозерском щелочном массиве на горе Карнасурт в пегматоидном обособлении среди нефелиновых сиенитов в тесном сростании с микроклином, анальцитом, натролитом, арфведсонитом и ломоносовитом; местами является породообразующим. В кристаллах наблюдались вроски вуоннемита, в более мелких зернах — включения уссингита [1]. Встречен в пегматоидном нефелиновом сиените, где рассеян в виде отдельных зерен среди породообразующих минералов [6]. Натросилит — позднегидротермальный минерал, образовавшийся позже уссингита, вуоннемита и натролита в пересыщенной натрием среде [1]. Является типоморфным минералом ультраагпаитовых пегматитов [6, 7].

Изм. На дневной поверхности мутнеет, покрывается порошком соды [1]. По-видимому, по пластинкам натросилита образуются псевдоморфозы макатита [8]. Искусственно из $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ может быть получен канемит [9]. При обработке кислотами синтетической фазы $\beta\text{-Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ получена гидратная кристаллическая форма $\beta\text{-H}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ [10].

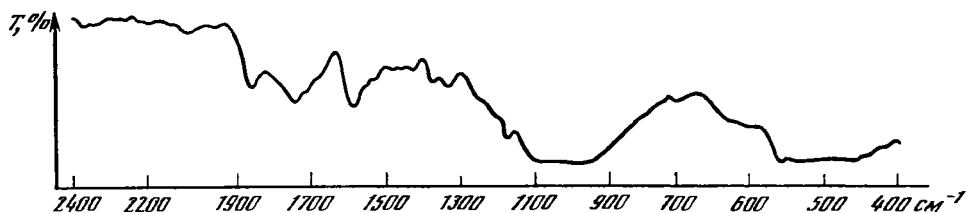
Искусств. $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ при кристаллизации в различных условиях образует несколько полиморфных модификаций [4, 5]. Фаза $\beta\text{-Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$, тождественная натросилиту, может быть получена сухим путем при кристаллизации стекла или путем гидротермального синтеза. В первом случае кристаллизация



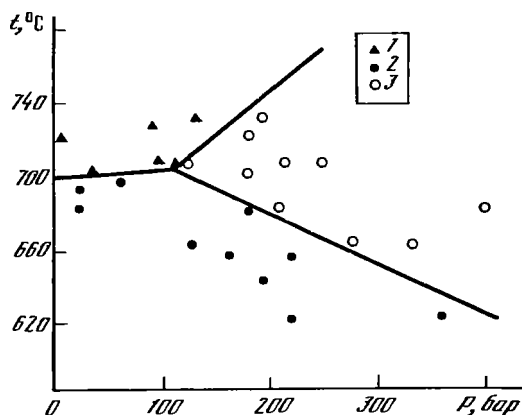


β -фазы происходит в интервале температур $591\text{--}650^\circ$ при давлении $20\text{--}80$ бар [4, 5]. При более высоких температурах кристаллизуется α - $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$, при более высоких давлениях — фаза С (фиг. 86) [5].

Путем гидротермального синтеза кристаллы β - $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ получены при 430° и давлении водяного пара $6,06$ бар [4], а также при более низких температурах и более высоком давлении: нагреванием кварца в растворе соды в автоклаве при температуре $260\text{--}300^\circ$ и давлении насыщенных паров [11] (на этих



Фиг. 85. ИК-спектр натросилита (по Тимошенко)

Фиг. 86. Диаграмма фазового равновесия в системе $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ при высоком давлении (по Вильямсону и Глассер)
1 — $\alpha\text{-Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$;
2 — $\beta\text{-Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$;
3 — фаза С

кристаллах изучена кристаллическая структура [2]), нагреванием смеси состава 2SiO_2 , 2NaOH и $15\text{H}_2\text{O}$ при температуре 250° и давлении 40 бар в течение 8 дней [10].

Межплоскостные расстояния натросилита из Ловозера [1]

Fe-излучение, $D=114,6$ м, $d=0,3$ мм

| hkl | l | $d(\text{Å})$ | hkl | l | $d(\text{Å})$ | hkl | l | $d(\text{Å})$ |
|----------|-----|---------------|--------------|-----|---------------|--------------|-----|---------------|
| 001 | 2 | 8,02 | 22 $\bar{1}$ | 1 | 2,223 | 115 | 4 | 1,467 |
| 200 | 10 | 6,06 | 510 | 4 | 2,142 | 81 $\bar{2}$ | | 1,456 |
| 201 | 2ш | 5,46 | 51 $\bar{2}$ | 1 | 2,088 | 423 | 1 | 1,440 |
| 201 | 5 | 4,28 | 204 | 1 | 2,052 | 524 | 3 | 1,427 |
| 011 | 6 | 4,17 | 213 | 2 | 2,031 | 810 | | 1,419 |
| 300 | 8 | 3,97 | 600 | 1 | 1,985 | 801 | 2 | 1,405 |
| 210; 111 | 2 | 3,79 | 511 | 1 | 1,957 | 712 | 1 | 1,382 |
| 211 | 7 | 3,64 | 421 | 3 | 1,902 | 811 | 1 | 1,348 |
| 310 | 3 | 3,08 | 420 | 3 | 1,886 | 530 | | 1,340 |
| 401 | 5 | 3,05 | 61 $\bar{2}$ | 1 | 1,835 | 71 $\bar{3}$ | 2ш | 1,293 |
| 400; 202 | 9 | 2,98 | 123 | 8 | 1,826 | 533 | 1 | 1,271 |
| 212 | | | 023 | 1 | 1,795 | 823 | 1 | 1,254 |
| 311; 203 | 3 | 2,696 | 421 | 1 | 1,773 | 206 | 1 | 1,238 |
| 003 | 4 | 2,665 | 323 | 4 | 1,749 | 914 | 1 | 1,215 |
| 401 | 1 | 2,609 | 214 | 1 | 1,662 | 041 | 3 | 1,207 |
| 411 | 5 | 2,587 | 422 | 3 | 1,612 | 24 $\bar{1}$ | 4 | 1,189 |
| 410; 212 | 2 | 2,544 | 40 $\bar{5}$ | 1 | 1,579 | 71 $\bar{6}$ | 1 | 1,168 |
| 020 | 8 | 2,435 | 61 $\bar{4}$ | 2 | 1,540 | 24 $\bar{2}$ | 6 | 1,160 |
| 021; 013 | 1 | 2,338 | 80 $\bar{2}$ | 3 | 1,526 | 634 | 1 | 1,148 |
| 411; 403 | 2 | 2,286 | 032 | 1 | 1,505 | 91 $\bar{5}$ | 1 | 1,138 |
| 220; 121 | | 2,267 | 424 | 3 | 1,494 | | | |

Л и т е р а т у р а

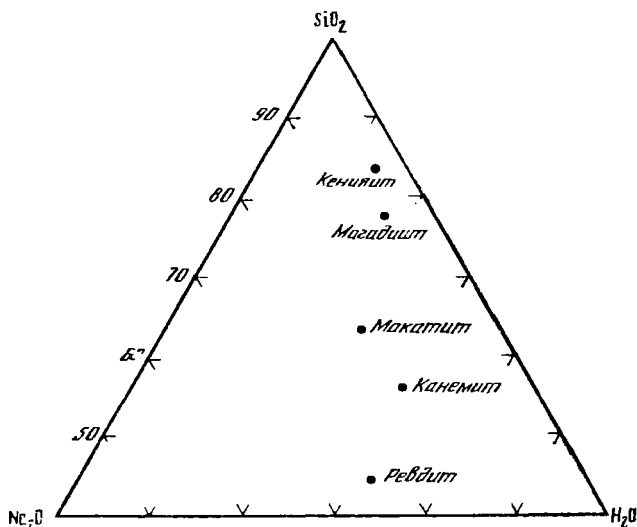
1. Тимошенко И. М., Меньшиков Ю. П., Ганнибал Л. Ф., Буссен И. В. // Зап. ВМО. 1975. Т. 104, вып. 3. С. 317.
2. Grund A. // Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr. 1954. Vol. 77, N 4/6. P. 775; Tschermaks minér. und petrogr. Mitt. 1953. Bd. 3, N. 4. S. 348.
3. Donnay G., Donnay J. D. H. // Amer. Miner. 1953. Vol. 38, N 3/4. P. 163.
4. Morey G. W. // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1953. Vol. 52. P. 58; Morey G. W., Bowen N. L. // J. Phys. Chem. 1924. Vol. 28, N 11. P. 1167.
5. Williamson J., Glasser F. P. // Phys. and Chem. Glass. 1966. Vol. 7, N 4. P. 127.
6. Хомяков А. П. // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука, 1980. С. 152; Новые данные о минералах. М.: Наука, 1982. № 30. С. 168.
7. Буссен И. В., Еськова Е. М., Меньшиков Ю. П., Мерьков А. Н., Семенов Е. И., Хомяков А. П. // Проблемы геологии редких элементов. М.: Наука, 1978. С. 251.
8. Хомяков А. П., Степанов В. И., Быкова А. В., Наумова И. С. // ДАН СССР. 1980. Т. 255, № 4. С. 971.
9. Beneke K., Lagaly G. // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 7/8. P. 763.
10. Hubert Y., Guth J.-L., Wey R. // C. r. Acad. sci. 1974. Vol. 278, N 11. P. 1453.
11. Franke J. // Bull. Soc. chim. France. 1950. Vol. 17, N 5/6. P. 454.

СТРУКТУРА ТИПА МАКАТИТА

ГРУППА МАКАТИТА

| | Сингония | a_0 | b_0 | c_0 | α | β | γ | Уд. в. |
|--|----------|--------|--------|-------|----------|---------|----------|-----------|
| Макатит $\text{Na}[\text{Si}_2\text{O}_4(\text{OH})] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ | Трикл. | 7,388 | 18,094 | 9,523 | — | 90 38 | — | 1,97—2,07 |
| [Ревдит] $\text{Na}_2[\text{Si}_2\text{O}_5] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ | Трикл. | 27,470 | — | 6,995 | 90 00' | 97 19 | 100°29' | 1,9 |
| [Канемит] $\text{NaHSi}_2\text{O}_5 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ | Ромб. | 7,282 | 20,507 | 4,956 | — | — | — | 1,93 |
| [Магадит] $\text{NaSi}_7\text{O}_{13}(\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ | Монокл. | 7,25 | 7,25 | 15,69 | — | 95 16 | — | — |
| [Кенияит] $\text{Na}_2\text{Si}_{22}\text{O}_{41}(\text{OH})_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ | Монокл.? | 7,79 | 19,72 | 6,91 | — | 95 54 | — | — |

Структура определена для искусственного макатита [1]. Остальные минералы помещены в эту группу условно. По составу все они представляют собой Na-соли различных кремнекислородных кислот разной степени гидратации. На фиг. 87 показано их расположение на треугольной диаграмме $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$



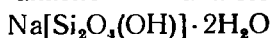
Фиг. 87. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (по Иоханн и Магльэне, дополнительно нанесен состав ревдита)

H_2O [2]. Отношение Si : Na в ревидите равно 1, в макатите и канемите — 2, в магадните — 7 и в кенияите — 11. Большинство минералов группы легко вступают в реакции ионного обмена. Кроме магаднита и кенияита, для которых нет данных, все они образуют тонкопластинчатые выделения и обладают совершенной спайностью по двум направлениям. Характерны переходы одного минерала в другой, например макатита в канемит, магаднита в канемит и кенияит.

Л и т е р а т у р а

1. *Annehed H., Fälth L., Lincoln F. J.* // Ztschr. Kristallogr. 1982. Bd. 159, N. 1/4. S. 203.
2. *Johan Z., Maglione G. F.* // Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr. 1972. Vol. 95, N 3. P. 371.

Макатит Makatite



Назван по высокому содержанию натрия — от слова *etakat*, означающего «сода» на языке племени Массай, которое проживает в Кении, где минерал был найден впервые [1]; Хеем обозначен как Up [2].

Характ. выдел. Сферолиты диаметром 0,05—0,3 мм [1]; радиально-лучистые агрегаты, образованные кристаллами 0,05—2 нм шириной и от 5—30 нм до 0,1—0,2 мм длиной [1, 2]; пористые и ячееные псевдоморфозы по троне, натросилиту величиной до $5 \times 4 \times 1$ см, сложенные тончайшими волокнами, изогнутыми на краях [1, 3]; пластинчато-чешуйчатые агрегаты; длиннопризматические кристаллы [4].

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/c$. $a_0 = 7,3881$, $b_0 = 18,094$, $c_0 = 9,5234$, $\beta = 90^\circ 38'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,409 : 1 : 0,527$, $Z = 8$ [5]. Ранее считался ромб. с.: $a_0 = 16,840$, $b_0 = 10,256$, $c_0 = 19,146 \text{ \AA}$, $a_0 : b_0 : c_0 = 1,642 : 1 : 1,867$ [1]; $a_0 = 16,90$, $b_0 = 10,27$, $c_0 = 19,15 \text{ \AA}$, $a_0 : b_0 : c_0 = 1,646 : 1 : 1,865$, $Z = 10$ [3].

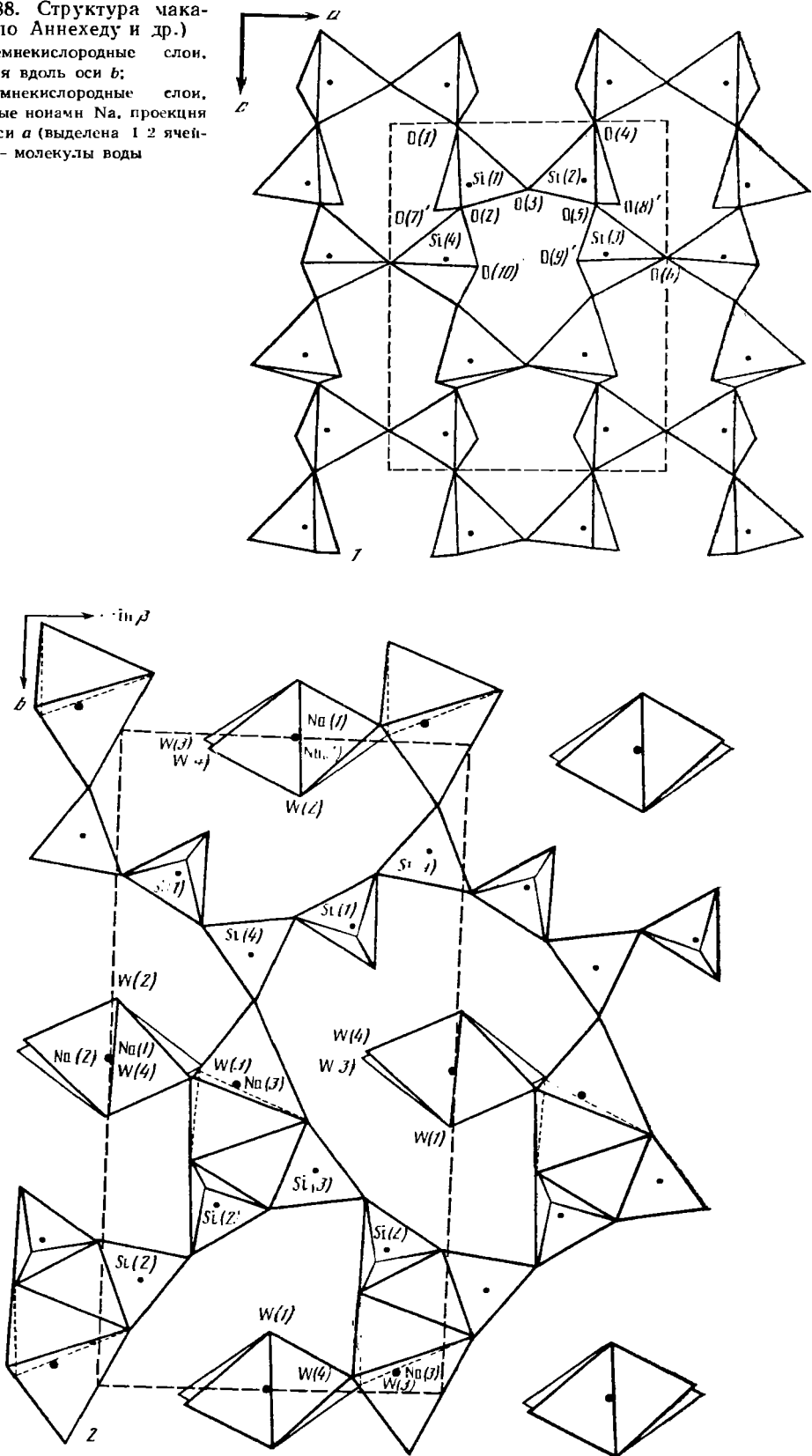
Структура изучена на синтезированном макатите [5]. SiO_4 -тетраэдры связаны в изломанные цепочки, протягивающиеся в направлении оси *a* с периодом в четыре тетраэдра (фиг. 88, 1). Свободные вершины тетраэдров каждой цепочки направлены в одну сторону. Соединяясь, цепочки с противоположной обращенностью свободных вершин образуют волнистый слой состава $[Si_2O_4](OH)$, в котором выделяются шестичленные кольца. Слои связаны ионами Na (фиг. 88, 2) в двух разных координациях; Na(1) и Na(2) координированы шестью молекулами воды и образуют октаэдрические стержни, параллельные оси *a* и связанные с SiO_4 -слоями водородной связью; полиэдр вокруг Na(3) — искаженная тригональная бипирамида, образованная двумя молекулами воды и тремя атомами кислорода из SiO_4 -слоев, вода соединяет их по оси *b*.

Межатомные расстояния (Å): в SiO_4 -тетраэдрах — Si—O от 1,579 до 1,636. O—O от 2,544 до 2,707, Si—Si от 2,946 до 3,123; в $Na(H_2O)_6$ -октаэдрах — Na— H_2O от 2,400 до 2,559; в $Na(O, H_2O)$ -полиэдре — Na—O от 2,343 до 2,532 Na— $H_2O = 2,328$ и 2,377. Углы (град): в SiO_4 -тетраэдрах — O—Si—O от 103,4 до 113,9, Si—O—Si от 132,2 до 150,1; в $Na(H_2O)_6$ -октаэдрах — H_2O —Na— H_2O от 82,6 до 97,4; в $Na(O, H_2O)$ -полиэдре — O—Na—O = 165,4, O—Na— $H_2O = 131,0$ и 104,8, H_2O —Na— $H_2O = 123,0$.

Физ. св. Сп. более и менее совершенная в двух взаимно перпендикулярных направлениях вдоль удлинения. При механическом воздействии раскалывается по плоскости спайности на вытянутые пластинки [3]. Уд. в. 2,072 [1]. 1,97 [3]. 2,03 [5] (вычисл. 2,04). Цв. белый, бесцветный. Бл. стеклянный тусклый.

Микр. Двуосный (+). Пл. $NmNg$ совпадает с плоскостями наиболее совершенной спайности, пл. $NpNg$ — с плоскостями менее совершенной поперечной спайности; с трещинками последней совпадает направление прямого погасания и удлинение по оси *Ng* [3]. Подобная же ориентировка приводится Валента [4]: $Nm \perp$ пл. спайности, *Ng* — в продольном сечении, *Np* — в по-

Фиг. 88. Структура мака-
тита (по Аннехеду и др.)
1 — кремнекислородные
слои, проекция вдоль оси b ;
2 — кремнекислородные
слои, связанные нонами Na,
проекция вдоль оси a (выделена 1 2 ячей-
ки); W — молекулы воды



перечном. $n_g=1,490$, $n_m=1,480$. $n_p=1,475$ [3]; $n_g=1,489$, $n_p=1,475$ [4]; $n_{\max}=1,487$, $n_{\min}=1,472$ [1, 2].

Хим. Теор. состав: $\text{Na}_2\text{O} - 15,80$, $\text{SiO}_2 - 61,26$, $\text{H}_2\text{O} - 22,94$. Предполагаемая формула $\text{NaSi}_2\text{O}_3(\text{OH})_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$; (H_2O^+ произвольно рассматривается как (OH) , а H_2O^- — слабо связанная вода) [1, 4].

Анализы:

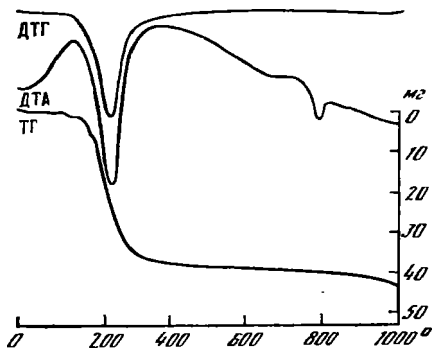
| | Na_2O | SiO_2 | H_2O | Сумма | | Na_2O | SiO_2 | H_2O | Сумма |
|----|-----------------------|----------------|----------------------|--------|----|-----------------------|----------------|----------------------|---------|
| 1. | 14,00 | 60,75 | 25,00 | 99,75* | 2. | 14,76 | 61,04 | 12,71 | 97,44** |

* Са и Fe—сл.; К, Al, F и CO_2 —не обн. ** В том числе $\text{K}_2\text{O}-0,09$, $\text{CaO}-0,28$, $\text{MgO}-0,04$, $\text{Fe}_2\text{O}_3-0,11$, $\text{Al}_2\text{O}_3-0,15$, $\text{TiO}_2-0,14$, $\text{H}_2\text{O}^- - 8,12$.

1—из усингитового прожилка в луювритах, гора Аллуайв, Ловозерский массив (Кольский полуостров), анал. Быкова [3]; 2—из озерных отложений оз. Магади (Кения), анал. Смит. Макатит отделен от троны обработкой дистиллированной водой, пониженная сумма объясняется примесью органического вещества [1].

Диagn. исп. В воде нерастворим [2] или слабо растворим; водная вытяжка дает слабую щелочную реакцию с фенолфталеином [3]. При длительном взаимодействии с разбавленными кислотами испытывает превращения и переходит в ближе не определенные соединения [3].

Повед. при нагр. На кривой ДТА макатита из Кении имеются незначительные эндотермические понижения при 80 и 100°, четкий прогиб при 185°, широкие прогибы около 530 и 810 и экзотермическое повышение около 675° [1]. ДТА ловозерского макатита (фиг. 89) фиксирует четкий эндотермический прогиб несколько выше 200° и небольшой экзотермический пик при 780°, обусловленный спеканием [3]. При нагревании до 700° и последующей обработке водой быстро регидратируется, превращаясь в канемит [6].



Фиг. 89. Термические кривые макатита из Ловозерского массива (по Факиной)

Ловозерском щелочном массиве (Кольский полуостров) обнаружен в усингит-микроклин-анальцимовых прожилках среди луювритов дифференцированного комплекса [3]; образует псевдоморфозы по пластинкам другого минерала, по-видимому натросилита; находится в ассоциации с анальцимом, усингитом, казаковитом, натролитом, вуоннемитом и др. Происхождение макатита, вероятно, связано с поздними эндогенными процессами. Встречен также в полостях нефелинитов в Хевенегг, Хегау (ФРГ) [4], где образует сростания с маунтинитом, селадонитом, апофиллитом и меллитом.

Изм. Изменения в природе не установлены. Эксперименты по ионообменным реакциям показали [5], что в течение 1—3 дней происходит полный обмен Na^+ на Ag^+ , Tl^+ и Rb^+ , ограниченный на Sr^{2+} и Ba^{2+} и незначительный на Cs^+ . При этом происходили искажения структуры: меньшие при замене на Ag^+ и большие — на Tl^+ и Rb^+ [5].

Отл. От внешне сходных цеолитов отличим по порошковой рентгенограмме. От близкого по составу канемита отличается оптическими свойствами и порошковой рентгенограммой.

Межплоскостные расстояния макатита из Ловозерского массива [3]

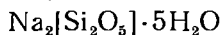
Г γ -излучение, Мп-фильтр. Дифрактометр

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|--------------|----------|--------------|----------------------|----------|--------------|
| 011 | 100 | 9,06 | 035 | 12 | 2,550 | 805; 450; \ | | |
| 200 | 10 | 8,47 | 613; 334: | 9 | 2,498 | 353; 910 \ | 3 | 1,846 |
| 300 | 5 | 5,63 | 621; 235; \ | | | 055; 707; \ | | |
| 020; 203 | 85 | 5,106 | 326 \} | 2 | 2,446 | 824 \} | 3 | 1,810 |
| 311; 121 | 3 | 4,773 | 531; 043 | 4 | 2,384 | 438; 347 | 7 | 1,778 |
| 022 | 10 | 4,525 | 614 | 9 | 2,364 | 806 | <2 | 1,760 |
| 400; 303 | 12 | 4,223 | 702 | 2 | 2,340 | 740; 932; \ | | |
| 402 | 3 | 3,869 | 525; 342 | 2 | 2,274 | 263 \} | 3 | 1,622 |
| 105 | 18 | 3,742 | 244 | 2 | 2,187 | 264; 10.2.2; \} | | |
| 321 | 15 | 3,714 | 721; 028 | 2 | 2,166 | 3.2.11; \} | 2 | 1,582 |
| 015 | 4 | 3,592 | 606; 109; \} | | | 461 \} | | |
| 124; 030 | 17 | 3,426 | 714 \} | 3 | 2,108 | 165; 548 | 4 | 1,556 |
| 500 | 18 | 3,381 | 228; 427 | <2 | 2,094 | 4.2.11; 11.0.0; \} | 2 | 1,535 |
| 215; 131 | 5 | 3,284 | 540; 436 | 2 | 2,045 | 0.4.10 \} | | |
| 502; 230 | 2 | 3,178 | 029; 527 | 2 | 1,965 | 7.2.10; 829; \} | 2 | 1,439 |
| 231 | 16 | 3,130 | 821; 153 | 2 | 1,943 | 10.0.7 \} | | |
| 125; 033 | 23 | 3,018 | 732; 428 | <2 | 1,931 | 274; 10.2.7; \} | | |
| 116 | 26 | 3,000 | 238 | 2 | 1,911 | 11.0.6; 471; 951; \} | 2 | 1,382 |
| 225 | 33 | 2,881 | 640; 725; \} | | | 762; 2,5.10; \} | | |
| 332; 521 | 5 | 2,794 | 716 \} | 2 | 1,895 | 12.1.2; 10.0.8 \} | | |
| 316 | 3 | 2,682 | 900; 154 | <2 | 1,878 | | | |

Л и т е р а т у р а

1. Sheppard R. A., Gude A. J. (111), Hay R. L. // Amer. Miner. 1970. Vol. 55, N 3/4. P. 358.
2. Hay R. L. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1968. Vol. 17, N 4. P. 255.
3. Хомяков А. П., Степанов В. И., Быкова А. В., Наумова И. С. // ДАН СССР. 1980. Т. 255, № 4. С. 971.
4. Walenta Von K., Zwiener M., Telle R. // Aufschluss. 1981. Bd. 32, N. 4. S. 130.
5. Annehed H., Fälth L., Lincoln F. J. // Ztschr. Kristallogr. 1982. Bd. 159, N. 1/4. S. 203.
6. Beneke K., Lagaly G. // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 7/8. P. 763.

Ревдит Revdite



Назван по месту находки вблизи пос. Ревда Мурманской обл.

Характ. выдел. Плотные фарфоровидные или рыхлые выделения неправильной формы до 1—2 см в поперечнике, состоящие из беспорядочно сросшихся индивидов размером 0,05—0,5 мм.

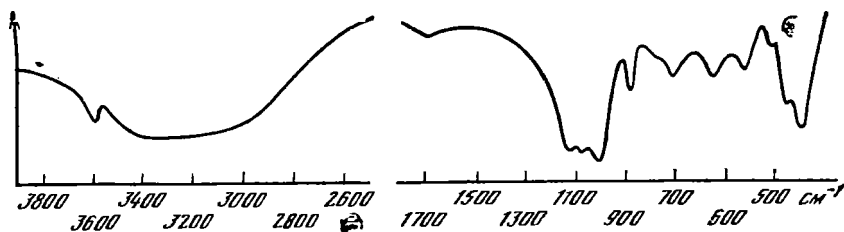
Структ. и морф. крист. Трикл. с. $P1$ или $P\bar{1}$; $a_0=27,470$, $b_0=10,006$, $c_0=6,995$ Å, $\alpha=90^\circ 00'$, $\beta=97^\circ 17'$, $\gamma=100^\circ 29'$, $a_0 : b_0 : c_0=2,745 : 1 : 0,699$, $Z=8$.

Хорошие кристаллы не встречены. Отмечены грани (100) и (010).

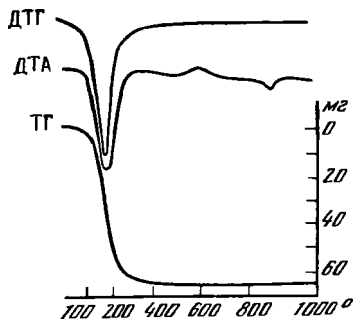
Физ. св. Сп. по (100) весьма совершенная, по (010) совершенная. Тв. около 2. Уд. в. 1,94 (вычисл. 1,92 и 1,93). Бесцветный, в массе белый. Бл. стеклянный или шелковистый. Водяно-прозрачный. Легко расщепляется вдоль плоскостей спайности на тонкие гибкие волокна, вытянутые по оси c . На ИК-спектре наблюдается ряд полос в области 400—1200 см^{-1} и слабый максимум поглощения при 3600 см^{-1} на фоне широкой полосы 2500—3800 см^{-1} (фиг. 90).

Микр. Двусный (—). $NgNm \parallel (100)$, cNm от 0 до 10° (в разных сечениях). $n_g=1,490$, $n_m=1,482$, $n_p=1,469$, $2V=75^\circ$ (вычисл. $75,6^\circ$). Спайные выколки минерала удлинены по Nm .

Хим. Теор. состав: $\text{Na}_2\text{O}—22,77$; $\text{SiO}_2—44,14$; $\text{H}_2\text{O}—33,09$. По составу ревдит — водный аналог натросилита. Анализ ревдита из Ловозерских тундр, анал. Черепивская (%): $\text{Na}_2\text{O}—22,25$; $\text{K}_2\text{O}—0,08$; $\text{SiO}_2—45,21$; $\text{H}_2\text{O}—$



Фиг. 90. ИК-спектр ревидита (по Хомякову)



Фиг. 91. Кривые ДТА, ДТГ и ТГ ревидита (по Хомякову)

32,50; сумма — 100,04. Анализ пересчитывается на формулу $\text{Na}_{1,91}\text{Si}_2\text{O}_{4,91}(\text{OH})_{0,09} \cdot 4,75\text{H}_2\text{O}$. Спектроскопически установлены примеси (0,00n—0,0n%): Ca, Ba, Al, B, Be, Mg, Mn, Fe, Nb, Ti, Cr, Ga, Cu.

Диagn. исп. На холоду медленно растворяется в воде и очень быстро — в разбавленных кислотах. Водный раствор дает сильнощелочную реакцию.

Повед. при нагр. На кривой ДТА (фиг. 91) наблюдаются эндотермические понижения при 160 и 870°, связанные с дегидратацией и плавлением минерала. Экзотермический пик при 520°, вероятно, обусловлен перестройкой структуры обезвоженного силиката Na.

Находж. Встречен на горе Карнасурт в Ловозерском массиве (Кольский полуостров) в содалит-уссингитовых прожилках среди нефелиновых сненитов. Эпитермальный минерал, один из конечных продуктов кристаллизации силикатно-солевых жидкостей, пересыщенных щелочами, летучими и редкими элементами. Вероятно, может образовываться также при низкотемпературно-гидротермальном и гипергенном изменении натросилита. Кроме содалита уссингита, находится вместе с анальцитом, натролитом, Na-канкринитом, рекими и аксессуарными минералами ультращелочного комплекса.

Отл. В отличие от натросилита содержит воду, быстро растворяется в сильных кислотах.

Межплоскостные расстояния ревидита [1]

Fe-излучение, Mn-фильтр. Дифрактометр

| <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> |
|--------------------|----------|--------------|--------------------------|----------|--------------|--|----------|----------|
| 200 | 76 | 13,37 | 340; 740 | 5 | 2,267 | 13.2.0; 15.2.0; } 15.2.0 | 5 | 1, |
| 301; 201 | 9 | 5,84 | 141; 541; } 241 | 7 | 2,245 | 14.2.2; 10.2.2 | 2 | 1, |
| 211; 111 | 2 | 5,64 | 12.0.0; } 232; 532 | 24 | 2,230 | 15.2.2; 13.2.2; } 15.2.2; 11.2.2; } | 6ш | 1, |
| 501 | 5 | 4,54 | 440; 840 | 3 | 2,184 | 614; 514; } | | |
| 600 | 100 | 4,46 | 11.3.1; } 831 | 2 | 2,117 | 114; 214 | | |
| 311; 411; } 411 | 4 | 4,35 | 940; 703; } 403 | 2 | 2,092 | 460; -60; } 652 | 4 | 1,7 |
| 221; 021; } 121 | 8 | 3,96 | 12.1.1; } 13.1.1; | 2 | 2,079 | 15.4.1; 11.4.1; } 14.4.1 | 4 | 1, |
| 421; 121; } 221 | 42 | 3,79 | 13.1.1; } 932; 11.1.1 | 5 | 2,052 | 34; 334; } 24; 134; } | 3 | 1,7 |
| 002 | 16 | 3,43 | 13.0.1 | 5 | 2,052 | 17.2.1; 15.2.1; } 12.0.3 | 3 | 1,5 |
| 800 | 71 | 3,34 | 931; 831; } 350; 250 | 2 | 2,001 | 19.1.0; 18.1.0 | 2 | 1, |
| 402; 202 | 10 | 3,24 | | | | | | |
| 721; 521 | 22 | 3,12 | | | | | | |
| 820; 620 | 7 | 3,04 | | | | | | |
| 131; :31 | 5 | 2,996 | | | | | | |

| <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) |
|-------------------------------|----------|--------------|------------------------------------|----------|--------------|--|----------|--------------|
| 6̄12; 512̄; } 312 | 38 | 2,879 | 4̄12; 24̄2 | 6 | 1,978 | 15.4.3; | 2 | 1,374 |
| 4 1; 23̄1̄ } 720; } 920 | | | 3̄1; 1̄1; } 451 | 2 | 1,917 | 840; 12.4.3; } 11.4.3; 843 | | |
| 10.0.0 | 5 | 2,679 | 4̄1; 0 3; } 151 | 2 | 1,903 | 17.3.1 | 5 | 1,339 |
| 22; 222; } 422 | 11 | 2,625 | 44̄2; | 8 | 1,888 | 19.3.1; 16.3.1; } 20.3.1; 715; 315; } 215 | 5 | 1,334 |
| 240 | | | 11.4.1; 133; } 641; 741̄ | | | 17.2.4; 15.2.4; } 13.2.4; 13.0.4 | | |
| 040; 440 | 12 | 2,457 | 613; 713; } 913; 10.1.3 | 4 | 1,872 | 15.7.0; 17.3.4; } 22.0.0; 14.3.4; } 870; 180 | 2 | 1,218 |
| 702; 140; } 540 | 2 | 2,410 | 10.1.3; } 11.1.3; 713; } 450 | 3 | 1,799 | | | |
| 11.0.1; } 132; 432 | | | 6 | 2,390 | | | | |

Л и т е р а т у р а

1. Хомяков А. П., Черепицкая Г. Е., Курова Т. А., Власюк В. П. // Зап. ВМО. 1980. Т. 109, вып. 5. С. 566.

Канемит Kanemite



Назван по району находки — области Канем в Республике Чад [1].

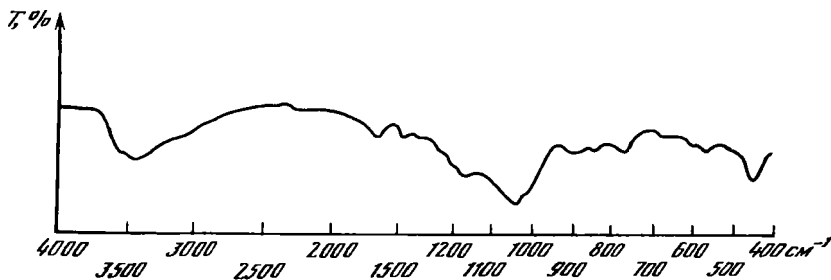
Синон. На-канемит (в отличие от искусственно полученного Н-канемита и его органических аналогов) [2].

Характ. выдел. Округлые агрегаты с поперечником 1,5—2 мм.

Структ. и морф. крист. Ромб. с D_{2h}^2 — *Pnmb*. $a_0 = 7,282$, $b_0 = 20,507$, $c_0 = 4,956$ Å [1]; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,3551 : 1 : 0,2417$, $Z=4$. Для продуктов дегидратации канемита $\text{NaHSi}_2\text{O}_4(\text{OH})_2$ и NaHSi_2O_5 , полученных нагреванием, соответственно: $a_0 = 7,222$ и $7,207$, $b_0 = 15,370$ и $12,760$, $c_0 = 4,898$ Å [1].

Предполагается, что структура слоистая, ионы Na и молекулы H_2O располагаются между слоями SiO_4 -тетраэдров [2]. Под электронным микроскопом различимы таблитчатые кристаллы, уплощенные по (010) с гранями (001), (10), (100), (110), (011) и (0*kl*).

Физ. св. Сп. по (010) совершенная, по (100) ясная. Тв. около 4. Уд. в. 1,926 вычисл. 1,933). Цв. агрегатов белый. Бл. шелковистый. Слабо просвечивает.



Фиг. 92. ИК-спектр канемита (по Иохану и Маглионе)

На ИК-спектрах (фиг. 92) имеются полосы поглощения (см^{-1}): сильная — 146, средней силы — 3570, 3445, 1170 и 456, слабые — 1667, 774 и 569, очень слабые — 1475, 900, 850, 681 и 609.

Микр. В шлифах бесцветен. Двусный (—). $n_g = c$, $n_m = a$, $n_p = b$. свете Na: $n_g = 1,478$, $n_m = 1,470$, $n_p = 1,451$, $2V = 46^\circ$, заметная дисперсия, $>v$.

Хим. Теор. состав: Na_2O — 14,49; SiO_2 — 56,08; H_2O — 29,43.

Предположена формула, учитывающая три стадии выделения воды (при 170, 170—280 и $>280^\circ$) [1]: $\text{NaHSi}_2\text{O}_4(\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 |
|--------------------------------------|-------|--------|--------|--------|
| Na_2O | 13,25 | 13,2 | 13,0 | 13,2 |
| K_2O | 0,10 | 1,2 | 1,6 | — |
| CaO | 0,20 | 0,5 | 0,6 | — |
| Al_2O_3 | 0,40 | — | — | — |
| SiO_2 | 56,68 | 57,5 | 65,5 | 55,4 |
| $\text{H}_2\text{O}_{170^\circ}$ | 16,30 | } 27,5 | } 19,2 | } 31,3 |
| $\text{H}_2\text{O}_{170-280^\circ}$ | 8,45 | | | |
| $\text{H}_2\text{O}_{>280^\circ}$ | 4,25 | | | |
| Сумма | 99,63 | 99,9 | 99,9 | 99,9 |

1— Канем (Республика Чад), анал. Кремп [1]; 2, 3— оз. Богорна (Кения) [3]; 4— искусственный [2].

Диagn. исп. При обработке водой и кислотами из минерала выщелачивается Na [1, 2].

Повед. при нагр. На кривой ДТА [1] фиксируются эндотермические эффекты при 160, 220, 600 и 730° и экзотермические — при 655° (фиг. 93).

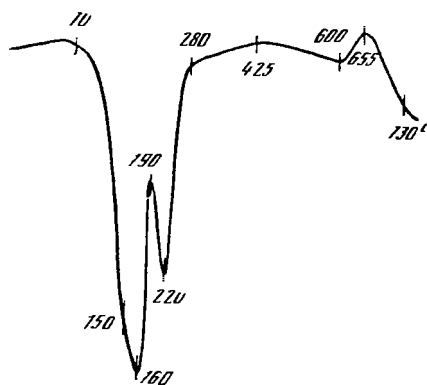
160° потеря в весе соответствует двум молекулам H_2O , в пределах 160 — 220° — одной молекуле H_2O (или 2 OH), выше 280° — молекулы H_2O (или H). Канемит, выделенный при 700° не более 24 ч, реагирует с водой, восстанавливается его первичный состав. Выше 700° образует тридимит [2].

Нахожд. В современных солевых отложениях Канема (Республика Чад), на веро-восточном побережье оз. Чад, агрегаты канемита встречены среди плотных осадочных пород в ассоциации с гейлюсситом, нахколитом, галитом и др. [1]. В докембрийских отложениях оз. Богорна (Кения) обнаружен (в скважинах) в ассоциации с магадитом [3].

Изм. Изменения канемита в природе не установлены. При искусственном воздействии HCl или H_2SO_4 [1, 2] на минерал образуется соединение состава $\text{H}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ (Н-канемит), которое в результате обработки NaOH или солью в щелочной среде снова переходит в канемит. Na и H в канемите в результате катионообменных реакций могут замещаться органическими щелочными катионами — $\text{C}_n\text{H}_{2n+1}\text{NH}_3^+$ и др. [2]; реакции протекают при pH 8—10. У Н-канемита в отличие от Н-магадитовых соединений ионнообменные реакции идут легче [4].

Искусств. Смеси NaOH и SiO_2 , нагретые при 700° (от 5 до 21 ч) и диспергированные в воде, превращаются в канемит [2]. Наиболее окристаллизованная форма канемита образуется при отношении $\text{NaOH} : \text{SiO}_2$ от 0,8 : 1 до 1,05 : 1. α - и β - $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ образуются при реакции магадитов с Na—Si-растворами при нагревании, после обработки водой с метанолом и 21—24-часового нагревания при 200° могут быть регидратированы в канемит [2]. Менее гидратированное соединение $\text{NaHSi}_2\text{O}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$ получено при реакции KHSi_2O_5 с NaOH [5].

Отл. От близкого по составу магадитов отличается оптическими константами и порошковой рентгенограммой.



Фиг. 93. Кривая ДТА канемита (по Иохану и Маглионе)

Межплоскостные расстояния канемита [1]

| Си-излучение, Ni-фильтр, $D=240$ мм | | | | | |
|-------------------------------------|-----|---------------|----------|-----|---------------|
| hkl | l | $d(\text{Å})$ | hkl | l | $d(\text{Å})$ |
| 020 | 10 | 10,33 | 301 | 3 | 2,181 |
| 120 | 1 | 5,92 | 271 | 4 | 2,073 |
| 040 | 5 | 5,133 | 0.10.0 | 1 | 2,050 |
| 140 | 1 | 4,182 | 062; 191 | 5 | 1,995 |
| 111 | 10 | 4,014 | 281 | 4 | 1,929 |
| 121 | 2 | 3,804 | 242 | 1 | 1,902 |
| 200 | 5 | 3,636 | 400 | 3 | 1,823 |
| 220 | 9 | 3,435 | 291 | 2 | 1,799 |
| 051 | 7 | 3,162 | 380 | 3 | 1,760 |
| 160 | 7 | 3,093 | 0.12.0 | 3 | 1,709 |
| 211 | 3 | 2,901 | 381 | 3 | 1,660 |
| 221 | 1 | 2,818 | 192 | 1 | 1,634 |
| 231 | 2 | 2,694 | 282 | 3 | 1,601 |
| 161 | 3 | 2,628 | 391 | 3 | 1,576 |
| 002 | 8 | 2,480 | 143 | 2 | 1,535 |
| 171 | 6 | 2,386 | 0.13.1 | 2 | 1,502 |

Л и т е р а т у р а

1. Johan Z., Maglione G. F. // Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr. 1972. Vol. 95, N 3. P. 371.
2. Beneke K., Lagaly G. // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 7/8. P. 763.
3. Perinet G., Tiercelin J. J., Barton C. E. // Bull. minér. 1982. Vol. 105, N 6. P. 633.
4. Lagaly G., Beneke K., Weis A. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 7/8. P. 642, 650.
5. Kalt A., Wey R. // Bull. Groupe franç. argiles. 1968. Vol. 20, fasc. 2. P. 205.

Магадитт Magadiite



Назван по месту первой находки в районе оз. Магади в Кении [1].

Синон. Магадитт [2], Na-магадитт (в отличие от искусственно полученных H- и Са-магадитта и его органических дериватов) [3—6].

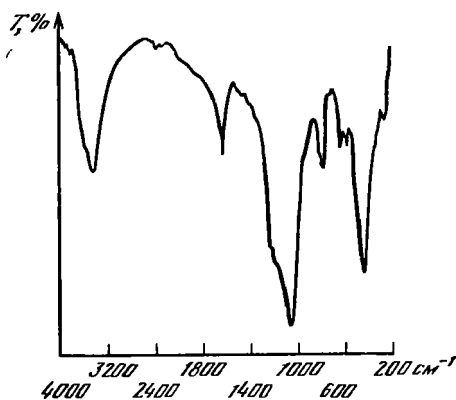
Характ. выдел. Сферолиты диаметром от нескольких микрометров до нескольких сантиметров, тонкозернистые и фарфоровидные массы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $a_0 = b_0 = 7,25$, $c_0 = 15,69 \text{ Å}$, $\beta = 96^\circ 48'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 1 : 1 : 2,164$ (для ортогональной ячейки: $a_0 = b_0 = 7,25$, $c_0 = 62,32 \text{ Å}$), в вакууме: $a_0 = b_0 = 7,30$, $c_0 = 13,73 \text{ Å}$, $\beta = 100^\circ 30'$ [3]; $a_0 = 7,22$, $b_0 = 15,70$, $c_0 = 6,91 \text{ Å}$, $\beta = 95^\circ 16'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,460 : 1 : 0,440$ [7]. Первоначально [1] указывалась тетраг. с. $a_0 = 12,620$, $c_0 = 15,573 \text{ Å}$, $a_0 : c_0 = 1 : 1,234$.

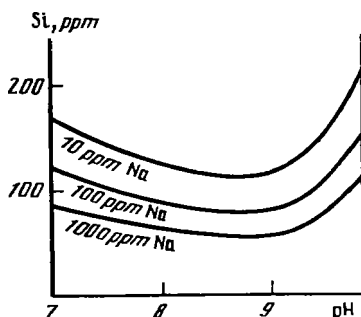
Предполагается слоистая структура: слои SiO_4 -тетраэдров связаны ионами Na^+ и молекулами H_2O [1]. На точечной электронограмме калифорнийского магадитта угол между двумя направлениями параллельных рядов рефлексов — $84^\circ 40'$ [7], ($88-90^\circ$ [3]), а между диагоналями параллелограммов, образованных этими рядами, — $89^\circ 20'$ [7].

Базальные расстояния $d_{001}(\text{Å})$ природного Na-магадитта и его искусственных Са- и H-аналогов изменяются при нагревании (в зависимости от содержания воды) и при обработке проб этиленгликолем (в зависимости от вхождения в структуру обменных оснований):

| | В естественном состоянии | После нагревания | | В вакууме | После обработки этиленгликолем |
|---|--------------------------|------------------|----------------|-----------|-------------------------------------|
| | | до 200° | до 400° | | |
| Природный Na-магадитт | 15,58 [3]; 15,8 [7,8] | 15,53 [3] | 15,08 [8] | 13,53 [3] | 17,85 [3]; 18,0 [3]; 18,8 [8] |
| Искусственные | | | | | |
| Са-магадитт [3] | 15,73 | — | — | 13,76 | 17,2 |
| H-магадитт | 11,20 | 11,12 | 10,77 | 11,20 | 15,60 |
| $\text{H}_2\text{Si}_6\text{O}_{13}$ [3] | | | | | |
| $\text{H}_2\text{Si}_{14}\text{O}_{29} \cdot 5,4\text{H}_2\text{O}$ [6] | 13,2 | 11,2 | 11,2 | | — |



Фиг. 94. ИК-спектр магадита (по Перинет и др.)



Фиг. 95. Кривые растворения магадита в зависимости от содержания Na (по Брикеру и Югстеру)

В органических дериватах магадита d_{001} достигает 60 \AA , его увеличение пропорционально длине цепи органического катиона, замещающего Na^+ [4—6].

По данным электронной микроскопии [7], калифорнийский магадит имеет очень тонкопластинчатое строение, контуры пластинки почти прямоугольные.

Физ. св. и физ.-хим. конст. Тв. низкая. Агрегаты хрупки. Цв. белый [1]. Иногда обнаруживает пятнистую опалесценцию [8].

На ИК-спектре (фиг. 94) имеется область слабого поглощения $\sim 1600 \text{ см}^{-1}$ и сильный острый пик в области $1250\text{—}1000 \text{ см}^{-1}$ [8, 9]. Под электронным лучком разрушается [7]. Свободная энергия реакции образования по Гиббсу $\Delta G^\circ = -1762,2 \text{ ккал}$ [10].

Магадит устойчив в щелочной среде, пересыщенной кремнием. Минимально растворим при pH среды около 9 (фиг. 95). Повышение активности Na увеличивает поле стабильности магадита. Растворимость его резко увеличивается с повышением температуры [10, 11].

Микр. Двупреломление низкое, $n \sim 1,48$ [1].

Хим. Теор. состав для вышеприведенной формулы: $\text{Na}_2\text{O} - 5,82$; $\text{SiO}_2 - 78,97$; $\text{H}_2\text{O} - 15,21$ (в формуле OH и H_2O примерно соответствуют количествам H_2O^+ и H_2O^- в хим. анализах). Указываются также формулы $\text{Na}_2\text{Si}_{14}\text{O}_{28} \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ [3]; $\text{Na}_2\text{Si}_{14}\text{O}_{28} \cdot 11\text{H}_2\text{O}$ [5].

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|-------------------------|-------|---------|---------|-------|-------|--------------------|---------------------|
| Na_2O | 5,55 | 5,74 | 5,0 | 5,82 | 5,61 | 5,12 | 5,84 |
| K_2O | 0,35 | 0,10 | 0,26 | 0,12 | — | 0,02 | — |
| CaO | 0,14 | 0,12 | 0,12 | 0,31 | 0,06 | 0,03 | — |
| MgO | 0,26 | 0,44 | 0,50 | 1,55 | 0,51 | 0,57 | — |
| MnO | 0,01 | не обн. | не обн. | — | — | — | — |
| Fe_2O_3 | 0,55 | 0,12 | » | 0,06 | 0,02 | — | — |
| Al_2O_3 | 0,79 | 0,20 | 0,44 | 0,18 | 0,15 | — | — |
| SiO_2 | 71,62 | 77,78 | 77,5 | 76,73 | 77,36 | 79,0 | 75,8 |
| TiO_2 | 0,06 | сл. | 0,02 | 0,01 | — | — | — |
| H_2O^+ | 5,28 | 5,96 | 4,4 | 4,59 | 15,17 | 15,1 ^{2*} | 18,36 ^{2*} |
| H_2O^- | 9,32 | 9,46 | 10,1 | 9,39 | | | |

Сумма 99,93 99,92 99,14* 98,76 98,88 99,84 100,00

* В том числе $\text{FeO} - 0,24$, $\text{CO}_2 - 0,05$, $\text{Cl} - 0,015$, $\text{F} - 0,0007$, P_2O_5 — не обн., другие примеси — 0,50

^{2*} П. п.

1—оз. Магади (Кения), анал. Кнорринг [1]; 2—оз. Алкалн. шт. Орегон (США); 3—анал. Кнорринг [1]; 4—анал. Шапиро [8]; 5—анал. Янке [7]; 6—анал. Гарднер, Липп и Шилплен, катионообменная емкость 59 м.экв/100 г [12], 7—анал. не указан [5].

| | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|---------------------------------|-------|-------|---------|--------------------|--------------------|
| Na ₂ O | 5,9 | 5,58 | 5,55 | 5,48 | 4,40 |
| K ₂ O | — | — | 0,16 | 0,01 | 0,01 |
| CaO | — | — | 0,14 | 0,008 | 0,03 |
| MgO | — | — | 0,05 | 0,19 | 0,65 |
| SiO ₂ | 78,0 | 74,9 | 78,79 | 78,7 | 80,5 |
| H ₂ O ⁻ \ | 16,1 | 18,19 | 5,20 \ | 15,4 ^{**} | 13,4 ^{**} |
| H ₂ O ⁻ / | | | 9,65 / | | |
| Сумма | 100,0 | 98,67 | 100,20* | 99,788 | 98,99 |

* В том числе Mn < 0,01. Fe₂O₃—0,12. Al₂O₃—0,50. TiO₂—0,03. ** П. п.

8,9—магадит искусственный, анал. не указаны: 8—[13], 9—[5]; 10,11—магадит, рекристаллизованный в ходе обработки HCl и Na₂CO₃ образцов, соответствующих: 10—анализу 1, анал. Кнорринг [1], 11—анализу 2, анал. Гарднер, Липп и Шилплен [12]; 12—сильгидрит, обработанный Na₂CO₃, анал. Гарднер, Липп и Шилплен [12].

Диагн. исп. В воде слабо растворим [10]. Разбавленные кислоты выщелачивают из магадита Na [11].

Повед. при нагр. На кривой ДТА магадита, по данным Мак-Эти [7], имеется несколько сильных эндотермических прогибов от дегидратации между 100 и 200° и экзотермический пик при 740°, отвечающий разрушению структуры. По данным Лагали и др. [5] и Руней и др. [8], дегидратация происходит в два этапа (между 100 и 300°); незначительное широкое эндотермическое понижение при 600—700° соответствует разрушению магадита и образованию кварца; перестройка его в тридимит характеризуется резким экзотермическим пиком около 750° (фиг. 96). Длительное (в течение многих месяцев) выдерживание магадита при 105—110° никакого изменения в нем не вызвало [1, 8]; нагревание до 200 привело лишь к некоторому понижению интенсивностей линий на дифрактограмме [8]. После нагревания при 250° в течение 24 ч и последующего 10-минутного охлаждения на воздухе происходит быстрая регидратация (рентгеновская картина восстанавливается), при остывании же образца над силикагелем структура разрушается (на рентгенограмме фиксируются только базальные рефлексы при 13,8 Å). На рентгенограмме магадита, нагретого до 400°, имеется лишь слабый пик при 15 Å и широкая линия при 3,4 Å [8]; выше 500 [5, 8] (по [7], выше 300°) все дифракционные линии, характерные для магадита, пропадают.



Фиг. 96. Кривая ДТА магадита из шт. Калифорния, США (по Лагали и др.)

Наход. Образование магадита происходит из натрий-карбонат-бикарбонатных или натрий-хлоридных богатых кремнием растворов источников, озер и других водоемов; он осаждается при повышении или понижении pH до ≈9,8 в результате выпаривания или разбавления растворов менее концентрированными водами. Впервые минерал найден в плейстоценовых осадочных отложениях района оз. Магади в Кении [1], где среди глин и алевролитов залегает сложенный им в основном белый слой мощностью от нескольких сантиметров до 0,6 м; другие минералы того же слоя — кенияит и макатит [1, 14]. В магадите имеются жидкие включения рапы. В подобной же обстановке магадит найден в районе озер Натрон и Олдеани в Танзании [15]. Ука-

зывается [16] нахождение магадинита в осадках провинции Канем северо-восточнее оз. Чад (Республика Чад). В донных эвапоритовых черных илах оз. Богория, Рифт-Грегори (Кения), обнаружен (в керне скважины) в ассоциации с канемитом [9]. Встречен в жилах, секущих глинисто-песчаные осадки, в илах и рассолах оз. Алкали в шт. Орегон (США) вместе с троней, термонатриумом, галитом, содой, гейлюсситом [8, 17]. В округе Тринити, шт. Калифорния (США) [17], магадинит, осаждавшийся из вод высокощелочного (рН 10,3—10,9) холодного (10°) соленого источника, встречен с сильгидритом [10]. В том же округе магадинит известен как минерал измененных вулканических пород, наблюдается в ассоциации с родезитом и монтмориллонитом [7, 17]. Предполагается, что он отлагался из натрий-хлоридных вод [7, 17].

По рентгеновским данным, магадинит обнаружен в диатомитах нижнего голоцена в районе Кафры (Нигер) [18].

Изм. При длительной обработке грунтовыми и другими приповерхностными водами Na из магадинита выносятся, в результате чего он превращается в кенияит, сильгидрит, кремнистый роговик [1, 7, 12, 17]. На основании экспериментальных данных [19] предполагается, что переход магадинита в кенияит происходит через аморфную фазу.

По Хею [15], превращение магадинита в кварц идет спонтанно по реакции $\text{NaSi}_7\text{O}_{13}(\text{OH})_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O} \rightarrow 7\text{SiO}_2 + \text{Na}_2\text{O} + 4\text{H}_2\text{O}$. По магадиниту могут образовываться канемит [20] и рибекит [11] при воздействии железистых растворов.

Магадинит обладает способностью к обмену межслоевых ионов Na на протоны, ионы Ca, органические катионы или соединения.

В результате обработки разбавленными кислотами образуется H-магадинит состава $\text{H}_2\text{Si}_{14}\text{O}_{29} \cdot 5,4\text{H}_2\text{O}$ [5, 6] с параметрами $a_0 = 7,11$, $b_0 = 7,42$, $\beta = 95^\circ$ (или состава $\text{H}_2\text{Si}_6\text{O}_{13}$ [1, 3]). При насыщении магадинита кальцием образуется Ca-магадинит [3]. Замена Na^+ в магадините или протона (в H-магадините) на органические катионы приводит к образованию многочисленных органических дериватов магадинита [4—6]. Количество замещенных катионов Na зависит от природы органического катиона и может достигать 2.

Искусств. Впервые синтезирован [13] из растворов с молекулярным отношением $\text{SiO}_2 : \text{Na}_2\text{O} = 13 : 1$, выдержанных в течение 3 лет при температуре 100° и давлении 1 атм; синтез осуществлен и при меньшем содержании SiO_2 в растворе [21]. Позже при сходных условиях за 3 нед был получен хорошо окристаллизованный магадинит [7]. Нагревание смеси 9SiO_2 , 2NaOH , $75 \text{H}_2\text{O}$ при 100° в течение 4 нед позволило получить белый порошокватый магадинит, а затем H-магадинит и органические дериваты магадинита [4—6, 18]. В опытах, использовавших KOH вместо NaOH, осаждалась K-форма магадинита [19]. Li^+ , Cs^+ , Sr^{2+} и Ba^{2+} в этом отношении вели себя подобно ионам K. Магадинитоподобный материал получен также при обработке сильгидрита раствором Na_2CO_3 [12].

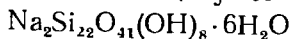
Межплоскостные расстояния магадинита из Калифорнии [1, 7]

| Дифрактометр | | | | | | | | |
|--------------|----------|--------------|-------------|----------|--------------|-------------|----------|--------------|
| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
| 010 | 100 | 15,77 | 002; 140; } | | | 241; 300 | 2 | 2,405 |
| 020 | 9 | 7,79 | 041 | 80 | 3,43 | 250; 212 | 4,5 | 2,348 |
| 100 | 3 | 7,19 | 220 | 35 | 3,30 | 013 | 2,5 | 2,263 |
| 001 | 3 | 6,88 | 022 | 10 | 3,20 | 123 | 2,5 | 2,061 |
| 120 | 4 | 5,62 | 050 | 50 | 3,14 | 162 | 1 | 1,940 |
| 030 | 19 | 5,18 | 141; 102; } | | | 312 | 1 | 1,868 |
| 021 | 16 | 5,01 | 230; 211 } | 3 | 2,99 | 181; 271 | 1 | 1,819 |
| 101 | 3 | 4,69 | 051; 032 | 3,5 | 2,855 | 280 | 1 | 1,735 |
| 130 | 18 | 4,46 | 122 | 2,5 | 2,812 | 421 | 1 | 1,665 |
| 031 | 9 | 4,00 | 240 | 3,5 | 2,736 | 034; 191; } | | |
| 040 | 4 | 3,93 | 231 | 5 | 2,635 | 104; 272 } | 1,5 | 1,635 |
| 200 | 10 | 3,62 | 042; 132 | 4,5 | 2,590 | 092; 323; } | | |
| 131; 210 | 12 | 3,54 | 160 | 3,5 | 2,527 | 450 } | 1,5 | 1,557 |

Л и т е р а т у р а

1. Eugster H. P. // Science. 1967. Vol. 157, N 3793. P. 1177.
2. Семенов Е. И. // Минералогические таблицы. М.: Недра, 1981. С. 131.
3. Brindley G. W. // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 11/12. P. 1583.
4. Lagaly G., Beneke K., Weiss A. // Proc. Intern. Clay Conf., 1972. Madrid, 1973. P. 663.
5. Lagaly G., Beneke K., Weiss A. // Amer. Miner. 1975. Vol. 60, N 7/8. P. 642.
6. Lagaly G., Beneke K., Weiss A. // Ibid. P. 650.
7. McAtee J. L., Jr., House R., Eugster H. P. // Ibid. 1968. Vol. 53, N 11/12. P. 2061.
8. Rooney T. P., Jones B. F., Neal J. T. // Ibid. 1969. Vol. 54, N 7/8. P. 1034.
9. Perinet G., Tiercelin J. J., Barton C. E. // Bull. miner. 1982. Vol. 105, N 6. P. 633.
10. Bricker O. P. // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 7/8. P. 1026.
11. Eugster H. P., I-Ming Chou // Escop. Geol. 1973. Vol. 68, N 7. P. 1144.
12. Gude A. J., Sheppard R. A. // Amer. Miner. 1972. Vol. 57, N 7/8. P. 1053.
13. McCulloch L. // J. Amer. Chem. Soc. 1952. Vol. 74. P. 2453.
14. Eugster H. P. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1969. Vol. 22, N 1. P. 1; Sheppard R. A., Gude A. J., Hay R. L. // Amer. Miner. 1970. Vol. 55, N 3/4. P. 358.
15. Hay R. L. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1968. Vol. 17, N 4. P. 255.
16. Maglione G. // Bull. Serv. carte géol. Alzace et Lorraine. 1970. Vol. 23, fasc. 3—4. P. 177.
17. Eugster H. P., Jones B. F., Sheppard R. A. // Geol. Soc. Amer. Ann. Meet. Wash. (D. C.), 1967. P. 60; Sheppard R. A., Gude A. J. // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 1 2. P. 251.
18. Maglione G., Servant M. // C. r. Acad. sci. D. 1973. Vol. 277, N 17. P. 1721.
19. Beneke K., Lagaly G. // Amer. Miner. 1983. Vol. 68, N 7/8. P. 818.
20. Beneke K., Lagaly G. // Ibid. 1977. Vol. 62, N 7/8. P. 763.
21. Iler R. K. // J. Colloid Sci. 1964. Vol. 19. P. 648.

Кенияит Kenyaite



Назван по стране (Кения), в которой впервые найден [1].

Характ. выдел. Конкреции с поперечником до нескольких сантиметров.

Структ. и морф. крист. Сингония точно не установлена. Монокл. (или трикл.) с., $a_0=7,79$, $b_0=19,72$, $c_0=6,91$ Å, $\beta=95^\circ 54'$, $a_0 : b_0 : c_0=0,395 : 1 : 0,350$ [2]; тетраг. с., $a_0=12,810$, $c_0=19,875$ Å, $a_0 : c_0=1 : 1,551$ [1]. Угол между двумя направлениями параллельных дифракционных рядов на электронной дифрактограмме для кенияита из Кении (как и для магадитита) $\sim 84^\circ$ [2].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Цв. белый. Свободная энергия реакции образования по Гиббсу $\Delta G = -2603,5$ ккал [4]. Под электронным пучком быстро разрушается [2].

Микр. Двупреломление низкое. $n \approx 1,48$ [1].

Хим. Теор. состав: $\text{Na}_2\text{O} - 3,89$; $\text{SiO}_2 - 84,52$; $\text{H}_2\text{O} - 11,59$. В формуле OH и H_2O примерно соответствуют H_2O^+ и H_2O^- . Анализ кенияита из Кении, анал. Кнорринг [1] (%): $\text{Na}_2\text{O} - 3,95$; $\text{K}_2\text{O} - 0,04$; $\text{MgO} - 0,04$; $\text{CaO} - 0,11$; $\text{MnO} - \text{сл.}$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,22$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,09$; $\text{SiO}_2 - 83,50$; $\text{TiO}_2 - 0,02$; $\text{H}_2\text{O}^+ - 4,90$; $\text{H}_2\text{O}^- - 7,10$; сумма — 99,98.

В синтетическом кенияите отношение $\text{SiO}_2 : \text{Na}_2\text{O} = 20$. Предполагается, что более высокое отношение $\text{SiO}_2 : \text{Na}_2\text{O} = 22$ в природном образце является результатом частичного выщелачивания Na природными водами [3].

Диagn. исп. При обработке кенияита кислотами из него выщелачивается Na [1]. Устойчив в пересыщенных аморфным кремнеземом растворах с отношением $\text{Na}^- : \text{H}^+ > 5$ [4].

Повед. при нагр. На кривой ДТА фиксируются эндотермические эффекты дегидратации при 155, 185 и 220° и экзотермический эффект при 680°, отвечающий разрушению структуры [2]. При нагревании до 100° под повышенным давлением превращается в кварц, под нормальным давлением при 700° — в смесь тримита и кварца [1].

Находж. Встречен в самых верхних плейстоценовых осадочных отложениях районов соленых озер Магади в Кении, Натрон и Олдеани в Танзании в виде нодулей в магадититовых слоях вместе с кальцитом и глинистыми минералами [1, 5, 6]. Некоторые конкреции кенияита имеют кремнистое ядро [1, 5]. По рентгеновским данным, кенияит обнаружен в диатомитах голоцена в бас-

сейне Кафры (Нигер) [7]. Стабилен в щелочных карбонат-бикарбонатных водах, богатых Na и Si [4].

Изм. По Хею [5], может превращаться в кремнистый роговик. Кремнистые ядра в конкрециях кенияита — результат выщелачивания из него натрия [1].

Искусств. Синтезирован из водных суспензий, содержащих SiO_2 (силикагель) и NaOH (или Na_2CO_3) с отношениями $\text{SiO}_2 : \text{NaOH}$ от 5 до 20 и $\text{H}_2\text{O} : \text{NaOH}$ от 50 до 500 при температуре от 100 до 150° [3]. Первоначально (при 100°) осаждается магадит, который затем постепенно (в течение нескольких месяцев) превращается в кенияит. Предполагается, что это преобразование происходит через аморфную фазу. Время реакции значительно уменьшается при повышении температуры. Кенияит в этом случае образуется в виде сферических нодулей из отдельных пластиноподобных кристаллов. Кенияит может быть получен непосредственно из суспензии (минуя фазу магадита) при высоком отношении $\text{SiO}_2 : \text{Na}_2\text{O}$ (≥ 16).

При использовании KOH вместо NaOH осаждалась К-форма кенияита, причем раньше, чем К-форма магадита, Li^+ , Cs^+ , Sr^{2+} и Ba^{2+} в этом отношении вели себя подобно K^+ . Кристаллическая кремнекислота, полученная из К-силиката, при реакции с NaOH дает Na-силикат, весьма сходный с кенияитом. Кенияит может быть получен из концентрированного или разбавленного водой жидкого стекла при температуре выше 120°. Аморфный осадок появляется через несколько дней и медленно трансформируется в кристаллический кенияит (с интенсивным рефлексом 19,8 Å). Кристалличность его увеличивается в течение последующих 3 мес, но при этом одновременно образуется кварц. Агрегаты хорошо образованных пластин кенияита напоминают природные образцы.

Предполагается, что механизм образования кенияита из суспензий и жидкого стекла различен.

Синтетический кенияит обнаруживает внутрикристаллическую реактивность [3]. При обработке разбавленной кислотой (0,1 M HCl) в течение нескольких дней межслоевые ионы Na выщелачиваются и заменяются на протоны, в результате чего кенияит превращается в кристаллическую кремнекислоту (Н-кенияит) примерного состава $\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (воздушно-сухая). Замена начинается при pH 9—10, но в основном происходит при pH ~7. При этом базальное расстояние кенияита в суспензии остается почти неизменным (19,6—19,8 Å), но после высыхания образца на воздухе резко сокращается до 17,6—18 Å. Предполагается, что один слой H_2O удаляется из каждого межслоевого промежутка. При регидратации Н-кенияита в воде базальное расстояние достигает 18,6 Å, но не более. Количество и чистота получаемого Н-кенияита оптимальны при длительности опыта от 8 до 24 мес. При более длительной обработке он превращается в кварц.

При обработке кенияита растворами органических реактивов происходит ионный обмен межслоевых ионов Na кенияита на длинноцепочечные органические катионы. Большие базальные расстояния (24—44 Å) указывают на то, что эти катионы соединены в бимолекулярные слои. В присутствии гликоля уменьшаются и другие базальные расстояния.

Межплоскостные расстояния кенияита из Кении [1, 2]

| | | | Дифрактометр | | | | | |
|--------------|----------|--------------|--------------|----------|--------------|-------------|----------|--------------|
| <i>hkl</i> * | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
| 010 | 100 | 19,68 | 121 | 5 | 4,471 | 132 | 12 | 2,827 |
| 020 | 50 | 9,925 | 131 | 10 | 3,945 | 052; 142 | 3 | 2,652 |
| 100 | 2 | 7,775 | 210 | 5 | 3,754 | 202; 251; 1 | 3 | 2,520 |
| 001; 110 | 5 | 7,272 | 002 | 20 | 3,638 | 320 | | |
| 030 | 5 | 6,620 | 012; 141 | 22 | 3,525 | 152; 212 | 3 | 2,480 |
| 021 | 7 | 5,637 | 051 | 85 | 3,428 | 003; 222; 1 | 5 | 2,416 |
| 101 | 12 | 5,142 | 230 | 45 | 3,320 | 330 | | |
| 130 | 35 | 4,955 | 032 | 55 | 3,198 | 023; 232 | 7 | 2,343 |
| 031 | 28 | 4,689 | 231; 042 | 14 | 2,934 | 233 | 3 | 1,880 |

* Индексировано в предположении монокл. с.

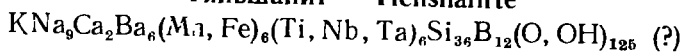
Л и т е р а т у р а

1. Eugster H. P. // Science. 1967. Vol. 157, N 3793. P. 1177; Eugster H. P., Jones B. F., Sheppard R. A. // Geol. Soc. Amer. Ann. Meet. Wash. (D. C.), 1967. P. 60.
2. McAtee J. L., Jr., House R., Eugster H. P. // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 11/12. P. 2061.
3. Beneke K., Lagaly G. // Ibid. 1983. Vol. 68, N 7/8. P. 818.
4. Bricker O. P. // Ibid. 1969. Vol. 54, N 7/8. P. 1026.
5. Hay R. L. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1968. Vol. 17, N 4. P. 255.
6. Eugster H. P. // Ibid. 1969. Vol. 22, N 1. P. 1.
7. Maglione G., Servant M. // C. r. Acad. sci. D. 1973. Vol. 277, N 17. P. 1721.

СТРУКТУРА ТИПА ТЯНЬШАНИТА

| Тяньшанит | Сингония | a_0 | c_0 | Уд. в. |
|---|----------|--------|--------|--------|
| $\text{KNa}_9\text{Ca}_2\text{Ba}_6(\text{Mn, Fe})_6(\text{Ti, Nb, Ta})_6\text{Si}_{36}\text{B}_{12}(\text{O, OH})_{125} (?)$ | Гексаг. | 16,755 | 10,435 | 3,29 |

Тяньшанит Tianshanite



Назван по месту находки на Южном Тянь-Шане [1].

Характ. выдел. Мономинеральные мелкокристаллические агрегаты (до 5×6 см).

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $C_{6h}^1 - P6/m$. $a_0 = 16,755$, $c_0 = 10,435$ Å, $a_0 : c_0 = 1 : 0,623$ [1]; $a_0 = 16,772$, $c_0 = 10,434$ Å, $a_0 : c_0 = 1 : 0,622$ [2]. $Z = 1$.

Структура тяньшанита [2] состоит из чередующихся вдоль оси c трехслойных пакетов (фиг. 97). Средний слой («сердечник») образует шестерные кольца из Мп-пятивершинников (полуоктаэдров), соединенных общими ребрами, и пары $(\text{Ti, Nb})\text{O}_6$ -октаэдров, связанных вершинами между собой и с Мп-полуоктаэдрами. В крупных полостях слоя размещены атомы Ва, имеющие координацию 11. К сердечнику с обеих сторон примыкают $\text{Si}-\text{B}-\text{O}$ -тетраэдрические сетки. Каждый четвертый тетраэдр сетки — VO_4 . SiO_4 -тетраэдры соединены в шестичленные кольца. Все SiO_4 -тетраэдры направлены свободными «носиками» в сторону сердечника, каждый VO_4 -тетраэдр обращен в противоположную сторону и соединен с идентичным тетраэдром соседнего пакета в B_2O_7 -группу, образуя мостик между соседними «кольчугами» разных пакетов и объединяя ординарные тетраэдрические сетки в четырехэтажную сетку [3]. В пустотах между пакетами располагаются атомы Na с координацией 7 и 8, K — 12 и Ca — 6.

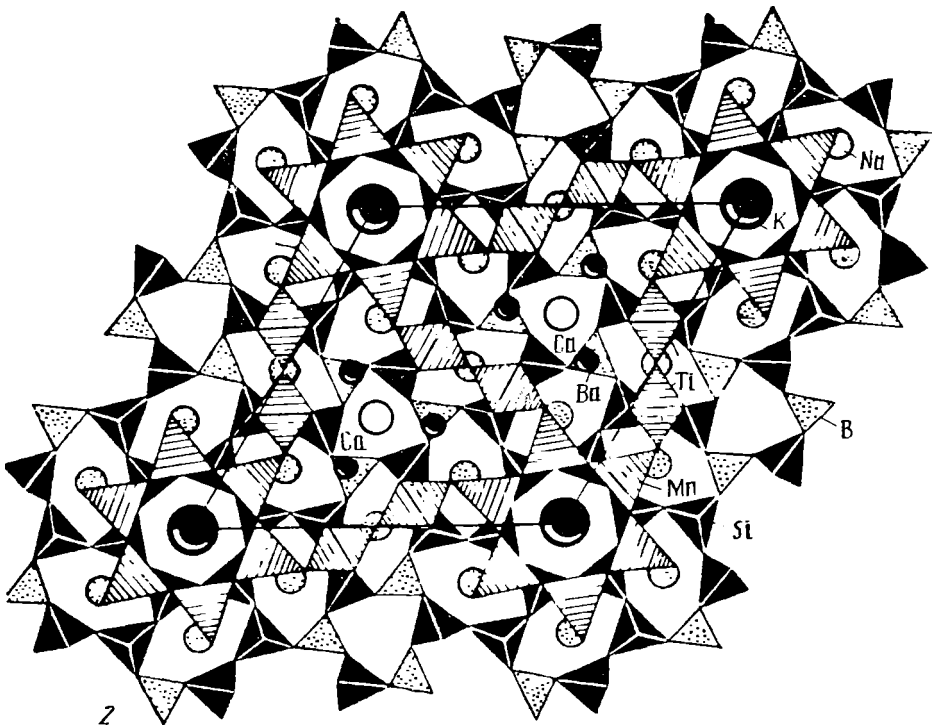
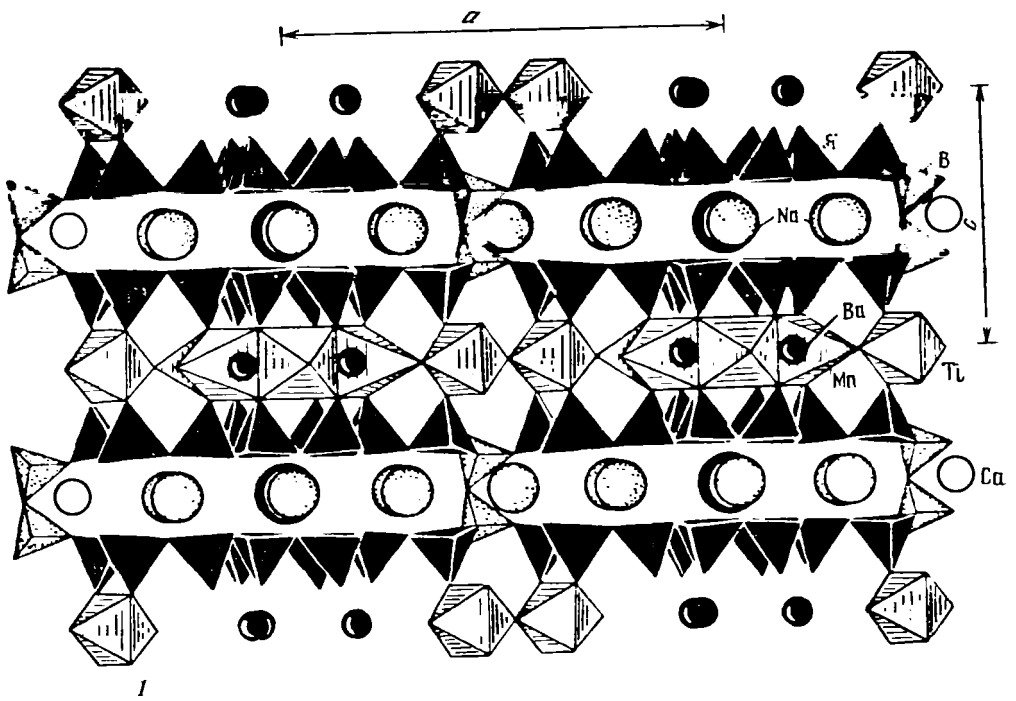
Межатомные расстояния (Å) [2]: в SiO_4 -тетраэдрах — $\text{Si}-\text{O}$ от 1,52 до 1,67; в VO_4 -тетраэдрах — $\text{V}-\text{O}$ от 1,40 до 1,59; в $(\text{Ti, Nb})\text{O}_6$ -октаэдрах — $(\text{Ti, Nb})-\text{O}$ от 1,79 до 2,18; в Мп-пятивершинниках — $\text{Mn}-\text{O}$ от 2,03 до 2,14; в Na-полиэдрах — $\text{Na}-\text{O}$ от 2,25 до 3,05; в Ва-полиэдрах — $\text{Ba}-(\text{O, OH})$ от 2,88 до 3,06; в Ca-призмах — $\text{Ca}-\text{O} = 2,32$; в K-полиэдре — $\text{K}-\text{O} = 3,06$.

Физ. св. Сп. по (0001) ясная. Хрупок. Тв. 6—6½. Уд. в. 3,29. Цв. фиштакково-зеленый. Бл. стеклянный. Пьезоэлектрического эффекта не обнаруживает [1]. В коротковолновой части ИК-спектра тяньшанита наблюдались интенсивные полосы поглощения с пиками 1082 и 986 и слабые — 1140 и 950 cm^{-1} ; в длинноволновой — около 620 и 551—516 cm^{-1} (фиг. 98) [4].

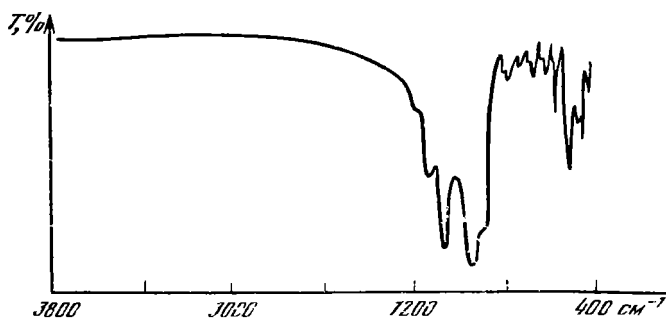
Микр. Одноосный (—). $n_o = 1,666$, $n_e = 1,653$, $n_o - n_e = 0,013$.

Хим. Анализ (анал. Казакова) [1] (0): $\text{Na}_2\text{O} - 5,93$; $\text{K}_2\text{O} - 2,12$; $\text{MgO} -$ сл.; $\text{CaO} - 1,95$; $\text{BaO} - 18,00$; $\text{MnO} - 7,80$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1,00$; $\text{B}_2\text{O}_3 - 7,50$; $\text{SiO}_2 - 43,24$; $\text{TiO}_2 - 6,90$; $\text{Nb}_2\text{O}_5 - 4,14$; $\text{Ta}_2\text{O}_5 - 0,84$; $\text{H}_2\text{O} -$ не обн.; сумма — 99,42. Отмечено содержание битумоида-А (0,0037%) [5].

Наход. Обнаружен [1] в Южном Тянь-Шане в жилах кварц-эгирин-микроклинового пегматита, секущих щелочные сиениты, в ассоциации с аксессуарными пирохлором, астрофиллитом бафертситом, стиллуэллитом, данбуритом



Фиг. 97. Структура тьяньшанита (по Малиновскому и Победимской)
 1 — проекция на плоскость ac ; 2 — проекция на плоскость (0001)



Фиг. 98. ИК-спектр тяньшанита (по Поваренных)

датолитом, титанитом, кальцитом. Приурочен к центральным участкам пегматитовых тел.

Изм. По трещинкам спайности замещается датолитом.

Межплоскостные расстояния тяньшанита [1]

Cg-излучение, V-фильтр. $D = 114,0$ мм. Внутренний стандарт NaCl

| hkl | I | $d(\text{Å})$ | hkl | I | $d(\text{Å})$ | hkl | I | $d(\text{Å})$ |
|-------|-----|---------------|---------|------|---------------|---------|-----|---------------|
| 0001 | 3,5 | 10,50 | 2213 | 2,5 | 2,674 | 4590 | 1,5 | 1,852 |
| 01,2 | 1 | 4,91 | 0004; } | 1,5 | 2,602 | 3691 | 1,5 | 1,803 |
| 0331 | 1 | 4,39 | 1590 } | | | 3533; } | 2ш | 1,776 |
| 2210 | 10 | 4,19 | 0660 | 5 | 2,419 | 0773 } | | |
| 1310 | 1,5 | 4,04 | 2570; } | | | 4592; } | | |
| 2211 | 3 | 3,89 | 3471; } | 1,5 | 2,329 | 2791 } | 1 | 1,749 |
| 1232 | 1,5 | 3,76 | 1512 } | | | 2613 | 1,5 | 1,738 |
| 0003 | 8 | 3,474 | 1670 | 1 | 2,213 | | 1,5 | 1,540 |
| 2350 | 2,5 | 3,333 | 1671; } | 1,5 | 2,168 | | 1,5 | 1,492 |
| 2212 | 2,5 | 3,266 | 342 } | | | | 2,5 | 1,404 |
| 2311 | 9 | 3,177 | 1513; } | | | | 2 | 1,304 |
| 1411 | 1,5 | 3,030 | 0770; } | 1,5ш | 2,078 | | 2,5 | 1,269 |
| 2312 | 5 | 2,803 | 3510 } | | | | 1,5 | 1,230 |
| 1412 | 1,5 | 2,712 | 4411 | 2 | 2,054 | | 1,5 | 1,215 |

Л и т е р а т у р а

Дусматов В. Д., Ефимов А. Ф., Алхазов В. Ю., Казакова М. Е., Шумяцкая Н. Г. // ДАН СССР. 1967. Т. 177, № 3. С. 678.

Малиновский Ю. А., Победимская Е. А., Белов Н. В. // Там же. 1977. Т. 236, № 4. С. 863.

Белов Н. В. // Минерал. сб. Львов, 1978. № 32, вып. 2. С. 9.

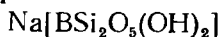
Поваренных А. С. // Минерал. журн. 1979. Т. 1, № 2. С. 3; Некрасов И. Я., Зиборова Т. А. // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1974. Вып. 4. С. 131.

Дусматов В. Д., Марков А. Б. // Минерал. сб. Львов, 1971, № 25, вып. 3. С. 231.

СТРУКТУРА ТИПА СИРЛЕЗИТА

| | Сингония | a_0 | b_0 | c_0 | β | Уд. в. |
|--|----------|-------|-------|-------|---------|--------|
| Сирлезит | Монокл. | 7,981 | 7,065 | 4,905 | 93°57' | 2,464 |
| Na[BSi ₂ O ₅ (OH) ₂] | | | | | | |

Сирлезит Searlesite



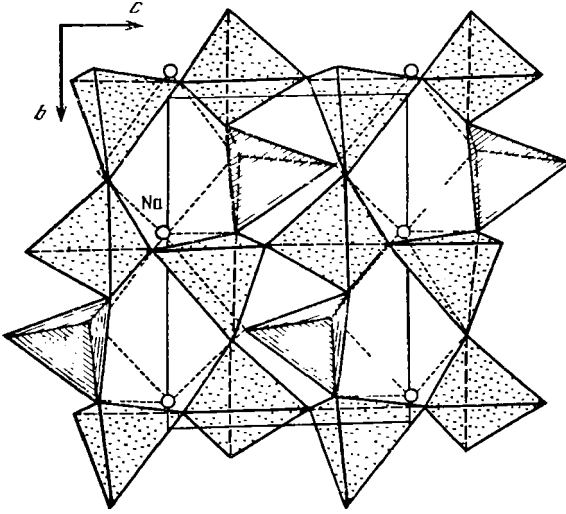
Назван по имени американского исследователя Дж. Сирлеза [1]

Характ. выдел. Кристаллы, сферолитовые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_2^2 - P2_1$, $a_0 = 7,981$, $b_0 = 7,065$, $c_0 =$

$=4,905 \text{ \AA}$, $\beta=93^\circ 57'$ [2]; $a_0=7,972$, $b_0=7,052$, $c_0=4,900 \text{ \AA}$, $\beta=93^\circ 57'$, $a_0 : b_0 : c_0=1,130 : 1 : 0,695$, $Z=2$ [3—5].

Основу структуры сирлезита составляют борокремнекислородные слои состава $[\text{BSi}_2\text{O}_5(\text{OH})]_\infty$, параллельные (100) — фиг. 99, 100 [2, 4, 5]. Кремнекислородные тетраэдры в плоскости (100) образуют слой $[\text{Si}_2\text{O}_5]_\infty$ с шестичленными кольцами, в которых чередуются по-разному ориентированные $\text{Si}(1)\text{O}_4$ - и $\text{Si}(2)\text{O}_4$ -тетраэдры. Два свободных кислорода противоположных SiO_4 -тетраэдров связаны атомом В, координация которого дополняется до тетраэдрической OH -группами. Таким образом, весь борокремнекислородный слой складывается пятичленными кольцами из четырех SiO_4 -тетраэдров и одного $\text{BO}_2(\text{OH})_2$ -тетраэдра.

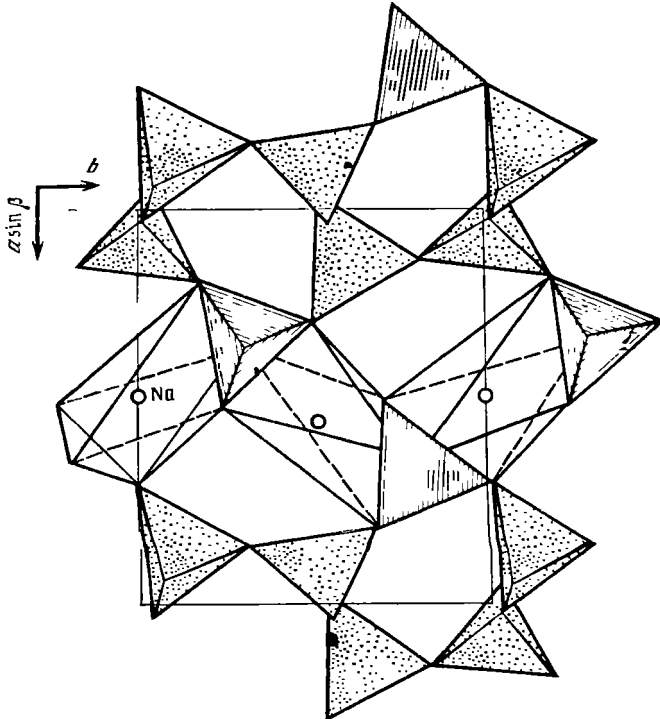


Фиг. 99. Структура сирлезита в проекции на плоскость (100) (по Кравченко и Бокию)

Тетраэдры $\text{BO}_2(\text{OH})_2$ заштрихованы; показано положение атомов Na

Фиг. 100. Структура сирлезита в проекции на плоскость (001) (по Кравченко)

Тетраэдры $\text{BSi}_2(\text{OH})_2$ заштрихованы; показаны колонны Na-октаэдров



В направлении оси c в структуре сирлезита можно выделить пироксеноподобные цепочки SiO_4 -тетраэдров, отличающиеся от пироксеновых иным разворотом тетраэдров (углы $\text{O}(5)-\text{O}(2)-\text{O}(5')$ и $\text{O}(2)-\text{O}(5)-\text{O}(2')$ равны $140,96^\circ$) и соответственно меньшим периодом c_0 ($4,9 \text{ \AA}$ вместо $5,2 \text{ \AA}$ у пироксенов). В направлении оси b образуются спиральные кремнекислородные цепочки и цепочки состава $\text{BSi}_2\text{O}_7(\text{OH})_2$ [2, 5].

Борокремнекислородные слои связаны друг с другом искаженными NaO_6 -октаэдрами, образующими бесконечные колонки вдоль оси b . Совершенная спайность сирлезита по (100) обусловлена наличием в структуре борокремнекислородных слоев и слабыми связями в Na-полиэдрах, соединяющих эти слои.

Межатомные расстояния (Å): $\text{Si}(1)-\text{O}$ от 1,602 до 1,621, $\text{O}-\text{O}$ от 2,552 до 2,711; $\text{Si}(2)-\text{O}$ от 1,579 до 1,626, $\text{O}-\text{O}$ от 2,569 до 2,674; $\text{B}-\text{O}$ от 1,454 до 1,492, $\text{O}-\text{O}$ от 2,369 до 2,436; $\text{Na}-\text{O}$ от 2,316 до 2,694, $\text{O}-\text{O}$ от 2,395 до 4,702; $\text{H}-\text{B}=1,983$ и 1,984; $\text{H}-\text{O}$ от 0,87 до 2,32; $\text{Na}-\text{B}=2,970$ и 3,014; $\text{Si}(1)-\text{B}=2,803$; $\text{Si}(2)-\text{B}=2,090$; $\text{Si}(1)-\text{Si}(2)=3,0343$; 3,0460 и 3,0946. Углы (град): $\text{O}-\text{Si}(1)-\text{O}$ от $104,91$ до $114,52$, $\text{O}-\text{Si}(2)-\text{O}$ от $106,36$ до $113,83$, $\text{O}-\text{B}-\text{O}$ от $106,13$ до $113,58$, $\text{O}-\text{Na}-\text{O}$ от $57,90$ до $144,65$, $\text{O}-\text{H}-\text{O}$ от $146,6$ до $170,02$, $\text{Na}-\text{O}-\text{H}$ от $97,6$ до $134,7$, $\text{B}-\text{O}-\text{H}$ от $113,27$ до $114,2$. $\text{Si}(1)-\text{O}-\text{Si}(2)=138,72$, $140,80$ и $146,82$, $\text{B}-\text{O}-\text{Si}(1)=130,24$, $\text{B}-\text{O}-\text{Si}(2)=142,59$ [2].

Диэдрич.— осевой кл. $C_2-2(L_2)$. $a : b : c = 1,130 : 1 : 0,695$, $\beta = 93^\circ 57'$ (в рентгеновской установке).

Главные формы [3, 6, 7] (приведены в рентгеновской установке):

| | σ | ρ | | ϕ | ρ |
|---------|----------|--------|----------------|--------|--------|
| a 100 | 90 00 | 90°00' | ϵ 101 | 90°00 | 34 28' |
| b 010 | 0 00 | 90 00 | r 201 | -90 00 | 49 18 |
| m 110 | 41 35 | 90 00 | | | |

На кристаллах из Лопара (Югославия), кроме того, развиты грани: c (001), (120), i (210), e (011), q (201), l (102), p (101), f (111), h (331), n (111), g (121) [8].

В морфологической установке, по Роджерсу [6]. $a : b : c = 1,148 : 1 : 1,034$, $\beta = -13^\circ 31'$, по Фошагу [7], $a : b : c = 1,1503 : 1 : 1,0367$. $\beta = -13^\circ 31'$. Соотношение граней рентгеновской (Р.) и морфологической (М.) установок:

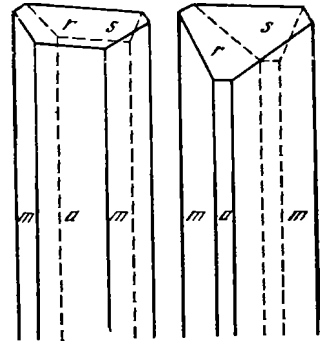
| | a | b | m | r | s |
|----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Р. | 100 | 010 | 110 | 201 | 101 |
| М. | 100 | 010 | 110 | 101 | 101 |

Кристаллы призматические до игольчатых по оси c длиной 3—6 мм (фиг. 11), реже пластинчатые до слюдоподобных по (100). Пластинчатые кристаллы сирлезита с гранями (100), (110) и (110) из пород формации Грин-Ривер, шт. Вайоминг (США), достигают в длину 17 см, в ширину 10 см при толщине до 0,5 см [3]. Двойники не обнаружены.

Физ. св. Сп. по (100) совершенная. Тв. 1—2 (3,5, по Фошагу [7]). Уд. в. 2,45—2,46 (вычисл. 2,464 [3]). Бесцветный, белый. Бл. стеклянный.

Микр. Пл. опт. осей \perp (100) [6, 7] или (010) [3]. $cNp = 30-32^\circ$, $Ng = b$, 7]. Двуосный (—). $n_g = 1,535$, $n_m = 1,530-1,533$, $n_p = 1,513-1,522$, $n_g - n_p = 0,022-0,013$ [3, 6—8]. $2V = 55^\circ$ [3], $73^\circ 53'$ [8]. Дисперсия $r < v$ [8].

Хим. Теор. состав: $\text{Na}_2\text{O} - 15,20$; $\text{B}_2\text{O}_3 - 17,15$; $\text{SiO}_2 - 58,82$; $\text{H}_2\text{O} - 8,83$.



Фиг. 101. Кристаллы сирлезита из района Коулдейла-Амондейла, шт. Невада, США (по Фошагу)

Анализы:

| Анализы: | | | | | | | | | |
|--------------------------------|-------|---------|---------|-------|-------------------------------|---------|---------|--------|--------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 | |
| Na ₂ O | 12,78 | 15,31 | 15,16 | 14,60 | SiO ₂ | 56,41 | 58,88 | 58,72 | 58,80 |
| K ₂ O | 1,00 | Не обн. | Не обн. | 0,17 | H ₂ O ⁺ | 9,47 | 8,90 | 8,92 | 8,90 |
| MgO | 1,82 | 0,03 | 0,02 | 0,32 | H ₂ O ⁻ | | Не обн. | 0,08 | |
| CaO | — | Не обн. | Не обн. | — | Сумма | 100,00 | 100,15 | 100,01 | 100,51 |
| FeO | 1,89 | — | — | — | Уд. в. | — | 2,460 | — | — |
| B ₂ O ₃ | 16,26 | 16,95 | 16,99 | 17,28 | n _g | 1,528 * | 1,535 | 1,535 | — |
| Al ₂ O ₃ | 0,37 | 0,04 | — | 0,44 | n _m | — | 1,531 | 1,530 | — |
| Fe ₂ O ₃ | — | 0,04 | 0,12 | — | n _p | 1,520 | 1,516 | 1,522 | — |

* По-видимому, занижен ввиду трудности определения на мелких слюдоподобных пластинках [7].

1—из глин оз. Сирлез, Калифорния, анал. Хикс, анализ пересчитан на 100% после исключения 40,70% примеси (н. о.—11,88, CaCO₃—21,63, MgCO₃—6,41 и H₂O—0,78) [1]; 2—из пород формации Грин-Ривер, шт. Вайоминг (США) [3]; 3—Лопара, Босния (Югославия) [8]; 4—Сильвер-Пик, шт. Невада (США), анал. Фозаг [7].

Диagn. исп. Заметно растворяется в H₂O. Легко разлагается слабой HCl. П. п. тр. белеет, разбухает и плавится в бесцветное стекло, окрашивая пламя в желтый цвет. В закр. тр. выделяет воду.

Повед. при нагр. На кривой ДТА имеется [9] один эндотермический прогиб при ~480°, сопровождающийся потерей веса и связанный с наличием в структуре OH-групп.

Нахожд. Впервые встречен в глине оз. Сирлез (Сан-Бернардино, Калифорния) в керне скважины на глубине 165 м в виде белых сферолитов величиной около 1 мм; наблюдался в тесной ассоциации с кальцитом, карбонатом Mg, галитом, пирроцитом, тронной, кварцем, полевым шпатом, роговой обманкой [1, 10]. В Сильвер Пик, окрестности Коулдейла—Амондейла, шт. Невада (США), сирлезит (призматические кристаллы длиной до 3 мм) найден в мергелях, глинистых сланцах и песчаниках вместе с кальцитом, баритом и опалом; в этих породах встречается также улексит [6, 7]. В глинистых сланцах формации Грин-Ривер, шт. Вайоминг (США), сирлезит встречен с шортитом, тронной, пиритом; особенно крупные его кристаллы обнаружены в троне из керна скважины на глубине 457 м [3]. В Лопара (Босния, Югославия) сирлезит найден вместе с кальцитом, опалом, пиритом, тронной и органическим веществом в соленосных образованиях [8]. В СССР обнаружен в соленосной толще Прикаспия на Азгире; приурочен к вулканическим туфам, которые переслаиваются кунгурской каменной солью [11, 12].

Межплоскостные расстояния сирлезита из формации Грин-Ривер, шт. Вайоминг (США) [3] *

| FeK _α -излучение, Мп-фильтр | | | | | | | |
|--|----|------|---------------|-----|-------|----------------|-------|
| hkl | I | d(Å) | hkl | I | d(Å) | I | d(Å) |
| 100 | 10 | 8,01 | 310 | 1 | 2,49 | 2 | 1,825 |
| 110 | 1 | 5,32 | 002 | 2 | 2,45 | 2 | 1,765 |
| 10 $\bar{1}$ | 3 | 4,31 | 30 $\bar{1}$ | 1 | 2,41 | 1 | 1,746 |
| 101 | 5 | 4,06 | 102 | 1 | 2,39 | 0,5 | 1,690 |
| 200 | 2 | 3,98 | 102 | 1 | 2,28 | 0,5 | 1,647 |
| 11 $\bar{1}$ | 1 | 3,70 | 311 | 0,5 | 2,16 | 0,5 | 1,632 |
| 111 | 3 | 3,54 | 320 | 1 | 2,12 | 0,5 | 1,616 |
| 210 | 4 | 3,48 | 13 $\bar{1}$ | 1 | 2,06 | 0,5 | 1,605 |
| 120 | 4 | 3,24 | 230; 202; 022 | 0,5 | 2,02 | 0,5 | 1,592 |
| 20 $\bar{1}$ | 3 | 3,21 | | 1 | 1,992 | 2 | 1,554 |
| 201 | 2 | 2,99 | | 1 | 1,978 | 0,5 | 1,473 |
| 21 $\bar{1}$ | 3 | 2,92 | | 0,5 | 1,945 | Кроме того, 20 | |
| 211 | 2 | 2,76 | | 1 | 1,916 | очень слабых | |
| 121 | 3 | 2,66 | | 1 | 1,896 | линий до 1,079 | |

Л и т е р а т у р а

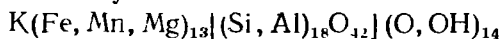
1. Larsen E. S., Hicks W. B. // Amer. J. Sci. Ser. 4. 1914. Vol. 38. P. 437.
2. Ghose S., Wan C. // Amer. Miner. 1976. Vol. 61, N 1/2. P. 123.
3. Fahey J. J., Axelrod J. M. // Ibid. 1950. Vol. 35, N 11/12. P. 1014.
4. Кравченко В. Б., Бокуй Г. Б. // ДАН СССР. 1962. Т. 143. № 3. С. 691; Зап. ВМО. 1962. Т. 91, вып. 5. С. 633.
5. Кравченко В. Б. // Кристаллография. 1964. Т. 9, вып. 2. С. 182.
6. Rogers A. F. // Amer. J. Sci. 1924. Vol. 7. P. 498.
7. Foshag W. F. // Amer. Miner. 1934. Vol. 19, N 6. P. 268.
8. Barič L. // Ref. VI Savetovanja, deo II, savez geol. društava ser Jugoslavie. Ohrid, 1966. S. 1.
9. Allen R. D. // US Geol. Surv. Bull. 1957. N 1036-R. P. 196, 202.
10. Pemberton E., Moller W., Schwartz J., Masimer G. // The minerals of boron. Montebello: Calif.: Miner. Res. Soc. Calif., 1960. B. 106. P. 31.
11. Яржемский Я. Я. // Сов. геология. 1958. № 7. С. 1.
12. Иванов А. М. Геохимия гипергенного бора и понсковые признаки на бораты. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1973. 417 с.

Силикаты с трех- и шестичленными кольцами тетраэдров

СТРУКТУРА ТИПА ЗУСМАНИТА

| | Сингония | a_0 | c_0 | Уд. в. |
|---|----------|-------|-------|--------|
| Зусманит | Триг. | 11,66 | 28,69 | 3,146 |
| $K(Fe, Mn, Mg)_{13}(Si, Al)_{18}O_{42}(O, OH)_{14}$ | | | | |

Зусманит Zussmanite



Назван по имени английского минералога и кристаллографа Дж. Зусмана [1].

Синон. Зуссманит [2].

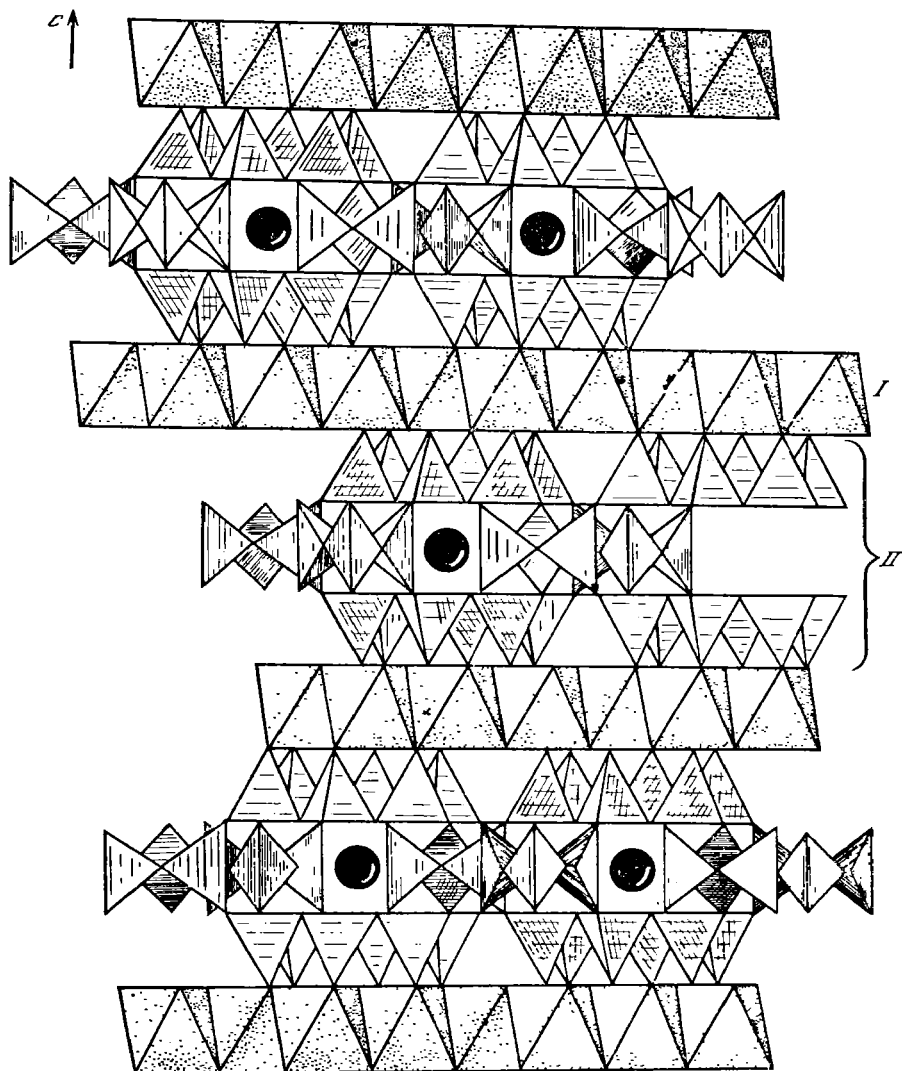
Разнов. Минерал ZU_2 .

Характ. выдел. Мелкие пластинчатые кристаллы (длиной до 500 нм, толщиной около 200 нм) [3].

Структ. и морф. крист. Тригон. с. $C_3^1 - R\bar{3}$ или $C_{3i}^2 - R\bar{3}$. $a_h = 11,66$, $c_h = 28,69$ Å, $a_h : c_h = 1 : 2,460$, $Z = 3$; $a_{rh} = 11,69$ Å, $\alpha_{rh} = 59^\circ 48'$, $Z = 1$ [1]. Субъячейка; $a'_h = 3,24$, $c'_h = 28,69$ Å; $a_{rh} = 9,75$ Å, $\alpha'_{rh} = 19^\circ 06'$ [4].

Структура зусманита сходна со структурой стильпноmelана в том отношении, что октаэдрические сетки соединяются многоэтажными тетраэдрическими сетками, хотя и различающимися по своему строению, но катионные замещения в зусманите ограничены, что обеспечивает более постоянный его состав и меньшее, чем стильпноmelан, распространение в природе [3]. Отмечаются некоторые черты сходства со структурой биотита.

В структуре зусманита [4—7] можно выделить непрерывные, параллельные (0001) слои $(Fe, Mn)(O, OH)_6$ -октаэдров, сходные с (Fe, Mg) -сердечником биотита; они чередуются с SiO_4 -тетраэдрическими сетками — трехэтажными в отличие от двухэтажных в биотите (фиг. 102). Каждая сетка сложена двумя слоями дискретных шестичленных колец, расположенных одно над другим, соединенных промежуточным слоем также дискретных трехчленных колец, каждое из которых разделяет общие вершины с тремя парами (сверху и снизу) шестерных колец (фиг. 103). Такое сочленение делает тетраэдрический слой гибким, что облегчает его связь с октаэдрическим слоем. Атомы K, как и в биотите, имеют координацию 12 и размещаются в пустотах, образовавшихся парами выше- и нижележащих шестерных колец. Все атомы кислорода тройных колец мостиковые, тогда как в шестерных кольцах каждый тетраэдр, обращенный в сторону Fe—Mn-сердечника, разделяет с ним общую вершину. По Лопес-Виейра и Зусману [4], число октаэдрических вершин, не участвующих в кремнекислородных сетках, равно 14 на элементарную ячейку, что соответствует 14 ионам (O, OH) в формуле зусманита. По Белову [6], баланс валентностей достигается за счет замены части Si на Al.

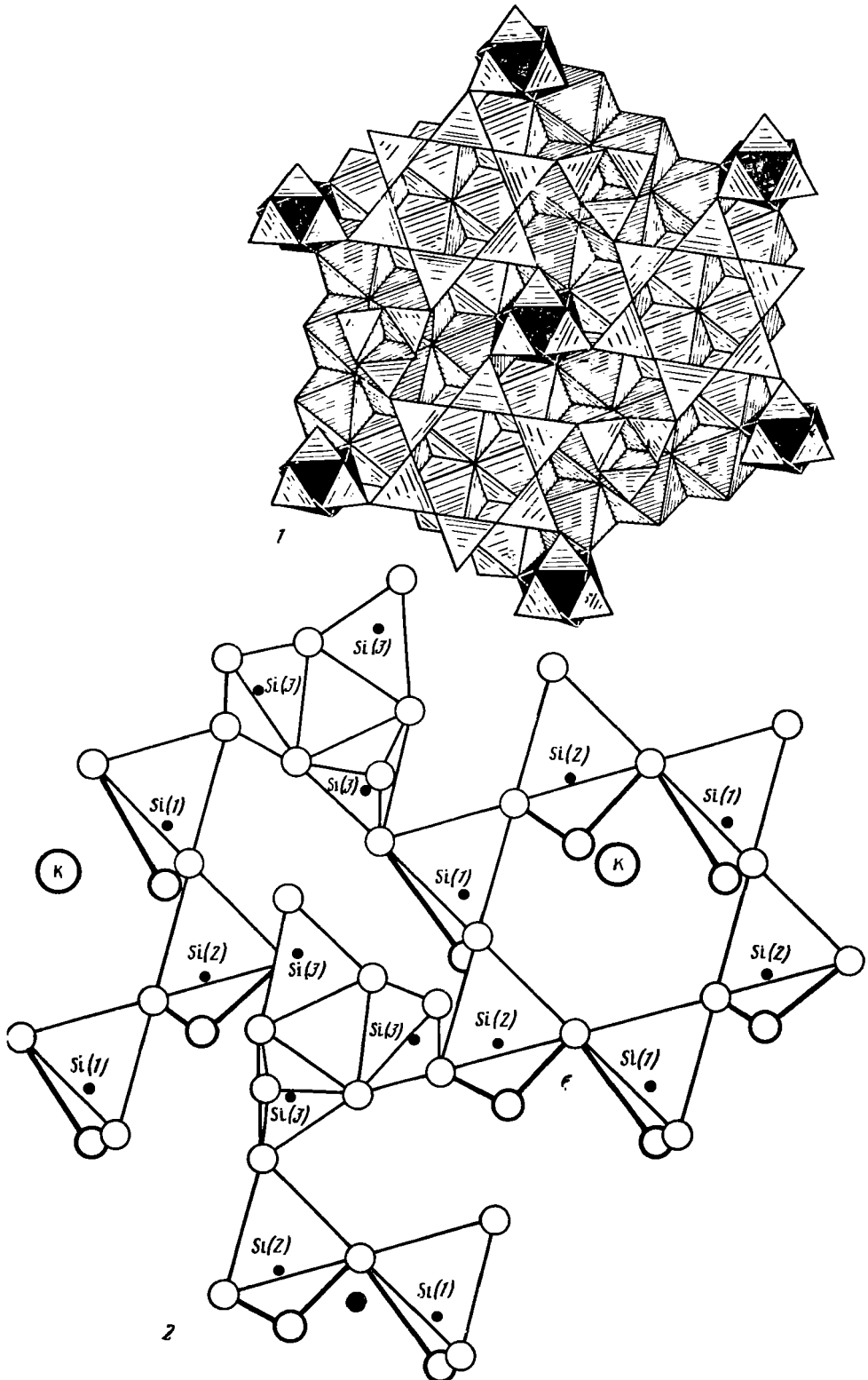


Фиг. 102. Структура зусманита (по Белову). Ортогональная боковая проекция

I — сердечник из $(\text{Fe, Mg})\text{O}_6$ -октаэдров; *II* — трехэтажные кремнекислородные сетки $[\text{Si}_{18}\text{O}_{42}]$. Кружки — атомы К

Октаэдрический слой несколько больше тетраэдрического, поэтому для их сочленения октаэдрический слой должен быть деформирован: октаэдры сплюснуты перпендикулярно слоистости, а весь слой волнистый с локальными смещениями в сторону трехчленных колец, противоположную положением атомов К, лежащих по другую сторону слоя. Тетраэдры гексагональных колец слегка наклонены вследствие приспособления к октаэдрическому слою. С заменой Fe на Mn несовместимость октаэдрического и тетраэдрического слоев увеличивается. Предполагается [3], что это может вызвать уменьшение числа октаэдров с 13 до 12 (или до 25 для двух слоев).

Межатомные расстояния (Å) [4]: в SiO_4 -тетраэдрах (средние) Si(1)—O — 1,59—1,63, O—O — 2,55—2,68; Si(2)—O — 1,60—1,62, O—O — 2,62—2,69; Si(3)—O — 1,64—1,67, O—O — 2,66—2,74; Si—Si — от 2,99 до 3,08; в $\text{Fe}(\text{O, OH})_6$ -октаэдрах Fe—(O, OH) — от 2,10 до 2,21, (O, OH)—(O, OH) — 2,74—2,85 и 3,18—3,32; в К-полиэдре К—O — 3,00 и 3,01, К—OH — 3,83, O—O — от 3,18 до 3,40. Угол (средний) O—Si—O = $109^{\circ}24'$.



Фиг. 103. Структура зусманита в плоскости (0001)

1 — между шестерными кремнекислородными кольцами $(Si_6Al)_6(O)_{18}$ располагаются тройные кольца $(Si_3O_3)_3$; — по Белову; 2 — по Лопес-Виейра

В структуре реального зусманита отмечаются два типа нарушений, вызывающих полнитипно [3, 7]. Тетраэдрические слои могут смещаться (на одну треть диагонали основания элементарной ячейки), что приводит к ромбоэдрической структуре и полнитипу 3R и соответствует составу, близкому идеальному $KFe_{13}Si_{17}AlO_{42}(OH)_{14}$. Другой тип беспорядка связан с нарушением чередования слоев. При этом могут появиться одно- и двухслойные полнитипы триклинной симметрии (1Tc и 2Tc). Возможной причиной такого нарушения является изменение состава минерала — почти полное отсутствие K и частичная замена Fe на Mn. Более совершенная структура и преобладание полнитипа 3R характерны для центральных частей пластинчатых кристаллов зусманита [7].

Физ. св. Сп. по (0001) совершенная. Уд. в. 3,146. Цв. светло-зеленый [1]. Мёсбауэровский спектр подтвердил шестерную координацию Fe^{2+} [2].

Микр. Плеохроизм слабый: по No — светло-зеленый, по Ne — бесцветный. Одноосный (—). $n_o=1,643$, $n_e=1,623$ [1]. Большинство зусманитов зональные; зоны обнаруживаются по изменению цвета и двупреломления; слагающий их зусманит имеет различие в составе: при вхождении Mn зеленая окраска бледнеет, с уменьшением K увеличивается двупреломление; от центров зерен к краям содержание Mn увеличивается, Al и K уменьшается. Иногда зональность обусловлена изменением содержания Mg [3, 7].

Хим. Теор. состав, соответствующий формуле $KFe_{13}Si_{17}AlO_{42}(OH)_{14}$: K_2O — 1,80; FeO — 43,03; Al_2O_3 — 4,61; SiO_2 — 47,05; H_2O — 3,51. Формула требует уточнения. Вода в зусманите не определялась, поэтому группа (OH) указывается условно. Беловым [6] предложена формула $K(Fe, Mg)_{13}Si_{16}O_{42}(OH)_8$. В работе [1] приведена формула по данным неопубликованного анализа: $(Na_{0,07}K_{0,93})(Mg_{1,33}Mn_{0,46}Fe_{10,53}^{2+}Fe_{0,11}^{3+}Al_{0,34}Ti_{0,01})_1(Si_{16,6}Al_{1,4})O_{42,2}(OH)_{13,8}$. Существует изоморфный ряд Fe—Mn-зусманитов; крайние Mn-члены его неизвестны. При числе атомов Mn между двумя и тремя на форм. ед. предполагается разрыв изоморфной смесимости. Допускается [3] образование минерала ZU_2 (стрейчелита) с 3—5 атомами Mn на форм. ед. (см. Разнов.). Содержание калия непостоянно; он частично может выщелачиваться из краевых частей кристаллов без нарушения структуры минерала и без изменения содержания его основных компонентов (хим. анализы 14, 15).

Анализы зусманита из Лайтонвилла, шт. Калифорния, США (выполнены на электронном микросонде):

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------|---------|---------|---------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|
| Na_2O | — | — | — | 0,19 | 0,25 | — | 0,13 | 0,16 | 0,34 |
| K_2O | 1,20 | 1,90 | 2,04 | 1,64 | 1,83 | 1,71 | 1,97 | 2,06 | 1,79 |
| CaO | 0,21 | — | 0,01 | 0,06 | 0,06 | — | 0,03 | 0,13 | 0,05 |
| MnO | 1,51 | 2,36 | 1,54 | 1,14 | 1,29 | 3,58 | 1,72 | 1,23 | 2,18 |
| MgO | 1,85 | 1,59 | 2,47 | 1,82 | 2,32 | 1,69 | 2,58 | 1,97 | 1,31 |
| FeO (общ.) | 37,32 | 37,07 | 37,01 | 36,82 | 36,75 | 36,54 | 36,44 | 35,89 | 35,8 |
| Al_2O_3 | 1,41 | 3,78 | 4,14 | 3,40 | 3,75 | 2,29 | 3,99 | 3,89 | 5,06 |
| SiO_2 | 49,23 | 48,42 | 46,86 | 47,61 | 46,46 | 49,36 | 46,39 | 46,58 | 46,92 |
| TiO_2 | — | — | 0,04 | 0,02 | — | — | — | 0,02 | — |
| Сумма | (92,73) | (95,12) | (94,11) | 92,70 | 92,71 | (95,17) | 93,25 | 91,93 | 93,1 |

Анализы 1—3, 5—7—[3], анализы 4, 8, 9—[7] (в оригинале [3] суммы анализов: 1—92,71; 2—95,3—94,09; 6—95,21).

| | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|--------------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|
| Na_2O | — | 0,30 | 0,39 | 0,23 | 0,08 | 0,16 | — | 0,17 |
| K_2O | 1,70 | 1,88 | 1,66 | 1,81 | 0,12 | 0,16 | 1,71 | 1,77 |
| CaO | — | 0,04 | 0,04 | 0,06 | 0,07 | 0,10 | — | 0,06 |
| MnO | 2,97 | 0,53 | 2,41 | 3,05 | 3,42 | 3,96 | 5,24 | 6,07 |
| MgO | 2,10 | 1,56 | 1,77 | 1,58 | 1,91 | 1,97 | 1,87 | 1,77 |
| FeO (общ.) | 35,66 | 35,65 | 35,40 | 34,58 | 34,04 | 33,71 | 33,18 | 32,1 |
| Al_2O_3 | 2,25 | 5,20 | 5,97 | 3,78 | 0,72 | 1,50 | 2,19 | 2,1 |
| SiO_2 | 47,64 | 46,28 | 46,45 | 48,01 | 49,42 | 51,39 | 46,74 | 46,1 |
| TiO_2 | — | 0,02 | 0,02 | — | — | — | — | — |
| Сумма | 92,32 | 91,46 | 94,11 | 93,10 | 89,78 | (92,95) | 90,93 | 92,17 |

Анализы 11—15—[7], 10, 16, 17—[3] (в оригинале анализа 15 сумма 92,96).

Наход. Встречен в метаморфических сланцах, кремне-бурых железняках и известняках францисканской формации в районе Лайтонвилла в округе Мендосино, шт. Калифорния (США), вместе с диритом и хаунитом в ассоциации со стильпномеланом, спессартином, рибекитом, крокидолитом, кварцем, эгирином, грюнеритом, арагонитом, олигонитом и железистым кутнагритом [1]. Местами зусманит составляет до 90% породы [3]. Предполагают, что он стабилен при 400° и P_{H_2O} 8—10 кбар [3]. Предел устойчивости зусманита $\leq 530^\circ$ при 25 кбар, или 580° при 15 кбар [8], или 600° при 10—30 кбар [9].

Изм. При изменении зусманита может происходить частичное выщелачивание из него калия. Наблюдается замещение зусманита минералом ZU_2 и «миннесотаитом». Вдоль трещин в зусманите развивается стильпномелан [3].

Искусств. Попытка синтезировать зусманит из продуктов реакции его высокотемпературного разложения ($FeSiO_3 + K_2Fe_6Si_8Al_2O_{20}(OH)_4 + SiO_2 + H_2O$) при 400—500° и 10—30 кбар [9] оказалась безуспешной. Возможно, зусманит может быть получен из смеси 1 : 1 природных грюнерита и ферростильпномелана с 10% H_2O при 550° и 10 кбар [9].

Разнов. М и н е р а л ZU_2 — обогащенный Mn зусманит [3].

В случае, если он окажется самостоятельным минеральным видом, Вуд [3] предлагает для него название стрейчелит — streichelite (по имени Т. Стрейчела).

Образует мелкие бесцветные розетковидные скопления. Двусосный, иногда одноосный. $n_g - n_p = 0,045$, $2V \sim 15^\circ$. Электронографические данные указывают на двухслойную ромбическую элементарную ячейку с $cc. = 19,46$, $bc. = 9,38$, $ac. = 11,37$ Å и основанием, близким к гексагональному. Отмечается значительная разупорядоченность структуры. Содержит 9—17% MnO. Приближенная формула: $K(Fe_{10-8}Mn_{3-5})Si_{17}AlO_{42}(OH)_{14}$. Возможно, имеет 12 атомов в октаэдрическом слое и, следовательно, меньшее число групп (OH).

Анализ:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Na_2O | — | 0,37 | — | 0,32 | 0,34 | — | 0,43 | — | — |
| K_2O | 1,92 | 1,89 | 1,88 | 2,11 | 1,95 | 1,90 | 1,92 | 2,08 | 1,86 |
| CaO | — | — | — | 0,04 | 0,06 | — | 0,06 | — | — |
| MnO | 8,98 | 10,29 | 10,95 | 13,48 | 13,40 | 14,66 | 15,23 | 16,61 | 15,89 |
| MgO | 0,47 | 0,46 | 0,56 | 0,42 | 0,35 | 0,30 | 0,72 | 0,44 | 0,90 |
| FeO (общ.) | 31,25 | 30,71 | 29,91 | 29,31 | 28,40 | 26,68 | 26,64 | 24,41 | 22,65 |
| Al_2O_3 | 2,23 | 2,31 | 2,68 | 2,89 | 2,58 | 2,52 | 2,39 | 2,78 | 2,74 |
| SiO_2 | 44,40 | 43,97 | 46,24 | 45,14 | 44,06 | 46,00 | 44,55 | 47,00 | 49,66 |

Сумма (89,25) 90,00 92,22 (93,71) (91,14) (92,06) (91,94) 93,32 93,70

1—9 — из Калифорнии (США), выполнены электронным зондом (в оригинале [3] суммы анализов 1—87,25; 4—93,70; 5—91,62; 6—92,32; 7—91,92).

Встречается в обогащенных марганцем кварцитах в Лайтонвилле, шт. Калифорния (США); окаймляет монокристалльные выделения зусманита, сохраняя его кристаллографическую и оптическую ориентировку, а также образует мелкие розетки. Замещает карбонаты, дирит, халькопирит. Образуется, по-видимому, при низком давлении [3, 9]. Под действием выветривания превращается в точно не определенный оранжево-коричневый водный минерал. В виде очень мелких, плохо образованных кристаллических агрегатов найден также в кварцевой жиле в Кус-Каунти, шт. Орегон (США) [3].

Межплоскостные расстояния зузманти (1), минерала ZU_2 (2) из Калифорнии [3]

| Условия съемки не указаны | | | | | | | | | |
|---------------------------|----------|--------------|----------|----------------------|-------------|----------|--------------|----------|--------------|
| 1 | | | 2 | | | 2 | | | |
| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
| 003 | 10 | 9,60 | 8 | 9,71 | 0.0.12 | | 2,39 | | |
| | | | | (9,17)* | 309; 317 | | 2,31 | | 2,29 |
| | | | | (8,52) ^{2*} | | | | | 2,26 |
| | | | | (6,87) ^{3*} | | | | | 2,25 |
| 104; 110 | | 5,82 | | | 410; 324 | 5 | 2,20 | | |
| 105; 113 | | 4,98 | | | 413 | | 2,14 | | |
| 006 | 10 | 4,78 | 8 | 4,85 | 3.1.10; 416 | | 2,00 | | |
| | | | | (4,50) ^{2*} | | | 1,938 | | |
| 107; 205 | 5 | 3,78 | | | 3.1.11; } | 5 | 1,908 | | |
| 116; 212 | 5 | 3,69 | | (3,66) ^{2*} | 2.1.13 } | | | | |
| 108; 214 | | 3,38 | | | 2.1.14 | | 1,806 | | |
| 009; 207 | 8 | 3,19 | 8 | 3,22 | 3.1.13; } | | 1,731 | | |
| 208; 220 | | 2,92 | | 3,01 | 3.2.11 } | | | | |
| 119; 217 | | 2,79 | | 2,91 | 3.1.14 | 5 | 1,653 | | 1,671 |
| | | | | 2,77 | | | | | 1,637 |
| 306; 312 | 5 | 2,74 | | 2,76 | 434; 520 | 5 | 1,616 | | 1,621 |
| 314; 218 | | 2,61 | | 2,64 | 0.0.18; 345 | | 1,594 | | 1,599 |
| | | | | 2,61 | | | | | 1,563 |
| 315; 401 | | 2,51 | 8 | 2,55 | 526; 612 | | 1,531 | | |

* Линии хаунита? ** Линии рибекита? ** ?

Л и т е р а т у р а

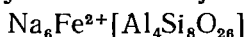
1. Agrell S. O., Bown M. G., McKie D. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 1/2. P. 278; Miner. Mag. 1965. Vol. 35, N 271. P. 434.
2. Bancroft G. M., Burns R. G., Stone A. J. // Geochim. et cosmochim. acta. 1968. Vol. 32, N 5. P. 547; Пер. на рус. яз.: Бенкрофт Г. М., Барнс Р. Г., Стоун А. Д. // Физика минералов. М.: Мир, 1971. С. 205.
3. Wood R. M. // Miner. Mag. 1980. Vol. 43, N 329. P. 505.
4. Lopes-Vieira A., Zussman J. // Ibid. 1969. Vol. 37, N 285. P. 49.
5. Lopes-Vieira A., Zussman J. // Miner. Mag. 1967. Vol. 36, N 278. P. 292.
6. Белов Н. В. // Минерал. сб. Львов, 1968. № 22, вып. 1. С. 3.
7. Jefferson S. A. // Amer. Miner. 1976. Vol. 61, N 5/6. P. 470.
8. Lattard D., Schreyer W. // Bull. miner. 1981. Vol. 104, N 4. P. 431.
9. Dempsey M. J. // Progr. Exp. Petrol. V Progr. Rep. Res., 1978—1980. Swindon, 1981. P. 58, 74.

Силикаты с четырех- и шестичленными кольцами тетраэдров

СТРУКТУРА ТИПА НАУЯКАЗИТА

| | Синг. | a_0 | b_0 | c_0 | β | Уд. в. |
|-------------------------------|---------|--------|-------|--------|---------|--------|
| Науяказит | Монокл. | 15,025 | 7,991 | 10,486 | 113°40' | 2,746 |
| $Na_6Fe^{2+}[Al_4Si_8O_{26}]$ | | | | | | |

Науяказит Naujakasite



Назван по месту нахождения на горе Науяказит, Южная Гренландия [1].

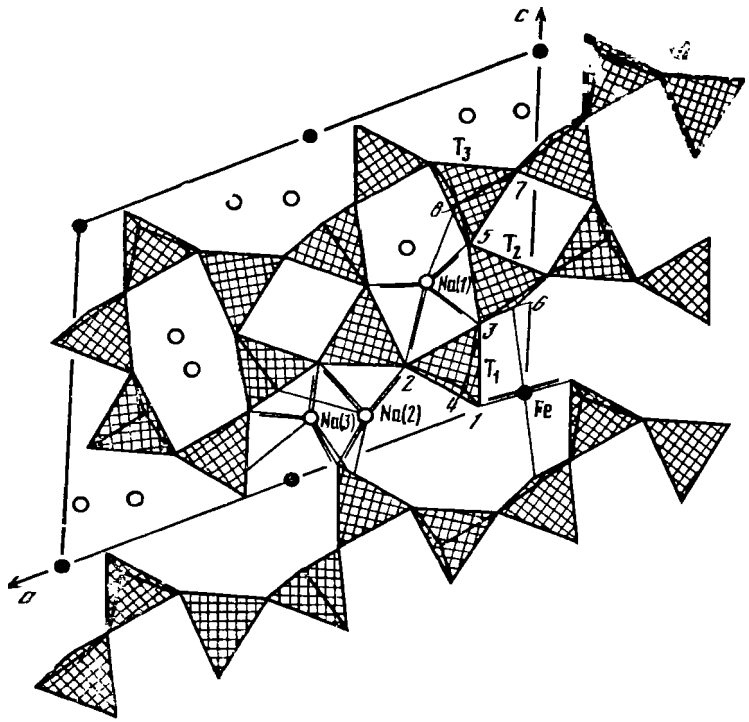
Разнов. Гидронауяказит.

Характ. выдел. Мономинаральные скопления чешуйчатых пластинок [1, 2], кристаллы [3].

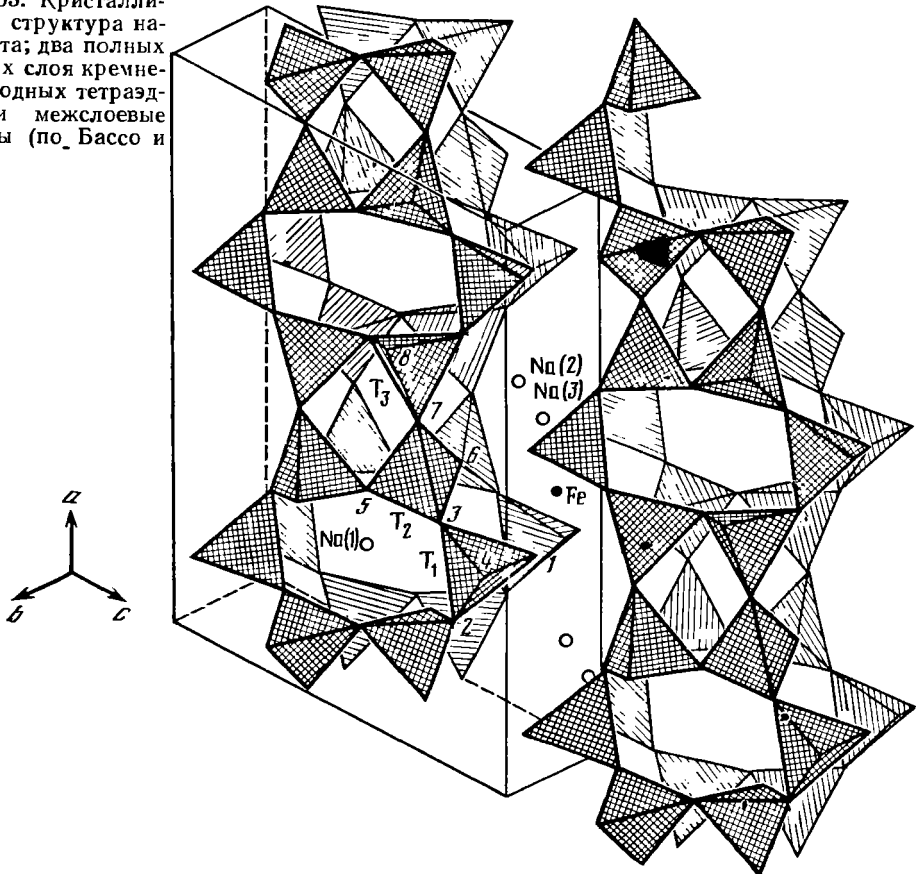
Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^3 — $C2/m$ [2, 4, 5].

| a_0 (Å) | b_0 | c_0 | β | $a_0:b_0:c_0$ | Z | Ссылка |
|-----------|-------|--------|---------|---------------|---|--------|
| 15,09 | 8,00 | 19,5 | 90° | 1,886:1:2,437 | 4 | [1] |
| 15,025 | 7,991 | 10,486 | 113°40' | 1,880:1:1,312 | 2 | [4] |
| 15,039 | 7,991 | 10,487 | 113 40 | 1,882:1:1,312 | 2 | [2] |
| 15,086 | 7,993 | 10,515 | 113 44 | 1,887:1:1,315 | 2 | [5] |

Фиг. 104. Двойной слой кремнекислородных тетраэдров в кристаллической структуре науказита в проекции вдоль [010] (по Бассо и др.)



Фиг. 105. Кристаллическая структура науказита; два полных двойных слоя кремнекислородных тетраэдров и межслойные катионы (по Бассо и др.)

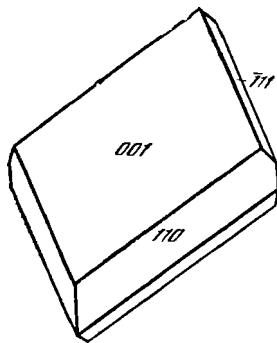


В кристаллической структуре науяказита, по Бассо и др. [4], различаются пакеты из двух слоев кремнекислородных тетраэдров, перпендикулярных к оси *c*. В каждом слое выделяются по три различных кольца из шести тетраэдров; в слое можно выделить также зеркально расположенные волластонитоподобные цепочки, связанные атомами кислорода O(4), O(6) и O(8) (фиг. 104). Два centrosимметричных слоя соединяются друг с другом через атом кислорода O(5), образуя двойной пакет. В результате в двух отдельных слоях возникают кольца из четырех и шести тетраэдров (фиг. 105), которые формируют каналы, проходящие вдоль оси *b*. Из трех тетраэдрических позиций одна занята Si, а другие две — 0,5Si+0,5Al. Атомы Na(1) располагаются в каналах шестичленных колец; Na(2), Na(3) и Fe могут рассматриваться как межслоевые катионы, связывающие двойные слои тетраэдров вдоль оси *c*. Три независимых атома Na имеют координацию кислорода соответственно 5+4, 5+3 и 5+3. Атом Fe имеет шестерную координацию, что соответствует почти правильной тетрагональной дипирамиде с двумя centrosимметричными атомами O(6) в апикальных положениях.

По Халнлову и др. [5], кристаллическая структура науяказита каркасного типа построена из чередующихся четырех- и шестичленных колец кремнекислородных тетраэдров. Четырехчленные кольца состоят из (Si, Al)O₄-тетраэдров, которые соединяясь, через Si—O, образуют шестичленные кольца. Все эти кольца вместе создают двухмерный бесконечный слой состава [Si₈(Si, Al)₁₆O₅₂]_{∞∞∞}¹⁶⁻, параллельный (001). Соседние слои соединяются атомами Fe²⁺, образуя трехмерный каркас состава [Fe₂⁺Si₈(Si, Al)₁₆O₅₂]_{∞∞∞}¹²⁻. При этом в координацию Fe²⁺ входят четыре свободных кислорода тетраэдров этих слоев. В пустотах (в восьми- и девятивершинниках) расположены атомы Na, которые компенсируют заряд каркаса.

Электроннографические данные см. в работе [6].

Кристаллы (фиг. 106) пластинчатого облика, ромбовидные, размер их до 20×10×5 мм. Установлены простые формы: (001), (110) и (111) [3]. Часто содержат включения зерен анальцима и мельчайших иголок черного арфведсонита [2, 7].



Фиг. 106. Форма кристалла науяказита (по Петерсену и Андерсену)

Физ. св. Сп. весьма совершенная по (001), совершенная по (401) и (010); угол (001) : (401) = 93°. Тв. 2½—3. Микротвердость 87 кгс/мм² (по формуле М. М. Хрущева отвечает 3,1) [8]. Уд. в. 2,622 [2] (вычисл. 2,746 [5]). Цв. серый, серебристо-белый [2, 7]. Бл. на базальных плоскостях перламутровый.

Микр. Двуосный (—). Угол *Ng* с перпендикуляром к (001) равен 45°. $n_g = 1,556$, $n_m = 1,551$, $n_p = 1,537$, $n_g - n_p = 0,019$; $2V = 52-71^\circ$ [2]. Семенов [7] указывает на низкое двупреломление и $n_m = 1,53$.

Хим. Теор. состав: Na₂O — 19,75; FeO — 7,64; Al₂O₃ — 21,64; SiO₂ — 50,97. Из-за содержания мельчайших включений арфведсонита и анальцима, которые не удавалось отделить даже при самом тщательном отборе, все анализы не достаточно точны [2, 7].

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | | 1 | 2 | 3 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|--------------------------------|-------|--------|---------|
| Na ₂ O | 14,51 | 18,60 | 16,78 | Al ₂ O ₃ | 20,63 | 20,90 | 19,15 |
| K ₂ O | 0,80 | 0,50 | 1,00 | SiO ₂ | 50,95 | 51,28 | 46,00 |
| MgO | 0,10 | — | — | П. п. | 3,62 | — | 2,87 |
| CaO | 0,55 | 0,2 | — | | | | |
| MnO | 0,57 | 1,11 | 0,80 | | | | |
| FeO | 5,25 | — | 8,29 | Сумма | 99,74 | 99,92* | (94,89) |
| Fe ₂ O ₃ | 2,76 | 7,23 | | | | | |

* В том числе TiO₂—0,03, P₂O₅—0,07.

1—из науяцитов горы Науяказик (Гренландия), анал. Детлефсен [9]; 2—из люяврита щелочной интрузии Илимасук (Гренландия), анал. Сёренсен, в виде Fe₂O₃ показано общее содержание железа; по данным ТГА, содержит 2,18% Fe₂O₃ и 4,46% FeO [2]; 3—из науяцитов и куанитов горы Кванефилд, Или-таусак (Гренландия), анал. Быкова, в оригинале суммы не указана [7].

Повед. при нагр. Термических эффектов нет [7]. Кривая ТГА указывает на постепенную потерю воды (1,71% при 500°) [2].

Находж. Известен в Илимаусакском щелочном массиве в Южной Гренландии. Считается типоморфным для агпайтовых щелочных пород [10]. На горе Науяказик на южном берегу фьорда Тунугдларфик широко распространен как аксессуарный минерал арфведсонитовых луявритов; кроме того, является породообразующим (составляя иногда $\frac{3}{4}$ пород) науяитов и луявритов контактовых фаций, а также образует мономинеральные линзовидные скопления в нормальных луявритах [1—3, 9, 11]. На горе Кванефиелд (северная часть того же фьорда) установлен в зоне метасоматически измененных науяитов и куанитов, где, очевидно, представляет собой продукт эндогенного изменения нефелина или содалита [7].

Изм. Продукт изменения назван условно гидронауяказитом [2].

Отл. От сходных по внешнему виду мусковита и дельхайелита четко отличается по порошковой рентгенограмме [7].

Разнов. Г и д р о н а у я к а з и т — hydroaujakasite — продукт изменения науяказита. Монокл. с. Двuosный (+). Сп. совершенная. Угол Ng с перпендикуляром к плоскостям спайности 2—3°. $Np=b$, $n_g=1,531$, $n_m=1,529$, $n_p=1,528$, $2V=80-70^\circ$. По составу предположительно отвечает гидратированному науяказиту. Отличается от науяказита по порошковой рентгенограмме [2].

Межплоскостные расстояния науяказита *

FeK α -излучение, Мп-фильтр, D=9,00 см

| hkl | l | d(Å) | hkl | l | d(Å) | l | d(Å) |
|----------|----|------|----------|-----|------|----|------|
| 110; 201 | 30 | 7,02 | 321; 223 | 70 | 3,08 | 10 | 2,17 |
| 103 | 10 | 5,08 | 305 | 100 | 3,04 | 10 | 2,14 |
| 301; 203 | 30 | 4,91 | 502 | 10 | 2,89 | 30 | 1,98 |
| 212; 113 | 10 | 4,73 | 414 | 20 | 2,78 | 10 | 1,94 |
| 310? | 10 | 4,36 | 405; 107 | 20 | 2,68 | 10 | 1,89 |
| 303; 114 | 60 | 3,96 | 031; 422 | 50 | 2,64 | 10 | 1,86 |
| 022? | 40 | 3,65 | 017; 513 | 50 | 2,59 | 10 | 1,83 |
| 122 | 90 | 3,58 | 504; 316 | 10 | 2,56 | 20 | 1,80 |
| 220; 402 | 30 | 3,52 | 230; 600 | 30 | 2,52 | 10 | 1,74 |
| 304; 015 | 70 | 3,45 | | 30 | 2,48 | 20 | 1,70 |
| 023 | 30 | 3,39 | | 40 | 2,40 | 30 | 1,64 |
| 222 | 30 | 3,33 | | 30 | 2,25 | 20 | 1,59 |
| 412 | 10 | 3,22 | | 40 | 2,22 | 30 | 1,57 |
| 314 | 30 | 3,17 | | | | | |

* ASTM, 14-461.

Л и т е р а т у р а

1. Bøggild O. B. // Medd. Grønland. 1933. Vol. 92, N 9. P. 7.
2. Petersen O. V. // Ibid. 1967. Vol. 181, N 6. P. 1.
3. Petersen O. V., Andersen S. // Bull. Grønlands geol. Unders. 1975. N 116. P. 5.
4. Basso R., Dal Negro A., Della Giusta A., Ungaretti L. // Ibid. P. 11.
5. Халилов А. Д., Джафаров Н. Х., Мамедов Х. С. // Докл. АН АзССР. 1977. Т. 33, № 7. С. 35.
6. Звягин Б. Б., Горшков А. И. // Методы электронной микроскопии минералов. М.: Наука, 1969. С. 254.
7. Семенов Е. И. // Минералогия щелочного массива Илимаусак (Южная Гренландия). М.: Наука, 1969. С. 90.
8. Поваренных А. С., Лебедева А. Д. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1971. Вып. 5. С. 45.
9. Bøggild O. B. // Medd. Grønland. 1953. Vol. 149, N 3. P. 1.
10. Герасимовский В. И. // Геохимия Илимаусакского щелочного массива (Юго-Западная Гренландия). М.: Наука, 1969. С. 32.
11. Dun M., Sørensen H. // Medd. Grønland. 1959. Vol. 162, N 5. P. 1.

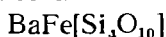
Силикаты с четырех- и восьмичленными кольцами тетраэдров

СТРУКТУРА ТИПА ДЖИЛЛЕСПИТА

ГРУППА ДЖИЛЛЕСПИТА

| | Сингония | a_0 | c_0 | Уд. в. |
|---|----------|-------|--------|--------|
| Джиллеспит $\text{BaFe}[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ | Тетраг. | 7,516 | 16,076 | 3,404 |
| Купроривант $\text{CaCu}[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ | Тетраг. | 7,30 | 15,12 | 3,09 |

Джиллеспит Gillespite



Назван по имени американского коллекционера Ф. Джиллеспая [1].

Синон. Гиллеспит [2], джиллеспит (по Поваренных, 1966).

Характ. выдел. Слодоподобные чешуйки и их агрегаты.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. D_{4h}^8 — $P4/ncc$, $a_0 = 7,495$, $c_0 = 16,050$ Å, $Z=4$ [3]; $a_0=7,516$, $c_0=16,076$ Å, $Z=4$ [4].

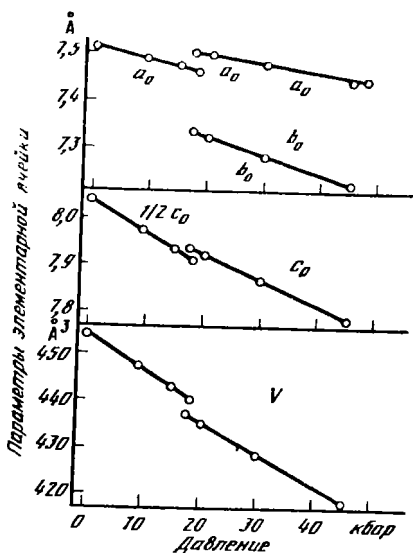
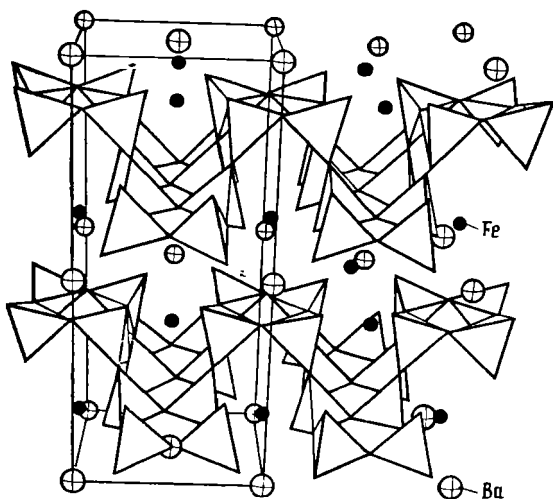
Основа структуры джиллеспита (фиг. 107) [3—5] — параллельные (001) слои из четырехчленных колец Si_4O_{12} , расположенных на двух уровнях. В координации кремния из четырех атомов кислорода два являются общими с кислородами того же кольца, один — с кислородом кольца на другом уровне и один остается свободным. Свободные атомы кислорода расположены около ионов Fe^{2+} по почти правильному квадрату, они недосыщены положительными зарядами. Компенсация отрицательных зарядов кислорода создается в результате внедрения между слоями атомов Ba, которые осуществляют связь между слоями (восьмерное окружение по искаженному кубу). Межатомные расстояния (Å): Si—O = 1,603 (среднее), Fe—O(3) = 1,995, Ba—O(2) = 2,923, Ba—O(3) = 2,741 [4].

Ионы Fe^{2+} находятся в высокоспиновом состоянии с четырьмя неспаренными электронами [6]. Под воздействием высокого давления (приблизительно при 25 кбар) в джиллеспите происходит переход Fe^{2+} в низкоспиновое состояние [7].

Под воздействием высоких давлений в структуре джиллеспита координация Fe и Ba изменяется, что влечет за собой изменение симметрии, параметров и объема элементарной ячейки (фиг. 108) [8]. При давлении от 1 бар до 18 кбар джиллеспит тетрагональный (джиллеспит-I): $P4/ncc$. $a_0 = 7,516$, $c_0 = 16,07$ Å, $Z=4$. При давлении 18 кбар и температуре 25 структура джиллеспита испытывает обратимый фазовый переход первого порядка. При повышении давления от 18 до 45 кбар тетрагональная структура джиллеспита переходит в ромбическую (джиллеспит-II): $P2_12_12_1$, $a_0 = 7,349$, $b_0 = 7,516$, $c_0 = 7,894$ Å, $Z=2$ [4, 8, 9]. При этом переходе топология силикатного слоя не изменяется, координация Ba увеличивается с 8 до 10, а почти идеальный квадрат окружения атомов Fe в природном образце превращается в сжатый тетраэдр в результате появления в структуре джиллеспита-II двух дополнительных связей Fe—O длиной ~ 3 Å.

Природные ограненные кристаллы джиллеспита неизвестны. Для отдельных фрагментов указываются формы $c(001)$, $a(001)$, $m(110)$ [10]. Искусственно получен джиллеспит в виде хорошо ограненных пластинчатых кристаллов с формами (001), (100), (110) и (101). Наиболее сильно развиты грани (001), менее развиты, но всегда присутствуют грани (101) [11, 12].

Физ. св. Сп. по трем направлениям: совершенная по (001), менее совершенная по (100), иногда наблюдается очень неясная по (110) [1, 10, 13]. Тв. 4,0 (вычисл. 3,82) [14]. Уд. в. 3,33 и 3,39 (из Аляски) [1, 3]; 3,402 (из Калифорнии) [3]; 3,404 (вычисл.) [4]. Цв. розовый, красный [1], у синтезированного интенсивно розовый [11]. Окраска обусловлена особенностями позиции ионов Fe^{2+} ,



Фиг. 107. Структура джиллеспита (по Хазену и др.). Выделена элементарная ячейка

Фиг. 108. Изменение параметров элементарной ячейки ($a_0, b_0, c_0, \text{Å}$) и ее объема ($V, \text{Å}^3$) джиллеспита в зависимости от давления (по Хазену и др.)

находящихся в четверной координации. На оптическом спектре поглощения Fe^{2+} наиболее интенсивна полоса с $\Delta \sim 20\,000 \text{ см}^{-1}$ [15]. Под действием высоких давлений красная окраска минерала изменяется через голубую до бесцветной [8]. Черта розовая.

Мёссбауэровский спектр джиллеспита обладает двумя особенностями: ширина двух составляющих его пиков различна и их интенсивность изменяется с ориентировкой образца. Химический сдвиг (δ) = 0,85 мм/с, квадрупольное расщепление (Δ) = 0,51 мм/с [6].

Микр. В шлифах в прох. свете сильный плеохроизм: по N_0 — бесцветный, в толстых срезах розовый, по N_e — красный. Одноосный (—); $n_o = 1,621, n_e = 1,619, n_o - n_e = 0,002$ [1, 3, 5], у синтезированного $n_o = 1,620, n_e = 1,617, n_o - n_e = 0,003$ [11].

Хим. Теор. состав: $\text{BaO} - 32,95; \text{FeO} - 15,43; \text{SiO}_2 - 51,62$. Анализы (1 — Аляска [1], 2 — Марипоза, шт. Калифорния (США), анал. Клемен [5]):

| | BaO | FeO | Mn_2O_3 | Fe_2O_3 | SiO_2 | TiO_2 | $\text{H}_2\text{O}+$ | $\text{H}_2\text{O}-$ | Н. о. | Сумма |
|----|-------|-------|-------------------------|-------------------------|----------------|----------------|-----------------------|-----------------------|-------|----------|
| 1. | 31,02 | 14,60 | 0,14 | 0,56 | 50,08 | — | 0,82 | 2,20 | | 99,76 * |
| 2. | 32,38 | 14,61 | — | 0,22 | 49,98 | 0,29 | 0,17 | 0,22 | | 99,98 ** |

* В том числе $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,34$. ** В том числе $\text{Al}_2\text{O}_3 - 1,51, \text{CaO} - 0,60$.

Пламенной фотометрией в образце из Фресно (шт. Калифорния, США) установлены элементы-примеси Mg, Mn, Al, Ca, Cr, V, Sr, Cu, и Ag [4, 7]. Колориметрическим методом определено 0,2% TiO_2 [4].

Диагн. исп. Легко плавится в черный шарик. HCl легко и полностью переводит в раствор Fe и Ba, происходит частичное насыщение каркаса водой, но его слоистое строение сохраняется [1, 3, 5, 13].

Находж. Исключительно редок. Найден в США: около Драй-Дельта на Аляске, а также в шт. Калифорния — во Фресно и Марипоза. На Аляске обнаружен в образце из морены, сопровождается цельзианом, геденбергитом и кварцем [10]. В шт. Калифорния приурочен к небольшим жилам в зоне контактового метаморфизма, находится вместе с санборнитом, цельзианом, витеритом, диопсидом, турмалином, кварцем и пирротитом.

Искусств. Джиллеспит получен [11] при обработке стекла 30% раствором BaCl_2 в стальных автоклавах (объем 25 см³), коррозия стенок которых обус-

ловила поступление в раствор железа. Джиллеспит синтезировался при температурах 380, 450, 500° и давлениях 400 и 700 атм; продолжительность опытов 90 ч; вместе с джиллеспитом во всех случаях получены санборнит, геденбергит, фаялит и ближе не определенная фаза. Крупные кристаллы (до 3,3 × 31 мм) джиллеспита были получены [13] в опытах по выращиванию волоконистых силикатов. Исходная смесь готовилась сливанием водных растворов BaCl₂, FeCl₂ и NaSiO₃. Автоклавная обработка водной суспензии производилась при температуре 300—500° и давлении 25—100 МПа длительностью от 2 до 40 сут. Хим. состав синтетического джиллеспита: BaO — 32,6; FeO — 13,96; SiO₂ — 50,7; H₂O — 1,53; кроме того, отмечалась примесь Mg, Al, Fe³⁺ и Mn. Под воздействием минеральных кислот из этого джиллеспита удалялись все основания и оставались псевдоморфозы по нему силикагеля (8SiO₂·5H₂O), которые сохраняли исходный кристаллический каркас; вода из продукта изменения джиллеспита удаляется при температуре около 900°.

В ИК-спектре синтетического джиллеспита отмечаются полосы поглощения, отвечающие колебаниям связей Si—O и OH-групп, 475, 525, 560, 670, 1020, 1070, 1170, 1250 и 3410, 3850 см⁻¹ [13].

Экспериментальные данные свидетельствуют, что природный джиллеспит кристаллизовался в восстановительной среде под воздействием высокотемпературных щелочно-хлоридных железосодержащих растворов на первичные бариевые минералы. Химическая неустойчивость минерала объясняет его сравнительно плохую сохранность в земной коре [13].

Межплоскостные расстояния джиллеспита с Аляски *

MoK_α-излучение, Zr-фильтр

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|
| 002 | 40 | 8,02 | 312 | 30 | 2,27 | 422 | 20 | 1,64 |
| 110 | 10 | 5,30 | 224 | 10 | 2,21 | | 20 | 1,53 |
| 112 | 70 | 4,41 | 314 | | | | 30 | 1,48 |
| 104 | 30 | 3,51 | 322 | 40 | 2,03 | | 20 | 1,45 |
| 202 | 100 | 3,39 | 008 | | | | 30 | 1,38 |
| 114 | 70 | 3,22 | 323 | | | | 20 | 1,29 |
| 212 | 50 | 3,09 | 108 | 10 | 1,94 | | 10 | 1,19 |
| 204 | 40 | 2,75 | 118 | | | | 20 | 1,16 |
| 006 | | | 400 | 40 | 1,87 | | 10 | 1,08 |
| 220 | 50 | 2,65 | 316 | 40 | 1,78 | | 10 | 0,983 |
| 106 | | | 332 | 10 | 1,72 | | | |
| 222 | 20 | 2,51 | 420 | 10 | 1,68 | | | |
| 116 | | | | | | | | |
| 302 | 50 | 2,39 | | | | | | |
| 310 | | | | | | | | |

* ASTM, 3-0402.

Л и т е р а т у р а

- Schaller W. T. // J. Wash. Acad. Sci. 1922. Vol. 12. P. 7.
- Шубникова О. М. // Тр. ИГН АН СССР. 1947. Вып. 74. С. 38.
- Pabst A. // Amer. Miner. 1943. Vol. 28, N 6. P. 372.
- Hazen R., Burnham Ch. // Ibid. 1974. Vol. 59, N 11 12. P. 1166.
- Pabst A. // Ibid. 1958. Vol. 43, N 9/10. P. 970.
- Бенкрофт Г., Меддок А., Барнс Р. // Физика минералов. М.: Мир, 1971. С. 19.
- Strens R. G. // The application of modern physics to the Earth and Planetary interi. N. Y., 1969. P. 213; Урусов В. С. Пуцаровский Д. Ю. // Минерал. журн. 1984. Т. № 3. С. 23.
- Hazen R., Finger L. // Amer. Min. 1983. Vol. 68, N 5/6. P. 595.
- Hazen R., Burnham Ch. // Ibid. 1975. Vol. 60, N 9/10. P. 937; Tossels I. A. // Ibid. 1976. Vol. 61, N 1/2. P. 130; Hazen R. // Ibid. 1977. Vol. 62, N 5/6. P. 528.
- Schaller W. T. // Ibid. 1929. Vol. 14, N 9. P. 319.
- Белицкий И. Л., Бондарева И. Я. // ДАН СССР. 1965. Т. 165, № 1. С. 175.

12. Лушников В. Г. // Синтез монокристаллического минерального сырья. М.: Недра, 1982. С. 36.
13. Rabst A. // Acta crystallogr. 1959. Vol. 12, pt 10. P. 733.
14. Поваренных А. С. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1960. № 14. С. 141.
15. Платонов А. И. // Природа окраски минералов. Киев: Наук. думка, 1976. С. 146.
16. Rogers A. F. // Amer. Miner. 1932. Vol. 17, N 5. P. 161.

Купрориваит Cuprorivaite



Назван по предполагавшейся близости к риваиту [1]. Является природным аналогом искусственного соединения $\text{CaCuSi}_4\text{O}_{10}$, называемого египетской синью — Egyptian Blue [2].

Характ. выдел. Мелкопластинчатые агрегаты, редко пластинчатые кристаллы [1].

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. D_{2h}^8 — $P4/ncc$. a_0 7,30, $c_0 = 15,12 \text{ \AA}$, $Z=4$. Межплоскостные расстояния такие же, как у египетской сини [2].

Структура изучалась на искусственно полученных кристаллах египетской сини (фиг. 109). Изоструктурен с джиллеспитом. Позиции Fe^{2+} и Ва в структуре купрориваита занимают соответственно Cu^{2+} и Са. Межатомные расстояния ('): $\text{Si}-\text{O}(1)=1,60$, $\text{Si}-\text{O}(2)=1,59$, $\text{Si}-\text{O}(3)=1,59$, $\text{Cu}-\text{O}(3)=1,91$, $\text{Ca}-\text{O}(3)=2,45$, $\text{Ca}-\text{O}(2)=2,70$ [2].

Кристаллы пластинчатые по (001), редко по (102) и, возможно, (110) [3]. Формы кристаллов синтезированного купрориваита: (001), (100), (110), (101) и (111) [2, 4].

Физ. св. Сп. по (001) совершенная. Хрупок. Тв. 5. Уд. в. 3,08 (вычисл. 3,09). Цв. темно-синий, голубой, густо-фиолетово-синий, иногда бесцветный [1, 3, 5]. Окраска минерала вызвана Cu^{2+} в координации 4. Бл. стекловидный [1]. В оптическом спектре установлены полосы поглощения 12 650, 16 000, 16 500, 18 200 cm^{-1} , соответствующие $d-d_1$ -переходам, и полоса переноса зарядов 30 000 cm^{-1} [5].

Микр. В шлифах в прох. свете сильный плеохроизм; по N_0 — голубой, по N_e — бледно-розовый почти бесцветный. Одноосный (—) n_o 1,633, $n_e=1,590$ (первоначально [1] описан как двuosный (—); $2V=13^\circ 14'$, n_g $n_m=1,627$, $n_p=1,589$); у синтезированной фазы $n_o=1,635$, $n_e=1,604$, n_o-n_e 0,031 [4].

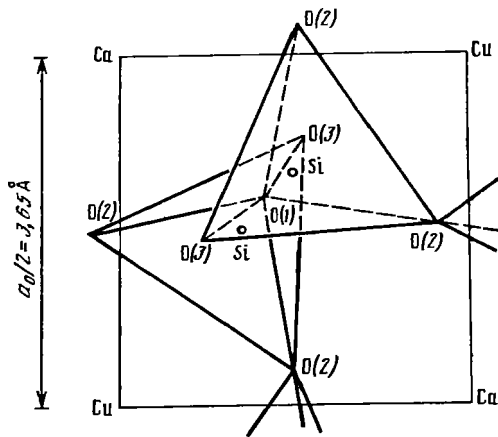
Хим. Теор. состав: СаО — 14,90, СиО — 21,16, SiO_2 — 63,94. Анализ купрориваита с Везувия (выполнен для не совсем чисто отобранного материала) [1] (%): Na_2O — 2,55; K_2O — 1,00; СаО — 11,98; СиО — 16,23; Al_2O_3 — 2,95; Fe_2O_3 — 0,34; Si — 62,51; H_2O^+ — 2,43; сумма — 99,99 (уд. в. анализированного материала 2,86).

Диагн. исп. Искусственное соединение (египетская синь) не разлагается минеральными кислотами [2].

Находж. Встречен в возгонах вулкана Везувий (Италия) [1].

Изм. Продуктом изменения купрориваита является ближе не определенное зеленое вещество [1].

Искусств. Легко образуется при нагревании металлической меди, окиси меди, углекислой или уксуснокислой соли с CaCO_3 и SiO_2 с добавкой углекислой щелочи в качестве плавня [4]. При нагревании до 800° (в течение 1 дня) смеси CaCO_3 и аморфного кремнезема получены кристаллы $\text{CaCuSi}_4\text{O}_{10}$ [2].



Фиг. 109. Схематическое изображение одной восьмой элементарной ячейки купрориваита в проекции на плоскость (001) (по Пабсту)

Обнаружен в огнеупорах медеплавильных печей Кыштымского завода на Урале [4] и завода Аджо в шт. Аризона (США) [3]. Получен при изготовлении динасового кирпича [4].

Входит в состав голубого пигмента, которым покрыты древние могильники и храмы в Египте. Этот пигмент, кроме купрориваита, содержит переменные количества Си-волластонита, медьсодержащее стекло, куприт или тенорит. Изготавливался путем сплавления при температуре свыше 720° смеси, состоящей из малахита (или медных опилок), извести и кварцевого песка [6].

Практ. знач. Египетская синь используется как устойчивый к выветриванию краситель [4].

Межплоскостные расстояния египетской сини *

CuK α -излучение

| hkl | I | d(Å) | hkl | I | d(Å) | I | d(Å) |
|----------|-----|-------|----------|-----|-------|----|-------|
| 002 | 40 | 7,63 | 106 | 20 | 2,386 | 5д | 1,573 |
| 102; 110 | 15 | 5,22 | 302; 310 | 30 | 2,321 | 10 | 1,528 |
| 004 | 90 | 3,78 | 116 | 50 | 2,270 | 10 | 1,483 |
| 200 | 25 | 3,66 | 224 | 10 | 2,136 | 5 | 1,462 |
| 104 | 80 | 3,36 | 206 | 5 | 2,069 | 5 | 1,456 |
| 202 | 100 | 3,29 | 321 | 20 | 2,007 | 5 | 1,435 |
| 211 | 50 | 3,19 | 314 | 20 | 1,970 | 5 | 1,426 |
| 114 | 40 | 3,05 | 008 | 15 | 1,890 | 20 | 1,398 |
| 212 | 90 | 3,00 | 108 | 60 | 1,831 | 20 | 1,380 |
| 213 | 5 | 2,736 | | 40 | 1,784 | 25 | 1,336 |
| 204 | 40 | 2,629 | | 20 | 1,758 | 10 | 1,315 |
| 220 | 40 | 2,585 | | 40 | 1,704 | | |
| 006 | 5 | 2,518 | | 20 | 1,636 | | |
| 214 | 5 | 2,471 | | 40ш | 1,603 | | |

* ASTM, 12-512.

Л и т е р а т у р а

1. *Mingazzi C.* // *Period. miner.* 1938. Vol. 9, N 3, P. 333.— Реф. в: Тр. ИГН АН СССР. 1940. Вып. 31. С. 41.
2. *Pabst A.* // *Acta crystallogr.* 1959. Vol. 12, pt 10. P. 733.
3. *Mazzi F., Pabst A.* // *Amer. Miner.* 1962. Vol. 47, N 3/4. P. 402.
4. *Иванов Б. В., Цветков А. И., Шумило И. М.* // ДАН СССР. 1938. Т. 20, № 9. С. 683.
5. *Платонов А. Н., Поваренных А. С.* // Зап. ВМО. 1973. Т. 102, вып. 3. С. 254.
6. *Jaksch H., Seipel W., Weiner K., El Gorecy A.* // *Naturwissenschaften.* 1983. Bd. 70, N. 11 S. 525.

СТРУКТУРА ТИПА АПОФИЛЛИТА

ГРУППА АПОФИЛЛИТА

| | Сингония | a ₀ | b ₀ | c ₀ | Уд. в. |
|--|----------|----------------|----------------|----------------|------------|
| Апофиллит | Тетраг. | 8,935 | — | 15,768 | 2,305—2,40 |
| KCa ₄ [Si ₈ O ₂₀](F, OH)·8H ₂ O | | | | | |
| Натроапофиллит | Ромб. | 8,875 | 8,881 | 15,79 | 2,50 |
| NaCa ₄ [Si ₈ O ₂₀]F·8H ₂ O | | | | | |
| Кавансит | Ромб. | 9,778 | 13,678 | 9,601 | 2,21—2,31 |
| Ca(VO)[Si ₄ O ₁₀]·4H ₂ O | | | | | |

Кроме апофиллита и натрового его аналога — натроапофиллита, в группу входит кавансит, имеющий близкую к ним структуру. Широкий изоморфизм между OH⁻ и F⁻ в ряду апофиллита позволил выделить два крайних его члена [1]: гидроксилapoфиллит и фторapoфиллит, ранее обозначавшиеся Вернадским [2, 3] соответственно α- и β-апофиллит.

Л и т е р а т у р а

1. Dunn P. J., Wilson W. E. // Miner. Rec. 1978. Vol. 9, N 2. P. 95.
2. Вернадский В. И. Минералогия. М.: Т-во «Печатня С. П. Яковлева», 1910. Ч. 2. 163 с.
3. Вернадский В. И., Курбатов С. М. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. М.; Л.: ОНТИ, 1937. 200 с.

Апофиллит Arophyllite
 $\text{KCa}_4[\text{Si}_8\text{O}_{20}](\text{F}, \text{OH}) \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

Апофиллит первоначально (в 1784 г.) был определен Ринманом как цеолит (из Хэллеста, о-в Готланд, Дания) и назван Мюллером в 1791 г. «основным пластинчатым цеолитом» — тажог lamellaris zeolite. Название «апофиллит» дано Аюн (1805) от греч. *απο* (апо) — отделяться и *φύλλον* (филлон) — лист, по способности минерала расщепляться при нагревании. Выделяют [1—3] два крайних члена: гидроксилапофиллит — hydroxylarophyllite — $\text{KCa}_4[\text{Si}_8\text{O}_{20}](\text{OH}) \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ с $(\text{OH}) > \text{F}$ и фторапофиллит — fluorarophyllite — $\text{KCa}_4[\text{Si}_8\text{O}_{20}]\text{F} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ с $\text{F} > (\text{OH})$.

Синон. апсфиллита: альбин — albin (Вернер, 1817); брүнникит (брүннихит) — brünnikite (Беггильд, 1905); ихтиофталмит (ихтиофталм) — ichtyophthalmite, ichtyophthalm (Андрате, 1800); ксилохлор — xulochlone (фон Вальершаузен, 1853) — содержит FeO — 3,40% и Al_2O_3 — 1,54%; лейкоциклит — leucocyclite (Гершель, 1821); мезотип эпюанте — mesotype épointée (Аюн, 1801); оксаверит — oxhaverite (Брюстер, 1827) — содержит Al_2O_3 — 1,00% и Fe_2O_3 — 3,39%; тесселит — tesselite (Брюстер, 1819); хромоциклит — chromocyclite (Клейн, 1892); фишаугенштейн — Fischaugenstein (Вернер, 1808).

Синон. гидроксилапофиллита: α-апсфиллит [2, 3].

Синон. фторапсфиллита: β-апсфиллит [2, 3].

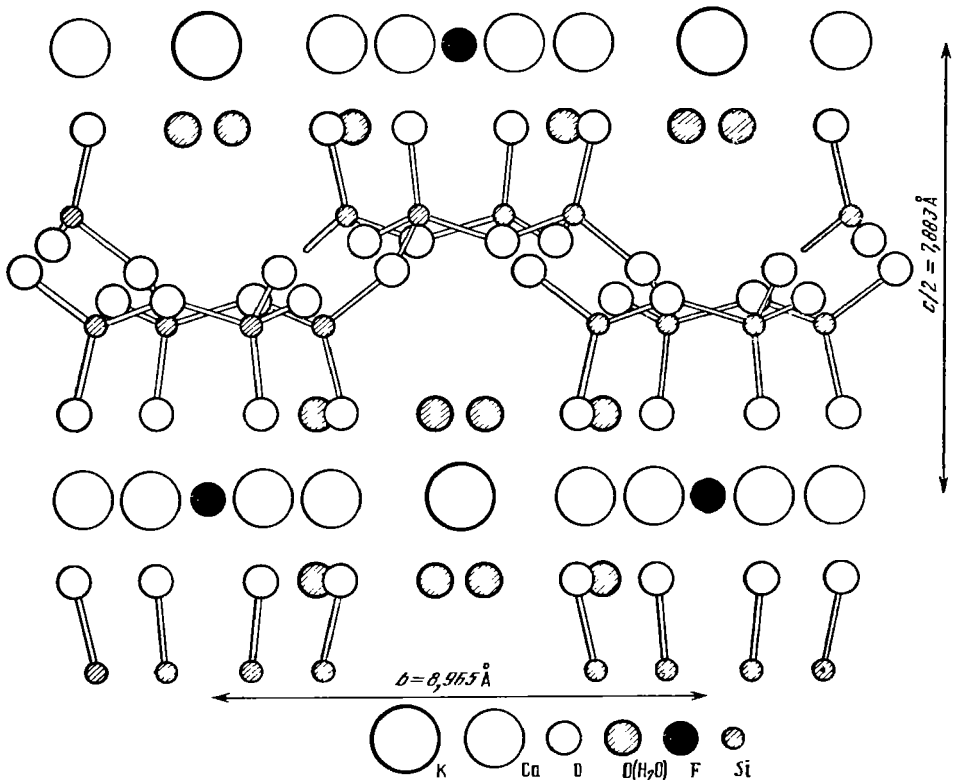
Разнов. Натриевый апофиллит, редкоземельный апофиллит.

Характ. выдел. Кристаллы 2—10 мм, иногда до 10 см (из Индии и Бразилии), таблитчатые, столбчатые, игольчатые (гипергенный апофиллит) и чешуйчатые до слюдоподобных. Агрегаты в розеткообразных, лучистых или плотных фарфоровидных корках.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. D_{2h}^2 — $P4/mnc$. $Z = 2$ [4—6]. Значения параметров элементарной ячейки находятся в следующих пределах: $a_0 = 8,93$ — $9,18$, $c_0 = 15,26$ — $15,906$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,704$ — $1 : 1,772$ [1, 4, 5, 7—17].

Зависимость изменения параметров элементарной ячейки от химического состава апофиллита не установлена. Имеющиеся данные позволяют отметить лишь общую тенденцию в этом отношении. Наибольшие значения a_0 (9,18—8,98 Å) наблюдались у апофиллитов с несколько повышенным ($>1\%$) содержанием Al_2O_3 и Fe_2O_3 [7, 8, 10], а также BaO и MnO [9]; ниже значения a_0 (8,95—8,96 Å) у апофиллитов со значительным дефицитом щелочей [15, 16]; фторапофиллиты Сибирской платформы, характеризующиеся большим дефицитом щелочей (хим. анализы [2, 17]), обладают низкими значениями c_0 (15,26—15,51 Å), что связано с предполагаемым входением в структуру минерала иона H_3O^+ [15].

В основе структуры апофиллита (фиг. 110, 111) [4—6, 18—20] находятся кремнекислородные сетки, состоящие из четырех- и восьмичленных колец SiO_4 -тетраэдров. В двух кремнекислородных сетках свободные вершины тетраэдров, образующих четырехчленные кольца, обращены в противоположные стороны, обуславливая неровную поверхность сеток и, как следствие, появление между ними разных по величине пустот. Между собой кремнекислородные сетки связаны посредством атомов Ca, K, молекул H_2O и групп OH (или F). Каждый атом кальция находится в семерной координации относительно активных кислородов четырех тетраэдров, двух ионов кислорода воды и одного атома фтора (или гидроксила). Атом фтора (или ион гидроксила) находится в свободном промежутке внутри группы из четырех атомов кальция. Атом калия размещается в большой пустоте кремнекислородного каркаса и координируется восемью ионами кислорода воды в форме сжатой тетрагональной призмы. Молекулы воды, кроме того, связаны с кальцием и с двумя кислородами SiO_4 -тетраэдра.



Фиг. 110. Структура апофиллита в проекции на (100) (по Шао)

Межатомные расстояния (Å): Si—O от 1,582 до 1,633 (ср. 1,616); Ca—O от 2,386 до 2,491 (ср. 2,425); K—O от 2,950 до 2,972 (ср. 2,965); H(1)—O(4) от 0,968 до 0,988 (ср. 0,978); H(2)—O(4) от 0,552 до 0,958 (ср. 0,821). Углы (средние, град): O—Si—O=109,4, Si—O—Si=140,25, H(1)—O(4)—H(2)=88,6, O(4)—H(1)—O(3)=176,8 [5, 6, 18—20].

Дитетрагон.—дипирамид. кл. $D_{4h}^{-4}/mmm (L_4 4L_2 5PC)$. $a : c = 1 : 1,2515$ (по Дана, 1892, Гольдшмидту, 1923).

Наблюдавшиеся формы по Гольдшмидту и [15, 21—23]:

| | φ | ρ | | φ | ρ | |
|----------|-----------|---------------------|-------|-----------|---------------------|--------|
| <i>c</i> | 001 | — | 0°00' | <i>i</i> | 101 90°00' | 51°22' |
| <i>a</i> | 100 | 90°00' | 90 00 | <i>d</i> | 115 45 00 | 19 29 |
| <i>y</i> | 130 | 18 26 | 90 00 | <i>z</i> | 113 45 00 | 30 32 |
| <i>r</i> | 120 | 26 34 | 90 00 | <i>u</i> | 112 45 00 | 41 31 |
| <i>m</i> | 110 | 45 00 | 90 00 | χ | 223 45 00 | 49 43 |
| <i>f</i> | 108 | 90 00 | 8 53 | <i>p</i> | 111 45 00 | 60 32 |
| <i>e</i> | 106 | 90 00 | 11 47 | <i>n</i> | 221 45 00 | 74 13 |
| <i>v</i> | 105 | 90 00 | 14 03 | σ | 211 63 26 | 70 20 |
| <i>t</i> | 103 | 90 00 | 22 39 | α | 311 71 34 | 75 49 |
| <i>s</i> | 102 | 90 00 | 32 02 | | | |
| | <i>ap</i> | (100):(111)=52°00' | | <i>ss</i> | (102):(012)=44 03' | |
| | <i>pp</i> | (111):(1̄1̄1)=76 00 | | <i>zz</i> | (113):(1̄1̄3)=42 07 | |

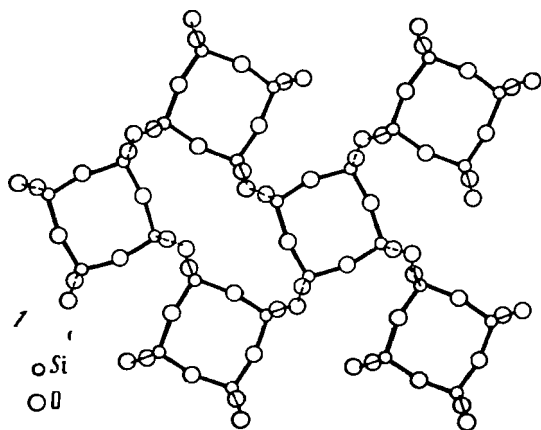
Более редкие формы:

| | | | | | | | | | |
|--------|-----------------|--------|-----|-----|----------|-----|--------|-----|-------------|
| 430 | 307 | ξ | 119 | 445 | 443 | 766 | τ | 533 | 421 |
| 1.0.10 | 505 | | 118 | 556 | <i>k</i> | 332 | 655 | 326 | 522 |
| 109 | 302 | | 117 | 667 | | 553 | 544 | 322 | 623 |
| 107 | 503 | Φ | 227 | 778 | | 441 | 433 | 321 | β 621 |
| 104 | <i>x</i> 1.1.10 | | 335 | 889 | | 551 | 755 | 744 | 334 |

Многочисленны вицинальные грани.

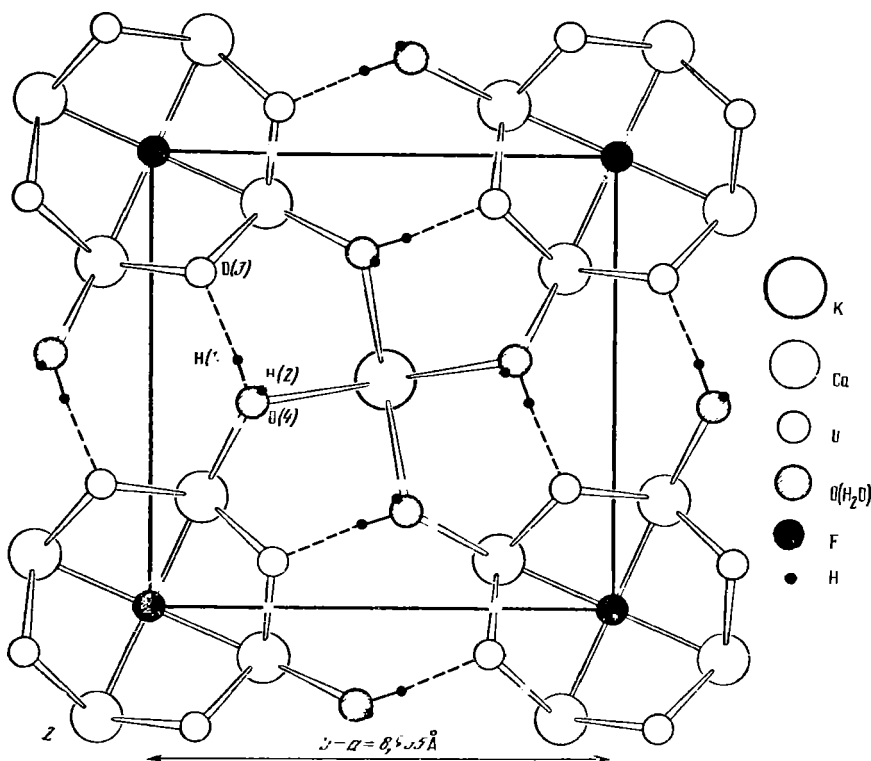
Морфологическая установка отличается от рентгеновской поворотом вокруг оси c на 45° ($1.2515 \sqrt{2} = 1.735$).

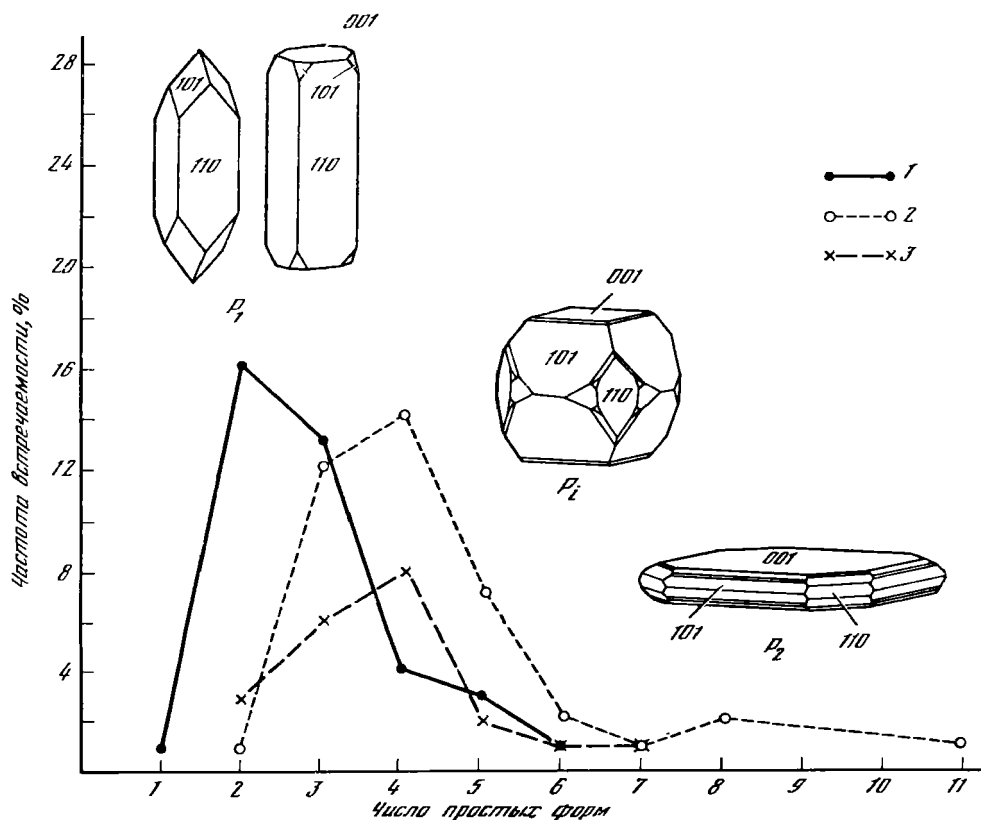
Наиболее распространенные габитусные формы: $c(001)$, $a(100)$ и $p(111)$. Грани $a(100)$ имеют вертикальную штриховку [24]; иногда они исштрихованы неравномерно: две из них — параллельно $c(001)$, на двух других, помимо горизонтальной, имеется вертикальная штриховка [21]. На кристаллах из Ахалцихского района (Грузия) пирамидальные грани $p(111)$ часто матовые, грани $p(111)$ зеркально-гладкие [21]. По облику различают кристаллы следующих типов, обусловленных относительным развитием форм $c(001)$, $a(100)$ и $p(111)$: бипирамидальные, призматические, изометрические до псевдокубических и таблитчатые по (001) с большим или меньшим уплощением (до слюдоподобных). На бипирамидальных и призматических кристаллах развиты главным образом две или три формы. Такие кристаллы чаще других встречаются в природе, тогда как таблитчатые, имеющие большее количество простых форм, распространены меньше (фиг. 112).



Фиг. 111. Кремнекислородная сетка (1) и К, Са-слой (2) в структуре апофиллита; проекция на (001)

1 — по Тейлору и Нарай-Шабо; 2 — по Шао





Фиг. 112. Относительная частота встречаемости разного типа кристаллов апофиллита с соответствующим числом простых форм (по Костову)

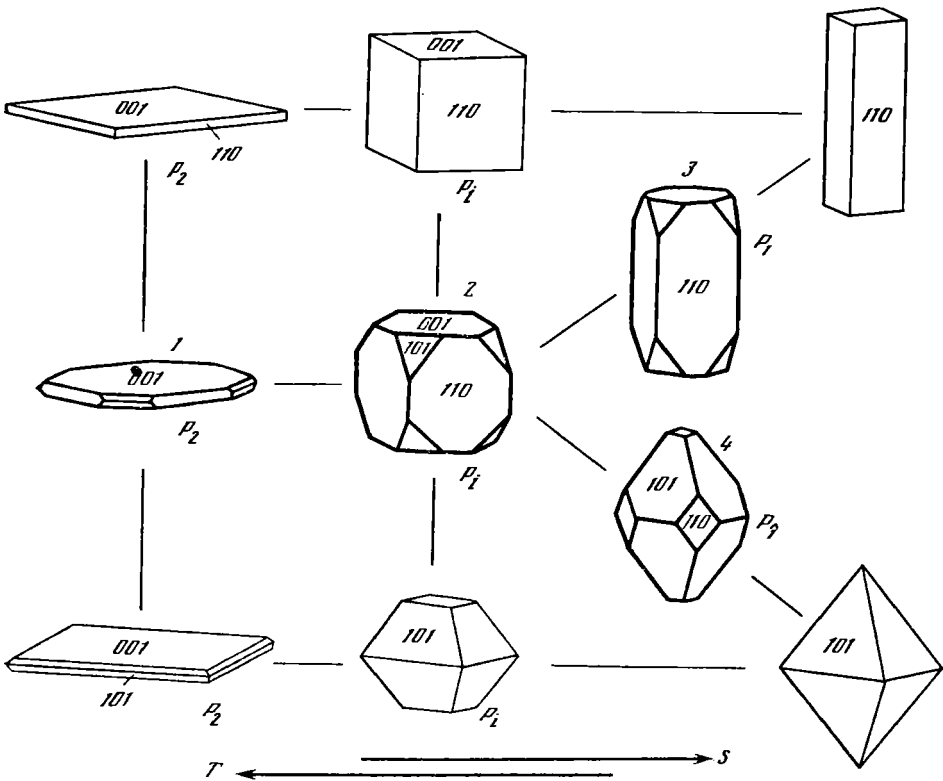
1 — бипирамидальные и призматические кристаллы (P_1); 2 — изометрические и псевдокубические (P_2); 3 — таблитчатые (P_2)

Описаны разные случаи последовательности образования габитусных типов кристаллов. Например, наряду с более ранним образованием бипирамидальных кристаллов в миндалинах туфов и вулканических брекчий по сравнению с более поздними таблитчатыми в жилах, секущих эти туфы [13, 23, 25—27], наблюдается и обратное, когда пластинчатые кристаллы в миндалинах базальтов образовались раньше бипирамидальных в гидротермальных жилах [11, 28, 29]. Для апофиллита из пород трапповой формации Сибири выявлена следующая эволюция габитуса кристаллов в процессе их роста: бипирамидальный (самый ранний) → призматический → короткостолбчатый → пластинчатый [15].

Предложена [13, 14] схема образования кристаллов, по которой таблитчатый апофиллит кристаллизуется при более высокой температуре и в условиях меньшей минерализации растворов, чем призматический и дипирамидальный (фиг. 113).

По мнению Костова [11], на морфологию кристаллов в основном влияет минерализация растворов, а не температура минералообразования.

Указываемая [15] для апофиллита из траппов Сибири прямая зависимость между степенью удлинения кристаллов и содержанием K_2O , Na_2O и Rb_2O (в меньшей степени — F) не подтверждается для апофиллитов из других районов. Так, слюдоподобный апофиллит Ловозерского массива по содержанию щелочей ($Na_2O + K_2O = 5,13\%$) [7] должен был бы иметь дипирамидальный или призматический облик, но не пластинчатый. Не различаются по содержанию щелочей (хим. анализы 13, 16) дипирамидальные и пластинчатые апофиллиты из Болгарии [13].



Фиг. 113. Зависимость морфологии кристаллов апофиллита от температуры T и минерализации раствора S (по Костову)

1—4 — наиболее часто встречаемые типы кристаллов: P_1 — призматические; P_2 — изометрические до евдокубических; P_3 — бипирамидальные; P_4 — пластинчатые

Двойники редки; отмечались двойники по (111) (Шрауф, 1870) и по (310) [30]. Сложное двойникование описано для желтого апофиллита из Корнос, Финляндия [10]. Зональные кристаллы апофиллита известны из траппов Сибири [15] и из интрузии Норильск-II [16]. Наблюдались ориентированные сростки апофиллита с кальцитом, гиrolитом [30] и ломонитом [21].

Физ. св. Сп. по (001) весьма совершенная, по (110) средняя. Изл. неровный. Хрупок. Фигуры удара на (001) преимущественно \parallel (100), реже \parallel (110) [31]. Тв. 4,5—5. Микротвердость криворожского апофиллита ($\text{кгс}/\text{мм}^2$) 340 на гранях (001) и 360 на гранях (111) [32], хибинского — 350—320 [26]. Средние значения микротвердости апофиллита для грани (100) — 310 и для грани (111) — 390 $\text{кгс}/\text{мм}^2$ [33]. Уд. в. 2,32—2,428, повышенным удельным весом (2,426—2,428) обладают апофиллиты, содержащие барий или редкие земли. Цв. белый, сероватый, розовый, иногда зеленоватый и желтый. Часто кристаллы бесцветны; примесь V^{4+} или Mn^{4+} придает зеленую окраску, Mn^{3+} , Co — розовую, TR — лимонно-желтую или желтовато-зеленую [34—36].

Содержание элементов-примесей в окрашенных апофиллитах, по данным спектральных анализов, следующее [33]: зеленые апофиллиты из Индии содержат ванадия до 0,16%, из бассейна р. Нижняя Тунгуска — 0,09%, в розовых апофиллитах содержится 0,1—0,5% Mn или 0,001% Co (в апофиллите из Кедабекского месторождения, АзССР). Желтые апофиллиты из пегматитов гранитов рапакиви Украинского и Скандинавского щитов содержат Nd (тысячные доли процента) [33, 34].

Отмечаются дихроичные кристаллы: голубовато-зеленый цвет на плоскости (001) и светло-желто-зеленый в перпендикулярном направлении. Исследование методом эмиссионной спектроскопии показало, что окраска и дихроичность таких кристаллов обязана V^{4+} [37].

В оптическом спектре для зеленых апофиллитов характерны полосы поглощения 12 200, 15 100 и около 24 000 см^{-1} , для розовых — 19 300 см^{-1} , для желтых — 12 300, 13 350, 17 250 и 19 000 см^{-1} [36]. ИК-спектры поглощения этих апофиллитов одинаковы, на них наблюдаются полосы 413, 469—477, 497—502, 530, 590—598, 768—788, 1010—1018, 1088, 1102—1127, 1550, 1670—1690, 3020, 3550—3565 см^{-1} [33, 38].

Бл. стеклянный, на гранях (001) — перламутровый. Прозрачный или просвечивает. Пьезоэлектрический эффект не обнаружен [39].

В катодных лучах апофиллит обнаруживает серовато-фиолетовое (из месторождения Акджал) и голубовато-серое (из месторождений Акчагыл и Кызыл-Эспе) свечение; остаточного свечения не наблюдалось [23].

Микр. В шлифах в прох. свете прозрачный, бесцветный, характерны оптические аномалии. Одноосный (+), реже (—); часто двусосный, с $2V$ от очень малого до 42° , с низким двупреломлением. В отдельных случаях отмечался апофиллит с настолько малым двупреломлением, что практически был изотропным, например натриевый фторапофиллит из района бассейна р. Чаткаль (хим. анализ 10) [40]. Обнаруживает секториальное строение, зональное угасание и аномальные сине-фиолетовые, темно-зеленые или зеленовато-бурые интерференционные цвета, которые могут исчезнуть при нагревании. Отмечается аномальная картина креста входящем свете, когда видны черные и белые кольца («лейкоциклит») или цветные кольца («хромоциклит»). Иногда в одном зерне наблюдается изменение оптического знака, например, от (+) к (—) при переходе от двупреломления 0,003 в центральной части до 0,001 в краевых частях [41]. Например, зерна апофиллита из Криворожского бассейна двусосные отрицательные по краям могут быть одноосными положительными в центральной части [33]. Однозначного объяснения оптических аномалий не существует. Еще Рампф (1880), Кросс и Хиллебранд (1882) возникновение двусосности апофиллита связывали с деформацией и нерегулярностью роста кристаллов; позже аномалии оптических свойств минерала объясняли неравномерным распределением фтора [42], деформацией кристаллической структуры [10], особенностью двойникования [25], полагая, что истинная симметрия апофиллита ниже, чем тетрагональная. Оптические аномалии объясняют и за счет роста кристаллов по механизму атомный порядок—беспорядок [43].

Отмечается зависимость оптических свойств от габитуса кристаллов: изометрические и бипирамидальные кристаллы чаще бывают одноосными отрицательными, короткопризматические и пластинчатые — одноосными или двусосными положительными [33].

Пл. опт. осей, по Винчеллу (1953), в связи с сильной дисперсией оптических осей, для красного и желтого света || (001), для синего и зеленого || (100).

Показатели преломления по Винчеллу (1953):

| Свет | Положительный | | | Изотропный | | | Отрицательный | | |
|------|---------------|-------|-------------|------------|--------|-------------|---------------|--------|-------------|
| | n_o | n_e | $n_e - n_o$ | n_o | n_e | $n_e - n_o$ | n_o | n_e | $n_o - n_e$ |
| Li | 1,532 | 1,534 | 0,002 | 1,5381 | 1,5384 | 0,0003 | 1,5415 | 1,5415 | 0,0000 |
| Na | 1,535 | 1,537 | 0,002 | 1,5418 | 1,5418 | 0,0000 | 1,5433 | 1,5429 | 0,0002 |
| Tl | 1,538 | 1,540 | 0,002 | 1,5438 | 1,5438 | 0,0000 | 1,5444 | 1,5439 | 0,0005 |

Изменение показателей преломления в зависимости от длины световой волны [33]:

| λ , нм | n_e | n_o | $n_e - n_o$ |
|----------------|--------|--------|-------------|
| 690,7 | 1,5326 | 1,5311 | 0,0015 |
| 589,3 | 1,5356 | 1,5344 | 0,0012 |
| 491,6 | 1,5410 | 1,5403 | 0,0007 |
| 404,7 | 1,5493 | 1,5496 | 0,0000 |

Показатели преломления см. также при хим. анализах.

По Корню [30], апофиллит, содержащий F, отрицательный с низким двупреломлением и если двусосный, то обладает дисперсией $r > v$, тогда как апофиллит без F — положи-

тельный с более высоким двупреломлением и с дисперсией в случае двуосности $r < v$. У гидроксилапофиллита из Ор-Кноб, Северная Каролина [1], $n_o = 1,542$, $n_e = 1,543$.

Ритмическая зональность, отмечаемая для кристаллов апофиллита из шаровых лав бассейна р. Ерачимо в Сибири, обязана наличию в непрозрачных зонах обилию газово-жидких включений [15].

Хим. Характерно широкое изоморфное замещение $F \rightarrow OH$ и $K \rightarrow Na$, ограниченное — $Si \rightarrow Al$, Fe^{3+} ; $Ca \rightarrow Mg$, Ba , Mn , Fe^{2+} , TR ; $K \rightarrow Rb$, H_3O .

Теор. составы апофиллитов с различным соотношением F и OH, K и Na *:

| | Na ₂ O | K ₂ O | CaO | SiO ₂ | H ₂ O | F |
|---|-------------------|------------------|-------|------------------|------------------|------|
| KCa ₄ [Si ₈ O ₂₀](OH)·8H ₂ O | — | 5,2 | 24,79 | 53,10 | 16,91 | — |
| KCa ₄ [Si ₈ O ₂₀](F _{0,5} OH _{0,5})·8H ₂ O | — | 5,19 | 24,76 | 53,05 | 16,40 | 1,04 |
| KCa ₄ [Si ₈ O ₂₀]F·8H ₂ O | — | 5,19 | 24,72 | 52,99 | 15,89 | 2,09 |
| (K _{0,5} Na _{0,5})Ca ₄ [Si ₈ O ₂₀]F·8H ₂ O | 1,74 | 2,59 | 24,94 | 53,46 | 16,04 | 2,11 |
| (K _{0,5} Na _{0,5})Ca ₄ [Si ₈ O ₂₀](OH)·8H ₂ O | 1,75 | 2,60 | 25,01 | 53,57 | 17,07 | — |

* В большинстве работ минерал назван просто апофиллитом. В данном справочнике соответственно истинным составам отдельных образцов они описаны как гидроксил- и фторапофиллиты [1—3].

Калий, располагающийся в больших пустотах структуры между кремнекислородными сетками, практически всегда в той или иной мере замещен натрием, другими щелочными элементами или оксонием. Из более 80 опубликованных химических анализов апофиллита, которые были рассчитаны на формулу, только в очень немногих отсутствует дефицит калия, например в гидроксилапофиллите из района г. Ахалцих, ГССР (хим. анализ 1) [21], в апофиллите (с 1,73% F) из района р. Нижняя Терси в Сибири [44].

В подавляющем большинстве случаев количество Na₂O колеблется от 0,1 до 2,0%. Отсутствие Na₂O (сл.) отмечалось в апофиллите из месторождения Акмая, Центральный Казахстан (хим. анализ 14) [45]. Наиболее высокие его содержания обнаружены в редкоземельно-натриевом апофиллите с горы Вавнед, Кольский полуостров (2,04% Na₂O, хим. анализ 9) [48], натриевом гидроксилапофиллите из р-на Перса, ГССР (1,85% Na₂O, хим. анализ 4) [22], натриевом фторапофиллите месторождения Гуанаджато, Мексика (1,6% Na₂O) [42], редкоземельном фторапофиллите Островского карьера Украинского кристаллического щита (1,55% Na₂O) [34], натриевом гидроксилапофиллите из месторождения Кансай, УзССР (1,08% Na₂O, хим. анализ 5) [46], натриевом фторапофиллите (1,07% Na₂O) р. Чаткал (УзССР) [40].

Помимо натрия, калий может замещаться рубидием. 0,11—0,17% Rb₂O отмечено в апофиллите из молибден-вольфрамового месторождения Акмая (Центральный Казахстан) [45]. Большой же частью Rb₂O значительно меньше (от 0,0004 до 0,07%) [15, 45]. Какой-либо закономерной связи между содержанием щелочей, оптическими и физическими свойствами апофиллитов не установлено [38]. Часто в апофиллите наблюдается дефицит щелочей, который предположительно компенсируется оксонием. Например, для двух образцов апофиллита из пород трапповой формации северо-запада Сибирской платформы пересчет химических анализов дает следующие кристаллохимические формулы [15]: для минерала из шаровых лав бассейна р. Ерачимо (хим. анализ 17) — $(K_{0,47}Na_{0,0}(H_3O)_{0,51})Ca_4[Si_8O_{20}]F \cdot 8,62H_2O$, для минерала из скарированных роговиков района р. Авам (хим. анализ 12) — $(K_{0,4}(H_3O)_{0,53})Ca_4 \times [Si_{7,99}Al_{0,01}O_{20}](F_{0,77}O_{0,23}) \cdot 8,11H_2O$.

Обнаружить H₃O⁺ в апофиллите методом ИК-спектроскопии не удается. В интервале 1690—1750 см⁻¹, в котором должна проявляться полоса, связанная с ионами H₃O⁺, в апофиллите. ввиду большого содержания в нем воды, она маскируется более интенсивными колебаниями в этой области молекул H₂O. Однако, по-видимому, не случайно иногда отмечался [38] сложный характер полосы 1690 см⁻¹ в ИК-спектре апофиллита.

Взаимозамещаемость F и (OH) обуславливает постепенные переходы между конечными членами ряда фторапофиллит—гидроксилапофиллит. Фторапофиллиты содержат фтора >1%. FeO обнаруживается в апофиллите крайне

редко и в очень небольшом количестве. Содержание Al_2O_3 большей частью $0,0n—0,n\%$, реже несколько больше. Исключение составляют апофиллит из Пруднянского карьера Украинского кристаллического щита — с $2,86—3,8\%$ Al_2O_3 [47] и гидроксилapoфиллит с горы Юкспор на Кольском полуострове — с $3,35\%$ Al_2O_3 (хим. анализ 6).

Fe_2O_3 в количестве более 1% обнаружена в апофиллитах, содержащих алюминий и редкоземельные элементы: $3,22\%$ Fe_2O_3 в редкоземельно-натриевом фторапофиллите из Островского карьера Украинского кристаллического щита [34], $1,24\%$ Fe_2O_3 в редкоземельно-натриевом гидроксилapoфиллите с горы Вавнбед на Кольском полуострове (хим. анализ 9) [48], $1,18\%$ Fe_2O_3 в гидроксилapoфиллите из Кедабекского района АзССР [8].

Кальций частично замещается магнием, барием, марганцем, двухвалентным железом, редкоземельными элементами. Чаще всего обнаруживается в апофиллите магний: до $1,23\%$ MgO в натриевом гидроксилapoфиллите из Кансая (хим. анализ 5) [46], $0,77\%$ MgO в редкоземельно-натриевом апофиллите горы Вавнбед на Кольском полуострове (хим. анализ 9) [48]. Барий в повышенном количестве ($1,77\%$ BaO) отмечен [22] в апофиллите из ущелья Уравели (Грузия); этот апофиллит находится в виде таблитчатых sdвойникованных кристаллов среди шаровых лав среднего эоцена, располагается на волокнистом стронциоарагоните (моссоттите), леонгардите или гейландите, имеет повышенный удельный вес ($2,426—2,428$); выделен под названием барийсодержащий β -апофиллит (барийсодержащий фторапофиллит) — bariumferous β -apophyllite (bariumferous flourapophyllite) [22]. $0,66\%$ BaO содержит апофиллит, развивающийся по чароиту из Северного Забайкалья (хим. анализ 11) [9]. В последнем найдено $0,52\%$ MnO . Во всех других анализированных апофиллитах количество MnO обычно не превышает $0,0n\%$.

Выделение [22] в качестве разновидности под названием марганцевый α -апофиллит (марганцевый гидроксилapoфиллит) розового апофиллита с $0,04\%$ MnO , $1,85\%$ Na_2O и $0,07\%$ Li_2O (хим. анализ 4) из среднеэоценовых вулканогенных туфобрекчий и перлитов Грузии не целесообразно. Также излишне и второе его название — «марганцево-литиевый α -апофиллит», по существу, это натриевый гидроксилapoфиллит, содержащий марганец и литий.

Редкие земли в повышенных количествах найдены в апофиллитах Хибинского и Ловозерского щелочных массивов на Кольском полуострове [48—51], из пьезокварцевых гранитных пегматитов Воьны (Украинский кристаллический массив) [34]. В редкоземельно-натриевом апофиллите горы Вавнбед (Кольский полуостров) содержится $1,55\%$ TR_2O_3 (хим. анализ 9) [48, 50], в редкоземельном апофиллите из Пруднянского карьера на Воьны — $1,50\%$ TR_2O_3 (хим. анализ 8) [34]. Несмотря на одинаковую сумму редких земель, состав редкоземельных элементов в этих апофиллитах существенно различается: апофиллит из щелочных пород Кольского полуострова характеризуется высоким содержанием иттрия и элементов иттриевой группы, в апофиллите из гранитных пегматитов Воьны иттрий отсутствует, и состав редкоземельных элементов существенно лантано-цериевый.

Титан для апофиллита нехарактерен. Содержание TiO_2 редко достигает больше десятых долей процента. Одним из исключений является редкоземельно-натриевый апофиллит горы Вавнбед на Кольском полуострове, в котором обнаружено $1,16\%$ TiO_2 (хим. анализ 9) [48].

В апофиллитах отмечался аммоний в количестве от $0,033$ до $0,37\%$ (Фридель, 1894; Хендерсон, 1897; Фромм, 1902; см.: Дзельтер, 1914, Вд. 2, Н. 1. Р. 475); в апофиллите из Сибири определено $0,02\%$ азота [44]. Примесь карбонатов и сульфатов, находящихся в тесных сростках с апофиллитом, обнаруживается по присутствию CO_2 и SO_3 в некоторых анализированных образцах. Повышенное количество бора ($0,42\%$ B_2O_3) во фторапофиллите из борсодержащих скарнов, очевидно, связано с примесью минералов бора; апофиллит в скарнах метасоматически замещает кварц, кальцит, датолит и нередко содержит их реликты, приобретая молочно-белый цвет [52]. В апофиллитах из некоторых рудных месторождений установлены следующие элементы-примеси

(%): Pb ($n \cdot 10^{-3}$ — $n \cdot 10^{-4}$), Nb ($n \cdot 10^{-3}$), Be ($n \cdot 10^{-4}$), V ($n \cdot 10^{-3}$ — $n \cdot 10^{-2}$), Sr ($n \cdot 10^{-3}$ — $n \cdot 10^{-1}$), Ga ($n \cdot 10^{-4}$) [45], Co и Ni — 0,003, As — 0,11, Ag — 0,01, P — 0,05, Li — 0,03, Ge — 0,0005 [33]; Bi до 0,001, Cu до 0,001, Mo до 0,005 [53].

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|-------|---------|-------|--------|-------|
| Na ₂ O | — | 0,05 | 0,55 | 1,85 | 1,08 | 0,38 | 0,12 | 0,28 | 2,04 |
| K ₂ O | 6,35 | 3,82 | 3,70 | 4,08 | 2,10 | 4,85 | 4,73 | 4,15 | 4,06 |
| MgO | — | 0,16 | — | He обн. | 1,23 | 0,12 | — | 0,49 | 0,77 |
| CaO | 24,27 | 25,31 | 24,45 | 25,73 | 26,00 | 24,35 | 24,54 | 24,78 | 21,53 |
| Al ₂ O ₃ | Сл. | 1,45 | 1,79 | 0,16 | 1,40 | 3,35 | 0,16 | 1,87 | 0,85 |
| Fe ₂ O ₃ | He обн. | 0,17 | — | He обн. | — | 0,11 | — | 0,33 | 1,24 |
| TR ₂ O ₃ | — | — | — | — | — | — | — | (1,50) | 1,55 |
| SiO ₂ | 51,85 | 51,60 | 53,03 | 50,56 | 51,80 | 50,45 | 52,73 | 50,10 | 53,41 |
| TiO ₂ | — | — | — | — | — | He обн. | — | 0,02 | 1,16 |
| H ₂ O ⁺ | 16,88 | 17,30 | 15,62 | 16,68 | 16,05 | 15,28 | 15,19 | 16,50 | 12,02 |
| H ₂ O ⁻ | — | 0,07 | — | 0,64 | — | 0,47 | 0,90 | 0,86 | 0,15 |
| F | He обн. | He обн. | He обн. | He обн. | 0,02 | 0,08 | 0,73 | 0,91 | 0,97 |

| | | | | | | | | | |
|----------------------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|---------|--------|-------|
| Сумма | 99,35 | 99,93 | 99,14 | 99,81 * | 99,68 | 99,44 | (99,10) | 100,29 | 99,75 |
| — O = F ₂ | | | | | | 0,03 | 0,30 | 0,38 | 0,40 |

| | | | | | | | | | |
|-----------------|-------|---------|----------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|
| Уд. в. | — | 2,342 | — | 2,471 | 2,36 | 2,32 | — | 99,91 | 99,35 |
| n_e | 1,538 | 1,542 | 1,534 | 1,536 | 1,530 | 1,537 | — | — | 2,427 |
| n_o | 1,535 | 1,540 | 1,533 | 1,534 | — | 1,535 | — | 1,534 | 1,533 |
| (+) $2V^\circ$ | ~30 | 20—24 | Оч. мал. | — | — | — | — | 10 | — |
| $a_0(\text{Å})$ | — | 8,95 | — | — | — | — | 8,978 | — | — |
| c_0 | — | 15,79 | — | — | — | — | 15,906 | — | — |
| $a_0:c_0$ | | 1:1,764 | | | | | 1:1,771 | | |

* В том числе Li₂O—0,07, MnO—0,04.

1—гидроксиллапофиллит, зеленоватые прозрачные кристаллы, район г. Ахалцихе (ГССР), анал. Лоханова [21]; 2—гидроксиллапофиллит из интрузии ольвиновых габбро-долеритов Норильск-II [16]; 3—гидроксиллапофиллит, окрестности г. Брац (Румыния), анал. Медсан [10]; 4—натриевый гидроксиллапофиллит, район д. Перса (ГССР), анал. Размадзе [22]; 5—натриевый гидроксиллапофиллит, месторождение Центральный Кансай (УзССР), анал. Касьянова [46]; 6—гидроксиллапофиллит, гора Юкспор, Кольский полуостров, анал. Шишова [51]; 7—гидроксиллапофиллит из роговков комплекса Дулут, шт. Миннесота (США), анал. Ю-Чи-ю, в оригинале сумма 100,00 [12]; 8—редкоземельный апофиллит, Прудянский карьер, Украинский кристаллический щит, анал. Мирская, состав редкоземельных элементов в процентах к сумме редких земель: La—25,7, Ce—48,7, Pr—8,23, Nd—15,0, Sm—1,37, Gd—1,00, Eu > 1 [34]; 9—редкоземельно-натриевый апофиллит, гора Вавнбед, Кольский полуостров, анал. Казакова, состав редкоземельных элементов в процентах к сумме редких земель: La—8,2, Ce—30,0, Pr—4,1, Nd—19,0, Sm—6,0, Eu—1,0, Gd—6,0, Tb—0,8, Dy—3,1, Ho—0,5, Er—1,0, Tu—0,2, Yb—0,5, Y—20 [48].

| | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Na ₂ O | 1,07 | 0,18 | 0,03 | 0,08 | Сл. | 0,28 | 0,14 | 0,10 | 0,61 |
| K ₂ O | 2,98 | 4,61 | 2,45 | 4,74 | 4,73 | 4,81 | 4,50 | 2,44 | 4,45 |
| MgO | 0,54 | — | 0,19 | 0,12 | 0,26 | 0,10 | 0,37 | — | — |
| CaO | 25,20 | 23,90 | 25,27 | 25,62 | 25,20 | 24,00 | 25,54 | 24,96 | 25,10 |
| Al ₂ O ₃ | 0,12 | — | 0,14 | 0,26 | 0,75 | 1,65 | 0,37 | — | 0,36 |
| Fe ₂ O ₃ | — | — | 0,06 | 0,06 | Сл. | 0,03 | 0,05 | 0,02 | — |
| SiO ₂ | 51,68 | 54,37 | 51,72 | 51,76 | 51,97 | 52,19 | 51,78 | 53,34 | 51,98 |
| H ₂ O ⁺ | 16,79 | 14,94 | 17,40 | 14,90 | 15,00 | 16,15 | 14,88 | 16,47 | 16,25 |
| H ₂ O ⁻ | — | 0,32 | 0,10 | 1,08 | 0,30 | 0,20 | 0,90 | 0,40 | — |
| F | 1,48 | 1,60 | 1,60 | 1,60 | 1,88 | 1,90 | 1,95 | 2,12 | 2,20 |

| | | | | | | | | | |
|----------------------|-------|------------|---------|--------|-----------|-----------|--------|---------|--------|
| Сумма | 99,86 | (101,20) * | (98,96) | 100,22 | 100,76 2* | 101,35 3* | 100,48 | (99,85) | 100,95 |
| — O = F ₂ | 0,62 | 0,67 | 0,67 | 0,67 | 0,79 | 0,80 | 0,82 | 0,89 | 0,92 |

| | | | | | | | | | |
|----------------|-------|---------|---------|---------|----------|---------|---------|---------|---------|
| | 99,24 | 100,53 | 98,29 | 99,55 | 99,97 | 100,55 | 99,66 | 98,96 | 100,03 |
| Уд. в. | 2,323 | — | 2,334 | — | 2,348 | 2,359 | — | 2,337 | 2,37 |
| n_e | 1,534 | 1,535 | 1,538 | 1,534 | 1,538 | 1,538 | 1,535 | 1,535 | — |
| n_o | | 1,533 | 1,538 | — | 1,536 | 1,536 | — | 1,533 | — |
| (+) $2V^\circ$ | 0 | — | 0—17 | 0—4 | Оч. мал. | 18—30 | 15—18 | 0 | — |
| a_0 (Å) | — | 8,99 | 8,95 | 8,969 | — | 8,98 | 8,956 | 8,96 | 8,965 |
| c_0 | — | 15,78 | 15,26 | 15,795 | — | 15,80 | 15,800 | 15,51 | 15,768 |
| $a_0:c_0$ | — | 1:1,755 | 1:1,705 | 1:1,761 | — | 1:1,759 | 1:1,762 | 1:1,731 | 1:1,759 |

* В том числе ВаО—0,66, МпО—0,52, TiO₂—0,10. ** В том числе Cs₂O—0,03, Rb₂O—0,11. *** В том числе Rb₂O—0,03, SrO—0,01.

10—натриевый фторапофиллит, район р. Чаткал (Средняя Азия), анал. Приходько [40]; 11—игльчатый фторапофиллит, развивающийся по чероиту (Северное Забайкалье), анал. Кулагина, в оригинале сумма 100,21 [9]; 12—фторапофиллит из скарированных роговников р. Авам, трапловая формация, северо-запад Сибирской платформы, анал. Саблина, в оригинале сумма 99,26 [15]; 13—фторапофиллит из Болгарии, анал. Калпакичева [13]; 14—фторапофиллит из месторождения Акмая (Центральный Казахстан), анал. Молева [45]; 15—фторапофиллит из Корсиос (Филиппины), анал. Сахама [10]; 16—фторапофиллит из миндалиин вулканических и туфобрекчий Среднегорской зоны Болгарии, анал. Калпакичева [13]; 17—фторапофиллит из шаровых лав бассейна р. Ерачино, северо-запад Сибирской платформы, анал. Саблина, в оригинале сумма 100,69 [15]; 18—фторапофиллит из трещин в базальтовой лаве месторождения Феникс, шт. Мичиган (США), анал. Блэк [5].

Диагн. исп. В кислотах разлагается с выделением студенистого кремнезема. При непродолжительном действии 5% HCl на не подвергшихся первичной коррозии кристаллах вначале появляется взаимно перпендикулярная штриховка на гранях (001), позже — фигуры травления копьевидной формы, а также шестиугольной и овальной. Разрушение кристаллов от действия H₂SO₄ и HCl начинается с граней (001); призматические и пирамидальные грани к кислотам более устойчивы [21]. Перед паяльной трубкой белеет, расщепляется, плавится, вспучиваясь в пузыристую белую эмаль. При нагревании в запаянной трубке выделяется вода, имеющая щелочную реакцию [40].

Повед. при нагр. Первые существенные результаты, полученные при изучении поведения апофиллита во время его нагревания, сделаны Госсером и Краусом [42], которые показали, что вода в минерале не цеолитная (установление постоянного веса при 200° приводит к потере только 0,58% H₂O при общем ее содержании 16,1%). В последующие годы изучением различных разновидностей апофиллита при нагревании занимались многие авторы. На примере натриевого апофиллита состава (K_{0,564}Na_{0,32}(H₂O)_{0,092})Ca₄[Si_{7,99}Al_{0,01}O₂₀](F_{0,099}(OH)_{0,301})·8,3H₂O (хим. анализ 10) было установлено [40] практически полное отсутствие потери воды при нагревании до 200°, при этом и показатель преломления минерала оставался постоянным ($n=1,535$); дальнейшее нагревание минерала до 300° приводило к понижению показателя преломления до 1,527 и, очевидно, к нарушению структуры апофиллита (зерна минерала покрывались тонкой сеткой трещин с углами между основными направлениями в 90°). При последующем прогревании минерала до 500° показатель преломления изменялся незначительно (до 1,524) [40].

Сравнительное исследование апофиллита из разных месторождений [45] показало, что термограммы их довольно сходны (фиг. 114). Различия заключаются главным образом в том, что у большинства изученных образцов апофиллита в области 300—400° проявляются два эндотермических эффекта с максимумами при 300—340 и 350—380°, тогда как у некоторых (из месторождений Старая Крепость, Батыстау, Кансай и др.) наблюдается один эндотермический эффект с максимумом при 335—350°.

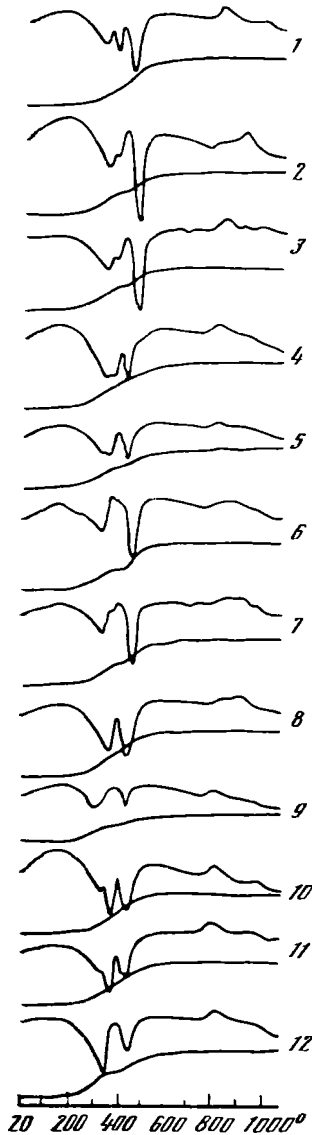
У всех апофиллитов проявлен резко выраженный эндотермический эффект с максимумом при 410—480°. На кривых ДТА, многих апофиллитов (из Акмая, Батыстау, Кансай, Перса) фиксируется, кроме того, экзотермический эффект с максимумом 800—910° [45], вероятно, связанный с кристаллизацией волластонита, на некоторых — также второй пик с максимумом 920—980°, как результат трансформации β- в α-модификацию волластонита [14].

Кривые потери веса апофиллитов, изученных Чухровым с соавторами [45], показывают, что до 200° практически никаких изменений в минерале не про-

исходит (потеря веса составляет всего 0,25—0,68% и соответствует удалению адсорбционной воды). В интервале от 200 до 400—460° апофиллит теряет около половины воды. Примерно столько же воды теряется при температурах 400—460° и выше. Эта потеря фиксируется эндотермическим эффектом в интервале 410—480°, когда наступает полное разрушение структуры минерала. Различие в характере кривых в интервалах 300—400 и 410—480°, вероятно, связано с отсутствием или наличием в разных количествах ионов H_3O^+ , OH^- , F^- в составе минерала. Сравнение кривых ДТА и кривых дегидратации фторапофиллита и гидроксилапофиллита показало [14], что пики эндотермических эффектов фторапофиллита приходятся на 310 и 440°, а для изученного гидроксилапофиллита — на 285 и 410° (фиг. 115). Другое отличие между гидроксилапофиллитом и фторапофиллитом заключается в том, что гидроксилапофиллит теряет в весе 2,5% в первый дегидратационный этап и 14,4% — во второй, фторапофиллит теряет в весе примерно поровну в каждый этап [14].

Наход. Типичный минерал эффузивных основных пород. Встречается также в интрузивных породах, низкотемпературных гидротермальных послерудных образованиях, реже является основным жильным минералом руд. Описано также нахождение его в отложениях горячих источников и в экзогенных продуктах.

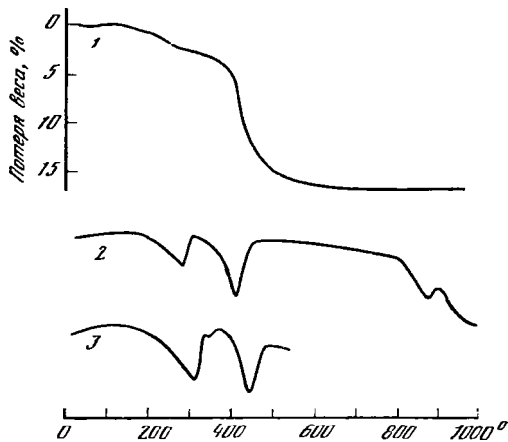
Наиболее широко распространен в миндалинах и секущих прожилках в эффузивных основных породах (базальтах, мелафирах, диабазах и др.). В базальтах Новой Шотландии (Канада) [54] он отмечается с цеолитами, кварцем и кальцитом. В эоценовых вулканических породах Грузии [22], в сибирских траппах [55], в вулканических породах Карадага в Крыму [56] — с кальцитом, селадонитом и более ранними кварцем, мезолитом, натролитом, халцедоном, датолитом. Описано его нахождение в интрузивных породах. В лейкократовых



Фиг. 114. Кривые нагревания апофиллитов из разных месторождений СССР (по Чухрову и др.)

1 — Перса (Грузия); 2, 3 — Акмая (Казахстан); 4 — Уравели (Грузия); 5 — Коксу (Казахстан); 6 — Тура (Сибирь); 7 — Батыстау (Казахстан); 8 — Кансай (Средняя Азия); 9 — Нидым (Сибирь); 10, 11 — Перса (Грузия); 12 — Старая крепость (Грузия)

Фиг. 115. Кривые ТГ (1), ДТА (2) гидроксилапофиллита из месторождения Мофьеллет, Норвегия, и ДТА (3) фторапофиллита из месторождения Гот-Хольф, Норвегия (по Ларсену)



кварцевых габбро Северного Казахстана апофиллит находится в тесном сростании с пренитом и кварцем [57]. В полостях выщелачивания оливиновых габбро-норитов Норильска он наблюдался с кальцитом и пренитом [16], а в трещинах анортозитового габбро Ранского массива (Восточная Чехия) — с гиролитом [58]. С кальцитом и цеолитом минерал встречается в гранитах рапакиви и их пегматитах в Финляндии и на Украине [34, 47, 59—61], а также в гнейсах Аарского массива [62]. В пустотах гранодиорита Харкурт, Виктория (Австралия), фторапофиллит обнаружен с кальцитом, стильбитом, бабингтонитом и титанитом [63]. С натролитом апофиллит слагает гидротермальные прожилки в эгирин-роговообманковых нефелиновых сиенитах и пегматитах Хибин (Кольский полуостров) [26, 64, 65]. Тонкозернистые оторочки апофиллита вокруг кристаллов ловозерита, а также его включения в них наблюдались в полевошпат-арфведсонитовой жиле в риччорритах Апатитового цирка горы Расвумчорр и в ловчоррит-ринколитовых месторождениях горы Тахтарвумчорр и Эвслогчорр [51, 66]. Кроме того, апофиллит в Хибинском щелочном массиве обнаружен в пегматитовых жилах в ассоциации с поздними минералами: на горе Хибинпахкчорр — с анальцитом, натролитом, лабунцовитом, ненадкевичитом, эпидидимитом и катаплеитом; на горе Петрелиуса в полостях пегматита микроклин-арфведсонитового состава — с натролитом, флюоритом и анкилитом; на горе Кукисвумчорр в пегматите, залегающем в фойяитах, — с натролитом и игольчатым эгирином [51]. В пегматитах нефелиновых сиенитов Ловозерского массива и особенно в контактовой его зоне апофиллит встречается с пектолитом [48]. На горе Непха развит в пустотах друз между кристаллами микроклина в пегматите с эгирином-1, эвдиалитом и лопаритом. В контактовой зоне на горе Вавибед апофиллит широко распространен совместно с пектолитом и ринколитом в эвдиалит-микроклиновых фенитах, в их наиболее альбитизированных участках. В пегматоидных нефелиновых сиенитах находится в ассоциации с пектолитом, а также рамзаитом, эвдиалитом и ринколитом. Довольно широко развит также в ультраосновных щелочных массивах Ковдор, Африканда, Турий мыс, где он встречен в фенитизированных гнейсах, в пустотах кальцит-амфибол-диопсидовых пород, в гидротермальных кварцевых и кальцитовых жилах вместе с баритом, флюоритом и лабунцовитом [50].

В парагенезисе с кальцитом, пиритом и опалом апофиллит обнаружен в амфиболитах Первомайского тектонического узла Криворожского бассейна, где вмещающие его полости приурочены к мелким разрывным нарушениям [32].

Гидроксилапофиллит в тесной ассоциации с шабозитом и натролитом известен в метаосадочных роговиках комплекса Дулут, Северо-Восточная Миннесота (США), на глубине 637 м в керне скважины, вскрывшей интрузивный комплекс троктолитов и габбро [12].

С цеолитами и кальцитом встречен в безрудных скарнах Чаткальского хребта [40, 67], в безрудных скарнах Юго-Восточной Странджа-Планины в Болгарии [27], в Калифорнии [68]. Хинцем (1896) отмечалось нахождение апофиллита в пренитсодержащих жилах среди волластонитовой породы в Гессене (ФРГ) и ряде мест в Румынии, в жилах с кварцем и кальцитом среди гнейсов в Саксонии (ГДР).

В подавляющем большинстве случаев апофиллит в горных породах является более поздним, чем кварц и цеолиты, но более ранним, чем кальцит, хотя неоднократно отмечалось замещение апофиллита кварцем [11, 21, 63, 69, 70] и пересечение кварц-золоторудными жилами кварц-пренитовых жил с апофиллитом [57].

В рудных месторождениях апофиллит выделяется главным образом в самые поздние, послерудные стадии минералообразования. В Центральном Казахстане на вольфрамовом месторождении Акмая он слагает прожилки, иногда совместно с ломонгитом, в везувиан-волластонитовом скарне [45]; в месторождении Батыстау минерал принадлежит к наиболее поздним минералам на участке свинцово-цинковых руд, приуроченных к скарчам [45]; на свинцовых

и свинцово-цинковых месторождениях Акджал, Аксоран и Кызыл-Эспэ в скарнах и скарнированных породах апофиллит находится в ассоциации с цеолитом и таумаситом [23]. На скарново-магнетитовом месторождении Шабрез в Чаткальском хребте апофиллит встречается в пустотах вместе с цеолитом, волластонитом и кальцитом, где, так же как и на некоторых других месторождениях, является самым поздним по времени образования минералом [40, 71]. В сульфидных рудах месторождения Болиден в Швеции выделяется в трещинах, секущих руды и породы вулканогенной серии [72]. В свинцово-цинковом месторождении Дальнегорск (Приморье) выполняет полости гидротермального карста [73].

В медно-молибденовом месторождении Калмакыр Алмалыкского рудного поля (УзССР) апофиллит слагает маломощные прожилки с кальцитом и цементирует в рудах раздробленные выделения гейландита и ангидрита [74]. В свинцово-цинковом месторождении Кансай (ТаджССР) обнаружен в послерудных прожилках с ксонотлитом, таумаситом и кальцитом [46]. Очевидно, послерудным он является также на свинцовом месторождении Корнос в Западной Финляндии, где встречены полости, на стенках которых кристаллы апофиллита наблюдались с гармотомом, кальцитом и реже с апатитом и пиритом [10]. То же можно сказать относительно апофиллита о-ва Медвежьего, где он встречен в трещинах и пустотах кальцито-кварцевой жилы, содержащей флюорит, сульфиды свинца и цинка [75]. Фторапофиллит нередко находится в ассоциации с флюоритом, например в нефелиновых сиенитах Кольского полуострова [26, 51], кварц-флюоритовых жилах свинцово-цинкового месторождения Савинское-5 в Восточном Забайкалье [24], кварц-карбонатно-флюоритовых жилах скарново-полиметаллического месторождения Северный Алтын-Топкан в Средней Азии [76], халькопирит-молибденит-шеелит-флюорит-апофиллитовых зонах в известняках и скарнах месторождения Котпар в Центральном Казахстане [53, 77]. На месторождении Котпар в местах интенсивного рудоотложения, кроме крупных молибденит-шеелитовых тел, апофиллит сосредоточен в волластонит-гранат-флюорит-апофиллитовых штокверках и штокверково-метасоматических зонах. Симметрично-зональные рудные прожилки в штокверках и штокверково-метасоматических зонах имеют мощность 1—10 см, различную ориентировку и крутое падение. От периферии к центру таких жил и прожилков выделяются следующие зоны: малоизмененный известняк → волластонит и бусгамит → андрадит-I (зеленый) → андрадит-II (кремово-бурый) → апофиллит с флюоритом и рудными минералами. Хотя формирование прожилков и жил происходило одноактно, внутренняя рудоносная зона является отчетливо более поздней. Ее минералы замещают, корродируют и «цементируют» минералы гранатовой и волластонитовой зон, иногда пересекая их и выходя во вмещающие известняки. Кроме того, широко распространены пострудные прожилки цеолитов, кальцита, апофиллита, флюорита, хлорита. Апофиллит в районе Кедабекского медноколчеданного месторождения (Азербайджан) встречен в жеодах гранат-кальцитового скарна [8], на месторождении Ор-Кноб в шт. Северная Каролина (США) — в пирротиновых и халькопиритовых рудах [1], на месторождении Мофьеллет и Рана (Северная Норвегия) — в пустотах и трещинах сульфидоносных слюдяных грейзенов [14].

Апофиллит наблюдался в зонах глубинного гипергенеза [78] и в эоценовых озерных отложениях формации Грин-Ривер в штатах Юта, Колорадо и Вайоминг (США) [79], где он находится в ассоциации с цеолитами, шортитом и другими минералами этой своеобразной формации.

По-видимому, гипергенным является игольчатый (под электронным микроскопом тончайшие удлинённые лейсты) апофиллит в корочках мощностью до 1 см, развивающийся по обломкам чароита в аллювиально-делювиальных отложениях в Северном Забайкалье [9].

В небольшом количестве апофиллит наряду с арагонитом отмечался как новообразование на каменной кладке римских бань в Пломбьер, Франция (Добрэ, 1857).

Определение возраста апофиллита произведено K—Ar и Rb—Sr методами на образцах из вулканических пород и рудных месторождений [45]. Подтверждено, что апофиллит, входящий в ассоциации, связанные с заключительными этапами формирования вулканогенных пород, по абсолютному возрасту действительно близок к ним, а в рудных месторождениях, как позднегогермальный минерал, существенно оторван по времени от высокотемпературного рудообразования. Например, на месторождении Акмая в Центральном Казахстане Rb—Sr методом определено, что вольфрамоворудные жилы образовались в нижней перми или верхнем карбоне, а апофиллит — в нижнем триасе [45].

Изм. При выветривании бесцветные или слабоокрашенные зерна апофиллита приобретают желтовато-серую и беловатую окраску, становятся непрозрачными. Нередко в шлифах среди бесцветных зерен апофиллита встречаются мутные продукты его изменения, которые могут быть кальцитом, каолинитом, кварцем, опалом [63] или кремнистым гидратом — остатком скелета апофиллита [68]. Неоднократно описывались частичные или полные псевдоморфозы кварца и опала по апофиллиту [11, 21, 63, 69, 70]. Апофиллит из пегматоидных образований контактовой зоны Ловозерского щелочного массива интенсивно замещается альбитом, натролитом, игольчатым черным и волокнистым зеленым эгирином. В эвдиалит-микроклиновых фенитах корродируется лейстами альбита, игольчатым эгирином и флюоритом. Описано также замещение апофиллита железистым сапонитом вплоть до образования полных псевдоморфоз [80]; они возникают, очевидно, вследствие повышения рН минералообразующих растворов, а не их температуры.

Искусств. Получен тремя способами: 1 — нагреванием порошка апофиллита при 150—190° в растворе углекислоты в течение 3 нед при давлении 10—12 атм (Фридрих, 1847; Дельтер, 1890), при нагревании в запаянной трубке минерал растворялся, а при охлаждении вновь выделялся в виде водяно-прозрачных кристаллов [81]; 2 — нагреванием при 200° в течение месяца порошка окенита и кремнекислого натрия в водном растворе угольного ангидрида (Дельтер, 1890), главным продуктом реакции были микроскопические кристаллы апофиллита [81]; 3 — нагреванием порошка кальцита и кремнекислого калия в течение 226 ч при температуре 210° в запаянной стеклянной трубке с водным раствором углекислоты, полученные таблитчатые прозрачные кристаллы гидроксилапофиллита состава $KCa_4[Si_6O_{20}](OH) \cdot 7,6H_2O$ находились в смеси с подчиненным количеством волластонита и кальцита [82].

Практ. знач. Предпринимались попытки изготовления мембранных электродов, на которых образовывались характерные потенциалы вследствие разности концентрации одно- и двухвалентных ионов [33]. Апофиллит как типоморфный минерал служит для выяснения особенностей генезиса главным образом наиболее поздних гидротермальных образований [53, 57, 77]. Калиевые разности апофиллита могут использоваться для определения абсолютного возраста минеральных агрегатов [45].

Отл. Светопреломление апофиллита выше, чем похожих на него под микроскопом цеолитов. Среди одноосных цеолитов он выделяется совершенной базальной спайностью. Наиболее характерны квадратные и прямоугольные, близкие к изометрическим формы с секториальным строением, при котором отдельные секторы обладают различной оптической ориентировкой. Характерны низкие аномальные интерференционные цвета в серовато-бурых тонах.

Разнов. Натриевый апофиллит — *patriumapophyllite*.

Назван в связи с повышенным содержанием натрия (Na_2O 1—2%) [40].

Различаются натриевый гидроксилапофиллит (хим. анализы 4 и 5) и натриевый фторапофиллит (хим. анализ 10). По свойствам не отличается от гидроксилапофиллита, фторапофиллита и обычного апофиллита. Натриевый фторапофиллит встречен в районе р. Чаткал (УзССР) в пустотах известняков приконтактовой полосы совместно с цеолитами, волластонитом и кальцитом [40], а также в эвдиалит-микроклиновых фенитах и в пегматитах нефелиновых

сиенитов Ловозерского щелочного массива Кольского полуострова [48]. Натриевый гидроксилapoфиллит обнаружен в Грузии в среднеоценовых вулканических туфобрекчиях на халцедонах и агатах совместно с кальцитом [22]. На глубоких горизонтах полиметаллического месторождения Центральный Кансай в УзССР он образует три типа ассоциаций: в первой встречается вместе с ксонотлитом, местами замещая его, и стивенситом, который, в свою очередь, замещается апофиллитом. во второй находится совместно с таумаситом, замещая ксонотлит; в ассоциации третьего типа апофиллит развивается главным образом по трещинам спайности в галените.

Редкоземельный апофиллит (TR-апофиллит) — rareearth apophyllite (TR-apophyllite).

Назван в связи с повышенным содержанием редких земель [34].

Содержание $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ колеблется от 0,34[51] до 1,55% (анализы 8, 9). Развит в массивах щелочных пород Ловозера и Хибин на Кольском полуострове [48, 50, 51] и в гранитных массивах Украинского кристаллического щита [34]. В Ловозерском массиве апофиллит встречен в пустотах пегматоидных нефелиновых сиенитов в ассоциации с пектолитом и в наиболее альбитизированных участках фенитов совместно с пектолитом и ринколитом. В Хибинах обнаружен с поздними минералами (анальцимом, натролитом, флюоритом и др.) в пегматитах и гидротермальных жилах.

Минерал, встреченный в пустотах базальта в Парвати Хилз, Пуна (Индия), описанный [83] как апофиллит, возможно, не является им. Отличается пониженным содержанием CaO и повышенным — Al_2O_3 . Среднее из 6 анализов двух образцов (%): K_2O — 5,49; CaO — 18,96; Al_2O_3 — 5,80; SiO_2 — 54,47; H_2O — 16,06; F — не обн.; сумма — 100,78. Одноосный (+) или двуосный (-). n_g 1,538, n_m 1,536, n_p = 1,536, $2V$ 6—42°. По гониометрическим данным, ромбический ($a : b : c$ 0,9004 : 1 : 1,5697). По-видимому, ромбическим (пр. гр. $Pnn2$ или $Pnnm$) является также медово-желтый апофиллит с 1,65% Al_2O_3 (хим. анализ 15) из Финляндии [10].

Межплоскостные расстояния апофиллита (средние значения из 50 анализов) [33]

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | % встречаемости | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | % встречаемости |
|------------|----------|--------------|-----------------|-------------|----------|--------------|-----------------|
| | 1 | 8,88 | 2 | 137 | 5 | 1,767 | 96 |
| | 1 | 8,48 | 2 | 432; 511 | 2 | 1,742 | 31 |
| 002 | 4 | 7,88 | 37 | 109 | 2 | 1,722 | 31 |
| 101 | 5—9 | 7,75 | 58 | 433 | 1 | 1,699 | 14 |
| | 2 | 6,95 | 4 | 416; 228 | 2 | 1,673 | 60 |
| 110 | 2 | 6,42 | 29 | 521 | 1 | 1,655 | 39 |
| | 1 | 5,90 | 8 | 218 | 2 | 1,621 | 29 |
| | 2 | 5,49 | 14 | 219; 514 | 1 | 1,606 | 18 |
| 112 | 2 | 4,98 | 27 | 0.0.10 | 5 | 1,579 | 90 |
| 103 | 4—7 | 4,54 | 76 | 238 | 4 | 1,547 | 82 |
| 200 | 4 | 4,41 | 62 | 515; 524 | 2 | 1,536 | 21 |
| 201 | 2 | 4,27 | 4 | 309 | 2 | 1,509 | 28 |
| 210 | 4 | 4,02 | 10 | 600; 319 | 3 | 1,490 | 79 |
| 004 | 7—10 | 3,94 | 96 | 533; 408 | 2 | 1,476 | 33 |
| 211 | 1 | 3,89 | 16 | 516; 2.1.10 | 2 | 1,461 | 59 |
| 104 | 3 | 3,66 | 12 | 1.0.11 | 1 | 1,435 | 12 |
| 212 | 4—7 | 3,57 | 92 | 620 | 2 | 1,415 | 80 |
| 114 | 2 | 3,35 | 82 | 450; 604 | 1 | 1,399 | 18 |
| 213 | 2 | 3,28 | 35 | 355; 617 | 2 | 1,384 | 8 |
| 220 | 3 | 3,17 | 82 | 446; 453 | 2 | 1,354 | 67 |
| 105 | 1 | 3,030 | 6 | 615; 624 | 1 | 1,430 | 18 |
| 024 | 8 | 2,974 | 100 | 0.0.12; 612 | 2 | 1,315 | 59 |
| 222; 031 | 2 | 2,932 | 22 | 616 | 3 | 1,281 | 86 |
| 214 | 1 | 2,812 | 35 | 701; 528 | 2 | 1,269 | 34 |
| 311 | 3 | 2,766 | 31 | 509 | 1 | 1,251 | 40 |

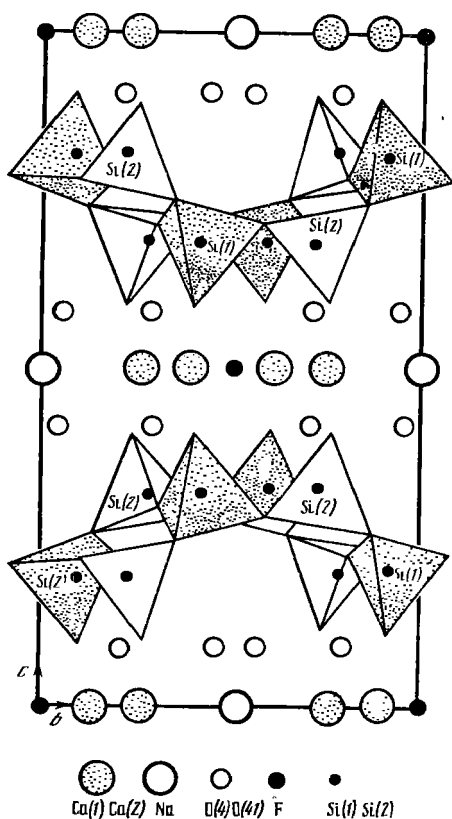
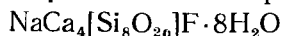
| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | % встречаемости | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | % встречаемости |
|------------|----------|--------------|-----------------|-------------|----------|--------------|-----------------|
| 223 | 2 | 2,735 | 33 | 640 | 3 | 1,239 | 68 |
| 312 | 2 | 2,670 | 71 | 720; 713 | 2 | 1,229 | 35 |
| 006 | 1 | 2,629 | 4 | 722 | 2 | 1,208 | 9 |
| 313 | 7—10 | 2,491 | 100 | 4.1.11 | 2 | 1,194 | 73 |
| 320 | 2 | 2,488 | 4 | | 1 | 1,178 | 9 |
| 215 | 3 | 2,479 | 26 | | 2 | 1,168 | 9 |
| 116 | 2 | 2,427 | 73 | 628 | 2 | 1,151 | 58 |
| 322 | 2 | 2,328 | 49 | 373 | 4 | 1,137 | 21 |
| 323 | 1 | 2,249 | 14 | 4.4.10; 800 | 4 | 1,117 | 100 |
| 216 | 1 | 2,200 | 49 | 717; 735 | 5 | 1,099 | 52 |
| 107; 305 | 2 | 2,184 | 51 | 647 | 5 | 1,085 | 100 |
| 402; 411 | 2 | 2,151 | 31 | 743 | 1 | 1,072 | 5 |
| 315 | 1 | 2,113 | 14 | 718; 744 | 1 | 1,063 | 25 |
| 324 | 5—6 | 2,102 | 98 | 660 | 1 | 1,055 | 15 |
| 142 | 1 | 2,095 | 8 | 830 | 1 | 1,049 | 20 |
| 226 | 2 | 2,022 | 14 | 831; 5.4.10 | 2 | 1,044 | 40 |
| 420; 413 | 3 | 2,002 | 76 | 832; 751 | 2 | 1,038 | 35 |
| 235 | 2 | 1,946 | 55 | 833 | 3 | 1,026 | 95 |
| 144 | 1 | 1,898 | 18 | 6.3.10 | 1 | 0,018 | 14 |
| 424 | 1 | 1,784 | 31 | 840 | 2 | 1,001 | 92 |

Кроме того, десять слабых линий до 0,986

Л и т е р а т у р а

- Dunn P. J., Rouse R. C., Norberg J. A. // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 1/2. P. 196-197.
- Dunn P. J., Wilson W. E. // Miner. Rec. 1978. Vol. 9, N 2. P. 95.
- Вернадский В. И. Минералогия. М.: Т-во «Печатня С. П. Яковлева», 1910. Ч. 2. 163 с.
- Вернадский В. И., Курбатов С. М. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги М.; Л.: ОНТИ, 1937. 200 с.
- Taylor W. H., Náray-Szabó St. // Ztschr. Kristallogr. 1931. Bd. 77. S. 146.
- Colville A. A., Anderson C. P., Black P. M. // Amer. Miner. 1971. Vol. 56, N 7/8. P. 1222.
- Rouse R. C., Peacor D. R., Dunn P. J. // Ibid. 1978. Vol. 63, N 1/2. P. 199.
- Хомяков А. П., Унанова О. Г., Врублевская З. В. // Новые данные о минералах. М.: Наука, 1982. Вып. 30. С. 207.
- Махмудов С. А. // Изв. АН АзССР. Сер. геол.-геогр. наук и нефти. 1961. № 5. С. 33.
- Лазебник К. А., Лазебник Ю. Д., Заякина Н. В., Кулагина Д. А. // ДАН СССР 1977. Т. 237, № 4. С. 934.
- Suhata Th. G. // Miner. Mag. 1965. Vol. 34. N 268. P. 406; Istrate G., Udubasa G. Rev. roum. géol., géophys. et géogr. Ser. géol. 1981. Vol. 25. P. 81.
- Костов Р. И. // Сп. Бълг. геол. д-во. 1985. Т. 46, кн. 1. С. 38.
- Chalokwi Ch. I., Yau Yu-Chyi // Canad. Miner. 1985. Vol. 23, pt 3. P. 489.
- Ботев Св., Костов Ив. // Изв. Геол. ин-та БАН. Сер. геохим., минер. и петрогр. 1970. Кн. 19. С. 103.
- Larsen A. O. // Norsk. geol. tidsskr. 1981. Bd. 61, h. 3/4. S. 297.
- Анастасенко Г. Ф., Шейнина Г. А. // Зап. ВМО. 1974. Т. 103, вып. 3. С. 321
- Васильев Ю. Р. // Там же. 1968. Т. 97, вып. 4. С. 486.
- Куликов И. В., Блинов В. А., Черепивская Г. Е. // Изв. вузов. Геология и разведка 1981. № 5. С. 139.
- Chao G. Y. // Amer. Miner. 1971. Vol. 56, N 7/8. P. 1234
- Barth H., Pfeifer G. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1976. H. 2. S. 58.
- Prince E. // Amer. Miner. 1971. Vol. 56, N 7/8. P. 1243.
- Шкабара М. Н. // Зап. ВМО. 1948. Т. 77. вып. 4. С. 253.
- Гвахария Г. В. Цеолиты Грузии. Тбилиси; Изд-во АН ГССР, 1951. 248 с.
- Кузнецова Е. И. // Тр. ИГН АН КазССР. 1966. Т. 15. С. 92.
- Дорошенко Ю. П., Иванов В. Н., Патрушева М. А., Чуначенко Н. М. // Минера. сб. Львов, 1969. № 23, вып. 4. С. 424.
- Kostov I. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1975. Bd. 123, H. 2. S. 128.
- Барбаков В. Ф. // ДАН СССР. 1957. Т. 114, № 4. С. 876.
- Костов И. // Изв. Геол. ин-та БАН. 1962. Кн. 10. С. 39.
- Kalib G. // Zentr.-Bl. Miner. A. 1929. S. 105.

Натроапофиллит Natroapophyllite



Фиг. 116. Структура натроапофиллита в проекции на (100) (по Миура и др.)

Назван в связи с практически полным замещением калия натрием во фторапофиллите [1].

Характ. выдел. Мельчайшие призматические кристаллы размером до $0,15 \times 1$ мм.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{12} - Pnmm$. $a_0 = 8,875$, $b_0 = 8,881$, $c_0 = 15,791 \text{ \AA}$, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,9993 : 1 : 1,7779$, $Z = 2$ [1, 2].

Основой структуры натроапофиллита, как и структуры апофиллита, являются сетки Si_8O_{20} , состоящие из чередующихся четырех- и восьмичленных колец кремнекислородных тетраэдров; кремнекислородные сетки связаны катионами Na и Ca (фиг. 116, 117). Натроапофиллит изоструктурен с фторапофиллитом. Замещение калия натрием приводит к понижению симметрии от тетрагональной к ромбической. O(1) — общий для тех Si(1)- и Si(2)-тетраэдров, которые свободными вершинами направлены вдоль оси c в противоположные стороны, а O(2) и O(21) — общие для тех Si(1)- и Si(2)-тетраэдров, которые ориентированы свободными вершинами в одну сторону. Именно эти кислороды — O(2) и O(21) — окружают натрий. Поскольку Na имеет меньший ионный радиус, чем K, кремнекислородные тетраэдры, в которые входят O(2) и O(21),

несколько искажены за счет перемещения положения O(1) и O(2) по сравнению с их положением в апофиллите.

Некоторые средние межатомные расстояния (Å) натроапофиллита в сравнении с фторапофиллитом и гидроксил-апофиллитом:

| | Натроапофиллит | | Фторапофиллит | | | | Гидроксил-апофиллит [7] |
|------------------|----------------|-------|---------------|-------|-------|-------|-------------------------|
| | [2] | [3] | [4] | [5] | [6] | | |
| Si—O | 1,613 | 1,610 | 1,616 | 1,614 | 1,615 | 1,616 | 1,616 |
| Ca—O | 2,426 | 2,367 | 2,427 | 2,422 | 2,430 | 2,422 | 2,435 |
| Ca—F(OH) | 2,413 | 2,412 | 2,416 | 2,418 | 2,429 | 2,414 | 2,435 |
| Na(K)—O | 2,763 | 2,854 | 2,972 | 2,971 | 2,950 | 2,965 | 2,954 |
| O(4)—O(41) | 3,487 | | 3,690 | 3,694 | — | — | 3,672 |
| O—O (тетраэдров) | 2,631 | 2,626 | 2,636 | 2,632 | — | — | 2,637 |
| H(1)—O(3) | 2,0 | 1,8 | — | 1,827 | 1,762 | 1,772 | } 2,743 |
| —O(4) | 1,0 | 1,1 | — | 0,968 | 0,983 | 0,983 | |
| H(2)—O(2) | 2,3 | 2,6 | — | 2,693 | 2,269 | 2,600 | } 3,312 |
| —O(4) | 1,0 | 1,1 | — | 0,552 | 0,958 | 0,953 | |

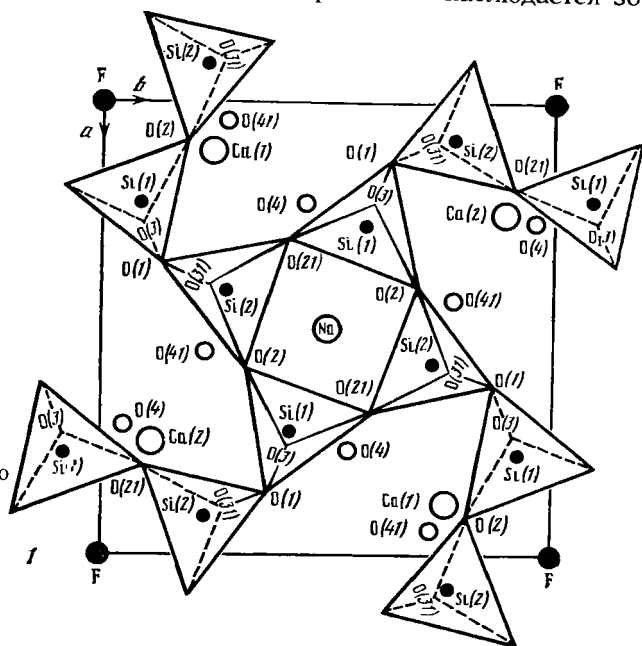
Приведенные данные показывают, что наибольшие различия наблюдаются в межатомных расстояниях Na—O и K—O.

Средние углы связи O—Si—O в натроапофиллите близки к углам связи в тетраэдрах фторапофиллита, однако углы O(1)—Si(2)—O(21) и O(1)—Si(2)—O(31) заметно отличаются от соответствующих углов последнего.

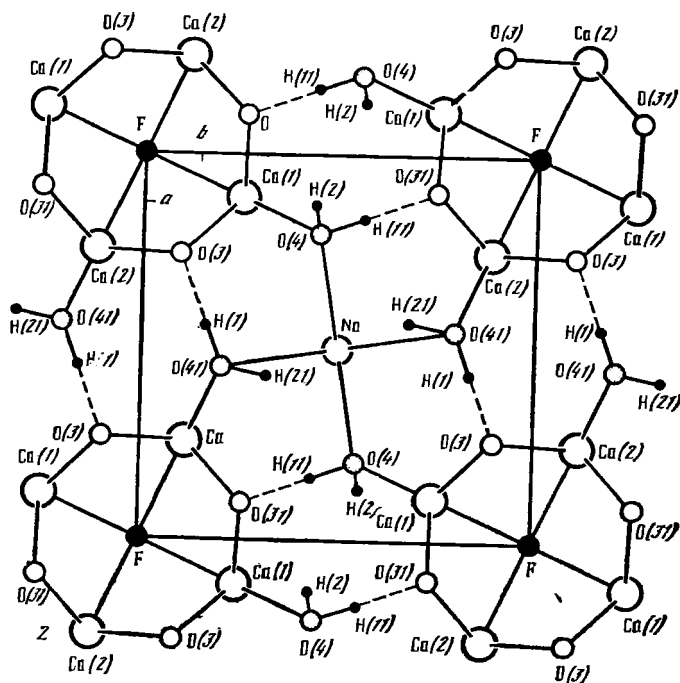
На кристаллах развиты грани (100) и (111), исштрихованные перпендикулярно оси *c*.

Физ. св. Сп. совершенная по (001) и слабая по (110). Тв. 4—5. Уд. в. 2,50 (замерен на материале, возможно, включающем небольшое количество кальцита и флюорита), вычисл. 2,30. Цвет буровато-желтый до желто-бурого или бесцветный до белого, черта светло-серая. Блеск стеклянный до перламутрового. Минерал не флюоресцирует в ультрафиолетовом свете. Главные максимумы ИК-спектра поглощения — 3560, 3420 см^{-1} и широкая полоса около 3020 см^{-1} [1, 2].

Микр. [1]. В шлифах в прох. свете прозрачный, бесцветный. Двуосный (+). $n_g=1,544$, $n_m=1,538$, $n_p=1,536$. $2V=32^\circ$. Под микроскопом наблюдается зональность.



Фиг. 117. Структура натроапофиллита в проекции на (001)
 I — кремнекислородная сетка
 (по Матсуда и др.); восьмичленные
 кольца на фигуре не загершены;
 - Na, Ca-слой
 (по Миура и др.)



Хим. Теор. состав: Na_2O — 3,48; CaO — 25,17; SiO_2 — 53,93; H_2O — 16,18; F — 2,13%.

Анализы натроапофиллита из Сампо Майн (электронный микроанализатор) [1]:

| | Na_2O | K_2O | CaO | Fe_2O_3 | SiO_2 | H_2O^+ | F | Сумма | $-\text{O}=\text{F}_2$ | Сумма |
|----|-----------------------|----------------------|--------------|-------------------------|----------------|------------------------|------------|--------|------------------------|--------|
| 1. | 3,05 | 0,33 | 25,41 | — | 52,79 | (17,11) * | 2,27 | 100,96 | 0,96 | 100,00 |
| 2. | 2,95 | 0,18 | 25,43 | 0,02 | 53,46 | (16,66) * | 2,25 | 100,95 | 0,95 | 100,00 |
| 3. | 2,50 | 0,38 | 24,90 | 0,05 | 51,85 | (18,75) * | 2,72 | 101,15 | 1,15 | 100,00 |

* По разности к сумме.

Зональность обусловлена переменным составом отдельных частей зерен: от натроапофиллита состава $\text{Na}_{0,90}\text{K}_{0,06}\text{Ca}_{4,13}$ до калиевого фторапофиллита — $\text{K}_{1,08}\text{Na}_{0,02}\text{Ca}_{4,13}$; иногда отмечаются участки промежуточного $\text{K} - \text{Na}$ состава [1].

Диагн. исп. Легко растворим в 1 : 1 HCl и 1 : 1 HNO_3 [1].

Повед. при нагр. На кривой ДТА натроапофиллита фиксируются два главных эндотермических эффекта: при 380° (острый пик) и 460° (широкий пик). В последнем отчетливо различаются два максимума — при 455 и 468° . Миура с соавторами [2] считают, что первый и второй эффекты отвечают потере воды и HF соответственно (молекула HF формируется при высокой температуре) [3—6]. Термический гравиметрический анализ показывает, что потеря воды начинается с 160° и продолжается без перерыва до температуры между 410 и 500° .

Находж. Обнаружен в «белом скарне» типично контактово-метасоматического месторождения Сампо в провинции Чугоку, преф. Окаяма (Япония), расположенного на контакте палеозойских известняков и сланцев с позднемеловыми гранитами. Находится в ассоциации с цеофиллитом, куспидином, апофиллитом и кальцитом. Образовался в гидротермальную стадию, которая проявилась после термального метаморфизма и скарнирования пород, вызванных внедрением гранитной интрузии [1].

Отл. Отличается от апофиллита по отчетливой двуосности, показателям преломления и порошковой рентгенограмме.

Межплоскостные расстояния натроапофиллита [1]

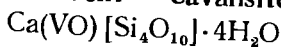
Cu/Ni -излучение. Дифрактометр

| hkl | l | $d(\text{Å})$ | hkl | l | $d(\text{Å})$ | hkl | l | $d(\text{Å})$ |
|----------|-----|---------------|----------|-----|---------------|----------|-----|---------------|
| 002 | 20 | 7,83 | 015; 105 | 63 | 2,98 | 322 | 2 | 2,38 |
| 101; 011 | 18 | 7,77 | 222 | 9 | 2,93 | 323 | 1 | 2,25 |
| 110 | 4 | 6,28 | 031; 301 | 9 | 2,92 | 107 | 5 | 2,19 |
| 013; 103 | 19 | 4,54 | 130; 310 | 3 | 2,83 | 305; 140 | 2 | 2,17 |
| 020; 200 | 10 | 4,45 | 124; 214 | 5 | 2,82 | 410 | | |
| 004 | 100 | 3,96 | 131; 311 | 2 | 2,80 | 141; 411 | 2 | 2,15 |
| 202 | 14 | 3,88 | 132; 312 | 1 | 2,68 | 135; 315 | 10 | 2,11 |
| 211; 121 | 14 | 3,87 | 133; 313 | 18 | 2,50 | 234; 324 | 5 | 2,10 |
| 122; 212 | 17 | 3,57 | 125; 215 | 24 | 2,48 | 332 | 2 | 2,02 |
| 114 | 17 | 3,36 | 116 | 9 | 2,44 | 420; 240 | 5 | 2,00 |
| 220 | 16 | 3,15 | | | | | | |

Л и т е р а т у р а

1. Matsueda H., Miura Y., Rucklidge J. // Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 3/4. P. 410.
2. Miura Y., Kato T., Rucklidge J., Matsueda H. // Ibid. P. 416.
3. Colville A. A., Anderson C. P., Black P. M. // Ibid. 1971. Vol. 56, N 7/8. P. 1222.
4. Chao G. V. // Ibid. P. 1234.
5. Prince E. // Ibid. P. 1243.
6. Bartl H., Pfeifer G. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1976. H. 2. S. 58.
7. Rouse R. C., Peacor D. R., Dunn P. J. // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 1/2. P. 199.

Кавансит Cavansite



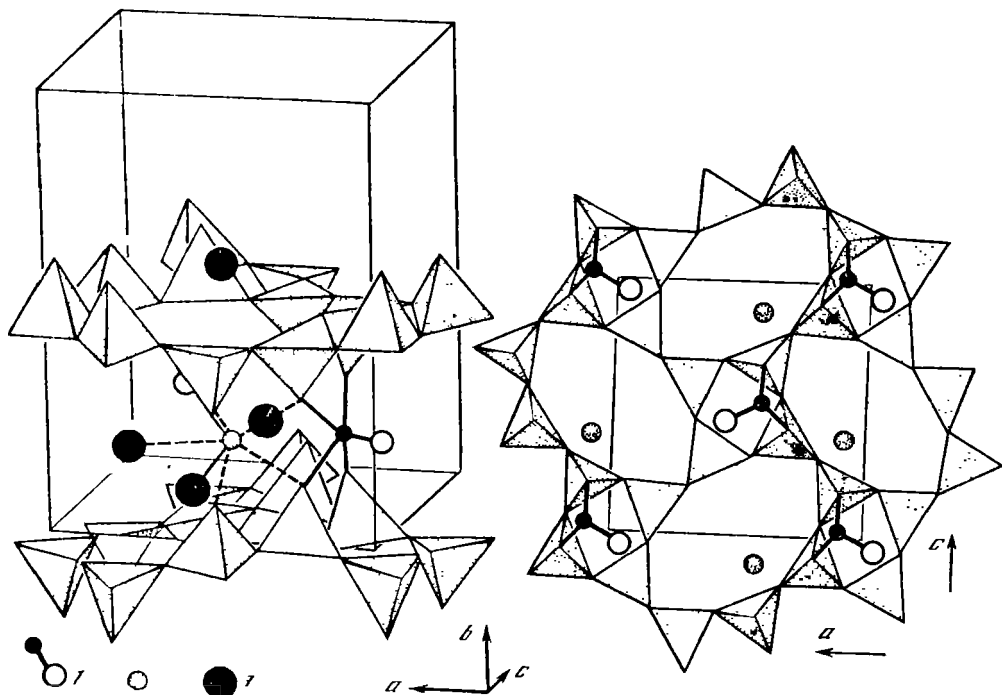
Назван по составу — Ca, V, Si [1].

Характ. выдел. Радиально-лучистые скопления кристаллов (длиной около 0,5—1 мм и 0,05 мм в поперечном сечении), заполнения пустот (до 5 мм).

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{16} - Pcmn$. $a_0 = 9,778$, $b_0 = 13,678$, $c_0 = 9,601$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,7149 : 1 : 0,7019$, $Z = 4$ [1]. $a_0 = 9,792$, $b_0 = 13,644$, $c_0 = 9,629$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,7176 : 1 : 0,7057$, $Z = 4$ [2]. Диморфен с пентагонитом.

В структуре кавансита [2] SiO_4 -тетраэдры имеют по три общих атома O с соседними тетраэдрами и слагают параллельные оси c зигзагообразные цепочки $(\text{SiO}_3)_n$ с периодом в четыре тетраэдра. В плоскости (010) цепочки соединены, как в апофиллите, в сетки, состоящие из четырех- и восьмичленных колец, в которых свободные вершины тетраэдров направлены в разные стороны вдоль оси b (но по-иному, чем в апофиллите) и связаны атомами O с атомами V и Ca (фиг. 118, 119). По четыре атома O, принадлежащие свободным вершинам четырех тетраэдров смежных слоев, и молекулы H_2O в виде искаженных квадратных пирамид окружают атомы V; атомы Ca в координации 7 и молекулы воды, слабо связанные с атомами Ca и V, расположены между слоями. Структура цеолитоподобная с большими (минимальный диаметр 3,3 Å) открытыми каналами, проходящими в направлении оси c в плоскости ac (между кремнекислородными слоями), и эллипсовидными каналами вдоль оси b , образованными восьмичленными кольцами SiO_4 -тетраэдров [2, 3].

Межатомные расстояния (Å): Si—O колеблются от 1,611 до 1,651, в среднем составляя 1,627; четыре расстояния V—O — 1,973—1,976, одно — 1,597; V—O(H₂O) — 2,887; четыре расстояния Ca—O 2,385—2,433, четыре — Ca—O(H₂O) — 2,392—2,844.



Фиг. 118. Структура кавансита в проекции на плоскость ab (по Степзу и др.)
ликатные слои расположены горизонтально. 1 — группы VO^{2+} ; 2 — Ca; 3 — H_2O

Фиг. 119. Схема структуры кавансита в проекции на плоскость ac (по Ивенсу)
дставлен характер сцепления SiO_4 -тетраэдров; молекулы воды не показаны. Условные обозначения
же, что на фиг. 118

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h}—mmm$ ($3L_23PC$). $a : b : c = 0,7149 : 1 : 0,7019$ (по рентгеновским данным [1]).

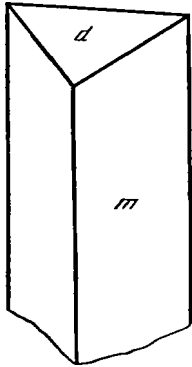
Наблюдавшиеся формы [1]:

| | φ | ρ | | φ | ρ |
|------------------|----------------|---------------|------------------|----------------|----------------|
| c 001 | — | $0^\circ 00'$ | m 110 | $54^\circ 26'$ | $90^\circ 00'$ |
| b 010 | $0^\circ 00'$ | 90 00 | d 101 | 90 00 | 44 28 |
| a 100 | 90 00 | 90 00 | p 111 | 54 26 | 50 21 |
| mm (110):(110) | $71^\circ 08'$ | | pa (111):(100) | $-51 13'$ | |
| dm (101):(110) | $= 55 16$ | | pb (111):(010) | $= 63 24$ | |

Кристаллы призматические, удлинены вдоль оси c (фиг. 120), обычны лишь грани m (110) и d (101). Двойники не наблюдались.

Физ. св. Сп. по (010) хорошая. Хрупок. Тв. 3—4. Уд. в. 2,21—2,31 (вычисл. 2,33). Цв. зеленовато-синий. Бл. стеклянный. Прозрачен.

Микр. Плеохроизм: по Ng и Np — бесцветный, по Nm — синий. Двуосный (+). Пл. о. осей $\perp a$. $Ng=c$, $Nm=a$, $Np=b$. $n_g=1,551$, $n_n=1,544$, $n_p=1,542$, $2V=52\pm 2^\circ$. Дисперсия $r < v$, очень сильная.



Фиг. 120. Кристалл кавансита (по Стьюэзу)

Хим. Теор. состав: CaO — 12,4; VO_2 — 18,4; SiO_2 — 53,3; H_2O — 15,9. По данным флюоресцентного рентгеновского анализа, содержит (%): CaO — 11,5; VO_2 — 17,1; SiO_2 — 49,4; проч. — 0,8; вода (предположительно) — 21,0; сумма — 99,8. Ca : V : Si = 1 : 1 : 4. Вследствие срастания минерала с цеолитами содержание воды не могло быть определено непосредственно; указанное отвечает $6H_2O$ [1]; по уточненным структурным данным — $4H_2O$ [2]; вода цеолитного характера (в каналах структуры).

Диагн. исп. Трудно растворим в кислотах, в HNO_3 окраска становится оливково-бурой. При нагревании с разбавленной H_2SO_4 покрывается тонким белым кристаллическим налетом.

Повед. при нагр. Нагревание кавансита в течение 10 ч при 220° и давлении около 10^{-5} атм приводит к удалению большей части воды, при этом уменьшаются параметры элементарной ячейки (соответственно $a_0=9,792-9,368$, $b_0=13,644-12,808$, $c_0=9,629-9,550$ Å); в структуре сохраняется только одна молекула воды на ион кальция; с выделением этой воды при 400° связано полное разрушение структуры минерала [3].

Находж. Обнаружен в двух местах шт. Орегон (США): около Оуайхи встречен в кальцитовом прожилке среди туфа, розетки минерала покрыты кальцитом, сопровождается пентагонитом, гейландитом, десмином, анальцимом и апофиллитом; в карьере Голб заполняет миндалины базальта вместе с кальцитом, гейландитом и томсонитом.

Отл. От пентагонита отличается порошковой рентгенограммой. У кавансита отсутствуют двойниковые кристаллы, в отличие от пентагонита он оптически положительный.

Межплоскостные расстояния кавансита [1]

SiK_{α_1} -излучение

| hkl | l | $d(\text{Å})$ | hkl | l | $d(\text{Å})$ | hkl | l | $d(\text{Å})$ |
|-------|-----|---------------|----------|-----|---------------|-------|-----|---------------|
| 110 | 100 | 7,964 | 301 | 5 | 3,087 | 332 | 3 | 2,320 |
| 101 | 50 | 6,854 | 222; 141 | 13 | 3,062 | 233 | 9 | 2,309 |
| 111 | 25 | 6,132 | 103 | 2 | 3,040 | 114 | 2 | 2,298 |
| 121 | 6 | 4,841 | 113 | 1 | 2,970 | 143 | 5 | 2,274 |
| 021 | 13 | 4,531 | 321 | 3 | 2,813 | 034 | 2 | 2,123 |
| 201 | 6 | 4,362 | 123 | 25 | 2,779 | 243 | 3 | 2,109 |
| 102 | 6 | 4,310 | 232 | 5 | 2,739 | 350 | 3 | 2,095 |

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|
| 211 | 6 | 4,158 | 302 | 6 | 2,696 | 440 | 1 | 1,9883 |
| 220 | 5 | 3,978 | 312 | 2 | 2,648 | 403 | 1 | 1,9421 |
| 022 | 25 | 3,930 | 150 | 2 | 2,635 | 144 | 2 | 1,9265 |
| 122 | 3 | 3,647 | 223 | 2 | 2,495 | 170 | 1 | 1,9150 |
| 040 | 25 | 3,420 | 400 | 3 | 2,444 | 511 | 3 | 1,8975 |
| 212 | 2 | 3,323 | 004 | 2 | 2,402 | 105 | 2 | 1,8838 |
| 310 | 3 | 3,171 | 052 | 2 | 2,375 | 163 | 2 | 1,8237 |
| 132 | 3 | 3,133 | 014 | 9 | 2,364 | | | |

Л и т е р а т у р а

1. Staples L. W., Evans H. T., Lindsay J. R. // Progr. Annu. Meet. Geol. Soc. Amer. 1967. P. 211; Amer. Miner. 1973. Vol. 58, N 5/6. P. 405.
2. Evans H. T. // Amer. Miner. 1973. Vol. 58, N 5/6. P. 412
3. Rinaldi R., Pluth J. J., Smith J. V. // Acta Crystallogr. B. 1975. Vol. 31, pt 6. P. 153.

СТРУКТУРА ТИПА МАКДОНАЛЬДИТА—ДЕЛЬХАЙЕЛИТА

ГРУППА ДЕЛЬХАЙЕЛИТА

| | Сингония | a_0 | b_0 | c_0 | Уд. в. |
|--|-----------|--------|--------|--------|--------|
| Макдональдит $\text{BaCa}_4\text{H}_2[\text{Si}_{16}\text{O}_{38}] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ | Ромб. | 14,08 | 13,11 | 23,56 | 2,27 |
| Дельхайелит $\text{K}_3\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{19}(\text{F}, \text{Cl})_2$ | Ромб. | 7,07 | 6,53 | 24,86 | 2,578 |
| Гидродельхайелит $\text{KCa}_2\text{H}_2(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{19} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ | Ромб. | 7,07 | 6,65 | 23,85 | 2,23 |
| Родезит $\text{Na}_2\text{K}_2\text{Ca}_4[\text{Si}_{16}\text{O}_{38}] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ | Ромб. | 7,05 | 6,56 | 23,41 | 2,36 |
| Маунтинит $\text{K}_2\text{Na}_2\text{Ca}_2[\text{Si}_8\text{O}_{19}](\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ | Монокл. * | 13,51 | 13,10 | 13,51 | 2,38 |
| Монтереджаниит $(\text{Na}, \text{K})_6\text{Y}_2[\text{Si}_{16}\text{O}_{38}] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ | Ромб. | 14,014 | 13,096 | 23,90 | 2,391 |
| Уикенбергит $\text{Pb}_7\text{CaAl}_2\text{Si}_{10}\text{O}_{24}(\text{OH})_6$ | Гексаг. | 8,531 | — | 20,160 | 3,876 |

* $\beta = 104^\circ$.

Для удобства сопоставления все минералы приведены к одной установке, принятой Каннилло и др. [1] для макдональдита.

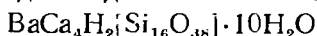
Расшифрованы кристаллические структуры макдональдита, дельхайелита и родезита [1—5], остальные минералы отнесены к этой группе на основании общности кремнекислородного радикала и близости параметров элементарных ячеек. Общими для дельхайелита, макдональдита и родезита являются уплощенные по (001) двойные тетраэдрические слои, образованные из апофиллитовых сеток, разделяющих общие вершины каждого четвертого тетраэдра, и цепочки из Са-октаэдров (в дельхайелите вместе с призмами натрия) [2]. В дельхайелите все Са-октаэдры эквивалентны и лежат в плоскости симметрии; один из шести атомов кислорода в октаэдрах замещен на F. В макдональдите Са-октаэдры неэквивалентны: один лежит в плоскости симметрии, другой совмещен с центром симметрии; если в одном из октаэдров все шесть атомов представлены кислородом, то в другом два из шести замещены на H_2O . Во всех структурах есть каналы с диаметром поперечного сечения около 3,8 Å между

тетраэдрическими сетками. В дельхайелите они нацело заполнены чередующимися атомами К и Cl, в макдональдите — не полностью заняты атомами Ва и H_2O , что характерно для цеолитоподобных структур [1]; в родезите в них находятся атомы К и молекулы H_2O [5].

Л и т е р а т у р а

1. Cannillo E., Rossi G., Ungaretti L. // Atti Accad. naz. Lincei. Rend. Cl. sci. fis., mat. e natur. 1968. Vol. 45, N 5. P. 267.
2. Cannillo E., Rossi G., Ungaretti L. // Rend. Soc. miner. e petrol. 1970. Vol. 26, fasc. 1. P. 63.
3. Чирагов М. И., Мамедов Х. С. // Минерал. сб. Львов, 1974. № 28, вып. 1. С. 3.
4. Чирагов М. И., Дорфман М. Д. // ДАН СССР. 1981. Т. 260, № 2. С. 458.
5. Hesse K. F. // Ztschr. Kristallogr. 1979. Bd. 149, N. 1/2. S. 155.

Макдональдит Macdonaldite



Назван по имени геолога Г. А. Макдональда — профессора университета Гаваи [1].
Синон. MacDonalдит [2].

Характ. выдел. Радиально-лучистые агрегаты (до 12 мм) игльчатых кристаллов (1—2 мм, редко до 6 мм) [3]; часто слагает прожилки.

Структ. и морф. крист. Рсмб. с. D_{2h}^{17} — *Cmcm* [4]. $Z = 8$.

| a_0, A | b_0 | c_0 | $a_0:b_0:c_0$ | Z | Ссылка |
|----------|---------|--------|-----------------|-----|--------|
| 14,081 | 13,109 | 23,560 | 1,074:1:1:1,797 | 4 | [4,5] |
| 14,06 | 13,08* | 23,52* | 1,075:1:1:1,798 | 4 | [3] |
| 14,062* | 13,082* | 23,52 | 1,076:1:1:1,799 | 8 | [6] |

* В оригинале [3]; $b_0 = 23,50$, $c_0 = 13,109 A$

** У Чирагова, Дорфмана [6]; $a_0 = 13,08$, $b_0 = 14,06 A$

Структура макдональдита (в установке Каннилло) [4] состоит из двойных волнистых, параллельных (001) кремнекислородных слоев, сложенных четверными и восьмерными кольцами SiO_4 -тетраэдров (фиг. 121). Параллельно оси a располагаются цепочки CaO_6 -октаэдров, имеющих по два общих ребра с соседними октаэдрами; связанные между собой водородной связью эти цепочки слагают слои, также параллельные (001). Кольца SiO_4 -тетраэдров, расположенные между октаэдрическими сетками, образуют каналы двух типов: 1) параллельные оси a , диаметр поперечного сечения 3,4 Å; 2) параллельные оси b , диаметр поперечного сечения 2,1 Å. Ва и H_2O находятся в каналах. Каждый атом Ва имеет координацию 10 (окружен шестью О и четырьмя H_2O). Молекулы воды связаны с Ва и Са. В октаэдрах атомы Са (1) окружены четырьмя О и двумя H_2O (водородная связь между цепочками октаэдров); атомы Са (2) связаны с шестью О.

Межатомные расстояния (Å): в SiO_4 -тетраэдрах — Si—O от 1,565 до 1,629; в CaO_6 -октаэдрах четыре расстояния составляют от 2,29 до 2,35, два — 2,42—2,45; в Ва-полиэдрах — Ва—O от 2,82 до 2,87.

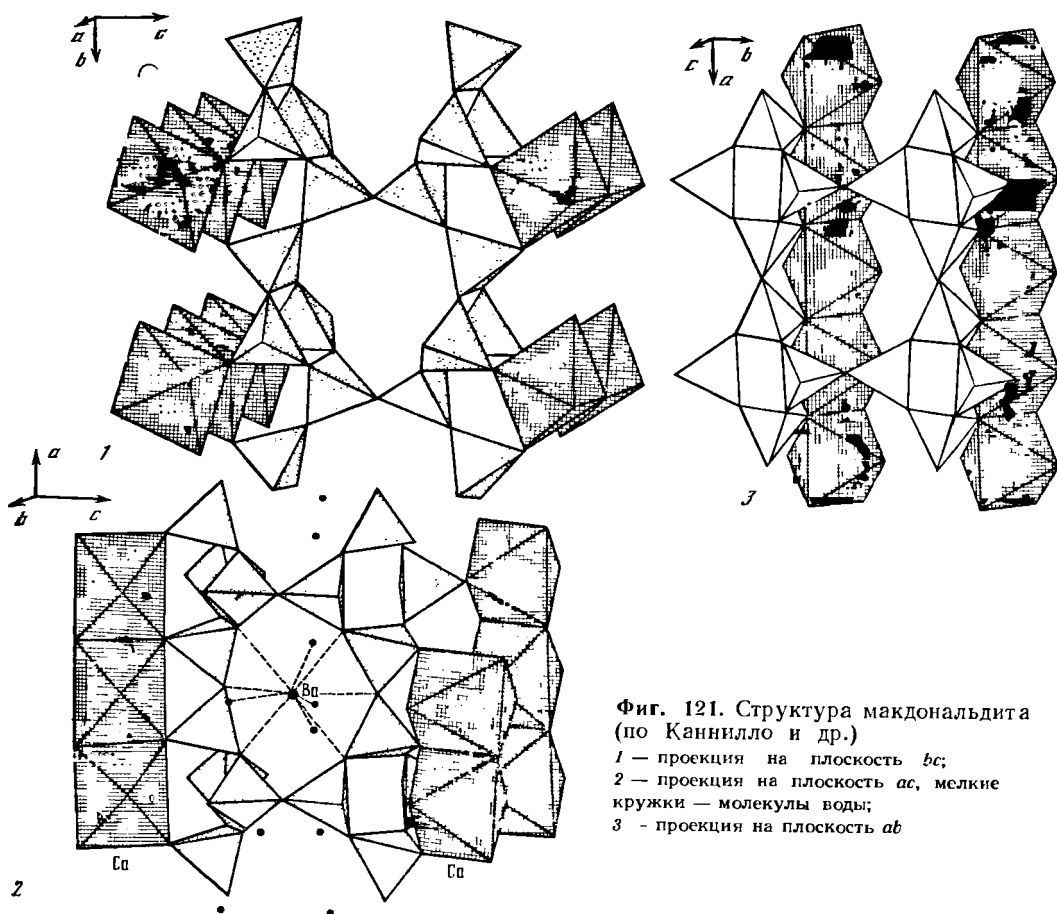
О структурном отличии от дельхайелита [5] см. на с. 481.

Кристаллы удлинены вдоль оси a , образованы гранями (001), (100) и (010), уплощены по (001) (в установке Каннилло и др.).

Физ. св. [3]. Сп. (в установке Каннилло и др.) по (001) совершенная, по (010) отчетливая, по (100) неясная (отдельность?). Тв. $3\frac{1}{2}$ —4. Уд. в. 2,27 (вычисл. 2,27). Кристаллы бесцветны, агрегаты белые. Бл. стеклянный, шелковистый. Не флюоресцирует в ультрафиолетовых лучах.

Микр. В шлифах бесцветен. Двусосный (\pm). $Ng = a$, $Nm = c$, $Np = b$ (установка Каннилло и др.). $n_g = 1,530$, $n_m = 1,524$, $n_p = 1,518$, $2V = 90 \pm 5^\circ$.

Хим. Пересчет анализов макдональдита приводит к формуле $BaCa_4Si_{15}O_{35} \cdot 10H_2O$, несколько отличной от структурной формулы.



Фиг. 121. Структура макдональдита (по Каннилло и др.)

1 — проекция на плоскость bc ;
 2 — проекция на плоскость ac , мелкие кружки — молекулы воды;
 3 — проекция на плоскость ab

Анализы (1 и 2 — спектральные, анал. Патмен; 3 — химический, анал. Та-вела) [3]:

| | 1 | 2 | 3 | | 1 | 2 | 3 |
|-----|-------|-------|------|--------------------------------|----------|---------|-----------|
| CaO | 14,8 | 14,95 | 15,3 | Al ₂ O ₃ | 0,06 | — | — |
| BaO | 10,2 | 9,0 | 9,3 | TiO ₂ | 0,01 | 0,03 | — |
| SrO | <0,05 | — | — | SiO ₂ | 61,1 | 62,1 | 61,2 |
| MgO | <0,05 | 0,10 | — | П. п. | 13,7 | 13,7 | 13,7 |
| MnO | 0,004 | <0,01 | — | | | | |
| FeO | <0,01 | 0,1 | — | Сумма | (99,984) | (99,99) | (100,46)* |

* В том числе MgO—MnO+ FeO+Al₂O₃+ TiO₂=0,96.

Диагн. исп. Нерастворим на холоду в кислотах и основаниях; разлагается кипящей HCl (1 : 1). В закр. тр. выделяет воду.

Повед. при нагр. [3]. Вода начинает выделяться при 30°, потеря в весе происходит до 850°, наиболее интенсивна ниже 450°, на кривой потери веса перегиб при 220—270° отвечает потере в весе 2,1%; при нагревании до 1200° становится непрозрачным, при 1300° плавится.

Наход. Встречен только в округе Фресно, шт. Калифорния (США); образует прожилки и заполняет трещины в санборнит-кварцевых метаморфических породах, находится с пирротинном, диопсидом, фресноитом, краускопфитом, уолстромитом, верпланкитом, траскитом и мюиритом [1].

Межплоскостные расстояния макдональдита из района Фресно [3]

CuK α -излучение, Ni-фильтр, D=114,59 мм

| hkl* | I | d(Å) | hkl | I | d(Å) | hkl | I | d(Å) | |
|------|-----|------|----------|----|------|-----------|---|------|-------|
| 020 | 5 | 12,0 | 151 | 10 | 4,22 | 262; 034; | } | 45 | 3,02 |
| 111 | 40 | 8,9 | 113; 232 | 5 | 4,10 | 440 | | | |
| 200 | 10 | 7,0 | 133 | 10 | 3,71 | 422; 072; | } | 35 | 2,99 |
| 002 | 100 | 6,5 | 400 | 5 | 3,51 | 204 | | | |
| 012 | 50 | 6,3 | 260 | 15 | 3,43 | 432 | | 30 | 2,89 |
| 131 | 25 | 6,1 | 062 | 50 | 3,36 | 044 | | 30 | 2,87 |
| 040 | 30 | 5,9 | 004 | 12 | 3,32 | 442 | | 45 | 2,74 |
| 032 | 30 | 5,0 | 014 | 16 | 3,24 | 244 | | 6 | 2,64 |
| 212 | 25 | 4,7 | 171 | 6 | 3,17 | 460 | | 5 | 2,62 |
| 240 | 20 | 4,5 | 323; \ | } | 30 | 3,08 | } | 25 | 2,508 |
| 042 | 80 | 4,36 | 412 | | | | | | |

* Индексирование согласно установке, принятой в [3].

Л и т е р а т у р а

1. *Stinson M. C., Alfors J. T.* // Miner. Inform. Serv. Calif. 1964. Vol. 17, N 12. P. 235.
2. *Schweinsberg H., Liebau F.* // Naturwissenschaften. 1971. Bd. 58, H. 5. S. 267.
3. *Alfors J. T., Stinson M. C., Matthews R. A., Pabst A.* // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 3/4. P. 314.
4. *Cannillo E., Rossi G., Ungaretti L.* // Atti Accad. naz. Lincei. Rend. Cl. sci. fis., mat. e natur. 1968. Vol. 45, fasc. 5. P. 399; *Coda A.* // Rend. Soc. miner. e petrol. 1969. Vol. 25, fasc. 2. P. 195.
5. *Cannillo E., Rossi G., Ungaretti L.* // Ibid. 1970. Vol. 26, fasc. 1. P. 63.
6. *Чирагов М. И., Дорфман М. Д.* // ДАН СССР. 1981. Т. 260, № 2. С. 458.

Дельхайелит Delhayelite



Назван по имени бельгийского геолога Делайе [1]. Впервые описан Дорфманом под названием «минерал № 3» [2].

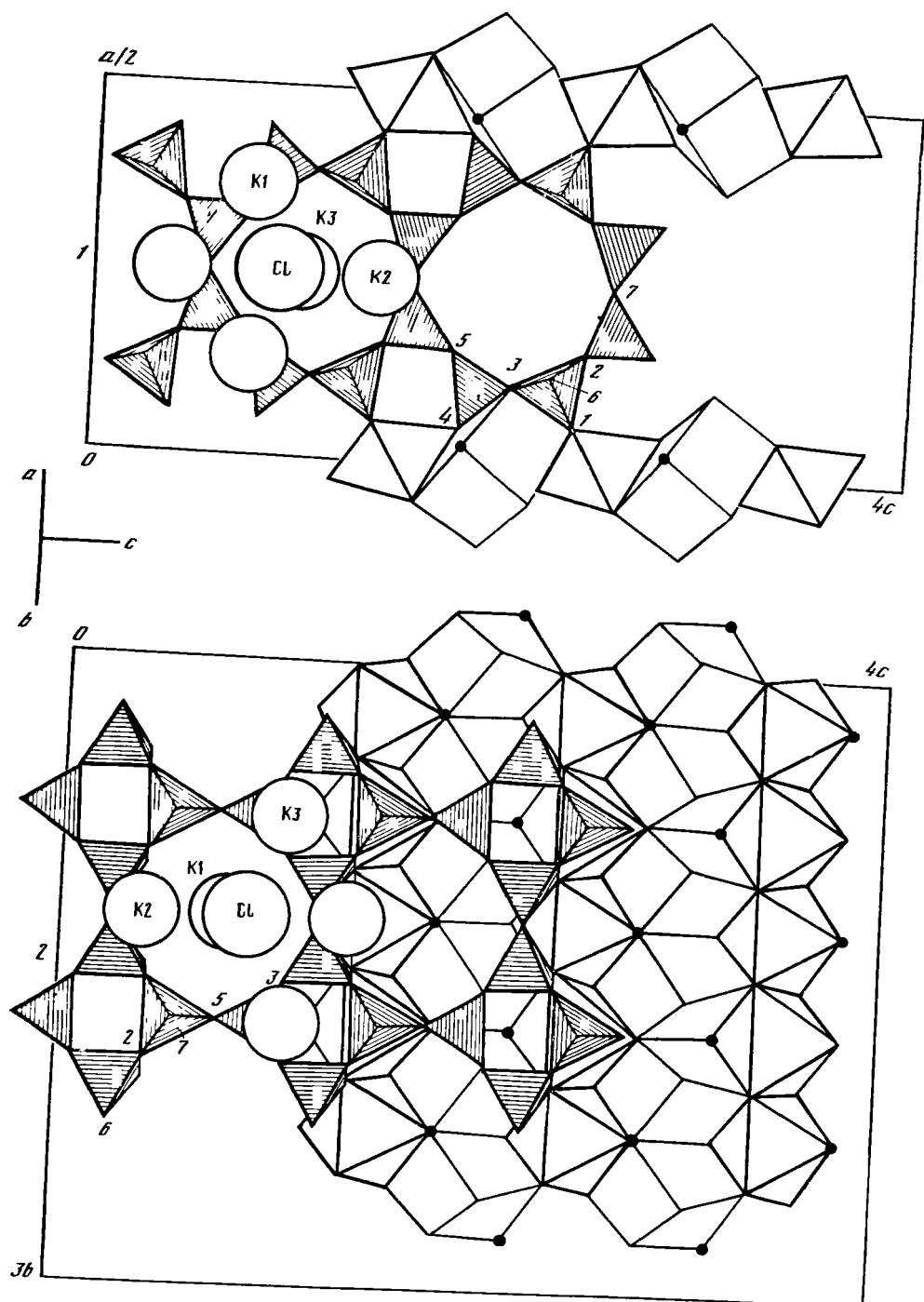
Характ. выдел. Слюдоподобные пластинки (до 20 см) и их агрегаты.
Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{13} — $Pmmn$ [3], $Z = 2$.

| a_0 (Å) | b_0 | c_0 | $a_0:b_0:c_0$ | Местонахождение | Ссылка |
|-----------|--------|---------|---------------|------------------|--------|
| 7,07* | 6,53* | 24,86* | 1,083:1:3,807 | Конго | [1,3] |
| 7,10** | 6,56** | 24,60** | 1,083:1:3,750 | Хибинский массив | [4,5] |

В целях единообразия установки минералов группы макдональдита—дельхайелита здесь переставлены оси, указанные в оригиналах работ: * a, b, c оригиналов [1,3]—соответственно c, a, b . ** a, b, c оригиналов [4,5]—соответственно b, c, a . Чирагов и Дорфман [6] предложили установку, при которой $a_0=6,56$, $b_0=7,10$, $c_0=24,86$, считая, что период идентичности для всех минералов этой группы—сколо 7,2 Å.

Структура дельхайелита расшифрована независимо друг от друга Каннилло и др. [3] на образце из Конго и Чираговым и Мамедовым [5] на образце из Хибинского массива.

Основу структуры дельхайелита составляют стенки, образованные вытянутыми вдоль оси b (в установке Каннилло) цепочками CaO₆-октаэдров; связь между цепочками осуществляется вдоль оси c Na-восьмивершинниками (фиг. 122). В направлении оси a стенки соединяются посредством четырехэтажной алюмокремнекислородной сетки, которую, по Каннилло [3], можно рассматривать как двойную апофиллитовую. В апофиллитовом слое вдоль осей b и c находятся цеолитоподобные каналы, образованные четырех- и восьми-членными кольцами из Si(Al)O₄-тетраэдров. В каналах находятся цепочки чередующихся K и Cl. Межатомные расстояния (Å): Ca—O(F) от 2,26 (F) до 2,37; Na—O(F) от 2,27 до 2,86; Si(Al)—O 1,57—1,70.



Фиг. 122. Схема структуры дельхайелита (по Каннилло)
 1 - проекция на плоскость ac , 2 - проекция на плоскость bc

Чирагов и Мамедов [5] представили структуру дельхайелита в иной установке, в которой алюмокремнекислородные слои параллельны (010), а не (100). Эти авторы в сетке состава $[(Si, Al)_8O_{14}]$ выделяют волластонитовые цепочки, связанные друг с другом дополнительными тетраэдрами; положения F и Cl не разделяются. Два межзатомных расстояния в CaO_6 -октаэдрах $Ca-O(F, Cl)$ порядка $2,5\text{\AA}$, два других — порядка $2,9\text{\AA}$ в Na -восьмигранниках: $Na-O(F, Cl)$ — в пределах $2,60-3,06\text{\AA}$, $(Si, Al) O = 1,55-1,68\text{\AA}$.

Физ. св. [4]. Сп. (в принятой здесь установке) по (001) весьма совершенная, по (100) и (010) неясная. Бл. на плоскостях спайности перламутровый. Хрупок. Тв. около 4. Уд. в. 2,578. Цв. серый, серебристый; от примеси эгирина зелено-вато-серый. В тонких пластинках полупрозрачен. Черта бесцветная. В ультрафиолетовых лучах обнаруживает оранжевое свечение; после нагревания способность к свечению утрачивается. В тонких пластинках под бинокулярной лупой и в шлифах видны участки или полосы, обогащенные точечными газовыми включениями; при истирании издает резкий неприятный запах. Состав газа: сумма кислотных компонентов — 4,3%, метан и более тяжелые углеводородные газы — 1,3%, азот — 94,4% [4].

В дельхайелите из Хибин часто наблюдаются более или менее равномерно распределенные вдоль плоскостей спайности волоконца пектолита, что, возможно, свидетельствует о распаде твердого раствора с выделением в дельхайелите небольшого количества пектолита [4].

Микр. В проходящем свете бесцветный. $n_g = 1,533$, $n_m = 1,533$, $n_p = 1,529$, $2V = 90^\circ$ [1, 4].

Хим. После обработки дельхайелита дистиллированной водой в течение 3 сут при температуре 35—40° в сухом остатке водной вытяжки установлены: $K_2O = 0,47$; $Na_2O = 0,2$; $Cl = 1,10$ [4, 7].

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|--------------|--------|--------|--------|-----------------|-----------------|
| Na_2O | 5,37 | 6,88 | 6,52 | 6,42 | 3,20 |
| K_2O | 17,73 | 17,94 | 18,37 | 17,92 | 9,27 |
| BeO | — | 0,17 | — | 0,02 | — |
| MgO | 0,07 | 0,14 | 0,17 | 0,15 | 1,03 |
| CaO | 14,87 | 14,55 | 14,52 | 14,39 | 7,99 |
| SrO | 0,13 | 0,12 | He опр | 0,17 | — |
| MnO | 0,08 | 0,08 | 0,10 | 0,12 | 0,07 |
| Al_2O_3 | 6,88 | 6,48 | 6,59 | 6,43 | 9,22 |
| Fe_2O_3 | 0,66 | 0,67 | 0,54 | 0,73 | 2,72 |
| TR_2O_3 | — | 0,11 | — | 0,13 | — |
| SiO_2 | 46,77 | 46,36 | 46,34 | 46,53 | 52,60 |
| TiO_2 | 0,05 | 0,07 | Сл. | 0,07 | 0,09 |
| P_2O_5 | 0,03 | — | 0,005 | — | — |
| H_2O | 1,78 | 1,23 | 1,49 | 1,26 | 5,93 |
| H_2O^- | 1,37 | 1,06 | 0,42 | 0,95 | 3,35 |
| S | 0,11 | 0,06 | — | 0,27 (SO_3) | 1,31 (SO_3) |
| F | 2,60 | 2,81 | 2,80 | 2,91 | 0,33 |
| Cl | 3,14 | 3,47 | 3,42 | 3,35 | 3,91 |
| Сумма | 101,64 | 102,20 | 101,28 | 101,82 | 101,02 |
| — O F_2 } | 1,80 | 1,18 | 1,17 | 1,22 | 1,01 |
| — O Cl_2 } | | 0,78 | 0,77 | 0,78 | |
| — O = S | | 0,03 | — | — | |
| Уд. в. | 99,84 | 100,21 | 99,34 | 99,82 | 100,01 |
| | — | 2,578 | — | 2,571 | 2,60 |

1—4 — Хибинский массив: 1 — из пегматита в расщорните, Апатитовый цирк горы Расвумчорр, анал Варшал [5], 2 — гора Юкспор, анал. Никитина [4], 3 — гора Расвумчорр, анал. Никитина (содержит примесь пектолита) [4], 4 — гора Расвумчорр, анал. Варшал [3]; 5 — Конго, анал. Сахама (г -видимому, содержит примесь кальсилита) [1].

Диagn. исп. В пламени спиртовой горелки легко сплавляется даже в толстых кусочках. При температуре 800—850°, сплавляясь, становится светло-розовым.

Находж. Встречается в Хибинском щелочном массиве в пегматитах ийолит-уртитовой интрузии на горах Юкспор, Кукисвумчорр и Расвумчорр. Приурочен к центральной зоне тела пегматита, почти всегда адуляризированного.

Часто встречается с фенакситом, канаситом, пектолитом, тонкоиглольчатым эгирином и виллиомитом [4]. На горе Расвумчорр постоянно отмечается в арфведсонит-полевошпатовых жилках с эвдиалитом, нефелином, энigmatитом, лампрофиллитом, беталомоносомитом, вадеитом, щербаковитом, ловозеритом [5]. В Конго дельхайелит встречен в калисилитсодержащей мелилит-нефелиновой лаве вулкана Нирагонго [1].

Изм. В зоне гипергенеза сначала слегка светлеет, затем становится серебристо-белым и превращается в гидродельхайелит [7].

Искусств. Путем взаимодействия дельхайелита с гидротермальными растворами солей аммония и рубидия получены ионообменные формы — NH_4 -дельхайелит и Rb-дельхайелит; ионообменным путем TR-дельхайелит получить не удалось [8].

К дельхайелиту близок минерал из Хибинского массива, состав которого выражен формулой $\text{K}_4\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{19})(\text{Cl}, \text{F})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. По данным предварительного структурного анализа [9]: ромб. с. $Pn2_1m$, $a_0 = 7,080$, $b_0 = 6,598$, $c_0 = 24,655 \text{ \AA}$ (в принятой здесь для дельхайелита установке); F и Cl находятся в координации с Na и Ca, в цеолитоподобных пустотах расположены атомы K, Na и молекулы H_2O .

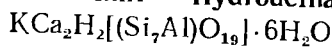
Межплоскостные расстояния дельхайелита из Хибинского массива [4]

| Cu-излучение, $D=65,8 \text{ мкм}$ | | | | | | | |
|------------------------------------|---------------|-----|---------------|-----|---------------|-----|---------------|
| l | $d(\text{Å})$ | l | $d(\text{Å})$ | l | $d(\text{Å})$ | l | $d(\text{Å})$ |
| 8ш | 3,474 | 2 | 2,138 | 2 | 1,570 | 3ш | 1,156 |
| 5 | 3,281 | 2 | 2,062 | 1 | 1,552 | 2 | 1,137 |
| 5 | 3,148 | 2 | 2,017 | 6 | 1,532 | 3 | 1,119 |
| 10 | 3,077 | 1 | 1,974 | 3 | 1,508 | 2 | 1,100 |
| 4 | 2,971 | 7 | 1,928 | 4 | 1,451 | 2 | 1,078 |
| 9 | 2,904 | 7 | 1,864 | 3 | 1,418 | 3ш | 1,059 |
| 3 | 2,847 | 2 | 2,832 | 5 | 1,372 | 2 | 1,035 |
| 6 | 2,778 | 7 | 1,769 | 2 | 1,313 | 3ш | 1,008 |
| 3 | 2,691 | 3 | 1,738 | 2 | 1,298 | 3р | 0,969 |
| 3 | 2,562 | 2 | 1,713 | 2 | 1,282 | 1 | 0,949 |
| 7 | 2,477 | 1 | 1,695 | 5 | 1,240 | 2 | 0,916 |
| 1 | 2,327 | 4 | 1,644 | 1 | 1,206 | 2 | 0,906 |
| 1 | 2,276 | 2 | 1,605 | 1 | 1,184 | 2 | 0,859 |
| 1 | 2,181 | | | | | | |

Л и т е р а т у р а

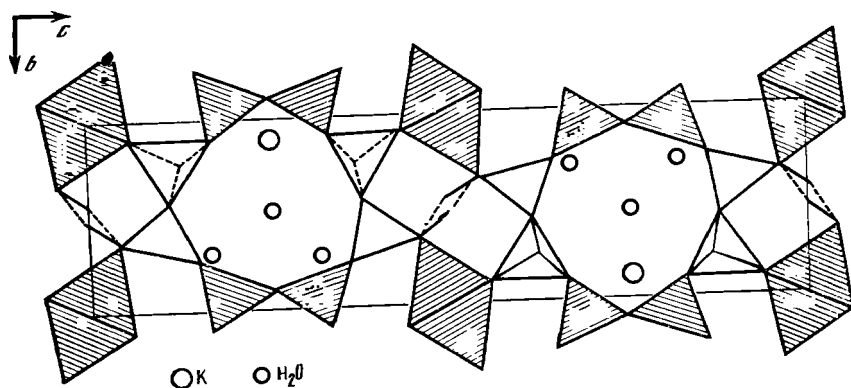
1. *Sahama T. G., Nyttönen K.* // *Miner. Mag.* 1959. Vol. 32, N 244. P. 6.
2. *Дорфман М. Д.* // Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958. Вып. 1. С. 146.
3. *Cannillo E., Rossi G., Ungaretti L.* // *Rend. Soc. miner. e petrol.* 1970. Vol. 26, fasc. 1. P. 63.
4. *Дорфман М. Д., Белова Е. Н., Неронова Н. Н.* // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1961. Вып. 12. С. 191; *Дорфман М. Д.* // Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртитях горы Юкспор Хибинского массива. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 64.
5. *Чирагов М. И., Мамедов Х. С.* // Минерал. сб. Львов, 1974. № 28, вып. 1. С. 3.
6. *Чирагов М. И., Дорфман М. Д.* // ДАН СССР. 1981. Т. 260, № 2. С. 458.
7. *Костылева-Лабунцова Е. Е., Борущий Б. Е., Соколова М. Н., Шлюкова З. В., Дорфман М. Д., Дудкин О. Б., Козырева Л. В.* // Минералогия Хибинского массива. М.: Наука, 1978. Т. 2. С. 143.
8. *Чирагов М. И.* // Вопросы минералогии и геохимии рудных и нерудных месторождений Азербайджана. Баку, 1982. С. 24.
9. *Чирагов М. И., Мамедов Х. С.* // IX Всесоюз. совещ. по рентгенографии минерал. сырья: Тез. докл. Казань, 1983. С. 24.

Гидродельхайелит Hydrodelhayelite



Название дано по близости к дельхайелиту и высокому содержанию воды [1].

Характ. выдел. Слюдоподобный.



Фиг. 123. Схема структуры гидродельхайелита в проекции вдоль оси a (по Рагнмову и др., в установке Каннилло для магнональдита)

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $C_{2v}^7 - Pnm2_1$ [1]. $a_0 = 7,07$, $b_0 = 6,65$, $c_0 = 23,85$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 1,0631 : 1 : 3,5864$, $Z=2$ [1].

Оси перемещены согласно принятой здесь установке для дельхайелита (в оригинале [1]: $a_0 = 6,65$, $b_0 = 23,85$, $c_0 = 7,07$ Å).

В структуре гидродельхайелита (фиг. 123) [2] (в отличие от дельхайелита) в свободных вершинах CaO_6 -октаэдров располагаются молекулы H_2O ($Ca-H_2O=2,491$ Å), а в мостиках $Ca-O-Si$ -группы (ОН) с $Ca-OH=2,422$ Å, при этом молекулы H_2O образуют водородные связи с (ОН). В цеолитоподобных пустотах находятся атомы К и те молекулы H_2O , которые не входят в координацию атомов Са. Атомы К окружены шестью атомами О с расстояниями $K-O$ 2,767—3,123 Å и четырьмя молекулами H_2O ($K-H_2O=3,033-3,194$ Å); средние межатомные расстояния $Si-O=1,650$ Å, $Ca-O=2,328$ Å. Атомы Al распределены статистически в части SiO_4 -тетраэдров.

Физ. св. Сп. такая же как у дельхайелита. Тв. около 4. Уд. в. 2,168 (вычисл. 2,23). Цв. серебристо-белый до светло-серого. Бл. на плоскостях спайности стеклянный, в изломе тусклый. В ультрафиолетовых лучах не люминесцирует. На ИК-спектре поглощения фиксируются сильные линии в области деформационных (1620 cm^{-1}) и валентных ($3400-3500$ cm^{-1}) колебаний молекулярной воды; узкая полоса при 3610 cm^{-1} указывает на наличие гидроксильных групп [1].

Микр. $n_g = 1,518$, $n_p = 1,503$, $2V$ около 90° .

Хим. Химический состав гидродельхайелита обусловлен гидратацией дельхайелита и выщелачиванием из него Na.

Анализ гидродельхайелита (из цирка Апатитового на горе Расвумчорр), анал. Варшал [1, 3]) (%): Na_2O — 0,22; K_2O — 6,13; MgO — 0,21; CaO — 12,72; SrO — 0,22; MnO — 0,18; Al_2O_3 — 8,46; Fe_2O_3 — 0,65; SiO_2 — 55,53; TiO_2 — 0,01; H_2O — 5,58; H_2O^- — 9,62; Cl — 0,15; сумма — 99,68 ($-O = -F_2 - 0,03$) — 99,65.

Диагн. исп. Легко плавится п. п. тр. В закр. тр. выделяет воду.

Находж. Найден в пегматитах йолит-уртитового комплекса Хибинского щелочного массива на горе Расвумчорр вместе с дельхайелитом, продуктом гипергенного изменения которого является.

Отл. От дельхайелита отличается отсутствием Na и большим количеством воды; в отличие от дельхайелита не люминесцирует в ультрафиолетовых лучах.

Имеется сообщение [4] о минерале состава $K_2Ca_1Si_{16}O_{36}(OH)_2 \cdot 10,5H_2O$ (анализ не приведен) из Южного Венаццо (Италия). Минерал найден в миароловых пустотах в виде несовершенных кристаллов, вытянутых по [010] и уплощенных по (110). Ромб. $Pnma$, $P2_1ma$ или $Pm2a$. a_0 23,43, b_0 7,064, c_0 6,557 Å. Указывается сходство по порошковой рентгенограмме с родезитом. По количеству воды и отсутствию Na, возможно этот минерал близок к гидродельхайелиту.

Межплоскостные расстояния гидродельхайелита [1]

CuK α -излучение, Ni-фильтр, D = 114,6 мм

| <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|----------|--------------|----------|--------------|----------|--------------|----------|--------------|
| 38 | 6,79 | 7 | 3,786 | 100 | 2,923 | 5 | 2,395 |
| 18 | 6,44 | 7 | 3,581 | 55 | 2,800 | 7 | 2,229 |
| 17 | 5,14 | 8 | 3,432 | 22 | 2,667 | 22 | 2,168 |
| 27 | 4,89 | 43 | 3,319 | 20 | 2,577 | 18 | 2,080 |
| 25 | 4,152 | 75ш | 3,069 | 12 | 2,477 | 12 | 1,995 |
| 12 | 3,934 | | | | | | |

Л и т е р а т у р а

1. Дорфман М. Д., Чирагов М. И. // Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1979. Вып. 28. С. 172.
2. Рагимов К. Г., Чирагов М. И., Мамедов Х. С., Дорфман М. Д. // Докл. АН АзССР. 1980. Т. 36, № 12. С. 49.
3. Костылева-Лабунцова Е. Е., Боруцкий Б. Е., Соколова М. Н., Шлюкова З. В., Дорфман М. Д., Дудкин О. Б., Козырева Л. В. // Минералогия Хибинского массива. М.: Наука, 1978. Т. 2. С. 146.
4. Merlini S., Orlandi P., Vezzalini G. // Rend. Soc. miner. e petrol. 1979. Vol. 35, fasc. 2. P. 847.

Родезит Rhodesite



Назван в честь руководителя одной из южно-африканских компаний С. Родза, имя которого носит Университет в Грейамстауне (ЮАР) [1].

Синон. Родзит (Лазаренко, Вынар, 1975).

Характ. выдел. Тонкоигольчатые до нитевидных кристаллики (длина 0,1—0,2 мм, редко до 0,5—0,6 мм), образующие уплощенные розетки (0,5—2,0 мм в диаметре) и спутанно-волоконистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. C_{2v}^4 - $Pn\bar{a}2$ [2]. $Z=1$.

| a_0 (Å) | b_0 | c_0 | $a_0 \cdot b_0 : c_0$ | Хим. анализ | Местонахождение | Ссылка |
|-----------|-------|--------|-----------------------|-------------|-------------------------------|--------|
| 7,050 | 6,555 | 23,416 | 1,076:1:3,572 | — | Цайберг, Марольдсвейзах (ФРГ) | [2] |
| 7,05 | 6,54 | 23,8 | 1,078:1:3,639 | — | Кимберли (ЮАР) | [3] |
| 7,006 | 6,587 | 23,790 | 1,064:1:3,612 | 3 | То же | [4] |
| 7,037 | 6,549 | 23,636 | 1,075:1:3,609 | 4 | Тринити-Каунти (США) | [3] |

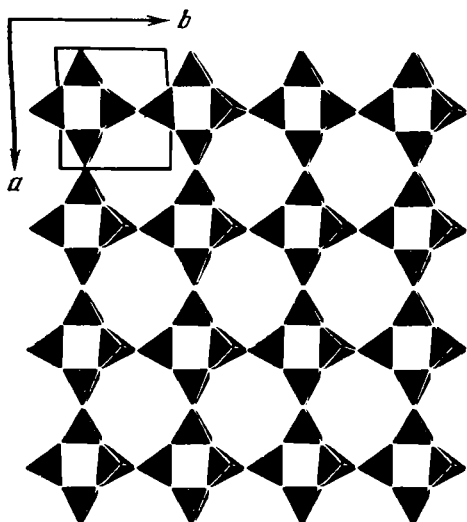
Установка изменена в соответствии с установкой макдональдита, структурным аналогом которого считается родезит: оси c и a оригиналов перемещены.

Кристаллическая структура [2] подобна структурам макдональдита и дельхайелита. SiO $_4$ -тетраэдры связаны вершинами в цепочки, параллельные осям a и b , которые через развернутые одиночные тетраэдры объединены в слои, параллельные плоскости (001). Через общие атомы кислорода развернутых тетраэдров в плоскости зеркального отражения слои объединяются в «двойные тетраэдрические слои» — главный фрагмент кристаллической структуры минералов группы (фиг. 124). Полости в тетраэдрических слоях заняты атомами К и молекулами H $_2$ O, а сами слои соединяются друг с другом через цепочки из CaO $_6$ -октаэдров.

Средние атомные расстояния () и валентные углы (град): в SiO $_4$ -тетраэдрах — Si (1)—O=1,62, O—O=2,62; Si (2)—O=1,63, O—O=2,65; Si (3)—O=1,61, O—O=2,62; Si (4)—O=1,61, O—O=2,63; в CaO $_6$ -октаэдрах — Ca (1)—O=2,34; Ca (2)—O=2,39; K—O=2,92; O—Si—O=109,4; Si—O—Si=145,7.

Кристаллы гониометрически не изучены. Под электронным микроскопом различимы кристаллики, удлинённые по оси a ; на головках наблюдаются грани пирамиды (фиг. 125).

Физ. св. Сп. по (001) совершенная. Тв. 4 (у агрегата). Уд. в. 2,36 [1] (вычисл. 2,36). Цв. белый. Бл. шелковистый.



Микр. В прох. свете бесцветный. Двухосный (+). $N_g = a$, $N_t = c$ (перпендикулярно спайности), $N_p = b$. Угасание прямое. Удлинение (+). Для образца из Кимберли [1]: $n_g = 1,515$, $n_m = 1,505$, $n_p = 1,502$, $n_g - n_p = 0,013$ (Na); $2V$ небольшой (вычисл. $57^\circ 26'$). Для материала из Тринити Каунти [3]: $n_g = 1,513$, $n_p = 1,501$.

Фиг. 124. Двойной тетраэдрический слой, параллельный (001), в кристаллической структуре родезита (по Хессе)

Фиг. 125. Форма частиц родезита под электронным микроскопом. Суспензия (по Гарду и др.). Увел. 4000



Хим. Теор. состав для вышеприведенной формулы: $\text{Na}_2\text{O} - 3,98$, $\text{K}_2\text{O} - 6,05$, $\text{CaO} - 14,40$, $\text{SiO}_2 - 61,71$, $\text{H}_2\text{O} - 13,86$. Анализы различаются в основном по содержанию Na. Маунтином [1] указывалось иное соотношение компонентов: $4(\text{Ca}, \text{Na}_2, \text{K}_2)\text{O} \cdot 10\text{SiO}_2 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$; Чалмерсом [4] дана формула $(\text{Ca}, \text{Na}_2, \text{K}_2)_8\text{Si}_{16}\text{O}_{40} \cdot 11\text{H}_2\text{O}$. Предполагалось, что Ca в структуре замещается на 2Na или на 2K. Исходя из расчета на 40 атомов кислорода, Старынкевич-Борнеман [5] предложила формулу $\text{Ca}_4\text{Na}_3\text{K}_2\text{Si}_{16}\text{O}_{37}(\text{OH})_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$, однако расчет таким способом анализа родезита из Тринити-Каунти приводит к несколько иной формуле: $(\text{Ca}_{4,23}\text{Na}_{0,60}\text{K}_{1,95}\text{Mg}_{0,27})_{7,06}\text{Si}_{17,11}\text{O}_{40} \cdot 10,94\text{H}_2\text{O}$.

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 |
|-----------------------|------|------|-----|------|
| Na_2O | 5,04 | 4,82 | 5,2 | 1,16 |
| K_2O | 5,40 | 5,16 | 6,0 | 5,75 |

| | 1 | 2 | 3 | 4 |
|--------------------------------|--------|-------|--------|-------|
| MgO | 0,09 | 0,07 | 0,0 | 0,69 |
| CaO | 14,95 | 14,85 | 15,1 | 14,83 |
| FeO | 0,25 | 0,25 | 0,0 | 0,07 |
| Al ₂ O ₃ | 0,30 | 0,28 | 0,0 | 0,12 |
| SiO ₂ | 61,79 | 61,86 | 61,6 | 64,30 |
| H ₂ O ⁺ | 12,45 | 12,55 | (12,3) | 7,72 |
| H ₂ O ⁻ | | | | 4,60 |
| Сумма | 100,27 | 99,84 | 100,2 | 99,24 |

1—3—из алмазной шахты Баллфонтин, Кимберли, ЮАР: 1—разложен сплавлением, анал. Маунтин [1], 2—растворен в горячей HCl, анал. Маунтин [1], 3—анал. Чалмерс (H₂O определена как потеря при прокаливании) [4]; 4—Тринити-Каунти, шт. Калифорния (США), анал. Смит (все Fe указано в форме Fe₂O₃; Al₂O₃ и P₂O₅ раздельно не определялись) [3].

Диagn. исп. Легко разлагается горячей HCl с выделением геля кремнезема. При нагревании с водой дает сильнощелочную реакцию.

Повед. при нагр. Легко теряет воду; при нагревании до 100 выделяется 4,14% H₂O, которая вновь поглощается при комнатной температуре за 12 ч. Нагреванием в течении 20 мин при 275 удалось удалить всю воду, которая вновь была поглощена за 8 ч [1]. При нагревании до 500° оптические свойства родезита не меняются [4]; при дальнейшем нагревании минерал сплавляется в стекло с $n=1,532$ [1], на рентгенограмме которого имеются слабые линии псевдоволластонита [4].

На кривой нагревания эндотермический эффект при 345 обусловлен удалением воды, при 735 — плавлением; небольшой экзотермический эффект при 960° отражает перекристаллизацию материала в псевдоволластонит [4]. По характеру выделения вся вода имеет цеолитный характер [1, 4]; исходя из расчета баланса положительных и отрицательных валентностей, Старынкевич-Борнеман считает, что часть воды может быть представлена OH-группами [4].

Нахожд. Известен в алмазонасной кимберлитовой трубке шахты Баллфонтин в Кимберли (ЮАР) в ассоциации с маунтинитом и серпентином [1, 4, 6], в Тринити-Каунти, шт. Калифорния (США), где родезит найден в кремнекислых девонских лавах типа риолита в пустотках и трещинках вместе с монтмориллонитом, частью в виде нарастаний на магадиите [3], в Цайберге (ФРГ) [2].

Отл. От близкого по свойствам окенита отличается содержанием щелочей и более низкими показателями преломления, от маунтинита, как правило, положительным знаком удлинения: у маунтинита оно в зависимости от разреза (+) или (—) [4].

Межплоскостные расстояния родезита из Кимберли, ЮАР [4]

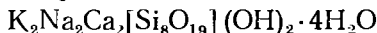
| CuK _α -излучение, D 60 мм | | | | | | | |
|--------------------------------------|----|---------|----------|---|-------|-----------------------|-------|
| hkl * | l | d(Å) | hkl | l | d(Å) | l | d(Å) |
| 200 | 8 | 11,8 | 320; 710 | 8 | 3,02 | 2 | 1,924 |
| 001; 101 | 2ш | 7,1—6,7 | 800; 021 | 5 | 2,98 | 2 | 1,890 |
| 010 | 8 | 6,56 | 420; 312 | 8 | 2,89 | 6 | 1,861 |
| 110 | 3 | 6,28 | 321; 711 | 8 | 2,78 | 2 | 1,840 |
| 400 | 5 | 5,95 | 801; 412 | 6 | 2,75 | 2 | 1,815 |
| 301 | 2 | 5,25 | | 1 | 2,72 | 2ш | 1,771 |
| 310 | 3 | 5,04 | | 1 | 2,67 | 6 | 1,756 |
| 011 | 3 | 4,80 | | 1 | 2,63 | 1 | 1,724 |
| 410 | 5 | 4,42 | | 3 | 2,53 | 5 | 1,697 |
| 311 | 2 | 4,11 | | 1 | 2,49 | 5 | 1,695 |
| 600; 501 | 2 | 3,99 | | 2 | 2,44 | 2 | 1,675 |
| 510 | 1 | 3,87 | | 1 | 2,25 | 1 | 1,650 |
| 411 | 1 | 3,76 | | 1 | 2,20 | 1 | 1,640 |
| 002 | 1 | 3,51 | | 3 | 2,15 | 3 | 1,603 |
| 610 | 3 | 3,39 | | 1 | 2,10 | 4 | 1,542 |
| 020 | 2 | 3,27 | | 3 | 2,05 | Кроме того, 29 слабых | |
| 112 | 9 | 3,07 | | 2 | 1,937 | линий до 1,021 | |

* Индексирование согласно условке, принятой в [4].

Л и т е р а т у р а

1. Mountain E. D. // Miner. Mag. 1957. Vol. 31, N 239. P. 607.
2. Hesse K. F. // Ztschr. Kristallogr. 1979. Bd. 149, H. 1/2. S. 155.
3. Sheppard R. A., Gude A. J. // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 1/2. P. 251.
4. Gard J. A., Taylor H. F. W., Chalmers R. A. // Miner. Mag. 1957. Vol. 31, N 239. P. 611.
5. Старынкевич-Борнеман И. Д. // Зап. ВМО. 1958. Т. 87, вып. 4. С. 512.
6. Mountain E. D. // S. Afr. J. Sci. 1962. Vol. 58, N 7. P. 201.

Маунтинит Mountainite

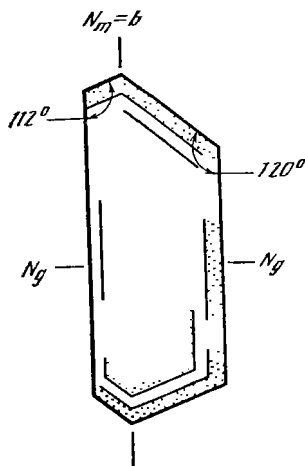


Назван по имени профессора Э. Маунтина [1].

Синон. Моунтейнит [2].

Характ. выдел. Игольчато-волокнистые выделения [1], кристаллы (от 0,5 до 2 мм) [3].

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_2^2-P2_1$ или $C_{2h}^2-P2_1/m$. $a_0 = 13,51$, $b_0 = 13,10$, $c_0 = 13,51$ Å, $\beta = 104^\circ$, $a_0 : b_0 : c_0 = 1,031 : 1 : 1,031$, $Z = 2$ для минерала из Кимберли (Гард и Тэйлор, 1957) [1]. Возможна псевдоячейка: C_{2h}^2-P2/a , $a_0 = 13,51$, $b_0 = 6,55$, $c_0 = 13,51$ Å, $\beta = 104^\circ$, $a_0 : b_0 : c_0 = 2,062 : 1 : 2,062$ [1]. Для минерала из Ловозерских тундр [3]: $a_0 = 13,6$, $b_0 = 13,2$, $c_0 = 13,6$ Å, $\beta = 104^\circ$, $a_0 : b_0 : c_0 = 1,030 : 1 : 1,030$.



Фиг. 126. Схематическая зарисовка кристалла маунтинита из Ловозерского массива, Кольский полуостров (по Буссен и др.)

Кристаллы таблитчатые, удлиненные по оси b , иногда с микровключениями в некоторых зонах (фиг. 126) [3]; волокна, удлиненные по оси b .

Физ. св. Сп. по (001) несовершенная [1]. Тв. 3 [3]. Уд. в. африканского 2,36, ловозерского 2,38. Кристаллы бесцветные с блестящими гранями, агрегаты белые и голубоватые. На ИК-спектре имеется пик при 1630, широкая полоса 3470—3560 (с максимумом 3510—3550) и два острых пика при 3610 и 3630 cm^{-1} [3].

Микр. В шлифах бесцветен. Двуосный (+). Удлинение (\pm), $N_m = b$. У маунтинита из ЮАР: $n_g \sim 1,519$, $n_m = 1,510$, $n_p \sim 1,504$ (Na), $n_g - n_p = 0,011$, $2V$ средний или большой [1]; у ловозерского: $n_g = 1,513$, $n_m = 1,505$, $n_p = 1,500$, $n_g - n_p = 0,013$, $2V$ (вычисл.) = 76° .

Хим. Формула, вычисленная Старынкевич-Борнеман [4] на основе хим. анализа Чалмерса: $(Ca, Na, K)_{10}Si_{16}(O, OH)_{40} \cdot 11H_2O$. Гард и Тэйлор [1] по данным того же анализа вывели формулу $(Ca, Na_2, K_2)_8Si_{16}O_{40} \cdot 12H_2O$.

Анализы (1 — Кимберли, анал. Чалмерс [1]; 2 — Ловозерский массив, анал. Романова [3]).

| | 1 | 2 | | 1 | 2 | | 1 | 2 |
|-------------------|------|---------|--------------------------------|---------|-------|-------------------------------|------|-------|
| Na ₂ O | 7,9 | 10,15 | Al ₂ O ₃ | Не обн. | 2,31 | H ₂ O ⁺ | 13,4 | 9,74 |
| K ₂ O | 6,0 | 4,43 | SiO ₂ | 58,5 | 51,57 | H ₂ O ⁻ | — | 8,02 |
| MgO | 0,2 | Не обн. | CO ₂ | — | 0,87 | П. п. | — | 2,47 |
| CaO | 13,4 | 10,07 | | | | Сумма | 99,4 | 99,63 |

Повед. при нагр. На кривой ДТА маунтинита из Кимберли имеются два эндотермических прогиба — при 332 и 735° (незначительный) и небольшой экзотермический пик при 375°; при 1000° минерал плавляется в стекло с небольшим количеством $\beta = CaSiO_3$ [1]. Ловозерский минерал [3] терял в весе (%): при 80° — 3,7, до 140° — 8,8, до 240° — 17,0 (выделение соответственно адсорбированной, цеолитной и конституционной воды), на кривой ДТА имеются эндо-

термические прогибы при 190 и 320°; начало плавления — при 745°, при 1000° сплавляется в прозрачное стекло ($n=1,581$).

Наход. Впервые обнаружен в штуде из рудника Балтфонтин в Кимберли (ЮАР) вместе с родезитом [1]. В натролитовой зоне пегматоидной залежи «Юбилейная» в Ловозерском массиве [3] образует рыхлые снежно-белые и голубоватые массы в пустотах среди выделений натролита, вместе с ним встречаются стенструпин, чкаловит, нептунит и другие минералы.

Отл. От сходного по составу родезита отличается параметрами элементарной ячейки.

Межплоскостные расстояния маунтинита из Кимберли [1]

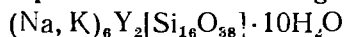
$\text{CuK}\alpha$ -излучение, $D=11,46$ мм

| hkl | l | $d(\text{Å})$ | hkl | l | $d(\text{Å})$ | hkl | l | $d(\text{Å})$ |
|-----------------------|-----|---------------|----------------------------------|-----|---------------|---------------------------|-----|---------------|
| 001 | 8 | 13,1 | 32 $\bar{1}$ | 3 | 3,74 | 12 $\bar{4}$ | 2 | 3,04 |
| 20 $\bar{1}$; 200; 1 | 9 | 6,6 | 023; 320 | 3 | 3,66 | 420; 024; 422; } | 10 | 2,94 |
| 020; 002 | | | 123 | 4 | 3,36 | 22 $\bar{2}$; 223; 240 } | | |
| 021; 120 | 2 | 5,9 | 203; 20 $\bar{4}$; 40 $\bar{2}$ | 3 | 3,30 | | 6 | 2,80 |
| 201; 20 $\bar{2}$ | 2 | 5,4 | 400; 040; 004 | 4 | 3,28 | | 1 | 1,86 |
| 022; 22 $\bar{1}$ | 8 | 4,67 | 323 | 2 | 3,18 | | 1 | 1,76 |
| 221; 22 $\bar{2}$ | 5 | 4,18 | | | | | | |

Л и т е р а т у р а

1. Gard J. A., Taylor H. F. W. // Miner. Mag. 1957. Vol. 31, N 239. P. 611.
2. Чирагов М. И., Дорфман М. Д. // ДАН СССР. 1981. Т. 260, № 2. С. 458.
3. Буссен И. В., Латышева Л. Г., Меньшиков Ю. П., Мерьков А. Н., Романова Т. С., Сахаров А. С. // Там же. 1973. Т. 210, № 3. С. 674.
4. Старынкевич-Борнман И. Д. // Зап. ВМО. 1958. Т. 87, вып. 4. С. 512.

Монтереджианит Monteregianite



Назван по месту находки — Монтереджиан-Хиллз [1]. Первоначально был обозначен как «ИК-6» [2].

Характ. выдел. Кристаллы (0,05—3 мм) и их радиально-лучистые или параллельно-пластинчатые агрегаты; также слюдоподобные выделения.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. *Vtab* или *B2ab* [1]. $a_0 = 14,014$, $b_0 = 23,910$, $c_0 = 13,096$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,586 : 1 : 0,548$, $Z=4$ [1]. Здесь принята другая установка: $a_0 = 14,014$, $b_0 = 13,096$, $c_0 = 23,910$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 1,0777 : 1 : 1,8257$, аналогичная установке макдональдита.

Структура не изучена, предположительно подобна структуре макдональдита или дельхайелита [1].

Кристаллы тонкоигольчатые, вытянутые вдоль оси b , с гранями (001), (010), (100) и пластинчатые, вытянутые вдоль оси a и уплощенные по (001), с гранями (001), (010), (100), (110).

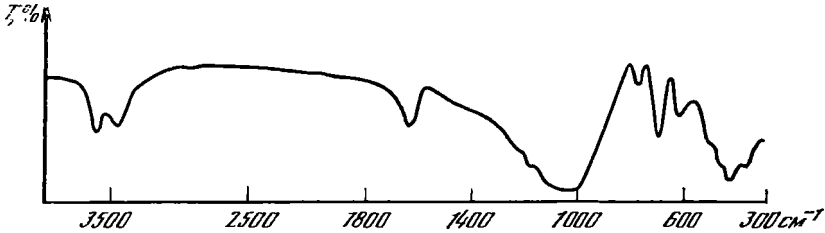
Физ. св. Сп. (в принятой здесь установке) по (001) весьма совершенная, по (010) совершенная, по (100) средняя. Тв. $3\frac{1}{2}$. Уд. в. 2,42 (вычисл. 2,391). Цв. белый, серый, реже розовато-лиловый или светло-зеленый. Черта белая. Бл. стеклянный до шелковистого.

ИК-спектр поглощения характеризуется (фиг. 127) полосами: сильными между 350 и 550 см^{-1} (связи Si—O—Si), средними до слабых в области 50—800 см^{-1} (связи Si—Si) и слабыми между 800—1400 см^{-1} (связи Si—O); полоса при 1630 см^{-1} отвечает связям H—O—H; полосы при 3460, 3510 и 3610 см^{-1} соответствуют трем предполагаемым типам воды в структуре минерала.

Микр. Двуосный (+). $Ng = c$, $Nm = a$, $Np = b$ (в принятой здесь установке). Удлинение (\pm). $n_g = 1,517$, $n_r = 1,513$, $n_p = 1,510$ (Na-свет), $n_g - n_p = 0,007$, $2V = 87^\circ$ (вычисл. 82°). Дисперсия оптических осей не выражена.

Хим. Анализ бесцветной разности (%): Na_2O — 9,14; K_2O — 5,36; CaO — 0,65; MgO — 0,15; BaO — 0,35; MnO — не обн.; FeO — не обн.; Al_2O_3 — 0,50; Y_2O_3 — 11,97; SiO_2 — 60,30; H_2O — 11,40; сумма — 99,82 (Y_2O_3 — определен микронзондом, H_2O — по кривой обезвоживания до 1000°). Формула: $(\text{Na}_{4,66}\text{K}_{1,80})(\text{Y}_{1,69}\text{Ca}_{0,18}\text{Mg}_{0,06}\text{Ba}_{0,04})(\text{Si}_{15,87}\text{Al}_{10,16})\text{O}_{38} \cdot 10,02\text{H}_2\text{O}$. Частичный микронзондовый анализ розовато-лиловой разности: Na_2O — 9,37, K_2O — 5,89, MnO — 1,38, Y_2O_3 — 10,67.

Диagn. исп. На плоскостях спайности легко травится холодной 1 : 1 HCl , HNO_3 и H_2SO_4 .



Фиг. 127. ИК-спектр монтереджианита (по Чао)

Повед. при нагр. Кривые ТГ и ДТГ показывают, что дегидратация минерала происходит в 3 стадии: при $25\text{--}80$, $80\text{--}200$ и $200\text{--}400^\circ$ (с отношением потерей веса по стадиям 1 : 2 : 2). Общая потеря веса при нагревании до 1000° составляет 11,40%. После нагревания до 650° при остывании до комнатной температуры примерно 99% потерянной воды вновь поглощаются в течение 2 ч. Регидратированный материал, остывший до комнатной температуры после нагревания до 650° , дает такую же рентгенограмму, как исходный монтереджианит, что указывает на цеолитную природу воды.

Находж. Встречен в миароловых пустотах, метаморфизованных включениях и брекчиях в массиве нефелиновых сиенитов горы Сент-Илер, пров. Квебек (Канада). Находится вместе с кальцитом, пектолитом, микроклином, альбитом, эгирином, арфведсонитом, реже флогопитом, флюоритом, кварцем, эканитом, сепиолитом, ашкрофтином, лоренценитом, нарсарсукином, натролитом, гармотомом, апофиллитом, молибденитом, пиритом.

Отл. От других минералов группы дельхайелита отличается оптической ориентировкой, от макдональдита и дельхайелита — более низкими показателями преломления.

Межплоскостные расстояния монтереджианита [1]

$\text{CuK}\alpha$ -излучение, $D=114,6$ мм

| hkl^* | l | $d(\text{Å})$ | hkl | l | $d(\text{Å})$ | hkl | l | $d(\text{Å})$ |
|-----------------|-----|---------------|--------|-----|---------------|----------|------|---------------|
| 020 | 100 | 12,00 | 442 | 25 | 2,748 | 2.12.2; | } 20 | 1,841 |
| 200 | 100 | 7,03 | 054 | 5 | 2,701 | 076 | | |
| 002 | 40 | 6,55 | 460 | 15 | 2,630 | 276; | | |
| 012 | 30 | 6,32 | 064 | 20 | 2,531 | 494; | } <5 | 1,779 |
| 220; } 040 } | 50 | 6,02 | 092 | 10 | 2,466 | 4.11.2 } | | |
| 032 | 30 | 5,06 | 462 | 10 | 2,439 | 446; } | } <5 | 1,766 |
| 212 | 10 | 4,70 | 404 | 5 | 2,392 | 086 } | | |
| 042 | 100 | 4,42 | 264 | 5 | 2,374 | 800 | 20 | 1,750 |
| 113; } 232 } | 5 | 4,11 | 2.10.0 | 10 | 2,264 | 820; } | } 5 | 1,732 |
| | | | 084; } | 5 | 2,207 | 4.12.0 } | | |
| 060 | 10 | 3,985 | 602 } | | | 0.14.0 | 10 | 1,707 |
| 052 | 5 | 3,863 | 482; } | 20 | 2,147 | 4.10.4 | 5 | 1,689 |
| 242 | 30 | 3,731 | 026 } | | | 6.10.0 | 10 | 1,672 |
| 260 | 30 | 3,466 | 284; } | 5 | 2,106 | 674 | 5 | 1,660 |
| 062 | 50 | 3,405 | 036 } | 5 | 2,067 | 008 | 5 | 1,637 |
| | | | 642 | 5 | 2,067 | 028 | <5ш | 1,622 |

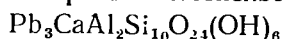
| hkl^* | l | $d(\text{Å})$ | hkl | l | $d(\text{Å})$ | hkl | l | $d(\text{Å})$ |
|------------------------------------|-----|---------------|--------------------|-----|---------------|---------------------|-----|---------------|
| 014 | 10 | 3,239 | 046 | 5 | 2,051 | 6.10.2; | | |
| 412; } 262 } 034; } 440 } | 30 | 3,066 | 236; } 660 } | 5 | 2,014 | 0.10.6 } 486 } | <5 | 1,613 |
| 080 | 50 | 3,026 | 0.12.0 | 5 | 1,994 | 2.10.6 | 5 | 1,570 |
| 214 | 30 | 2,987 | 246 | 5 | 1,972 | 248; } 0.11.6 } | 10 | 1,540 |
| 044 | <5 | 2,947 | 2.12.0; } 066 } | 5 | 1,914 | 068; } 0.14.4; } | 5ш | 1,513 |
| 234; } 272 } | 80 | 2,873 | 4.10.2 | 5 | 1,891 | 880 | | |
| | 5 | 2,782 | 2.10.4 | 10 | 1,861 | | | |

* Индексирование согласно установке, принятой в [1].

Л и т е р а т у р а

1. Chao G. Y. // Canad. Miner. 1978. Vol. 16, pt 4. P. 561.
2. Chao G. Y., Harris D. C., Hounslow A. W., Mandarin J. A., Perrault G. // Ibid. 1967. Vol. 9, pt 1. P. 109.

Уикенбергит Wickenburgite



Назван по находке близ Уикенберга в шт. Аризона (США) [1].

Характ. выдел. Зернистые агрегаты, кристаллы (0,2—1,5 мм).

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$ [1] или $D_{3h}^4 - P\bar{6}2c$ [2].
 $a_0 = 8,531$, $c_0 = 20,160$, $a_0 : c_0 = 1 : 2,363$, $Z = 2$ [1].

Для структуры характерны двойные слои, которые получаются из $\text{AlSi}_5\text{O}_{15}$ слоев; два SiO_4 -тетраэдра из шестичленных колец имеют в разных плоскостях общий вершинный кислород [2].

Дигексаг.-дипирамид. кл. $D_{2h} - 6/mmm (L_6 6L_2 7PC)$, $a : c = 1 : 2,354$ [1].

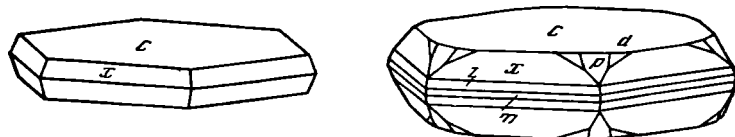
Главные формы [1]:

| | Φ | ρ | | Φ | ρ |
|--------------------|--------|--------|------------------------|--------|--------|
| c 0001 | — | 0°00' | z 30°2 | 60°00' | 76°13' |
| m 10 $\bar{1}$ 0 | 60°00' | 90 00 | p 11 $\bar{2}$ 4 | 30 00 | 49 39 |
| n 10 $\bar{1}$ 4 | 60 00 | 34 12 | d 6.1. $\bar{1}$.12 | 22 24 | 56 03 |
| x 10 $\bar{1}$ 1 | 60 00 | 69 48 | | | |

Редкие формы: 41 $\bar{5}$ 0, 10 $\bar{1}$ 2, 31 $\bar{4}$ 4.

Кристаллы (фиг. 128) таблитчатые по (0001); обычны их субпараллельные агрегаты.

Двойники не наблюдались.



Фиг. 128. Кристаллы уикенбергита из Уикенберга (по Уильямсу)

Физ. св. Сп. по (0001) совершенная. Тв. ~ 5 . Уд. в. 3,85 (вычисл. 3,876). Хрупок. Бесцветен, редко розовый. Бл. стеклянный. В ультрафиолетовых лучах бледно-желтая флюоресценция.

Микр. Одноосный (—), иногда (в агрегатах) слабо двуосный. $n_0 = 1,6918$, $n_e = 1,6480$ (Na). Дисперсия показателей преломления незначительная, $v > g$.

Хим. Теор. состав: CaO — 3,78; PbO — 45,16; Al_2O_3 — 6,88; SiO_2 — 40,53; H_2O — 3,65.

Анализ (%): CaO — 3,80; PbO — 44,0; Al_2O_3 — 7,6; SiO_2 — 42,1; H_2O^+ — 3,77; сумма — 101,27.

Диагн. исп. Сплавляется в стекло при красном калении.

Нахожд. Встречен в зоне окисления нескольких свинцовых месторождений района Уикенберга в шт. Аризона (США) вместе с феникохроитом, миметезитом, церусситом, виллемитом, кроконитом и другими минералами.

Межплоскостные расстояния уикенбергита [1]

CrK α -излучение, $D=114,59$ мм

| hkl | l | $d(\text{Å})$ | hkl | l | $d(\text{Å})$ | hkl | l | $d(\text{Å})$ |
|-------|-----|---------------|-------|-----|---------------|-----------------------|-----|---------------|
| 0002 | 10 | 10,08 | 20-0 | 1 | 3,700 | 21-1 | 1 | 2,767 |
| 1010 | 2 | 7,394 | 1015 | 1 | 3,541 | 2025 | 2 | 2,726 |
| 10-1 | 1 | 6,961 | 2022 | 2 | 3,475 | 21-2 | 2 | 2,691 |
| 1012 | 3 | 5,962 | 0006 | 4 | 3,355 | 11-6 | 4 | 2,639 |
| 0004 | 3 | 5,043 | 11-4 | 8 | 3,257 | 0008 | 2 | 2,520 |
| 11-0 | 2 | 4,267 | 1016 | 1 | 3,058 | 3030 | 2 | 2,466 |
| 1014 | 1 | 4,158 | 20-4 | 2 | 2,980 | Кроме того, 29 слабых | | |
| 11-2 | 6 | 3,932 | 21-0 | 3 | 2,791 | линий до 1,514 | | |

Л и т е р а т у р а

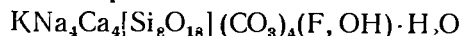
1. Williams S. A. // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 9/10. P. 1433; Canad. Miner. 1938. Vol. 9, pt 4. P. 582.
2. Penna G., Giese R. F. // Miner. Soc. Amer. Progr. 1968. P. 232.

Силикаты с четырех-, шести- и восьмичленными кольцами тетраэдров

СТРУКТУРА ТИПА КАРЛТОНИТА

| Карлтонит | Снигонья | a_0 | c_0 | Уд. в. |
|--|----------|--------|--------|--------|
| $\text{KNa}_4\text{Ca}_4[\text{Si}_8\text{O}_{18}](\text{CO}_3)_4(\text{F}, \text{OH})\cdot\text{H}_2\text{O}$ | Тетраг. | 13,178 | 16,695 | 2,426 |

Карлтонит Carletonite



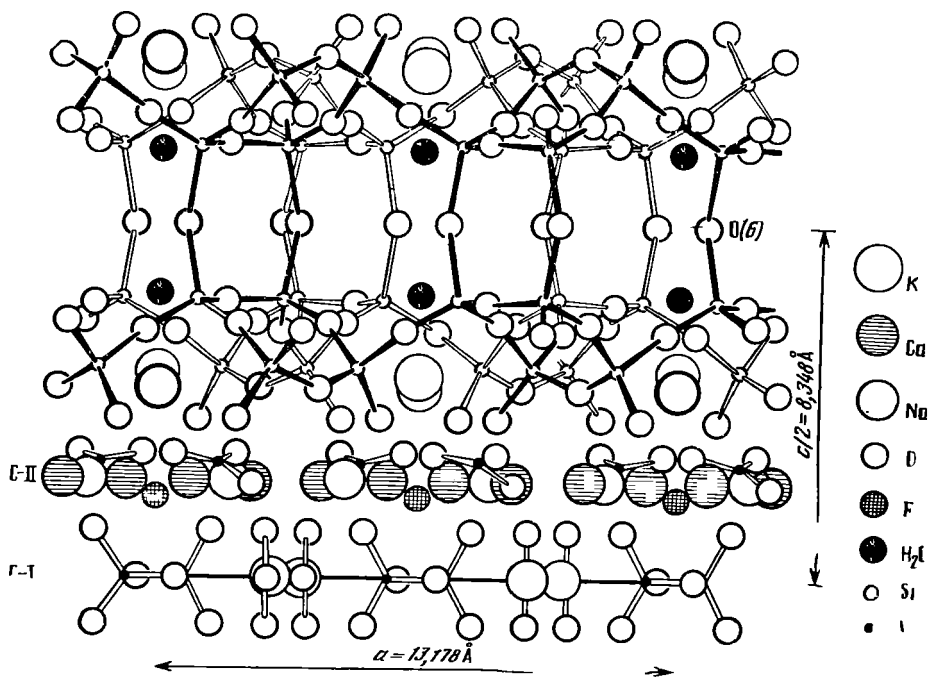
Назван по университету Карлтон в Оттаве (Канада) [1, 2]. Впервые кратко охарактеризован под обозначением «УК-15» [3].

Характ. выдел. Зернистые агрегаты.

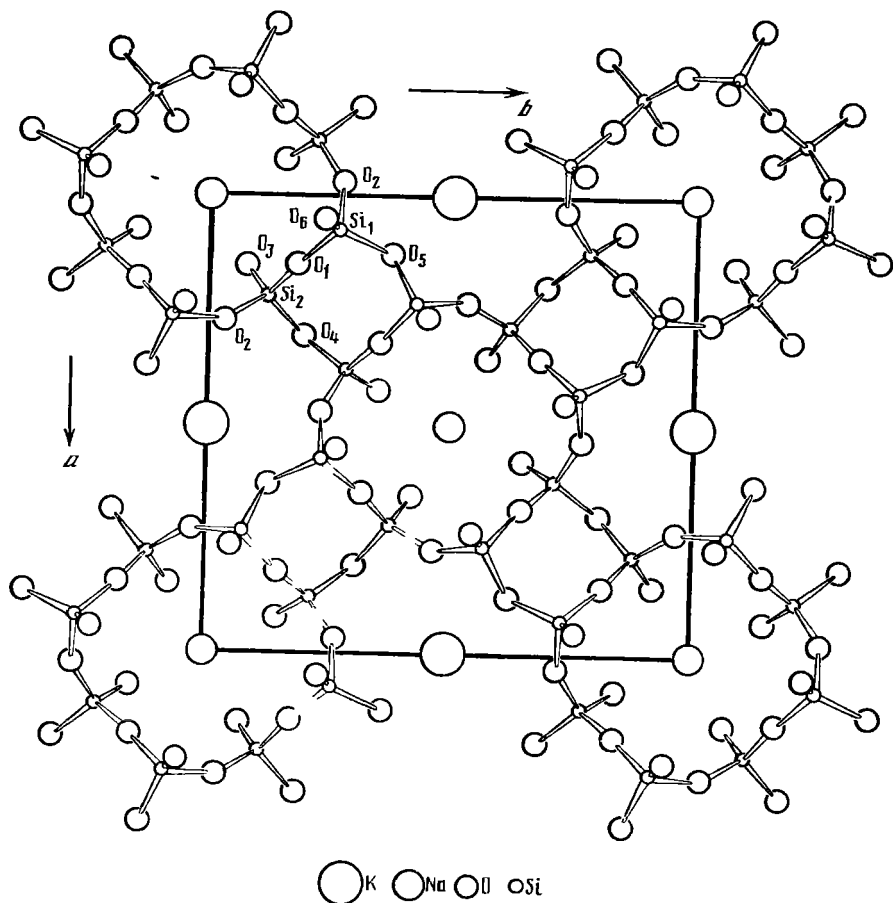
Структ. и морф. крист. Тетраг. с D_{4h}^5 — $P4/mbm$. $a_0 = 13,178$, $c_0 = 16,695$ Å, $a_0 : c_0 = 1 : 1,2669$, $Z=8$ [1, 2, 4].

Структура карлтонита сложена слоями, параллельными (001) [1, 4]. Период вдоль оси c содержит один силикатный и три карбонатных слоя (фиг. 129). Силикатный слой — двухэтажный. Каждый этаж в плоскости (001) представлен связанными между собой 8- и 4-членными кольцами кремнекислородных тетраэдров (фиг. 130). Свободные (не участвующие в кольцах) вершины O (3) и O (6) направлены в противоположные от слоя стороны, так что атомы Si оказываются на двух уровнях. Два таких простых силикатных слоя зеркально соединены O (6)-атомами в двойной слой $[\text{Si}_8\text{O}_{18}]$, в котором атомы Si располагаются на четырех уровнях. При этом в перпендикулярной слою плоскости возникают дополнительно 6-членные кольца. Между двумя силикатными слоями расположены карбонатные: слой С-I, через который проходит зеркальная плоскость, и, по обе стороны от него, слои С-II. Атомы С карбонатных слоев образуют плоские CO_3 -треугольники (фиг. 131): в слое С-I они расположены вертикально, а в слоях С-II наклонены к плоскости (001) под углом $20^\circ 39'$.

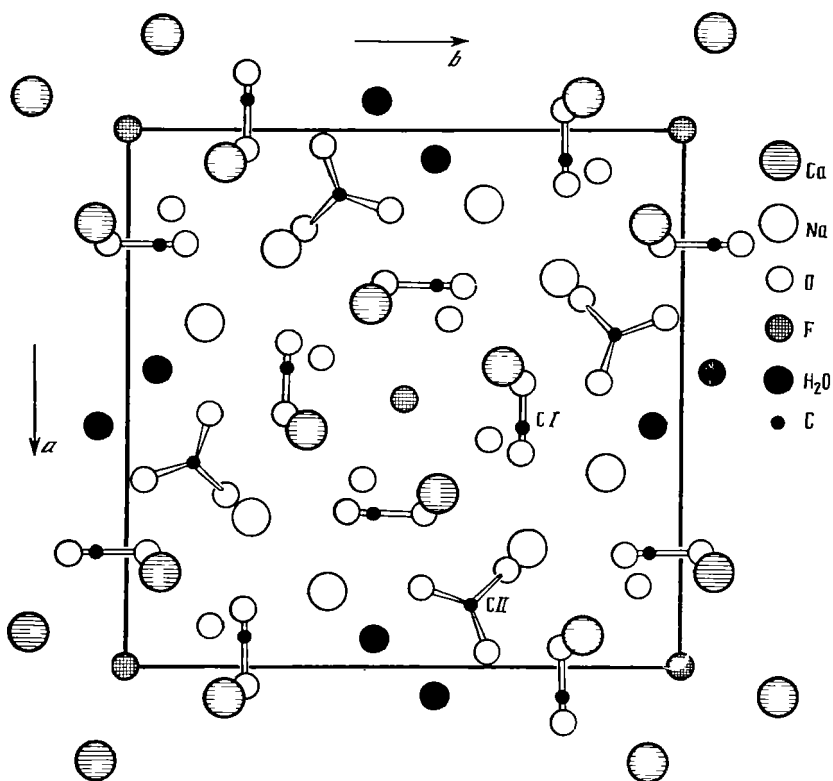
Катионы Na (1) находятся в шестерной координации, почти в центре 8-членных колец силикатного слоя на четверных осях, К — в десятерной координации на двойных осях Na (2) — в шестерной и Na (3) — в восьмерной координации.



Фиг. 129. Структура карлтонита, проекция на (100) (по Чао)
 C-I и C-II — карбонатные слои



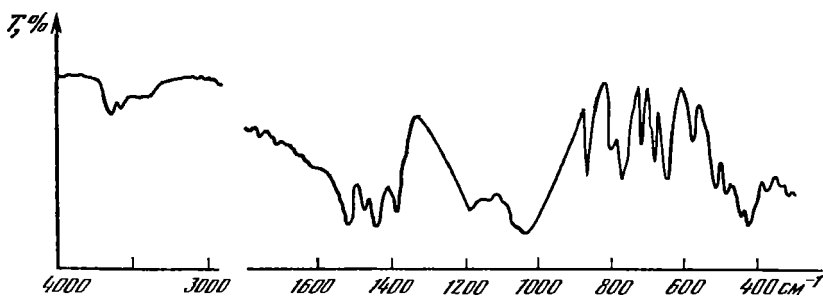
Фиг. 130. Силикатный слой в структуре карлтонита, проекция на (001) (по Чао)



Фиг. 131. Карбонатный слой в структуре карлтонита, проекция на (001) (по Чао)

ции в карбонатной части структуры. Атомы Ca, находящиеся в промежуточном С-II слое, имеют восьмерную координацию O и (ОН, F). Структурный анализ, как и химический состав, указывают на нестехиометричность карлтонита: дефицит K, Ca, Na и C и избыток H_2O . Структура минерала допускает размещение избыточной воды, в вакантных положениях карбонатных групп. Межатомные расстояния (Å): в SiO_4 -тетраэдрах — Si—O от 1,567 до 1,627, O—O от 2,561 до 2,683; в CO_3 -треугольниках — C—O от 1,266 до 1,298, O—O от 2,201 до 2,252; в Ca-полиэдре — Ca—O от 2,371 до 2,541, Ca—F—2,500; в Na-полиэдрах — Na—O от 2,345 до 2,558, Na—F=2,630, Na— H_2O =2,342 и 2,857; в K-полиэдре — K—O от 2,773 до 3,215; H_2O — H_2O ≈2,815, H_2O —O≈3,158—3,280, F—O≈2,988—3,215. Углы (град): O—Si—O от 104,7 до 114,2, Si—O—Si от 139,9 до 159,7, O—C—O от 118,3 до 123,4.

Структура карлтонита сходна со структурами дельхайелита и макдональдиита, у которых, однако, в плоскости, перпендикулярной силикатному слою, кольца являются также 8-членными (а не 6-членными).



Фиг. 132. ИК-спектр карлтонита (по Чао)

Физ. св. Сп. совершенная по (001) и менее совершенная по (110) [2] или по (100) [4]. Изл. раковистый. Тв. на (001) 4—4^{1/2}. Уд. в. 2,45 (вычисл. 2,426). Цв. розовый и голубоватый, мелкие осколки бесцветны. Черта белая. Бл. стеклянный до перламутрового, при продолжительном выдерживании на воздухе становится восковидным.

ИК-спектр поглощения [2] очень сложный из-за присутствия двух кристаллографически различных групп (SiO_4 и CO_3) и их низкой локальной симметрии (фиг. 132). Главные линии ИК-спектра (см^{-1}): сильные — 428, 445, 1034, 1068, 1188, 1388, 1442, 1472, 1520; средние — 472, 650, 685, 720, 776, 800, 868, 1140; слабые — 3580, 3640.

Микр. Одноосный (—). Голубой карлтонит слабо плеохроирует: по *No* — бледно-голубой, по *Ne* — бледно-розовато-бурый. Показатели преломления у розового и голубого одинаковы: $n_o = 1,521$, $n_e = 1,517$ (в свете Na) [2].

Хим. Теор. состав: Na_2O — 11,48; K_2O — 4,35; CaO — 20,74; SiO_2 — 44,44; CO_2 — 16,30; H_2O — 1,67; F — 1,76.

Анализы розового (1) и голубого (2) карлтонита, анал. Мэ и Мёррэй (спектральным анализом установлены следы Мп и В) [2]:

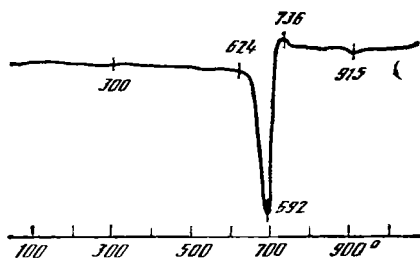
| | 1 | 2 | | 1 | 2 |
|-------------------------|-------|-------|------------------------|--------|-------|
| Na_2O | 10,23 | 10,64 | H_2O^+ | — | 3,51 |
| K_2O | 3,28 | 3,31 | H_2O^- | 0,70 | 0,63 |
| MgO | 0,09 | 0,13 | П. п. | 19,92 | — |
| CaO | 19,92 | 19,97 | F | 0,70 | 0,73 |
| Al_2O_3 | 0,5 | 0,6 | Сумма | 100,24 | 99,42 |
| SiO_2 | 44,9 | 44,7 | — O = F ₂ | 0,29 | 0,30 |
| TiO_2 | сл. | сл. | | 99,95 | 99,12 |
| CO_2 | — | 15,2 | | | |

Диagn. исп. Разлагается HCl с выделением SiO_2 , в HNO_3 желатинирует, H_2SO_4 (1 : 1) оказывает лишь незначительное действие.

Повед. при нагр. До 430° теряет в весе лишь 0,7%, в интервале 650—750° потеря веса составляет 17,3%. Кривая ДТА (фиг. 133) характеризуется незначительными эндотермическими понижениями около 300° (удаление F) и при 915° (плавление образовавшегося альбита), четко выраженным эндотермическим прогибом с максимумом при 692° (потеря CO_2 и H_2O) и небольшим экзотермическим подъемом при 736°, связанным с кристаллизацией аморфного вещества, образующегося при 708°; до 620° структура не меняется. Нагревание до 775° приводит к образованию фаз состава $\text{Na}_2\text{CaSi}_3\text{O}_8$, $\text{Na}_2\text{Ca}_2\text{Si}_3\text{O}_9$, CaSiO_3 , сохраняющихся до 1135° [2].

Нахожд. Встречен лишь в керновом материале из термально метаморфизованных ороговикованных пород, образующих включения в сиените массива Сент-Илер в пров. Квебек (Канада). В центральной части одного из включений встречается с пектолитом, альбитом, арфведсонитом, кальцитом, флюоритом и апофиллитом; плотный розовый карлтонит на 80% слагает образец с поперечником около 20 см. Наблюдался также в кварцевых жилах среди роговика в ассоциации с нарсарсуцитом, кальцитом, флюоритом, небольшим количеством анкилита, молибденита, лейкофенита, рамзаита и галенита.

Изм. Продукты изменения не известны. При искусственной обработке ледяной 2M HCl (при температуре 0—4°) превращается в кристаллическую кислоту состава $\text{H}_4\text{Si}_8\text{O}_{18} \cdot \text{H}_2\text{O}$ — Н-карлтонит [5].



Фиг. 133. Кривая ДТА карлтонита (по Чао)

Межплоскостные расстояния карлтонита [2]

CuK α -излучение, $D=114,6$ мм

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|-------------|----------|--------------|
| 001 | 40 | 16,705 | 403 | 15 | 2,835 | 327 | 10 | 1,996 |
| 110 | 30 | 9,319 | 422 | 40 | 2,777 | 525 | 10 | 1,971 |
| 002 | 100 | 8,353 | 324 | 15 | 2,750 | 436; 417 | 30 | 1,912 |
| 200 | 20 | 6,583 | 225; 333 | 20 | 2,713 | 337 | 15 | 1,890 |
| 210 | 10 | 5,890 | 116 | 5 | 2,667 | 550; 710 | 10ш | 1,860 |
| 003; 221 | 25 | 5,563 | 423; 431 | 40 | 2,604 | 605 | 5 | 1,836 |
| 202 | 10 | 5,173 | 404; 510 | 5 | 2,584 | 328 | 40 | 1,813 |
| 212 | 40 | 4,816 | 414 | 15 | 2,540 | 642 | 5 | 1,786 |
| 220 | 30 | 4,659 | 512; 325 | 10 | 2,466 | 553 | <5 | 1,766 |
| 203 | 10 | 4,250 | 521 | 5 | 2,421 | 418 | 10 | 1,748 |
| 004; 310 | 100 | 4,171 | 007 | 60 | 2,384 | 338; 730 | 10ш | 1,731 |
| 222; 213 | 50 | 4,053 | 440 | 10 | 2,329 | 616 | 10 | 1,710 |
| 223 | 5 | 3,573 | 335; 530 | 5ш | 2,265 | 651 | 5 | 1,679 |
| 214 | 25 | 3,405 | 531 | 10 | 2,239 | 652; 733 | 5 | 1,653 |
| 313 | 40 | 3,337 | 425 | 15 | 2,209 | 740; 537; } | 10ш | 1,636 |
| 401 | 10 | 3,236 | 610 | 10 | 2,165 | 438 | | |
| 410 | 5 | 3,202 | 611 | 10 | 2,149 | 419; 617; } | | |
| 115; 411 | 5 | 3,139 | 602; 227 | 15ш | 2,121 | 645 | 30 | 1,603 |
| 224 | 10 | 3,109 | 008; 620 | 20 | 2,086 | 627 | 15 | 1,568 |
| 323 | 40 | 3,057 | 621 | 5 | 2,065 | 448; 660 | 15ш | 1,553 |
| 420 | 25 | 2,945 | 118 | 10 | 2,037 | 538 | 5 | 1,533 |
| 215; 421 | 90 | 2,903 | 426; 622 | 5 | 2,022 | 0.0.11 | 15 | 1,517 |

Л и т е р а т у р а

1. Chao G. Y. // Amer. Miner. 1971. Vol. 56, N 1/2. P. 354.
2. Chao G. Y. // Ibid. N 11/12. P. 1855.
3. Chao G. Y., Harris D. C., Hounslow A. W., Mandarino J. A., Perrault G. // Canad. Miner. 1967. Vol. 9, pt 1. P. 109.
4. Chao G. Y. // Amer. Miner. 1972. Vol. 57, N 5/6. P. 765.
5. Lagaly G., Matouschek R. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1980. Bd. 138, N. 1. S. 81.

Силикаты с шести-
и десятичленными кольцами тетраэдров

СТРУКТУРА ТИПА ЛЕМУАНИТА

| | Сингония | a_0 | b_0 | c_0 | β | Уд. в. |
|--|----------|--------|--------|--------|---------|--------|
| Лемуанит (Na, K) $_2$ Ca[Zr $_2$ (Si $_5$ O $_{13}$) $_2$] $\cdot n$ H $_2$ O | Монокл. | 10,365 | 15,925 | 18,604 | 104°36' | 2,26 |

Лемуанит Lemoynite
(Na, K) $_2$ Ca $_1$ Zr $_2$ (Si $_5$ O $_{13}$) $_2$ $\cdot n$ H $_2$ O

Назван по имени Ш. Лемуана и его сыновей — видных деятелей Канады [1]; ранее был установлен Чао и др. [2] и предварительно описан под обозначением «УК-13».

Синон. Lemuante. [13].

Характ. выдел. Сферолиты диаметром около 0,5 см, сложенные кристаллами длиной до 0,05 мм.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^6 — $C2/c$, псевдоячейка C_{2h}^3 — $C2/m$ (с $Z=2$). $a_0=10,365$, $b_0=15,925$, $c_0=18,604$ Å, $\beta=104^\circ36'$, $a_0 : b_0 : c_0=0,651 : 1 : 1,168$, $Z=4$ [4]. $a_0=10,384$, $b_0=15,947$, $c_0=18,601$ Å, $\beta=104^\circ35'$, $a_0 : b_0 : c_0=0,651 : 1 : 1,167$ [5]; $a_0=10,48$, $b_0=16,20$, $c_0=9,07$ Å, $\beta=105^\circ20'$, $a_0 : b_0 : c_0=0,647 : 1 : 0,560$, $Z=2$ [1].

Расшифровка структуры лемуанита выполнена независимо Блиновым и др. [4, 6—9] и Пэйджем и Перро [5]. Ее основу составляют сложные силикат-

ные слои толщиной в три тетраэдра состава (Si_5O_{13}), параллельные (001) — фиг. 134, 1. Кремнекислородные тетраэдры образуют шестичленные кольца разной пространственной ориентировки и разной степени искажения («бериллового» и «бавенитового» типов), перемежающиеся с десятичленными кольцами сложной конфигурации (фиг. 134, 2).

Каждое «берилловое» кольцо связано дополнительными SiO_4 -тетраэдрами с четырьмя аналогичными кольцами соседних уровней; на стыке и возникает новое шестирное бавенитоподобное кольцо.

Трехэтажные кремнекислородные слои связаны друг с другом слоями из изолированных ZrO_6 -октаэдров, чередующихся с Ca-семивершинниками. Атомы Na и молекулы воды располагаются в цеолитоподобных пустотах.

Структуру можно рассматривать также как каркасную, если считать, что Zr выполняет функцию анионообразователя.

В смешанном ZrSi-каркасе в плоскости (101) отчетливо выделяются десятичленные кольца двух типов (фиг. 134, 3): 1 — составленные SiO_4 -тетраэдрами и ZrO_6 -октаэдрами и 2 — только SiO_4 -тетраэдрами.

Межатомные расстояния (Å) [6, 7]: в SiO_4 -тетраэдрах — Si—O от 1,54 до 1,69, O—O от 2,50 до 2,82; в ZrO_6 -октаэдрах — Zr—O от 1,96 до 2,24; в Ca-полнэдре — Ca—(O, H_2O) от 2,30 до 2,52; в (Na, K)-полнэдрах — (Na, K)—(O, H_2O) от 2,81 до 3,26.

Кристаллы удлинены вдоль оси *a*, образуют субпараллельные и сноповидные сростки. Формы: (001), (010) и (100).

Физ. св. Сп. пз (010) и (001) совершенная, по (100) несовершенная. Тв. около 4. Уд. в. 2,29 (вычисл. 2,26 [1], 2,38 [5]). Цв. белый со слабым желтоватым оттенком, также бесцветный [1]. Пьезоэлектричества не обнаруживает. Полосы поглощения ИК-спектров (см^{-1}): 3600 и 3400; 1668 и 1615; 1190, 1130, 1010, 965, 930, 780, 690, 575, 515 и 545 (фиг. 135) [1, 10].

Микр. В шлифах бесцветный. $aNg = 5^\circ$, $Nm = b$. Удлинение (+). Двуосный (+). $n_g = 1,570$, $n_z = 1,553$, $n_p = 1,540$, $2V = 80^\circ$ (вычисл. 83°) [1].

Хим. Отмечено содержание Hf [2].

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | | 1 | 2 | 3 |
|-------------------------|-------|-------------|--------|-------------------------|-------|-------|----------|
| Na_2O | 4,75 | 4,44 (4,54) | 3,02 | TiO_2 | 0,43 | — | 0,49 |
| K_2O | — | 2,64 (1,66) | 3,70 | ZrO_2 | 23,23 | 22,70 | 20,30 |
| CaO | 5,06 | 3,63 (4,00) | 4,40 | Nb_2O_5 | 2,18 | — | 0,87 |
| MnO | 0,10 | — | 0,04 | H_2O | 13,33 | 13,50 | 9,50 |
| Fe_2O_3 | 1,61 | — | 0,57 * | | | | |
| TR_2O_3 | 1,18 | — | <1 | Сумма | 99,19 | 99,21 | 99,04 ** |
| SiO_2 | 47,32 | 52,30 | 55,40 | | | | |

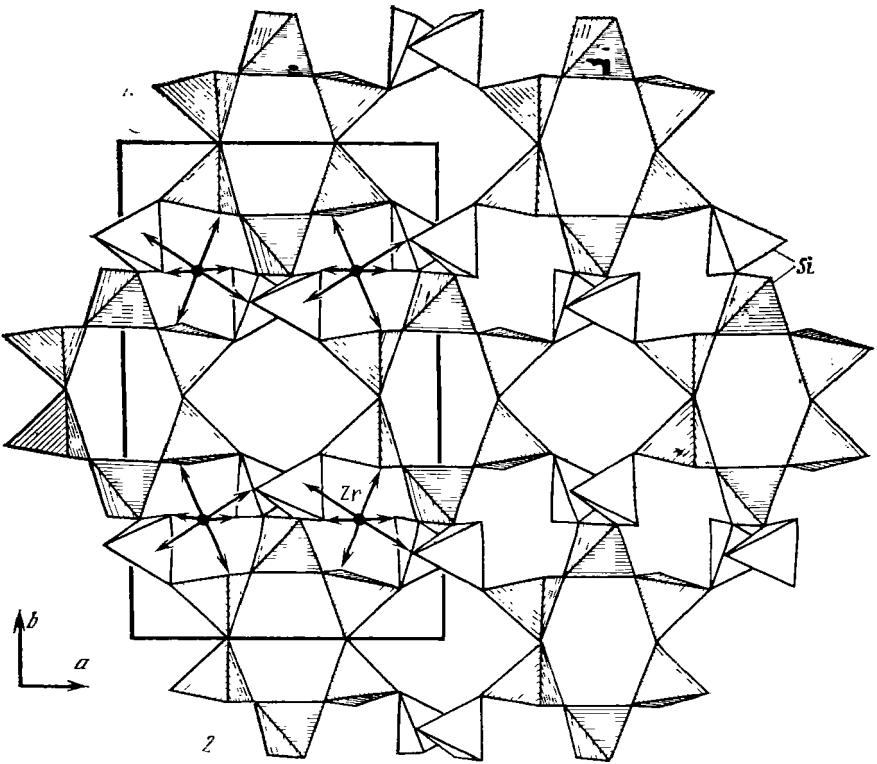
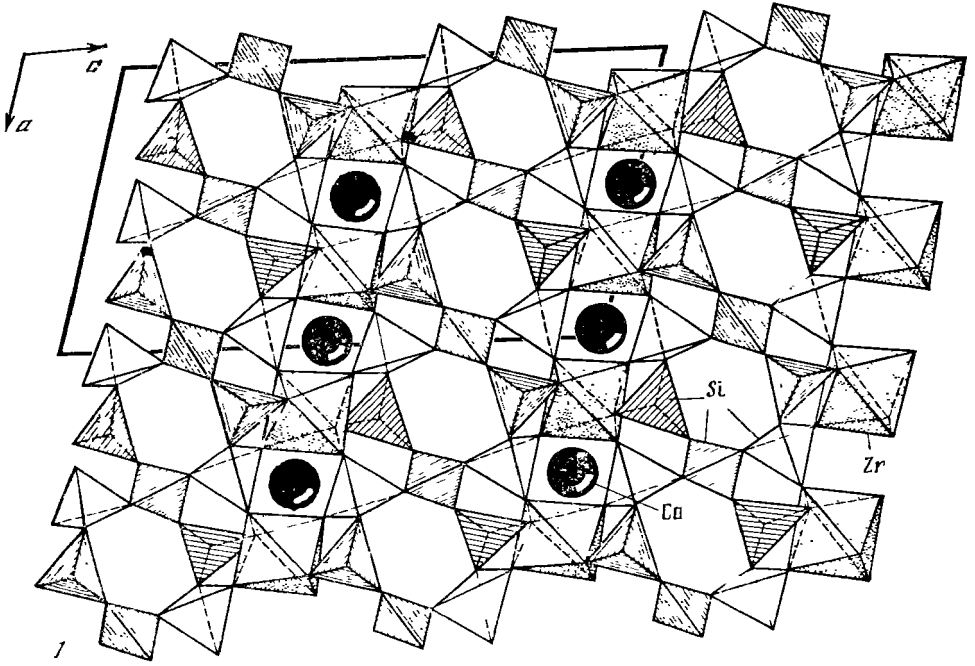
* Общее содержание железа. ** В том числе Al_2O_3 —0,22, ZnO —0,19, CuO —0,08, SrO —0,07, MgO —0,16, Rb_2O —0,03.

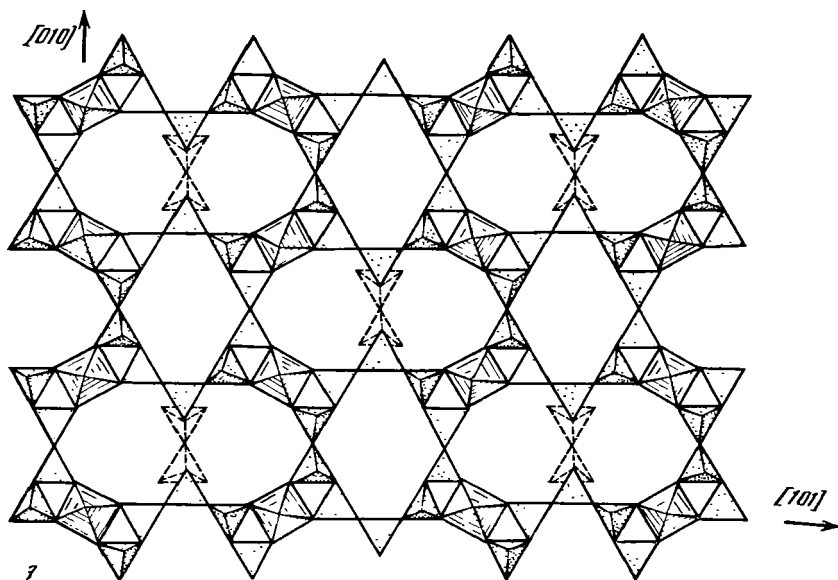
1—3 — лемуанит из Сент-Илера (Канада): 1 — анал. Быкова [1], 2 — анал. Быкова и Марвина [6] (в скобках — цифры из [7]), 3 — анал. Кибат [5].

Повед. при нагр. Большая часть воды выделяется в интервале 135—200°. Структура сохраняется до 200°.

Находж. Встречен в щелочном массиве Сент-Илер в пров. Квебек (Канада), наблюдается в пустотах среди выделений микроклина в существенно измененных пегматитах, содержащих пирит и хлорит; предположительно гидротермальный [1, 2].

Отл. От внешне сходных натролита, эльпидита и пектолита надежно отличим лишь по порошковой рентгенограмме.





Фиг. 134. Структура лемуанита (по Блинову и др.)

1 — проекция на плоскость ac ; кремнекислородные трехэтажные слои связаны слоями из ZrO_6 -октаэдров и Ca -семивершинников; 2 — проекция на плоскость ab ; кремнекислородный мотив структуры из гексагональных колец двух типов (заштрихованные тетраэдры образуют кольца «бериллового» типа, светлые тетраэдры связывают «берилловые» кольца в кольца «бавенитового» типа); стрелками показаны связи $Zr-O$; 3 — проекция на плоскость (101) ; показаны десятичленные кольца из SiO_4 -тетраэдров и из SiO_4 -тетраэдров и ZrO_6 -октаэдров штрихами отмечена днортогруппа Si_2O - из состава «бериллового» кольца

Межплоскостные расстояния лемуанита [1]

$CuK\alpha$ -излучение, $D = 114,86$ мм

| hkl | l | $d(\text{Å})$ | hkl | l | $d(\text{Å})$ | l | $d(\text{Å})$ |
|------------------|-----|---------------|-----------------------|-----|---------------|-----|---------------|
| 001 | 37 | 9,0 | $15\bar{2}; 40_1$ | 9 | 2,622 | 1 | 1,6740 |
| 020 | 100 | 8,01 | $42\bar{1}$ | 4 | 2,469 | 1 | 1,6528 |
| $11\bar{1}$ | 18 | 7,00 | $42\bar{2}; 242; 260$ | 9 | 2,388 | 2 | 1,6341 |
| 021 | 18 | 5,99 | — | 7 | 2,348 | 2 | 1,6104 |
| 111 | 12 | 5,59 | — | 2 | 2,253 | 3 | 1,5740 |
| $20\bar{1}$ | 14 | 4,99 | $26\bar{2}$ | 7 | 2,206 | 2 | 1,5554 |
| 131 | 27 | 4,39 | — | 5 | 2,135 | 5 | 1,5418 |
| 221 | 7 | 4,23 | — | 2 | 2,053 | 1 | 1,5167 |
| 201 | 23 | 3,956 | 510 | 6 | 2,009 | 4 | 1,4966 |
| 041 | 10 | 3,671 | $262; 243; 063$ | 11 | 1,986 | 2 | 1,4734 |
| 221 | 49 | 3,562 | — | 5 | 1,9312 | 1 | 1,4626 |
| $22\bar{2}$ | 29 | 3,482 | — | 5 | 1,8780 | 3 | 1,4396 |
| $31\bar{1}$ | 5 | 3,336 | — | 8 | 1,8470 | 2 | 1,4164 |
| 310 | 4 | 3,274 | — | 2 | 1,8186 | 3 | 1,4038 |
| $132; 31\bar{2}$ | 33 | 3,034 | — | 2 | 1,7768 | 1 | 1,3640 |
| 331 | 8 | 2,912 | — | 2 | 1,7502 | 1 | 1,3329 |
| 24_2 | 48 | 2,807 | — | 6 | 1,7210 | 1,5 | 1,3022 |
| $13\bar{3}$ | 2 | 2,649 | — | 1 | 1,6904 | 1,5 | 1,2788 |

Фиг. 135. ИК-спектр лемуанита (по Поваренных)

Л и т е р а т у р а

1. Perrault G., Semenov E. I., Bikova A. V., Capitonova T. A. // *Canad. Miner.* 1969. Vol. 9, pt 5. P. 585.
2. Chao G. Y., Harris D. C., Hounslow A. W., Mandarino J. A., Perrault G. // *Ibid.* 1967. Vol. 9, pt 1. P. 109.
3. Hay M. H., Embrey P. G. // *Miner. Mag.* 1974. Vol. 39, N 308. P. 903.
4. Блинов В. А., Воронков А. А., Илюхин В. В., Белов Н. В. // *ДАН СССР.* 1974. Т. 217, № 2. С. 326.
5. Page Y., Perrault G. // *Canad. Miner.* 1976. Vol. 14, pt 2. P. 132; *Amer. Miner.* 1973. Vol. 58, N 11/12. P. 1102.
6. Блинов В. А., Воронков А. А., Илюхин В. В., Белов Н. В. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1977. Вып. 11. С. 16.
7. Блинов В. А., Воронков А. А., Илюхин В. В., Белов Н. В. // Проблемы кристаллологии. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 133.
8. Блинов В. А., Воронков А. А., Илюхин В. В. // Рентгенография минерального сырья. М.: ВИМС, 1977. С. 69.
9. Белов Н. В. // Минерал. сб. Львов, 1975. № 29, вып. 4. С. 8; Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976. С. 157.
10. Поваренных А. С. // *Геол. журн. АН УССР.* 1976. Т. 36, вып. 1. С. 54; 1981. Т. 3, № 2. С. 14.

Силикаты с двенадцатичленными кольцами тетр. эдров

СТРУКТУРА ТИПА ЦЕОФИЛЛИТА

| | Сингония | a_h | c_h | Уд. в. |
|---|----------|-------|-------|-----------|
| Цеофиллит $\text{Ca}_{12}[\text{Si}_{10}\text{O}_{28}]\text{F}_6(\text{OH})_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ | Триг. | 9,36 | 36,48 | 2,75—2,77 |

Цеофиллит Zeophyllite $\text{Ca}_{12}[\text{Si}_{10}\text{O}_{28}\text{F}_6(\text{OH})_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}]$

Название от греч. слов ζεο (зео) — кипеть и φυλλον (филлон) — лист [1]. по способности спучиваться в пламени паяльной трубки и по форме выделений.

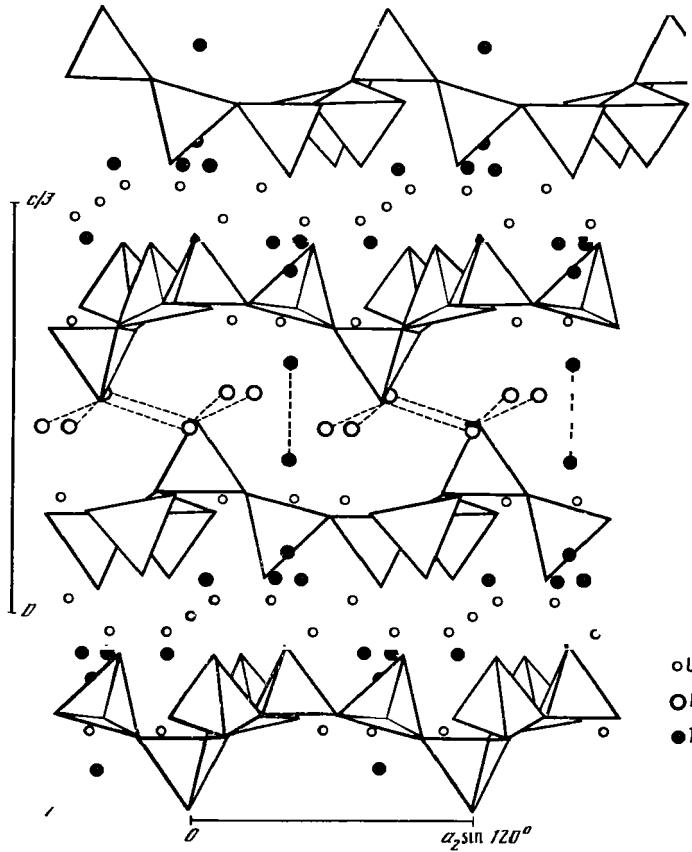
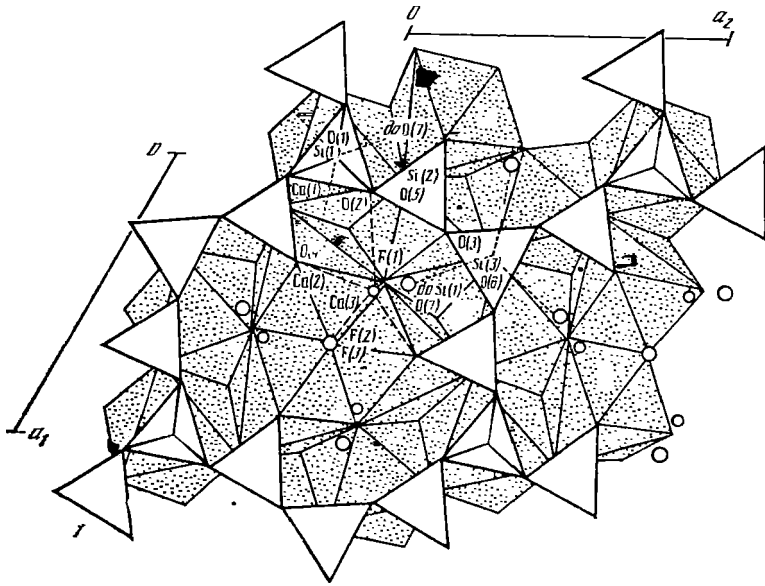
Синон. Радиофиллит — radiophyllite [2], идентичность с цеофиллитом ановлена Штрупцем и Михельсеном [3]; фошаллассит — foshallassite [4], идентичность с цеофиллитом доказана Барсановым [5].

Характ. выдел. Тонкие слюдоподобные пластинки, чешуйчатые агрегаты, радиально-лучистые полусферолиты и сферолиты (размер отдельных сферолитов большей частью до 1 мм, реже 3—10 мм в поперечнике).

Структ. и морф. крист. Триг. с. $C_{2h}^2 - R^3$. $Z = 2$. $a_h = 9,36$, $c_h = 36,48 \text{ \AA}$, $a_h : c_h = 1 : 3,833$, $a_{rh} = 13,31 \text{ \AA}$, $\alpha = 48^\circ 11'$ [6].

Первоначально была определена триклинная ячейка: $a_0 = b_0 = 9,34$, $c_0 = 13,2 \text{ \AA}$, $\alpha = 90^\circ$, $\beta = 110^\circ$, $\gamma = 120^\circ$ [7]. Трикл. с. ($C_1^1 - P1$ или $C_1^1 - P1$) определена также Врублевской и др. [8]: $a_0 = 9,36$, $b_0 = 16,21$, $c_0 = 13,28 \text{ \AA}$, $\alpha = 114^\circ$, $\beta = 90^\circ$, $\gamma = 90^\circ$. Формулы перехода от триклинной ячейки к ромбоэдрической и гексагональной соответственно матрицам [101/111/001] и [100/010/213] [6].

Структура цеофиллита [6, 9] образована трехэтажными слоями, состоящими из центральной сетки Са-полиэдров и примыкающих к ней с обеих сторон центросимметричных эквивалентных сеток из SiO_4 -тетраэдров и Са-полиэдров (фиг. 136). В центральной сетке атомы Са (1) находятся на тройных инверсионных осях (Са (1)—О (5) = 2,359 \AA); атомы Са (2) занимают общие положения и находятся в 8-й координации (искаженные тригональные додекаэдры, в которых 4 атома кислорода из 8 замещены на фтор; расстояния Са (2)—О колеблются от 2,365 до 2,626 \AA и Са (2)—F — от 2,301 до 2,501). SiO_4 -тетраэдры связаны в двенадцатичленные кольца $[\text{Si}_{12}\text{O}_{36}]$, в которых чередуются один тетраэдр, обращенный относительно плоскости оснований в одну сторону, и три — в другую. Межатомные расстояния Si—O = 1,598—1,663 \AA . Внутри каждого двенадцатичленного кремнекислородного кольца размещается по три атома Са (3),



Фиг. 136. Структура цеофиллита (по Мерлино)
 1 — проекция на ось c (полюсность 2001) связи между $\text{Ca}(3)$ и координированными атомами показаны пунктиром, водородные связи точечными линиями; 2 — проекция на плоскость \perp оси c

○ Lu
 ○ H₂L
 ● F

так же как и Ca(2) в искаженных тригональных додекаэдрах, в которых три атома кислорода из 8 замещены на фтор (Ca(3)—O=2,375—2,717 Å, Ca(3)—F=2,343—2,521 Å). Кремнекислородные кольца сочленены через общие тетраэдрические вершины оснований в сплошные двухмерные сетки $[\text{Si}_5\text{O}_{14}]^{4-}$. В трехэтажном слое верхняя тетраэдрическая сетка азимутально развернута относительно нижней на 60° вокруг тройной оси, проходящей через тетраэдры Si(1). Молекулы воды располагаются между слоями, связывая их друг с другом только посредством водородной связи, чем обуславливается сложноподобный вид минерала и совершенная спайность по (0001).

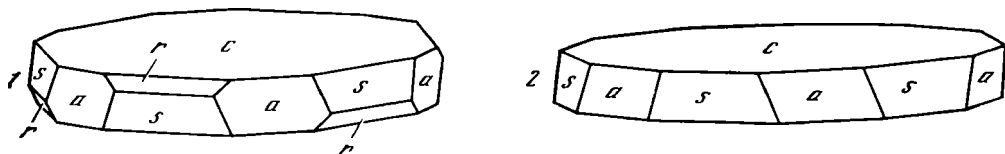
Ромбоэдр. кл. $C_{3i}-\bar{3}(L_3C)$. $a : c = 3,833$ (по рентгеновским данным).

Формы [10, 11] (вычисленные для рентгеновской установки):

| | φ | ρ | | φ | ρ |
|----------|-----------|--------|--------------------|-----------|--------|
| c 0001 | — | 0°00' | s 0112 | 0°00' | 65°11' |
| a 1120 | 30°00' | 90°00' | r 10 $\bar{1}$ 1 | 60°00' | 77°16' |

Морфологическая установка Бёггильда [10] ($c' = 2,2451$) связана с рентгеновской ($c = 3,833$) соотношением $c' = \frac{c}{\sqrt{3}}$. По Кёхлину [11], $a : c = 1 : 1,7103$ (измерения проведены на плоских кристаллах).

Кристаллы тонкопластинчатые по (0001), несовершенные (фиг. 137). Под действием разбавленных HF и HCl на гранях (0001) выявляются трех- и шестилучевые фигуры травления [12].



Фиг. 137. Кристаллы цеофиллита

1 — из Альтерберга, Чехословакия (по Бёггильду); 2 — из Гроспризена, Чехословакия (по Кёхлину)

Физ. св. Сп. по (0001) весьма совершенная. Тв. 2,5—3. Уд. в. 2,75—2,77. Цв. белый, зеленоватый. Бл. перламутровый; в тонких срезах — бесцветный, водяно-прозрачный со стекляннм блеском. Измененные пластинки тусклые.

Микр. Одноосный (—), иногда аномально двуосный с $2V$ до 10° [7] или до $12-18^\circ$ [4]. Удлинение (—). $Ng \parallel b$, $Np \perp (0001)$ [5]. Показатели преломления хибинского цеофиллита: $n_g - n_m = 1,565$, $n_p = 1,559$, $n_g - n_p = 0,006$ [5], $n_g = n_m = 1,577$, $n_p = 1,560$, $n_g - n_p = 0,017$ [9]; чехословацкого цеофиллита: $n_o = 1,55-1,57$ [12], $n_o = 1,566$ [13], $n_o = 1,559-1,562$ [14].

Хим. Теор. состав для приведенной выше структурной формулы $\text{Ca}_{12}\text{Si}_{10} \times \text{O}_{24}\text{F}_6(\text{OH})_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$: CaO — 45,85; SiO_2 — 41,02; H_2O — 8,60; F — 7,78.

Этой формуле удовлетворяют хим. анализы 1 и 3. Хим. анализы 2, 4, 5 указывают на избыток CaO и недостаток SiO_2 . Если отнести избыток CaO к кальциту, примесь которого вполне возможна, то и эти анализы хорошо рассчитаются на формулу минерала.

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|-------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Na_2O | 0,38 | 0,09 | — | 0,40 | — |
| K_2O | 0,24 | — | — | — | — |
| MgO | 0,17 | < 0,5 | 0,26 | — | — |
| CaO | 44,32 | 46,3 | 43,44 | 45,45 | 44,70 |
| SrO | — | — | — | — | 0,30 |
| BaO | — | 0,48 | — | — | 0,16 |
| Al_2O_3 | 1,73 | 1,5 | 2,16 | 1,89 | 2,46 |
| Fe_2O_3 | 0,10 | — | — | — | — |
| SiO_2 | 38,84 | 36,00 | 38,82 | 32,65 | 35,17 |

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|----------------------|--------|----------|--------|----------|-------|
| H ₂ O | 8,98 | 11,00 | 8,56 | 16,65 | — |
| F | 8,23 | 7,49 | 9,48 | 3,00 | 9,3 |
| Сумма | 102,99 | (102,86) | 102,72 | 100,21 * | 92,09 |
| — O = F ₂ | 3,47 | 3,15 | 3,99 | 1,26 | |
| | 99,52 | 99,71 | 98,73 | 98,95 | |

* В том числе H₂O⁻ — 0,1.

1 — Гроспризена (Чехословакия), нал. Цдарек [1]; — — — темеритца (Чехословакия), анал. Чалмерс, в оригинале сумма 102,9 [7]; 2 — Радзеаги (Чехословакия), анал. Корню [14]; 4 — гора Юкспор, Хибинский массив (Кольский полуостров), анал. Борневан-Старынкевич [4], F огределен Даниловой [5]; 5 — плато горы Расвумчорр, Хибинский массив (Кольский полуостров), среднее из двух микрозондовых анализов, анал. Малов [9].

Диagn. исп. Легко растворяется в HCl с выделением геля кремнезема; в H₂SO₄ растворяется с выпадением в осадок гипса [12]. П. п. тр. вспучивается и легко сплавляется в белую эмаль. При нагревании в колбочке выделяет воду и становится мутным.

Повед. при нагр. Изучение поведения минерала при нагревании проведено Чалмерсом [7] на чехословацком цеофиллите. Кривая потери веса показывает, что около 4,5% H₂O выделились между 100 и 200°, около 2,5% — между 200 и 450° и 4% — между 450 и 710°; эти данные находятся в полном соответствии с наличием в минерале молекулярной и гидроксильной воды. При 710° происходило образование куспидина Ca₄[Si₂O₇](F, OH)₂, при 940—1000° — волластонита и ларнита.

Нахожд. Цеофиллит образуется из низкотемпературных гидротермальных растворов; характерна его ассоциация с апофиллитом, цеолитами, кальцитом. Известно несколько мест в Чехословакии, где цеофиллит найден в пустотах базальта: Катценкоппе в Лейтмейерице около Гроспризена (первая находка цеофиллита) в нефелинсодержащем полевошпатовом базальте, с апофиллитом, натролитом, анальцимом, окенитом, кальцитом [11], Альтерберг около Радзеайна — в лейцитифирах, с апофиллитом, филлипситом, томпсонитом, гиrolитом, кальцитом [12, 15], Кребсхоэ у Шёнпризена — в пустотах полевошпатового базальта, с натролитом, окенитом (?), апофиллитом, кальцитом [16], в базальте Воркофша около Ауссига [13] и в Оберойлане у Боденбаха [14]. В Италии встречен [17] в горах Монте-Сомма вблизи г. Поллена-Троккья в районе Везувия в туфах в виде белых сферолитов радиально-волокнистого сложения вместе с апофиллитом, филлипситом и шабазитом. Известен в трещинах доломита в районе Салмон-Ривер, шт. Айдахо (США) [18]. В СССР найден в нефелиновых сиенитах Хибинского щелочного массива на Кольском полуострове [4, 5, 9]. Впервые описан Чирвинским в 1936 г. [4] под названием «фшалласит» из района Ловчорритового рудника на горе Юкспор; образует тонкие (от долей миллиметра до 1—2 мм) прожилки вместе с ловчорритом, вудъявритом-мезолитом, кальцитом. На плато горы Расвумчорр цеофиллит вместе с томсонитом и кальцитом слагает прожилок толщиной до 5 мм, который сечет пегматитовую (нефелин-полевошпат-эгриновую) жилу [9].

Изм. Отмечено образование по цеофиллиту гиrolита [14]. Изменение цеофиллита в поверхностных условиях проявляется в помутнении его чешуек [16] и иногда в образовании глинистых продуктов [12].

Межплоскостные расстояния цеофиллита из Чехословакии [7] *

СвК_α-излучение, D 114,6 мм

| hkl | I | d(Å) | I | d(Å) | I | d(Å) |
|----------|------|-------|----|-------|----|-------|
| 001 | 100 | 12,13 | 30 | 2,832 | 5 | 1,953 |
| 010, 110 | 102* | 7,97 | 20 | 2,702 | 10 | 1,913 |
| 002, 011 | 60 | 6,09 | 50 | 2,648 | 50 | 1,858 |
| 120 | 52* | 4,66 | 50 | 2,547 | 20 | 1,832 |
| 110, 210 | 202* | 4,36 | 10 | 2,431 | 60 | 1,771 |

| <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) |
|--------------------|------------------|--------------|----------|--------------|----------|--------------|
| 003, 113 | 30 | 4,05 | 20 | 2,344 | 20 | 1,756 |
| 020, 2 $\bar{1}$ 0 | 20 ^{2*} | 3,96 | 10 | 2,305 | 5 | 1,735 |
| 111 | 50 | 3,71 | 30 | 2,248 | 30 | 1,704 |
| $\bar{2}$ 23, 013 | 10 | 3,31 | 30 | 2,196 | 40 | 1,625 |
| 201, 0 $\bar{2}$ 3 | 40 | 3,20 | 10 | 2,159 | 5 | 1,601 |
| 12 $\bar{1}$ | 40 | 3,07 | 40 | 2,070 | 10 | 1,554 |
| 004, 103 | 80 | 3,03 | 40 | 2,025 | 20 | 1,535 |
| | 60 | 2,946 | 20 | 1,986 | 10 | 1,517 |

* ASTM, 12-201.

* Линии принадлежат целиком или частично апофиллиту.

Л и т е р а т у р а

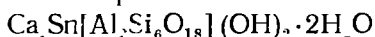
1. Pelikan A. // Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien. Abt. 1. 1902. Bd. 111. S. 334.
2. Brauns A., Brauns R. // Zentr.-Bl. Miner. A. 1924. S. 551.
3. Strunz H., Micheelsen H. // Naturwissenschaften. 1958. Bd. 45, N. 21. S. 515.
4. Чирвинский Н. П. Сборник, посвященный 50-летию научной и педагогической деятельности академика В. И. Вернадского. М.: Изд-во АН СССР, 1936. 606 с.; Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 267.
5. Барсанов Г. П., Швеллева В. А. // Тр. Минерал. музея АН СССР, 1949. Вып. 1. С. 55.
6. Merlino S. // Acta crystallogr. B. 1972. Vol. 28, pt 9. P. 2726.
7. Chalmers R. A., Dent L. S., Taylor H. F. W. // Miner. Mag. 1958. Vol. 31, N 240. P. 726.
8. Врублевская З. В., Сидоренко О. В., Звягин Б. Б. // Применение новых электронно-микроскопических методов в технологии, кристаллографии и минералогии: Тез. докл. симпоз. М.: ИКАН. 1980. С. 153.
9. Дорфман М. Д., Сидоренко О. В., Звягин Б. Б., Малов В. С. // Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1976. Вып. 25. С. 153.
10. Boggild O. B. // Medd. Grønland. 1910. Vol. 34. P. 112, 121.
11. Koechlin R. // Zentr.-Bl. Miner. A. 1934. S. 263.
12. Cornu F. // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1905. Bd. 24, S. 127, 129, 131, 207.
13. Himmelbauer A. // Ibid. 1913. Bd. 32. S. 133.
14. Hirsch G. E. // Ibid. 1917. Bd. 34. S. 197.
15. Zimmermann R. // Zentr.-Bl. Miner. 1905. S. 245.
16. Cornu F. // Ibid. 1909. S. 154.
17. Passaglia E., Porcelli C. // Miner. Mag. 1983. Vol. 47, N 344, pt 3. P. 397.
18. Fairbanks E. E. // Amer. Miner. 1926. Vol. 11, N 9. P. 249.

Силикаты с четырех- и двенадцатичленными кольцами тетраэдров

СТРУКТУРА ТИПА ИКЕРИТА

| | Сингония | a_0 | b_0 | c_0 | β | Уд. в. |
|--|----------|-------|-------|-------|---------|--------|
| Икерит | Монокл. | 15,89 | 7,72 | 7,43 | 101 20' | 2,65 |
| $\text{Ca}_2\text{Sn}[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ | | | | | | |

Икерит Eakerite

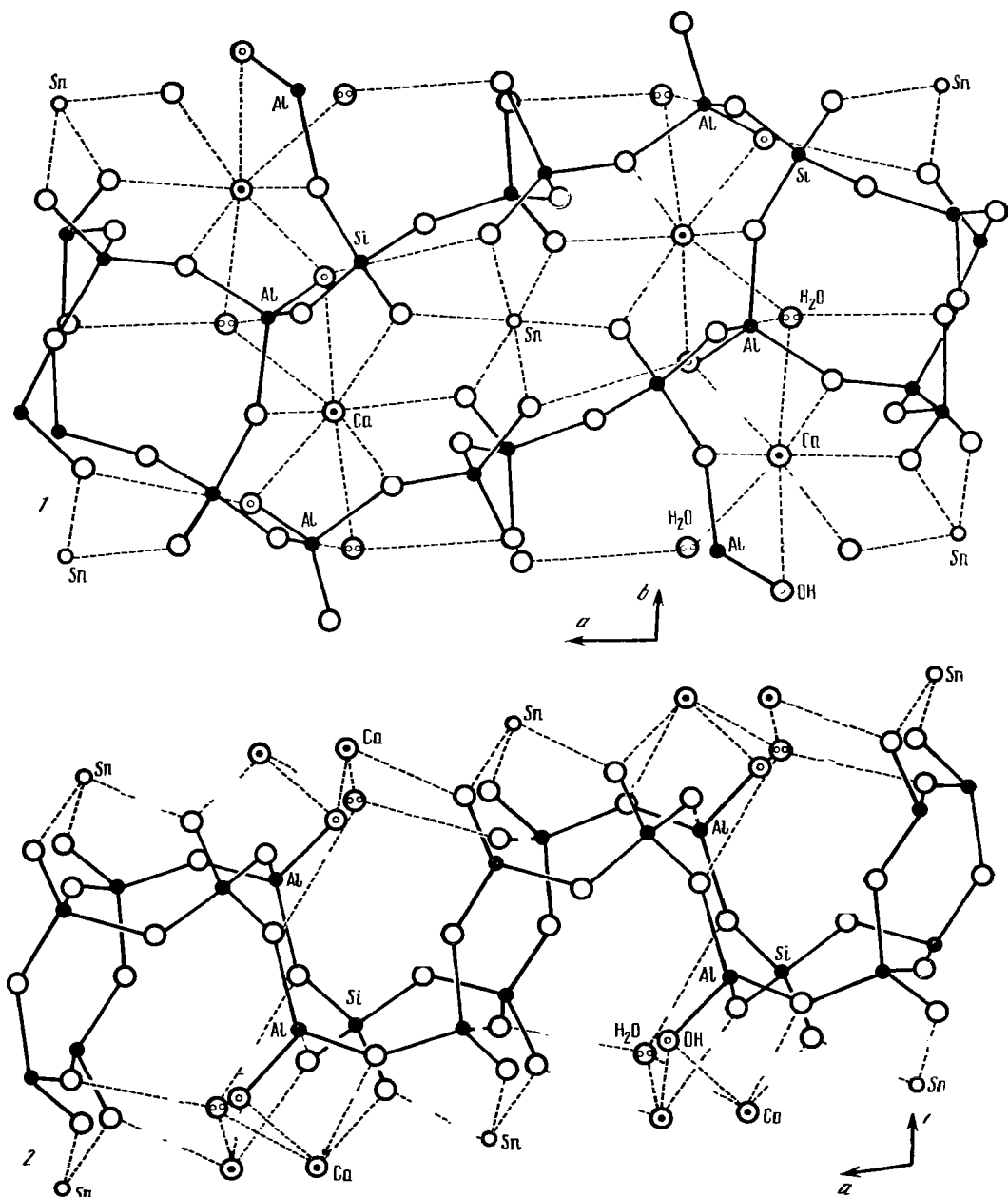


Назван по имени первооткрывателя Дж. Икера [1].

Синон. Экерит [2]; существует горячая порода под названием «экерит».

Характ. выдел. Призматические кристаллы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/a$. $a_0 = 15,892$, $b_0 = 7,721$, $c_0 = 7,438$ Å, $\beta = 101^\circ 20'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 2,058 : 1 : 0,9505$, $Z = 2$ [3].Кристаллическая структура [3] представлена гофрированными тетраэдрическими сетками $\text{AlSi}_3\text{O}_9(\text{OH})$, параллельными плоскости ab и состоящими из четырех- и двенадцатичленных колец (фиг. 138, 1). Слои связаны между собой межслоевыми атомами Sn в шестерной координации и атомами Ca в восьмерной (фиг. 138, 2). Атомы кислорода, координирующие атомы Sn, образуют правиль-

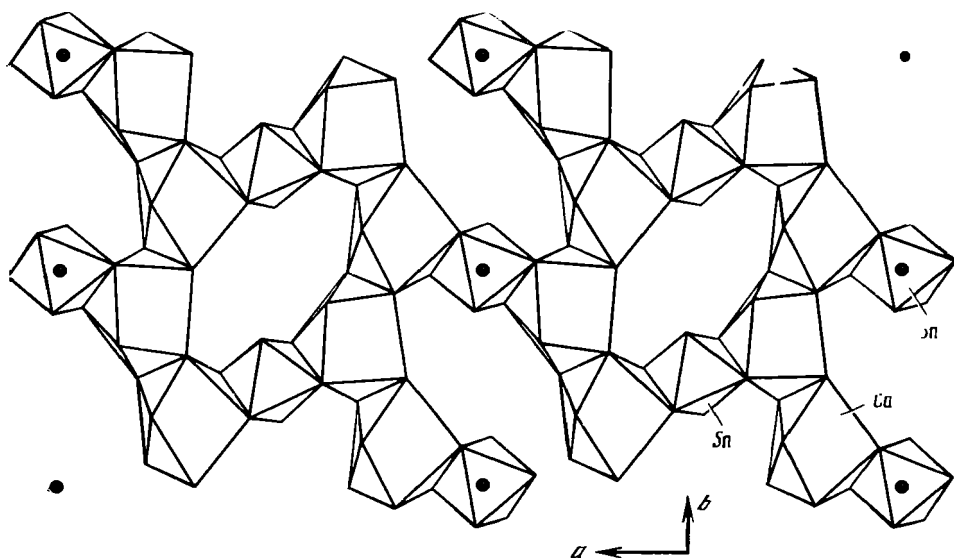


Фиг. 138. Структура икерита (по Косьякову и Ливенсу)

1 — проекция на плоскость ab ; 2 — проекция на плоскость ac . Сплошные линии — связи в тетраэдрических сетках; штриховые — прочие связи

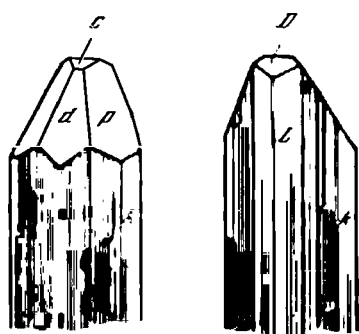
ный октаэдр, а координирующие атомы Ca — неправильную квадратную антипризму с двумя группами OH, двумя H_2O и четырьмя атомами O, из которых два связаны также с Al и Si. Эти многогранники соединяются ребрами в слои из восьмичленных колец (фиг. 139). Распределение атомов Al полностью упорядоченное, каждый из них связан с тремя атомами O и одной группой OH. Подобная связь Al с OH отмечается в джулголите (группа пумпеллиита). Средние межатомные расстояния (Å) [2]: Sn—O=2,033, Ca—O от 2,401 до 2,622, Al—O=1,743, Si—O от 1,599 до 1,636.

Призм. кл. $C_{2v}-2/m (L_2PC)$. $a : b : c = 2,050 : 1 : 0,9633$, $\beta = 101^\circ 19'$ [1].



Фиг. 139. Слой Са- и Sn-полиэдров в структуре икерита, проекция на плоскость ab (по Коссякову и Ливенсу)

Залитые кружки — атомы Sn в углах элементарной ячейки



Фиг. 140. Кристаллы икерита из Кингс-Маунтин, США (по Ливенсу и др.)

Формы [1]:

| | φ | ρ | | φ | ρ |
|------------------------------|-----------|--------|------------------------------|-----------|--------|
| c 001 | 90°00' | 11°19' | d 201 | 90°00' | 49°38' |
| k 210 | 44 51 | 90 00 | D 201 | —90 00 | 37 01 |
| l 410 | 63 19 | 90 00 | p 111 | 34 08 | 48 53 |
| cd (001):(201) = | 38°19' | | ll (410):($\bar{4}10$) = | 126°38' | |
| cD (001):($\bar{2}01$) | 48 20 | | pp (111):($\bar{1}11$) = | 77 10 | |
| kk (210):($\bar{2}10$) = | 89 42 | | dD (201):($\bar{2}01$) = | 86 39 | |

В порядке распространенности отмечаются формы (111), (210), (410), (201), ($\bar{2}01$), (001).

Кристаллы призматические, вытянутые по оси c (фиг. 140), длиной до 5 мм. Грани призматической зоны исштрихованы параллельно [001]. В кристаллах обычны включения игл и лейст бавенита.

Физ. св. Сп. не наблюдалась. Изл. раковистый. Тв. $5\frac{1}{2}$. Уд. в. 2,93 (вычисл. 2,65). Бесцветен; трещиноватые части кристаллов молочно-белые.

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветен. Двуосный (+). $Np = b$, $cNm = 23\ 1/2^\circ$. $n_g = 1,600$, $n_m = 1,586$, $n_p = 1,584$, $2V = 35^\circ$. Дисперсия ясная, $r > v$.

Хим. Теор. состав: CaO — 14,39; Al_2O_3 — 13,08; SnO_2 — 19,34; SiO_2 — 46,26; H_2O — 6,93. Анализ (анал. не указан) [1] (%): CaO — 14,2; Al_2O_3 — 14,07; SiO_2 — 46,75; SnO_2 — 18,59; H_2O — 6,70; сумма — 100,31. По данным полуквантитативного спектрального анализа содержит (%): Li — 0,3, Be — 0,3, Fe — 0,1, Mn, Na, K, Ti, Mg — по 0,03.

Диagn. исп. В кислотах и щелочах не растворяется.

Повед. при нагр. Температура плавления $\sim 1075^\circ$. При нагревании до 350° вес не меняется; от 350 до 725° теряет $\sim 3\%$ веса, до 775° $\sim 6,5\%$; общая потеря веса при нагревании до 1075° составляет $10,5\%$.

Находж. Известен как гидротермальный минерал сподуменового пегматита в Кингс-Маунтин, шт. Северная Каролина (США) [1, 4]. Находится в ассоциации с кварцем, сподуменом, мусковитом, альбитом, бавенитом, апатитом и другими минералами.

Межплоскостные расстояния икерита из Кингс-Маунтин [1]

Cu/Ni-излучение, $D = 114,59$ мм

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|
| 200 | 20 | 7,76 | 221 | 80 | 3,021 | 332 | 5 | 1,876 |
| 001 | 80 | 7,31 | 112 | 20 | 2,767 | 133 | 5 | 1,785 |
| 110 | 50 | 6,905 | 122 | 30 | 2,623 | 133 | 5 | 1,748 |
| 201 | 50 | 5,944 | 600 | 5 | 2,584 | 133 | 10 | 1,729 |
| 111 | 90 | 5,257 | 511 | 15 | 2,527 | 423 | 5 | 1,704 |
| 111 | 100 | 4,812 | 112 | 5 | 2,491 | 103 | 5 | 1,688 |
| 211 | 10 | 4,116 | 422 | 30 | 2,351 | 224 | 10 | 1,675 |
| 311 | 50 | 3,999 | 601 | 10 | 2,300 | 112 | 5 | 1,653 |
| 400 | 50 | 3,882 | 103 | 5 | 2,271 | 732 | 5 | 1,619 |
| 401 | 5 | 3,738 | 131 | 5 | 2,249 | 333 | 10 | 1,603 |
| 410 | 5 | 3,466 | 132 | 20 | 2,112 | 250 | 5 | 1,515 |
| 121 | 40 | 3,396 | 123 | 30 | 2,079 | 623 | 10 | 1,493 |
| 112 | 60 | 3,353 | 132 | 5 | 2,052 | 351 | 5 | 1,467 |
| 012 | 5 | 3,291 | 132 | 5 | 2,028 | 151 | 10 | 1,428 |
| 221 | 50 | 3,229 | 101 | 5 | 1,973 | 144 | 5 | 1,254 |
| 112 | 30 | 3,116 | 223 | 5 | 1,908 | | | |

Л и т е р а т у р а

1. Leavens P. P., White J. S. (Jr.), Hey M. N. // Miner. Rec. 1970. Vol. 1, N 3. P. 92.
2. Бонштедт-Куплетская Э. М. // Зап. ВМО. 1972. Т. 101, вып. 5. С. 286.
3. Kossiakoff A. A., Leavens P. B. // Amer. Miner. 1976. Vol. 61, N 9/10. P. 956.
4. Marble L., Hanahan J. // Rocks and Miner. 1978. Vol. 53, N 4. P. 158.

**Силикаты с четырех-
и четырнадцатичленными кольцами тетраэдров**

СТРУКТУРА ТИПА ЛЕЙКОСФЕНИТА

| | Сингония | a_0 | b_0 | c_0 | β | Уд. в. |
|---|----------|-------|--------|-------|---------|-----------|
| Лейкосфенит | Монокл. | 9,799 | 16,840 | 7,199 | 93°22' | 2,98—3,10 |
| $\text{Na}_4\text{BaTi}_2\text{O}_2[\text{Si}_8(\text{Si}, \text{B})_4\text{O}_{28}]$ | | | | | | |

Лейкосфенит Leucosphenite



Название от греч. слов λευκος (лейкос) — белый и σφην (сфен) — клин — по цвету и форме кристаллов [1, 2].

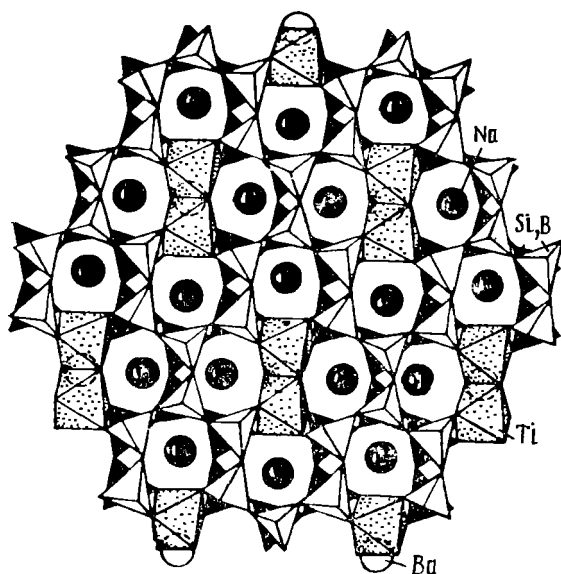
Синон. Лейкосфен (Винчелл, 1953); leucosphenite (Лазаренко, Вынар, 1975).

Характ. выдел. Кристаллы (до 10 см длиной и 3 мм толщиной), иногда их розетки; агрегаты тонких пластинок (до 5 см).

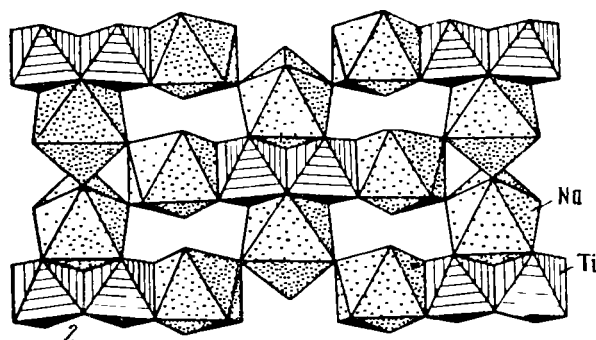
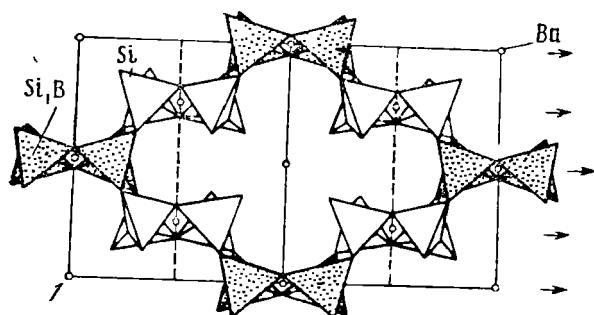
Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^3 — $C2/m$ [3, 4]. $Z = 2$. Псевдоортогексагональный [5, 6].

| a_0 (Å) | b_0 | c_0 | $a_0:b_0:c_0$ | β | Ссылка |
|-----------|---------|-------|---------------|---------|---------------|
| 9,799 | 16,840 | 7,199 | 0,581:1:0,427 | 93°22' | [4] |
| 9,814 | 16,851 | 7,210 | 0,582:1:0,428 | 93 21 | [7] |
| 9,74 | 16,60 | 7,06 | 0,586:1:0,425 | — | [9] |
| 9,76 | 16,69 | 7,10 | 0,584:1:0,425 | 93 23 | [Штруш, 1957] |
| 9,783 | 16,814 | 7,198 | 0,582:1:0,428 | 93 23 | [10] |
| 9,788 | 16,826 | 7,198 | 0,582:1:0,428 | 93 27 | [10] |
| 9,781 | 16,854 | 7,208 | 0,580:1:0,428 | 93 16 | [11] |
| 9,88 | 16,91 * | 7,20 | 0,584:1:0,426 | 93 23 | [12] |

* В оригинале ошибочно $b_0 = 10,91$.



Фиг. 141. Структура лейкосфенита в проекции на плоскость ab (по Сандомирскому и др.)



Фиг. 142. Фрагменты структуры лейкосфенита в проекции на плоскость ab (по Шумяцкой и др.)

1 — мотив из $\text{Si}(\text{B})$ -тетраэдров;
2 — слой из Ti - и Na -полиэдров

В структуре лейкосфенита (фиг. 141) [3—8] двухэтажные тетраэдрические слои состава $[\text{Si}_8(\text{Si}, \text{B})_4\text{O}_{28}]_{\infty\infty\infty}$ (фиг. 142, 1) образует очень разреженные сетки, параллельные плоскости ab . В них чередуются четырехчленные кольца SiO_4 - и $(\text{Si}, \text{B})\text{O}_4$ -тетраэдров. В последних примерно равные количества атомов Si и B распределены статистически. Четверные кольца тетраэдров соединены в бесконечные ленты, параллельные диагоналям элементарной ячейки $[110]$ и $[\bar{1}\bar{1}0]$, пересекающимся под углом около 60° и образующим псевдогексагональный мотив. Каждый слой может рассматриваться и как результат конденсации своеобразных ветвистых цепочек $\text{Si}_4(\text{Si}, \text{B})_2$, выделяемых в пределах каждого этажа тетраэдрического слоя [13].

Каждый этаж тетраэдрического слоя состоит из 14-членных колец, а 4-член-

ные кольца составлены из тетраэдров обеих этажей, сочленяющихся через общие вершины.

Двухэтажные $(\text{Si}, \text{B})\text{O}_4$ -слои чередуются со слоями из TiO_6 -октаэдров и Na -полиэдров (фиг. 142, 2). TiO_6 -октаэдры соединены в пары общим ребром, существенно укороченным (2,53 Å) по сравнению с другими (2,78—2,92 Å). Общая пара атомов O не участвует в $(\text{Si}, \text{B})\text{O}_4$ -радикале. К TiO_6 -октаэдрам примыкают по ребрам Na -полиэдры двух типов: семи- и восьмивершинники [4] (по Малиновскому и др. [7], восьми- и девятивершинники). Пары TiO_6 -октаэдров размещаются над и под пустотами тетраэдрической сетки, образуя замкнутые десятивершинники, занятые атомами Ba . Ti — Ba -колонки пронизывают тетраэдрические сетки.

Средние межатомные расстояния (Å) [4]: в SiO_4 -тетраэдрах $\text{Si—O}=1,62$, $\text{O—O}=2,64$ — $2,65$, $\text{Si—Si}=3,08$; в $(\text{Si}, \text{B})\text{O}_4$ -тетраэдрах $(\text{Si}, \text{B})\text{—O}=1,56$, $\text{O—O}=2,53$, $(\text{Si}, \text{B})\text{—}(\text{Si}, \text{B})=2,81$, $\text{Si—}(\text{Si}, \text{B})=2,90$; в TiO_6 -октаэдрах $\text{Ti—O}=1,96$, $\text{O—O}=2,74$; в Na -полиэдрах $\text{Na—O}=2,48$ и $2,58$; в Ba -полиэдрах $\text{Ba—O}=2,90$.

Призм. кл. C_{2h} — $2/m$ (L_2PC). $a : b : c = 0,582 : 1 : 0,428$, $\beta = 93^\circ 23'$ [10].

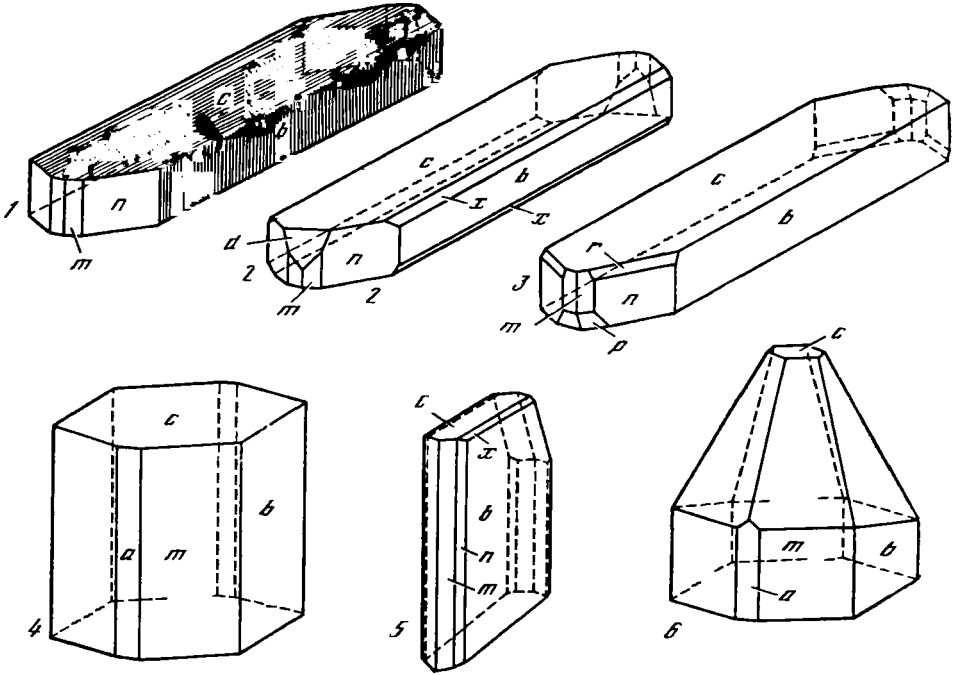
Формы [10]:

| | | φ | ρ | φ_2 | ρ_2 |
|-----------------------|--------|-----------|-----------------------|-------------|----------|
| <i>c</i> | 001 | 90°00' | 3°23' | 3°23' | 90°00' |
| <i>b</i> | 010 | 0 00 | 90 00 | — | 0 00 |
| <i>a</i> | 100 | 90 00 | 90 00 | 90 00 | 90 00 |
| <i>n</i> | 130 | 29 51 | 90 00 | 90 00 | 29 51 |
| <i>m</i> | 110 | 59 51 | 90 00 | 90 00 | 59 51 |
| <i>x</i> | 021 | 3 57 | 40 38 | 3 23 | 49 29 |
| <i>d</i> | 201 | 90 00 | 56 53 | 56 53 | 90 00 |
| <i>s</i> | 111 | 61 44 | 42 07 | 38 32 | 71 30 |
| | 111 | —57 44 | 38 43 | —34 08 | 70 30 |
| | 221 | 60 49 | 60 20 | 56 53 | 64 56 |
| <i>p</i> | 221 | —58 49 | 58 50 | —54 45 | 63 42 |
| <i>q</i> | 263 | 32 44 | 45 30 | 28 50 | 53 08 |
| <i>r</i> | 4.12.3 | 31 28 | 63 20 | 46 06 | 40 20 |
| <i>nn</i> (130):(130) | | = 120°18' | <i>mn</i> (110):(130) | | = 30°00' |
| <i>mm</i> (110):(110) | | = 60 18 | <i>dn</i> (201):(110) | | = 43 36 |

Принятая здесь установка Пабста отвечает рентгеновским данным и отличается от морфологической установки Флинка [2] ($a : b : c = 0,5813 : 1 : 0,8501$, $\beta = 93^\circ 23'$) в 2 раза меньшим значением по оси *c*. Формула перехода от установки Флинка к рентгеновской $100/010/00\frac{1}{2}$.

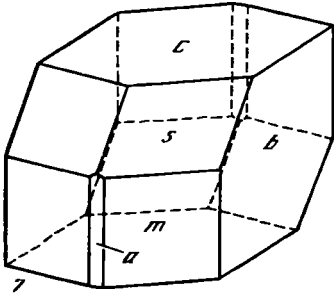
Формы (221), $(\overline{111})$ и очень редкая $(\overline{1}.24.4)$ встречены только на кристаллах из шт. Юта (США) [10]. Кристаллы изометричные, призматические, вытянутые по оси *a* или *c*, таблитчатые по (001) или (010) [2, 10, 11, 14, 15] (фиг. 143). Для гренландских кристаллов характерна клиновидная форма [2]. Наблюдалась штриховка: на грани (001) параллельно оси *a*, на грани (010) параллельно оси *c*. На кристаллах из Якутии отмечена дополнительно штриховка на гранях *a*(100), *m*(110) и *n*(130) [14]. Флинком [2] наблюдались двойники (фиг. 144) с дв. пл. *c*(001). Дв. ось \perp (001) с поворотом на 180° . Двойники и сложные крестообразные сростки отмечены и для ловозерского лейкосфенита [12]. Кристаллы иногда зональные [16].

Физ. Сп. совершенная по (001), (010) [14] и (110) [12]. Излом раковистый, зернистый. Тв. $6\text{—}6\frac{1}{2}$. Микротвердость 806,4 кгс/мм² на грани (001) [14]. Уд. в. 2,98—3,09 (в оригинале [17], по-видимому, ошибочно 3,90), вычисл. от 3,075 до 3,103. Бесцветный, белый, голубовато-серый, грязно-серо-голубой, светло-голубой, редко — зеленовато-желтый [9], розовато-лиловый [17]; более крупные кристаллы при многочисленных включениях органического материала — бурые, черные [10]. Бл. стеклянный до перламутрового. Прозрачен

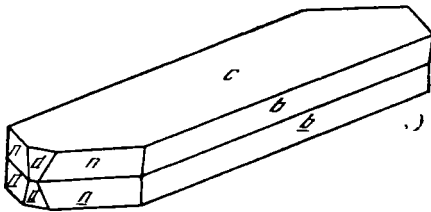


Фиг. 143. Кристаллы лейкосфенита

1—3 — Нарсарсук, Гренландия (по Флинку); 4 — Сант-Илер, Квебек, Канада (по Чао и др.); 5 — шт. Вайоминг, США (по Пабсту и Милтону); 6 — шт. Юта, США (по Пабсту и Милтону); 7 — Якутия (по Ефимову и Катаевой)



Фиг. 144. Двойник лейкосфенита, Нарсарсук, Гренландия (по Флинку)



Фиг. 145. ИК-спектр лейкосфенита (по Поваренных и Дусматову)

или просвечивает, крупные кристаллы почти непрозрачны. Пьезоэффект не наблюдался [4]. В спектре фотолуминесценции и рентгенолюминесценции лейкосфенита имеются полосы, свидетельствующие о нахождении Ti^{4+} в неизолированных октаэдрах [18].

ИК-спектр (фиг. 145) характеризуется полосами поглощения при 1278—1120, 1070, 980, 880, 785—700, 663, 598—500, 478—416 cm^{-1} [12, 19, 20].

Микр. Бесцветный. Плеохроизм: по Ng — голубой, по Nm и Np — бесцветный, $Ng > Nm = Np$. Двусосный (+). Пл. опт. осей \perp (010). $Ng = b$; cNm варьирует от $-3^{\circ}21'$ [2] до $+9^{\circ}$ [11]. Удлинение (—) [12], иногда (+) [11].

Дисперсия довольно сильная, $r > v$. Чао² и Уоткинсон [11] отметили перекрещенную дисперсию оптических осей.

У Флинка и др. [2] ошибочно указано, что с осью a совпадает острая биссектриса [21].

| Свет | n_g | n_m | n_p | $n_g - n_p$ | $2l$ | Хим. анализ | Местонахождение | Ссылка | |
|---------|---------|--------|--------|-------------|--------|-------------|--------------------------------|---------|-------|
| | 1,688 | 1,661 | 1,645 | — | 77° | — | | [21] | |
| Красный | 1,6829 | 1,6572 | 1,6401 | 0,0428 | 79°26' | 1 | Гренландия | [2, 15] | |
| | Желтый | 1,6878 | 1,6609 | 1,6445 | 0,0433 | | | | 77 04 |
| | Зеленый | 1,6923 | 1,6638 | 1,6475 | 0,0448 | | | | 75 18 |
| Na | 1,687 | 1,6595 | 1,644 | 0,043 | 75,2 | 9 | Шт. Юта (США) | [10] | |
| 486 нм | 1,701 | 1,6705 | 1,655 | 0,046 | 75,1 | | | | |
| Na | 1,681 | 1,657 | 1,643 | 0,038 | 76 | 7 | Канада | [11] | |
| | 1,695 | 1,666 | 1,650 | — | 76 | 4 | Хибины (Кольский полуостров) | [17] | |
| | 1,6910 | 1,6640 | 1,6485 | 0,0425 | 78 | 6 | Якутия | [14] | |
| | 1,690 | 1,664 | 1,646 | — | 75 | | | | |
| | 1,687 | 1,665 | 1,644 | — | 80 | 3 | Средняя Азия | [9] | |
| | 1,688 | 1,660 | 1,640 | 0,048 | 75 | 2 | Ловозеро (Кольский полуостров) | [12] | |

Хим. Теор. состав (при условии $Si_{10}B_2$ в формуле): Na_2O — 11,19, BaO — 13,84, B_2O_3 — 6,29, SiO_2 — 54,25, TiO_2 — 14,43.

При первом анализе гренландского лейкосфенита [2] бор не определен и указано 3,5% ZrO_2 (вероятно, из-за присутствия примеси эльпидита [11]), позже [23] спектроскопическим анализом в этом лейкосфените Zr не установлен, но определено 3% B_2O_3 . Рентгено-спектральным анализом [14] в лейкосфените из Гренландии установлено 0,2% ZrO_2 , спектральным анализом обнаружен В (оч. сильные линии). Все более поздние химические анализы фиксируют B_2O_3 и отсутствие ZrO_2 .

Предполагаемое изоморфное замещение $SiNa \rightarrow BCa$ [8] химическими данными не подтверждено.

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|-----------|-------|-------|--------------------|---------|-------|---------|--------------------|------|------|
| Na_2O | 11,14 | 11,73 | 9,75 ^{2*} | 11,00 | 10,82 | 10,70 | 11,61 | 10,7 | 10,0 |
| K_2O | 0,56 | 0,17 | 1,08 | 0,47 | 0,50 | 0,79 | 0,51 | — | — |
| MgO | — | Сл. | 0,17 | Не обн. | — | 0,15 | Не обн. | — | — |
| CaO | — | 0,10 | 0,50 | » | — | Не обн. | 0,06 | — | 0,1 |
| SrO | — | 0,48 | 0,33 | — | 0,40 | 0,03 | — | — | — |
| BaO | 13,75 | 12,20 | 12,42 | 13,00 | 13,10 | 13,00 | 11,98 | 12,7 | 13,0 |
| MnO | — | Сл. | — | Не обн. | — | Сл. | Не обн. | — | — |
| FeO | — | 0,23 | — | — | — | — | 0,04 ^{3*} | — | — |
| Al_2O_3 | — | — | 0,75 | Не обн. | — | Не обн. | 0,11 | — | — |
| B_2O_3 | — | 5,23 | 5,70 | 6,00 | 6,01 | 6,36 | 6,6 | 6,7 | 6,7 |
| Fe_2O_3 | — | — | 0,78 | 0,06 | 0,06 | 0,28 | — | — | — |
| SiO_2 | 56,94 | 51,90 | 55,10 | 54,20 | 54,22 | 54,3 | 53,66 | 55,9 | 55,0 |
| TiO_2 | 13,20 | 13,65 | 12,24 | 14,20 | 14,20 | 13,92 | 14,52 | 15,5 | 15,2 |
| ZrO_2 | 3,50 | — | — | Не обн. | — | Не обн. | Не обн. | — | — |
| Nb_2O_5 | — | 1,05 | 0,82 | » | — | 0,1 | 0,77 | — | — |
| H_2O^+ | 0,31 | 1,37 | 0,40 | 0,91 | 0,91 | Не обн. | — | — | — |
| H_2O^- | | 0,27 | | | | | | | |

Сумма 99,40 100,35* 100,04 99,84 100,22 99,63 99,86 101,5 (100,0)

Уд. в. 3,05 2,98 3,07 3,09 3,08 3,089 3,065 3,05 3,06

* В том числе TR_2O_3 —1,30, P_2O_5 —0,50, F—0,28, ($-O=F_2$ —0,11). ** В оригинале вместо Na_2O указано Nd_2O . ** Суммарное Fe, пересчитанное на FeO.

1 — Нарсарсук, Гренландия, анал. Маузелиус [2]; 2 — Карнасург, Ловозеро (Кольский полуостров), анал. Кульчицкая [12]; 3 — Алайский хр., Средняя Азия, анал. Катаева, спектральным анализом обнаружены (%): $\text{Cu} - 0,000\text{л}$, $\text{Zr} - 0,0\text{л}$, Be , Mn , Ni , $\text{Pb} - 0,00\text{л}$ [9]; 4 — Поачвумчорр, Хибинь (Кольский полуостров), анал. Быкова, спектральным анализом обнаружены Sr (до 1%), Pb , V , Nb , Be (сл.) [17]; 5, 6 — Инаглинский масс., Якутия (5 — анал. Быкова [22], 6 — анал. Катаева), спектральным анализом обнаружен Pb (слабая линия) [14]; 7 — 9 — микрозондовые анализы, в анализе 7 — V_2O_5 , в анализах 8 и 9 — V_2O_5 и BaO определены химическим методом, анал. Инграм. 7 — Сент-Илер, Квебек (Канада), анал. Уоткинсон [11]; 8 — шт. Вайоминг (США), анал. Дворник и Розе, спектральным анализом обнаружены (%): $\text{K} < 0,2$, $\text{Mg} - 0,03$, $\text{Ca} - 0,07$, $\text{Sr} - 0,001$, $\text{Mn} - 0,0002$, $\text{Fe} - 0,15$, $\text{Zr} - 0,07$, $\text{Al} - 0,015$, $\text{Nb} - 0,03$ [10]; 9 — шт. Юта (США), анал. Дворник и Розе, спектральным анализом обнаружены (%): $\text{K} < 0,2$, $\text{Mg} - 0,03$, $\text{Ca} - 0,15$, $\text{Fe} - 0,2$, а также (ppm): $\text{Mn} - 10$, $\text{Sr} - 150$, $\text{Zr} - 1000$, $\text{Nb} - 500$, в оригинале сумма 99,9.

Диagn. исп. В кислотах не растворяется. П. п. тр. растрескивается, сплавляется с некоторым трудом в черный шарик.

Повед. при нагр. На кривой ДТА фиксируются слабый эндотермический эффект при $300-350^\circ$ и эндотермический — при $875-1000^\circ$ (вероятно, связан с плавлением минерала) [9, 12, 14]. По Пабсту [10], лейкофенит плавится incongruently при $\sim 800^\circ$ с образованием фреснонта и стекла.

Нахожд. Редок. Связан главным образом с щелочными изверженными породами. Впервые встречен в сиенитовых пегматитах Нарсарсук (Гренландия) вместе с эльпидитом, эпидидимитом, альбитом, полилитоном, эгирином [1, 2]; первоначально [1] был принят за минерал типа петалита. В СССР обнаружен в пегматитовых жилах Инаглинского ультраосновного щелочного массива (Южная Якутия) [14]. Образовался, вероятно, в стадию альбитизации, приурочен к альбитизированным участкам эгиринов-полевошпатовых жил вместе с эгирином, арфведсонитом, эвдиалитом, томсонитом и гармотомом, иногда с нептунином, лампрофиллитом, рамзаитом. Встречен в кварцевых микроклинах в миароловых пустотах в виде кристаллов среди микроклина. Отмечен как аксессуарный в пегматитах гранит-сиенитового массива Алайского хребта (Южный Тянь-Шань) вместе с ридмергнёритом, эвдиалитом, стиллуэллитом, пирохлором, кальцитом и галенитом [9, 24]. Найден в центральной (цеолитовой) зоне пегматоидной залежи «Юбилейная» на горе Карнасург в Ловозерском массиве на Кольском полуострове [12]; образовался одновременно с розовым натролитом позже ломоносавита и метасиликатов, но раньше белого натролита, раита, зорита и маунтинита, образует сростания с нептунином и голубым нарсарсукитом. В Хибинском массиве (Кольский полуостров) встречен в блоках интенсивно фенитизированных гнейсов, превращенных в ортоклазиты, в ассоциации с вадентом, щербаковитом, Nb-лабунцовитом [17]. Предполагается, что лейкофенит образовался на ранней стадии калиевого метасоматоза за счет первичных аксессуарных титанита, ильменита, турмалина. На горе Сент-Илер в пров. Квебек (Канада) [11, 25] обнаружен в пустотах нефелиновых сиенитов и связанных с ними пегматитов, а также в кварцевых жилах, секущих роговики. В нефелиновом сиените встречается с микроклином, альбитом, кальцитом, волокнистым рамзаитом, игольчатым эгирином; в пегматитах, кроме того, с содалитом, эльпидитом, полилитоном, анкилитом, пирротинном и пиритом; в кварцевых жилах сопровождается лимонно-желтым нарсарсукитом, пурпурным флюоритом, кальцитом, карлтонитом, анальцимом, эгирином, рамзаитом, молибденитом и галенитом.

В штатах Юта и Вайоминг (США) приурочен к осадочной третичной формации Грин-Ривер, является аутигенным [10, 26]. В округах Дючесн и Уинта (шт. Юта) найден в нефтеносном доломитовом сланце в ассоциации с шортитом, ридмергнёритом, эйтелитом, сирлезитом и крокидолитом [23, 26]. В шт. Вайоминг (округ Суитуотер) — с тронной, маккельвейитом, лабунцовитом, сирлезитом [26, 27]; возможно, образовался при взаимодействии вулканического пепла с сильно солеными растворами [23].

Отл. В отличие от внешне сходного петалита не окрашивает пламя в красный цвет.

Межплоскостные расстояния лейкофенита, Сент-Илер, пров. Квебек (Канада) [11]

CuK α -излучение, $D = 114,6$ м

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|---------------------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|----------|---------------------|
| 110; 020 | 90 | 8,45 | 311; 132 | 10 | 2,855 | 133; 332 | 5 | 2,169 | <5 | 1,765 |
| 200; 130 | 20 | 4,870 | 330; 060 | 40 | 2,813 | 223; 133 | <5 | 2,130 | 20 | 1,735 |
| 220; 040 | 100 | 4,222 | 042 | 40 | 2,732 | 203 | 20 | 2,105 | 5 | 1,703 |
| 131 | 20 | 4,092 | 061 | 10 | 2,616 | 402 | 5 | 2,077 | 20 | 1,684 |
| 131 | 10 | 3,980 | 331 | 5 | 2,577 | 262; 223 | 10 | 2,045 | 10 | 1,664 |
| 201 | 10 | 3,936 | 312 | 10 | 2,460 | 081; 422 | 10 | 2,018 | 10 | 1,628 |
| 221 | 20 | 3,728 | 260 | 30 | 2,434 | 313 | 10 | 1,972 | 5 | 1,610 |
| 221 | 30 | 3,569 | 261 | 5 | 2,327 | 243 | <5 | 1,952 | 20 | 1,594 |
| 112 | 70 | 3,371 | 023 | 5 | 2,306 | 280 | 10 | 1,933 | <5 | 1,580 |
| 022 | 50 | 3,306 | 261; 113; } 332; 401 } | 40 | 2,280 | 511; 531 | 5 | 1,899 | 5 | 1,562 |
| 112 | 30 | 3,250 | 351 | 5 | 2,255 | 243 | <5 | 1,882 | 10 | 1,544 |
| 240; 150 | 30 | 3,189 | 171 | 5 | 2,231 | 371 | <5 | 1,849 | 10 | 1,527 |
| 202; 241 | 30 | 2,982 | 171 | 5 | 2,216 | | 10 | 1,822 | 10 | 1,515 |
| 151 | 10 | 2,930 | 203; 351 | 5 | 2,203 | | 20 | 1,799 | | И еще много лний |
| 151; 241 | 60 | 2,891 | | | | | 5 | 1,784 | | |

Имеются также порошковые рентгенограммы для гренландского [14], якутского [14] и хибинского [17] лейкофенитов.

Л и т е р а т у р а

1. Flink G. // Medd. Grønland. 1898. Vol. 14. P. 236.
2. Flink G., Bøggild N. B., Winther C. // Ibid. 1901. Vol. 24, P. 137.
3. Шумяцкая Н. Г., Воронков А. А., Пятенко Ю. А. // Кристаллография. 1968. Т. 13, вып. 1. С. 165.
4. Шумяцкая Н. Г., Воронков А. А., Белов Н. В. // Там же. 1971. Т. 16, вып. 3. С. 492.
5. Белов Н. В. // Минерал. сб. Львов, 1971. № 25, вып. 4. С. 299; Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976. С. 251.
6. Сандомирский П. А., Симонов М. А., Белов Н. В. // ДАН СССР. 1978. Т. 238, № 4. С. 851.
7. Малиновский Ю. А., Ямнова Н. А. // Там же. 1981. Т. 257, № 5. С. 1128.
8. Малиновский Ю. А. // V Всесоюз. симпоз. по пробл. изоморфизма: Тез. докл. Черно-голова, 1981. С. 6.
9. Дусматов В. Д., Ефимов А. Ф. // Докл. АН ТаджССР. 1975. Т. 18, № 12. С. 24.
10. Rabst A., Milton Ch. // Amer. Miner. 1972. Vol. 57, N 11/12. P. 1801.
11. Chao G. Y., Watkinson D. H. // Canad. Miner. 1972. Vol. 11, pt 4. P. 851.
12. Мерьков А. Н., Недорезова А. П., Буссен И. В., Кондратьева В. В., Кульчицкая Е. А., Латышева Л. Г., Меньшиков Ю. П. // Зап. ВМО. 1975. Т. 104, № 3; Буссен И. В., Еськова Е. М., Меньшиков Ю. П., Мерьков А. Н., Семенов Е. И., Хомяков А. П. // Проблемы геологии редких элементов. М.: Наука, 1978. С. 251.
13. Пушаровский Д. Ю., Белов Н. В. // Кристаллография. 1978. Т. 23, вып. 4. С. 756.
14. Ефимов А. Ф., Катаева З. Т. // ДАН СССР. 1959. Т. 129, № 4. С. 896; Ефимов А. Ф., Кравченко С. М., Власова Е. В. // Тр. ИМГРЭ. 1963. Вып. 16. С. 141.
15. Bøggild O. B. // Medd. Grønland. 1953. Vol. 149, N 3. P. 264.
16. Milton Ch., Chao E. C. T., Fahey J. J., Mrose M. E. // Intern. Geol. Congr.: Rep. XXI Sess. Norden, 1960. Vol. 21. P. 171.
17. Капустин Ю. Л. // Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1982. Вып. 30. С. 189.
18. Гафт М. Л., Горобец Б. С., Хомяков А. П. // ДАН СССР. 1981. Т. 260, № 5. С. 1234.
19. Поваренных А. С., Дусматов В. Д. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1970. Вып. 4. С. 3.
20. Рудницкая Е. С., Власова Е. В. // Изоморфизм в минералах. М.: Наука, 1975. С. 208.
21. Larsen E. S. // US Geol. Surv. Bull. 1921. N 679. P. 100, 221.
22. Кравченко С. М., Капустин Ю. Л., Катаева З. Т., Быкова А. В. // ДАН СССР. 1982. Т. 263, № 2. С. 435.
23. Milton Ch., Axelrod J. M., Sherwood A. M. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1953. Vol. 64. P. 1454; Amer. Miner. 1954. Vol. 39, N 3/4. P. 337.
24. Дусматов В. Д., Попова Н. А., Кабанова Л. К. // Докл. АН ТаджССР. 1967. Т. 10, № 10. С. 51.
25. Chao G. Y., Harris D. C., Hounslow A. W., Mandarino J. A., Perrault G. // Canad. Miner. 1967. Vol. 9, pt 1. P. 109.
26. Milton Ch., Chao E. C. T., Axelrod J. M., Grimaldi F. S. // Amer. Miner. 1960. Vol. 45, N 1/2. P. 188.
27. Bradley W. H., Eugster H. P. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1969. N 496-B. P. 1.

Силикаты с четырех-, пяти- и восьмичленными кольцами тетраэдров

СТРУКТУРА ТИПА ЛЕЙКОФАНА

ГРУППА ЛЕЙКОФАНА

| | Сингония | a_0 | b_0 | c_0 | Уд. в |
|---|----------|--------|--------|-------|-------|
| Лейкофан $\text{CaNa}[\text{BeSi}_2\text{O}_6\text{F}]$ | Ромб. | 7,401 | 7,420 | 9,939 | 2,96 |
| Мелинофан $\text{Ca}(\text{Na}, \text{Ca})[\text{BeSi}_2\text{O}_6(\text{F}, \text{O})]$ | Тетраг. | 10,516 | — | 9,887 | 3,02 |
| Семеновит $\text{Na}_8\text{Ca}_2\text{TR}_2\text{Fe}^{2+}[\text{Si}_{14}\text{Be}_6\text{O}_{40}\text{F}_8]$ | Ромб. | 13,879 | 13,835 | 9,942 | 3,12 |

Сходство структур лейкофана [1] и мелинофана [2] выражается в наличии слоев из SiO_4 - и BeO_4 -тетраэдров, параллельных (001) и связанных между собой Ca и Na. Различие заключается в расположении Si и Be в слоях структуры: в лейкофане SiO_4 -тетраэдры образуют бесконечные цепочки, соединенные тетраэдрами Be, в мелинофане — перекрещивающиеся цепочки, в которых выделяются 16-членные кольца с одиночными SiO_4 -тетраэдрами в центре. Be соединяет центральный тетраэдр с тетраэдрами кольца. Позиции Na лейкофана статистически заполнены Na и Ca в мелинофане.

Сходные структуры отмечаются для мелилита $\text{Ca}_2\text{Mg}[\text{Si}_2\text{O}_7]$ [3], гюггаита $\text{Ca}_2[\text{BeSi}_2\text{O}_7]$ [4] (см. справочник «Минералы». 1981. Т. 3, вып. 1. С. 540) и аминовита $\text{Ca}_3\text{Be}_2[\text{Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ [5] (см. справочник «Минералы». 1981. Т. 3, вып. 2. С. 918), однако в их слоях выделяются либо диортогруппы Si_2O_7 , связанные тетраэдрами Mg или Be (соответственно в мелилите и гюггаите), либо тройные линейные группы Si_3O_{10} , связанные также тетраэдрами Be (в аминовите). Таким образом, размещение Si и Be в тетраэдрических слоях всех упомянутых минералов различно. Позиция Ca мелилита и гюггаита распадается в лейкофане и мелинофане на две, занятые Ca и (Na, Ca). Если, следуя Золтаи [6, 7], пренебречь качественным различием между тетраэдрами SiO_4 и BeO_4 , образующими единый тетраэдрический слой, то лейкофан и мелинофан можно рассматривать как слоистые бериллосиликаты. Сходную структуру имеет семеновит [8].

Согласно Negro и др. [2], в зависимости от содержания F и Na в мелилите (и его В-аналоге — гюггаите), мелинофане и лейкофане происходит понижение симметрии этих минералов:

| | F (на форм. ед.) | Na (на форм. ед.) | Пространственная группа |
|------------------|---------------------|----------------------|----------------------------|
| Меллит (гюггаит) | 0 | 0 | $P4_2/m$ |
| Мелинофан | 3,4 | 2/3 | $I4$ |
| Лейкофан | 1 | 1 | $P2_12_12_1$ |

Лейкофан и мелинофан (а также гюггаит) имеют однотипные химические формулы с равным числом катионов и анионов и различаются лишь соотношением Ca—Na и O—F. Формально (без учета различий распределения Si и Be в структуре) они представляются членами единой серии с замещением одного из двух атомов Ca на Na, в которой лейкофан и гюггаит являются крайними Na- и Ca-членами. Росс [9] считал все три названия синонимами. Однако и по чисто химическим особенностям образуемый ими ряд, по-видимому, не непрерывный, о чем свидетельствуют различия в структурах этих минералов. По мнению некоторых исследователей [10, 11], существует непрерывность в составе в ряду соединений между аминовитом и мелинофаном. Но аминовит имеет структуру и формулу иного типа, и изоморфизм его с минералами данной группы невозможен. По Христи [12], место мелинофана и лейкофана в ряду геленит—окерманит—Ве-геленит (гюггаит).

Л и т е р а т у р а

1. Canillo E., Giuseppetti G., Tazzoli V. // Acta crystallogr. 1967. Vol. 23, pt 2. P. 255.
2. Dal Negro A., Rossi G., Ungaretti L. // Ibid. P. 260.
3. Warren B. E. // Ztschr. Kristallogr. 1930. Bd. 74, H. 2. S. 131.
4. Coria C. // Atti Accad. sci. Torino. Cl. sci. fis., mat. e natur. 1953. Vol. 88, P. 153.
5. Coda A., Rossi G., Ungaretti L. // Atti Accad. naz. Lincei. Rend. Cl. sci. fis., mat. e natur. 1967. Vol. 43, N 2. P. 225.
6. Zoltai T. // Amer. Miner. 1960. Vol. 45, N 9/10. P. 960.

7. Coda A. // Rend. Soc. miner. e petrol. 1969. Vol. 25, fasc. 2. P. 195.
8. Mazzi F., Ungaretti L., Dal Negro A., Petersen O. V., Prensbo J. G. // Amer. Miner. 1979. Vol. 64, N 1/2. P. 202.
9. Ross M. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1964. N 468. P. 16.
10. Семенов Е. И. // Тр. ИМГРЭ. 1957. Вып. 1. С. 60; Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972. С. 233.
11. Канустин Ю. Л. // ДАН СССР. 1973. Т. 209, № 1. С. 177.
12. Christie O. H. J. // Norsk geol. tidsskr. 1962. Bd. 42, h. 1/2. S. 1.

Лейкофан Leucorphan



Впервые найден Эсмарком, назван по способности давать близкие к белым рефлексы; от греч. *λευκος* (лейкос) — белый и *φαινεσθαι* (файнестаи) — казаться (Эрдманн, 1840).

Синон. Лейкофанит (leucorphanite) [1].

Характ. выдел. Кристаллы (обычно от долей миллиметра до 1 см, значительно реже до 10 см); пластинчатые и игольчатые выделения; скопления неправильной формы — петельчатые, пятнистые, полосчатые; веерообразные сростки, сферолиты (иногда с полой сердцевинной), скелетные и футлярovidные образования.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_2^4 — $P2_12_12_1$ [2, 3]. $Z = 4$.

| $a_0(\text{Å})$ | b_0 | c_0 | $a_0:b_0:c_0$ | Местонахождение | Ссылка |
|-----------------|-------|-------|---------------|---------------------------|--------|
| 7,401 | 7,420 | 9,939 | 0,997:1:1,339 | Лангесунс-фьорд, Норвегия | [3] |
| 7,38 | 7,38 | 9,94 | 1:1:1,346 | То же | [2] |
| 7,39 | 7,39 | 9,98 | 1:1:1,350 | » | [4] |
| 7,43 | 7,44 | 9,95 | 0,999:1:1,337 | Сибирь | [5] |
| 7,38 | 7,38 | 9,99 | 1:1:1,354 | Тува | [6] |
| 7,40 | 7,37 | 9,90 | 1,004:1:1,343 | Русская платформа | [7] |

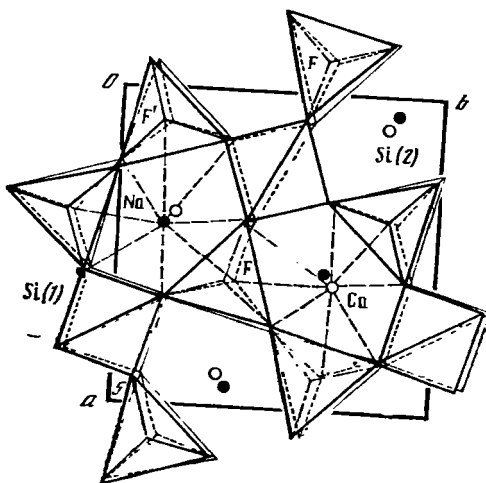
Псевдоячейка: $a_0=7,39$, $c_0=4,99$ Å [4]. $Z=2$.

Для структуры лейкофана [3] характерны бесконечные зигзагообразные цепочки SiO_4 -тетраэдров, параллельные [010]. Эти цепочки соединены между собой тетраэдрами BeO_4 с образованием параллельных (001) слоев, между которыми располагаются атомы Ca и Na (фиг. 146). Цепочки SiO_4 -тетраэдров, по-видимому, обуславливают спайность по (100) и (101); спайность по (001) объясняется наличием слоев TO_4 в структуре. Атомы Si занимают в структуре две симметрически не эквивалентные позиции Si (1) и Si (2). В тетраэдрах BeO_3F один из атомов кислорода, не связанный с Si, замещен на F. Координационные Ca- и Na-многогранники представлены искаженными тригональными призмами. В тетраэдрическом слое группы SiO_4 и BeO_3F образуют пятичленные кольца.

Межатомные расстояния (Å): Si(1)—O—1,634, Si(2)—O—1,615, Be—O—1,610 (средние значения), Ca—O—2,354—3,032, Na—O—2,352—2,945, Be—F—1,570, Ca—F—2,531, Na—F—2,381 и 2,773. Углы (средние): O—Si(1)—O— $109^\circ 24'$, O—Si(2)—O— $109^\circ 18'$, (O, F)—Be—(O, F)— $109^\circ 24'$.

Ромбо-тетраэдр. кл. D_2 —222 ($3L_2$). $a : b : c = 0,9939 : 1 : 0,6722$ [8].

Наблюдавшиеся формы (по Гольдшмиду, 1897):



Фиг. 146. Структура лейкофана в проекции на (001) (по Каннилло и др.)

| | | φ | ρ | φ_1 | ρ_1 | φ_2 | ρ_2 |
|-----------|--------|-----------|--------|-------------|----------|-------------|----------|
| <i>c</i> | 001 | — | 0°00' | 90°00' | 90°00' | 0°00' | 90°00' |
| <i>b</i> | 010 | 0°00' | 90 00 | 0 00 | 90 00 | 0 00 | 0 00 |
| <i>a</i> | 100 | 90 00 | 90 00 | 90 00 | 0 00 | 90 00 | 90 00 |
| <i>m</i> | 110 | 45 10 | 90 00 | 0 00 | 44 50 | 90 00 | 45 10 |
| <i>n</i> | 310 | 71 40 | 90 00 | 0 00 | 18 20 | 90 00 | 71 40 |
| <i>z</i> | 056 | 0 00 | 29 15 | 60 45 | 90 00 | 0 00 | 60 45 |
| <i>y</i> | 054 | 0 00 | 40 02 | 49 58 | 90 00 | 0 00 | 49 58 |
| <i>x</i> | 021 | 0 00 | 53 21 | 36 39 | 90 00 | 0 00 | 36 39 |
| <i>l</i> | 106 | 90 00 | 6 26 | 90 00 | 83 34 | 6 26 | 90 00 |
| <i>k</i> | 105 | 90 00 | 7 42 | 90 00 | 82 18 | 7 42 | 90 00 |
| <i>i</i> | 104 | 90 00 | 9 36 | 90 00 | 80 24 | 9 36 | 90 00 |
| <i>h</i> | 103 | 90 00 | 12 42 | 90 00 | 77 18 | 12 42 | 90 00 |
| <i>e</i> | 101 | 90 00 | 34 04 | 90 00 | 55 56 | 34 04 | 90 00 |
| <i>f</i> | 201 | 90 00 | 53 31 | 90 00 | 36 29 | 53 31 | 90 00 |
| <i>g</i> | 401 | 90 00 | 69 43 | 90 00 | 20 17 | 69 43 | 90 00 |
| α | 119 | 45 10 | 6 03 | 85 44 | 85 43 | 4 18 | 85 45 |
| β | 118 | 45 10 | 6 48 | 85 12 | 85 11 | 4 50 | 85 13 |
| γ | 117 | 45 10 | 7 45 | 84 31 | 84 31 | 5 31 | 84 33 |
| δ | 116 | 45 10 | 9 02 | 83 37 | 83 37 | 6 26 | 83 39 |
| <i>e</i> | 225 | 45 10 | 20 52 | 74 57 | 75 22 | 15 08 | 75 27 |
| ζ | 223 | 45 10 | 32 26 | 65 52 | 67 38 | 24 16 | 67 47 |
| <i>v</i> | 445 | 45 10 | 37 20 | 61 44 | 64 31 | 28 25 | 64 41 |
| <i>p</i> | 111 | 45 10 | 43 38 | 56 06 | 60 42 | 34 04 | 60 54 |
| <i>q</i> | 221 | 45 10 | 62 20 | 36 39 | 51 05 | 53 31 | 51 22 |
| μ | 122 | 26 42 | 36 57 | 56 06 | 74 20 | 18 41 | 57 31 |
| <i>A</i> | 8.7.12 | 48 59 | 30 51 | 68 46 | 67 14 | 24 16 | 70 20 |
| λ | 212 | 63 34 | 37 03 | 71 26 | 57 20 | 34 04 | 74 27 |

$$mm (110):(1\bar{1}0) = 89^\circ 40'$$

$$cq (001):(221) = 62 20$$

$$mf (110):(201) = 55 13$$

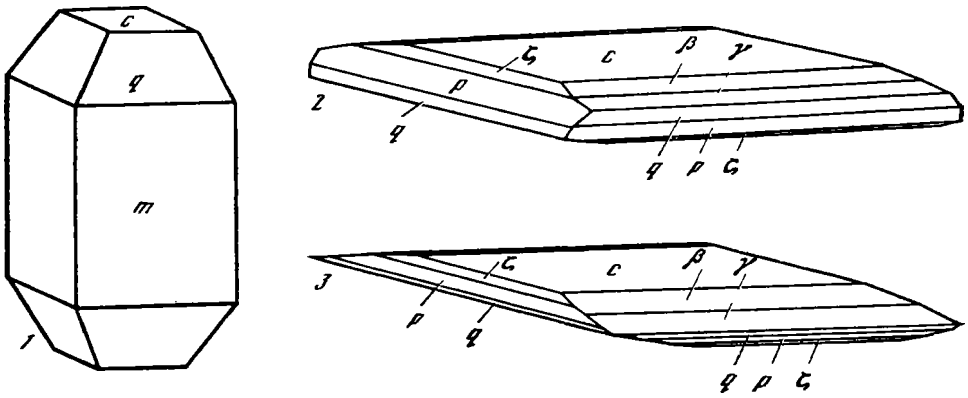
$$pp (111):(111) = 58 13'$$

$$qq (221):(221) = 77 17$$

$$ff (201):(201) = 107 02$$

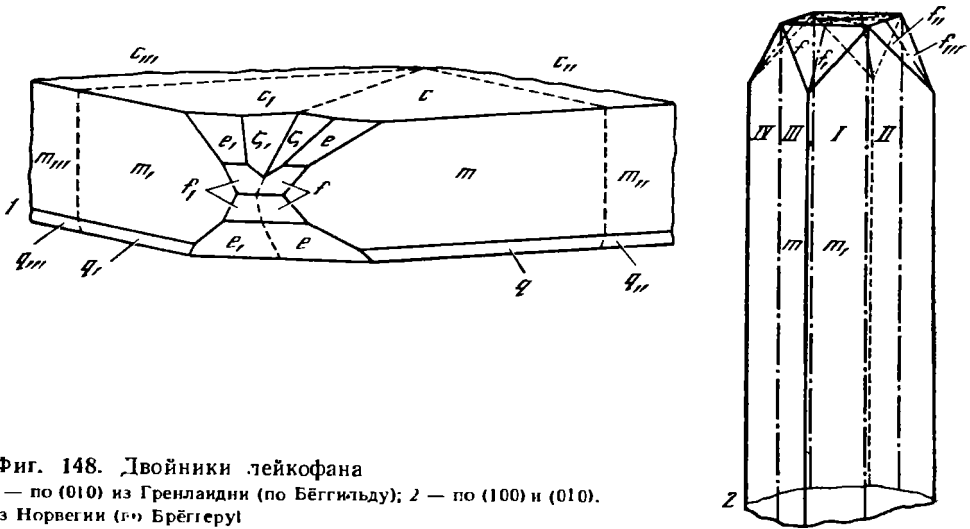
Кристаллы лейкофана короткопризматические, таблитчатые, псевдотетрагональные (фиг. 147) [8, 9]. Грани (001) многих кристаллов искривлены, покрыты бороздками; большинство других граней ровные, блестящие. Известны двойники по (010), (001), а также сложные полисинтетические двойники по (100) и (010) (фиг. 148). Наблюдались кристаллы лейкофана, сгруппированные в сферолиты, которые в краевых частях расщепляются на уплощенные листочки. Выделения лейкофана из метасоматических руд содержат мелкую вкрапленность микроклина и флюорита. Для кристаллов лейкофана из альбититов характерны включения альбита размером 0,01—0,02 мм и магнезиорибекита, количество включений возрастает к краям кристаллов. Иногда в лейкофане наблюдаются включения тонкопластинчатого катаплеита. Лейкофан из щелочных пегматитов часто пронизан шестоватыми кристаллами эгирина и волокнистыми выделениями астрофиллита.

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (001) совершенная, по (100) и (101) несовершенная. Тв. 3,5—4. Микротвердость 369—430 кгс/мм² (при нагрузке 50 гс) [10, 11]. Уд. в. 2,93—2,98 (вычисл. 2,961). Очень хрупок. Изл. раковистый. Цв. белый, желтовато-белый, светло-желтый, желтовато-зеленый, зеленый. Некоторые кристаллы прозрачны или полупрозрачны. Бл. стеклянный. Иногда трещиноват [12]. Обнаруживает пьезоэффект [2]. В ультрафиолетовых лучах наблюдается желто-красное, розовато-красное, розовато-сиреневое и пурпурно-красное свечение [13—16], а также фиолетово-голубое ($\lambda = 3650 \text{ \AA}$) [5, 17] и голубое [9, 18]; в катодных лучах — оранжевое, розовато-оранжевое [5, 12, 16], желто-красное или пурпурно-красное [13]. Изучены спектры люминесценции природного и синтетического лейкофана [18, 19]. Люминесцентные свойства обусловлены редкоземельными элементами и Mn^{2+} . В ИК-спектрах



Фиг. 147. Кристаллы лейкофана

1 — из Гренландии (по Бëггильду); 2, 3 — из Норвегии (по Брëггеру)



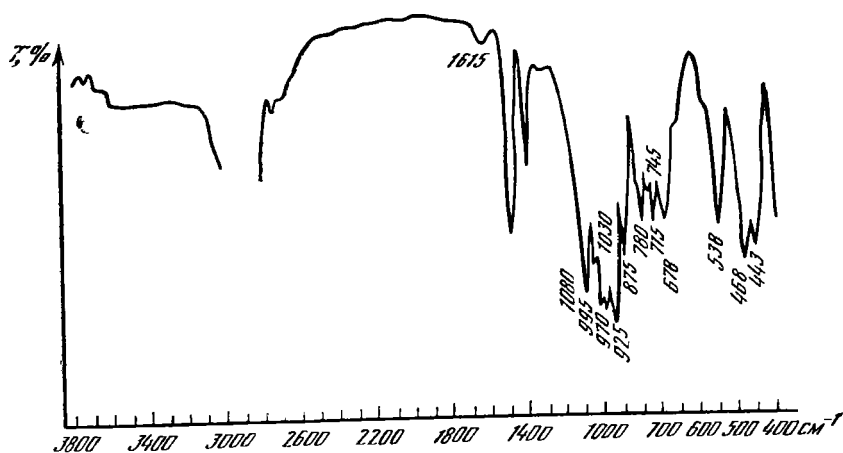
Фиг. 148. Двойники лейкофана

1 — по (010) из Гренландии (по Бëггильду); 2 — по (100) и (010) из Норвегии (по Брëггеру)

лейкофана выделяются следующие наиболее интенсивные полосы поглощения (см^{-1}): 1090, 1000, 975, 935, 886, 791, 726, 695, 544, 476, 445 [20]. По данным [5, 21] (фиг. 149), полосы поглощения лейкофана: 1080, 1030, 995, 970, 925, 875, 780, 745, 715, 678, 538, 468 и 443 см^{-1} . Полосы в интервале $670\text{--}800 \text{ см}^{-1}$ могут быть отнесены к колебаниям Be—O . На основании ИК-спектров поглощения в лейкофане предполагается присутствие OH (слабые полосы при 3570 , 3580 и 3720 см^{-1}) и H_2O (1615 и широкая полоса в области $3200\text{--}3600 \text{ см}^{-1}$) [21, 22]. Однако, скорее всего, молекулярная H_2O является сорбированной [12].

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветен. Плеохроизм отсутствует. Двоосный, иногда одноосный (—) [12]. Пл. опт. осей (100). $N_g=b$, $N_p=c$ [23]. $n_g=1,590\text{--}1,598$, $n_v=1,590\text{--}1,596$, $n_p=1,563\text{--}1,575$, $n_g-n_p=0,025\text{--}0,027$. $2V$ колеблется от 30 до 50° . Дисперсия слабая, $r>v$. Погасание прямое. Удлинение, как правило, положительное, очень редко отрицательное [12]. Части сложные и полисинтетические двойники [5, 11, 17, 22].

Хим. Теор. состав: $\text{Na}_2\text{O}—12,74$, $\text{CaO}—23,05$, $\text{BeO}—10,28$, $\text{SiO}_2—49,40$, $\text{F}—7,81$. Предполагаются изоморфные замещения по схемам $\text{CaO} \rightarrow \text{NaF}$, $2\text{Al} \rightarrow \text{BeSi}$, $\text{CaAl} \rightarrow \text{NaSi}$, $\text{CaBe} \rightarrow \text{NaAl}$ [14]. По составу лейкофан может рассматриваться как крайний натриевый член изоморфного ряда, Са-членом которого является гюгнаит $\text{Ca}_2\text{BeSi}_2\text{O}_7$ (или его водный аналог аминовит), а промежуточным между ними — мелинофан [14, 24]. Однако вряд ли изоморфный ряд непрерывен [6, 14].



Фиг. 149. ИК-спектр лейкофана (по Солнцевой)

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|----------|---------|---------|
| Na ₂ O | 10,20 | 11,26 | 10,27 | 12,42 | 10,79 | 13,14 | 11,78 |
| K ₂ O | 0,31 | 0,30 | 0,30 | — | 0,70 | 0,02 | — |
| BeO | 11,51 | 10,70 | 11,97 | 10,03 | 11,52 | 10,77 | 8,91 |
| CaO | 25,00 | 23,37 | 23,37 | 22,94 | 23,65 | 20,90 | 18,69 |
| MgO | — | 0,17 | — | 0,27 | 0,30 | 0,10 | — |
| MnO | 1,01 | — | — | — | — | Не обн. | — |
| Fe ₂ O ₃ | — | — | — | — | 0,22 | » | — |
| Al ₂ O ₃ | — | 1,03 | — | 0,45 | 2,32 | 0,55 | 0,80 |
| SiO ₂ | 47,82 | 47,03 | 48,38 | 48,50 | 45,98 | 49,69 | 49,72 |
| H ₂ O ⁺ | — | — | — | 1,08 | 0,83 | 1,29 | 0,84 |
| F | 6,17 | 6,57 | 6,77 | 5,94 | 7,04 | 5,71 | 7,35 |
| Сумма | 102,02 | 100,43 | 101,06 | 101,63 | (103,35) | 102,17 | (98,09) |
| — O = F ₂ | 2,58 | 2,75 | 2,83 | 2,48 | 2,96 | 2,39 | 3,08 |
| | 99,44 | 97,68 | 98,23 | 99,15 | 100,39 | 99,78 | 5,01 |
| Уд. в. | — | 2,97 | — | 2,959 | 2,980 | — | 2,97 |
| n _g | — | 1,597 | — | 1,598 | 1,596 | — | 1,593 |
| n _m | — | 1,594 | — | 1,595 | 1,594 | — | 1,590 |
| n _p | — | 1,571 | — | 1,571 | 1,570 | — | 1,565 |
| (-) 2V | — | 30° | — | 39°02' | 40° | — | 36° |

1—4 — Лангесунс-фьорд (Норвегия) [8]; 1 — анал. Эрдман, 2, 3 — анал. Раммельсберг, уд. в. и оптика по [5]. 4 — анал. Вэкстрём; 5 — гора Непха, Ловозерский массив (Кольский полуостров), анал. Казакова. в оригинале сумма 103,36, спектроскопически установлены Sr, Mn, La, Ce, Y [14]; 6 — Хибинский массив (Кольский полуостров), анал. Кульчицкая, кроме того, Li₂O — 0,002 (Rb, Cs, P, Ti и CO₂ не обн.) [25]; 7 — гора Сент-Илер, Квебек (Канада), анал. и сумма в оригинале не указаны [15].

| | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|---------|---------|---------|
| Na ₂ O | 11,30 | 10,20 | 11,43 | 12,15 | 9,08 | 11,60 | 11,73 |
| K ₂ O | 0,68 | 0,76 | 0,11 | 0,84 | 0,52 | 0,80 | 0,74 |
| BeO | 10,55 | 10,40 | 10,11 | 10,38 | 10,09 | 11,90 | 11,86 |
| CaO | 24,40 | 25,00 | 24,26 | 24,00 | 27,60 | 24,50 | 24,60 |
| MgO | 0,35 | 0,30 | 0,10 | 0,20 | 0,45 | Сл. | — |
| MnO | — | — | 0,14 | 0,02 | Не обн. | — | — |
| Fe ₂ O ₃ | 0,35 | 0,24 | 0,49 | 0,05 | 1,06 | 0,25 | — |
| Al ₂ O ₃ | 0,58 | — | 0,23 | Сл. | 2,68 | Не обн. | Не обн. |
| TR ₂ O ₃ | 0,41 | 0,58 | 0,03 | — | Не обн. | — | — |

| | | | | | | | |
|-------------------------------|----------|----------|--------|-----------|---------|---------|----------|
| SiO ₂ | 46,90 | 47,80 | 47,42 | 48,00 | 44,18 | 47,00 | 47,26 |
| TiO ₂ | — | 0,15 | 0,03 | Сл. | Не обн. | — | — |
| H ₂ O ⁺ | 0,81 | 0,75 | 1,18* | — | 0,53 | Не обн. | Сл. |
| F | 6,78 | 7,00 | 6,94 | 5,00 | 7,16 | 7,07 | 7,14 |
| Сумма | (103,11) | (103,18) | 102,47 | 100,64 | 103,35 | 103,12 | (103,33) |
| — O = F ₂ | 2,83 | 2,94 | 2,91 | 2,10 | 3,01 | 2,92 | 2,93 |
| | 100,28 | 100,24 | 99,56 | 98,54 | 100,34 | 100,20 | (100,40) |
| Уд. в. | 2,96 | — | 2,97 | 2,93—2,97 | 2,96 | 2,96 | 2,98 |
| n _g | 1,596 | 1,590 | 1,594 | 1,596 | 1,595 | 1,597 | 1,598 |
| n _m | 1,592 | — | 1,591 | — | — | 1,594 | 1,595 |
| n _p | 1,571 | 1,563 | 1,573 | 1,570 | 1,570 | 1,571 | 1,573 |
| (—) 2V ⁰ | 50 | 50 | 50 | — | 40 | 49 | 49 |

* H₂O⁻ — сл.

8, 9—Северное Прибайкалье: 8—анал. Столярова, спектроскопически установлены Zr, Sr, Ti, Mn [17]; 9—анал. Быкова, в оригинале сумма не указана, спектроскопически установлены Mn, Nb, P, Cu, Pb [26]; 10—Сибирь, анал. Ухна и Колосникова [21] (по [5] анал. Липатова), спектроскопически установлены Cu, Pb, Ti, Sn, Y. TR разделены, анал. Бурсук (%): Y₂O₃ = 0,026, Yb₂O₃ < 0,0016, Th < 0,016 [21]; 11, 12—Русская платформа: 11—анал. Макарова [12], 12—анал. Шумкова [16]; 13, 14—Тувинская АССР, анал. Казакова (13—лейкофан 1-й, 14—2-й генерации), в оригинале анализа 14 суммы 99,80; спектроскопически установлены Sr, Cu, Mn, Zn, Al [27].

В лейкофане из сиенит-пегматитов Северного Прибайкалья (массив Бурпала) состав группы редких земель (% к их сумме): La₂O₃ — 11,0; Ce₂O₃ — 44,0; Pr₂O₃ — 2,5; Nd₂O₃ — 15,0; Gd₂O₃ — 3,5; Dy₂O₃ — 3,5; Yb₂O₃ — 0,5; Y₂O₃ — 20,0 (спектрографическое определение, анал. Бурсук) [28]; в образце из того же массива, содержащем 0,41% TR₂O₃, состав редкоземельных элементов (% к их сумме): La — 9,2; Ce — 25,7; Pr — 5,5; Nd — 10,4; Sm — 4,5; Gd — 5,1; Dy — 7,2; Er — 1,2; Y — 31,1 (хроматографическое определение) [26]. Спектроскопическим методом в лейкофане установлен Eu²⁺ [19].

Диагн. исп. Наиболее легко растворяется в концентрированной HCl (61—63% в течение 2 ч), менее растворим в 50% HNO₃ (26%) и весьма слабо — в 50% H₂SO₄ (16%) [12]. При травлении крепкой HF в течение 1,5 мин образуются слабо углубленные ромбоздрические фигуры травления [9].

Повед. при нагр. Кривая ДТА лейкофана из альбитизированных диабазов [12] характеризуется двумя незначительными экзотермическими эффектами при 370 и 950° и еще более слабым эндотермическим эффектом в интервале 730—850° (разрушение кристаллической решетки).

Наход. Генетически связан с щелочными породами агпайтового ряда и их пегматитами, а также с редкометалльными метасоматитами — производными щелочных и субщелочных гранитов. Ранее считался редким, но в Сибири найдено месторождение, в котором к главным минералам наряду с флюоритом принадлежит и лейкофан [21]. Впервые обнаружен в Южной Норвегии на о-ве Ловен (Лангесунс-фьорд) в пегматитах авгитовых сиенитов с астрофиллитом, эгирином, мозандритом, полевыми шпатами, анальцимом, натролитом [8]; лейкофан образует таблитчатые, короткопризматические и призматические кристаллы. Позднее кристаллы лейкофана были обнаружены в содалитовых сиенитах и пегматитах щелочного массива Илимаусак в Гренландии (месторождения Кангердлуарсук и Нарсарсук) в тесных сростаниях с астрофиллитом и эгирином [29]. В том же массиве в секущих науяитах альбит-эвдиалитовых жилах лейкофан образует сферолиты и изометричные выделения размером до 3 мм, отмечен также в альбититах Куанефельда [30]. В Канаде (гора Сент-Илер, пров. Квебек) встречен в жеодах среди нефелиновых сиенитов с анальцимом и серандитом в виде короткопризматических и таблитчатых кристаллов [15]. В СССР впервые был найден в 1957 г. на Кольском полуострове в Ловозерском массиве нефелиновых сиенитов (луявритов) горы Непха [14]. Встречен в центральной (натролитовой) части пегматитовых жил в виде сферолитов в пустотах розового натроли-

та вместе с апатитом, полилитионитом, флюоритом, куплетским; как и в месторождениях Норвегии и Гренландии, образовался в поздние стадии формирования щелочных пегматитов при существенной роли пневматолитовых и гидротермальных процессов. В том же регионе в Хибинском массиве лейкофан установлен на горе Эвслогчорр в натролитовой жиле, секущей гнейсовидно-порфириформные рихсчорриты, в виде крупных плоских прозрачных кристаллов в тесной ассоциации с вадеитом [25]. В Северном Прибайкалье аксессуарный лейкофан обнаружен в массиве Бурпала [17, 26, 28]: в зонах альбитизации нефелиновых и кварцевых сиенитов и в альбитизированных пегматитах приконтактной части массива и во флюоритизированных трахитоидных сиенитах центральной его части; лейкофан как аксессуарный минерал характерен также для альбитовых прожилков. Находится в ассоциации с лепидомеланом, катаплеитом, бритолиитом, рамзаитом и натролитом; часто выделения лейкофана пронизаны шестоватыми кристаллами эгирина. Рост кристаллов лейкофана, очевидно, происходил метасоматическим путем в позднюю стадию формирования жил сахаровидного альбита, об этом свидетельствуют многочисленные реликтовые включения альбита в лейкофане.

В Сибири в лейкофан-флюоритовом месторождении [5, 21, 22] лейкофан-флюоритовые метасоматические тела или прожилковые и вкрапленные обособления приурочены к контакту мезозойских щелочных рибекитовых гранитов с известняками, кристаллическими сланцами, алевролитами и амфиболитами нижнего кембрия. Лейкофан связан со второй (флюорит-бериллиевой) стадией минерализации, следовавшей за стадией альбитизации. При замещении известняков возникли лейкофан-флюоритовые выделения с 20% лейкофана и небольшим количеством микроклина, рибекита, волластонита, апатита, бритолита, циркона, фенакита; флюорит-лейкофановую минерализацию в гранитах, амфиболитах, скарнированных известняках и скарнах сопровождают также гадолинит, даналит, миларит. По температурам гомогенизации газовой-жидких включений во флюорите установлено, что формирование лейкофан-флюоритового оруденения происходило в интервале температур 490—200°. Ассоциация флюорита с лейкофаном определяется активностью F, Na и Be в высокотемпературных растворах при их взаимодействии с породами [31].

В Туве в массивах Дугду, Коргеретаба, Баянкол и Пичехоль лейкофан обнаружен [27] как редкий аксессуарный минерал в пегматитах, альбититах и жилах с флюоритом. Распределен неравномерно. Представлен несколькими генерациями: I — в эгирин-арфведсонитовых пегматитах; округлые выделения (до 2 × 3 см) заполняют промежутки между кристаллами микроклина и проросшие игольчатыми кристаллами эгирина, встречается с флюоритом, астрофиллитом и катаплеитом; II — в альбитизированных участках пегматитов и в альбититах; мелкие (1 мм) пластинки лейкофана с вростками альбита находятся в ассоциации с цирконом, флюоритом, пиритом, вѐлеритом; III — в эгирин-лепидомелановых пегматитах; крупнопластинчатые сростки (до 5 × 4 см) в массе натролита вместе с акмитом, катаплеитом, андрадитом. В жилах с флюоритом встречен в тонкопластинчатых белых кристаллах, двоянных по базису, вместе с цеолитами и альбитом, иногда развивается по аминовиту.

На Русской платформе лейкофан обнаружен [12, 16] в амфибол-альбит-лейкофановых метасоматитах по габбро-диабазам верхнего протерозоя. Представлен очень мелкими зернами (0,1—0,3 мм) в кварц-актинолит-альбитовых и кварц-эпидот-эденит-альбитовых метасоматитах. В ассоциации с лейкофаном встречаются ортит, гематит, апатит, флюорит, бастнезит, манганит, титанит, барилит, сподумен, чевкинит. Лейкофан образовался в результате взаимодействия щелочных (существенно натриевых) растворов с породами основного состава — амфиболитизированными диабазами [16].

Отл. По форме выделений лейкофан напоминает бертрандит и мелинофан. От бертрандита отличается меньшей прозрачностью, большим удельным весом, меньшими показателями преломления и меньшим углом оптических осей, от мелинофана — двуосностью и несколько меньшими показателями преломления

(для мелинофана характерны также веерообразные сростки кристаллов с клиновидными окончаниями) [5, 22].

Изм. При выветривании лейкофана образуется тонкая белая пленка, вероятно, водных силикатов Be [14]. В ходе кварцевого метасоматоза замещался гидрослюдами, кальцитом, флюоритом, кварцем, минералом типа берtrandита [16]. Иногда зерна лейкофана становятся более рыхлыми у их поверхности [22].

Искусств. Имеется указание на существование синтетического лейкофана [18], но условия получения его не охарактеризованы.

Межплоскостные расстояния лейкофана из Тувы [6]

Cu—Ni-излучение, $D = 57,3$ мм

| l | $d(\text{Å})$ | l | $d(\text{Å})$ | l | $d(\text{Å})$ | l | $d(\text{Å})$ |
|-----|---------------|-----|---------------|-----|---------------|-----|---------------|
| 1 | 5,98 | 1 | 2,32 | 2,5 | 1,481 | 1 | 1,171 |
| 1,5 | 4,96 | 2,5 | 2,20 | 1 | 1,411 | 1 | 1,141 |
| 2,5 | 3,62 | 2,5 | 1,992 | 1 | 1,397 | 1 | 1,124 |
| 1 | 3,30 | 1 | 1,845 | 1 | 1,375 | 1 | 1,094 |
| 2,5 | 2,96 | 1 | 1,745 | 1 | 1,350 | 1 | 0,994 |
| 10 | 2,75 | 1 | 1,702 | 2 | 1,323 | 1 | 0,970 |
| 2 | 2,62 | 2 | 1,652 | 1 | 1,234 | 1 | 0,902 |
| 4,5 | 2,33 | 2 | 1,582 | 1 | 1,216 | 1 | 0,846 |

Л и т е р а т у р а

- Zachariassen W. H. // Ztschr. Kristallogr. 1930. Bd. 74, H. 2. S. 226.
- Абрашев К. К. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1963. Вып. 14. С. 200.
- Cannillo E., Giuseppetti G., Tazzoli V. // Acta crystallogr. 1967. Vol. 23, pt 2. P. 255; 1966. Vol. 21, pt 7. P. 45. Ref.: 1969. Vol. 25, pt 5. P. 993.
- Zachariassen W. H. // Norsk geol. tidsskr. 1931. Bd. 12. S. 577.
- Шацкая В. Т. // Минералогия гидротермальных месторождений бериллия. М.: Недра, 1976. С. 113.
- Капустин Ю. Л. // ДАН СССР. 1973. Т. 209, № 1. С. 177.
- Зубков Л. Б., Яковлева С. В., Моржедова Р. Н. // Науч. тр. Гиредмета. 1971. Т. 35. С. 72.
- Brögger W. C. // Ztschr. Kristallogr. 1890. Bd. 16. S. 246.
- Böggild O. B. // Medd. Grønland. 1905. Vol. 32. P. 350.
- Лебедева С. И. // Тр. ИМГРЭ. 1961. Вып. 6. С. 89.
- Лебедева С. И. Микротвердость минералов. М.: Недра, 1977. 106 с.
- Зубков Л. Б., Галаджева Н. И. // Минерал. сб. Львов, 1974. № 28, вып. 2. С. 72.
- Митрофанов С. И. Исследование полезных ископаемых на обогатимость. М.: Госгортехиздат, 1962. 553 с.
- Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ. 1957. Вып. 1. С. 60; Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972. С. 233.
- Chao G. Y. // Canad. Miner. 1967. Vol. 9, pt 2. P. 286.
- Ганзеева Л. В., Бедржицкая К. В., Шучкова Н. Г. // Минералогические исследования. М.: ИМГРЭ, 1973. Вып. 3. С. 25.
- Портнов А. М. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1964. Вып. 15. С. 229.
- Горобец Б. С., Прокофьев И. В. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 4. С. 117.
- Платонов А. Н., Таращан А. Н. // Новые методы исследования минералов и горных пород: Материалы совещ. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 29.
- Поваренных А. С., Нефедов Е. И. // Геол. журн. АН УССР. 1971. Т. 31, вып. 5. С. 13.
- Шацкая В. Т., Жданов Р. Г. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1969. Вып. 19. С. 239.
- Шацкая В. Т. // Бериллиевые минералы перспективных типов месторождений. М.: ВИМС, 1973. С. 253.
- Larsen E. S. Geol. Surv. Bull. 1921. N 679. P. 253.
- Ross M. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1964. N 468. P. 16.
- Костылева-Лабунцова Е. Е., Боруцкии Б. Е., Соколова М. Н., Шлюкова З. В., Дорфман М. Д., Дудкин О. Б., Козырева Л. В. // Минералогия Хибинского массива. М.: Наука, 1978. Т. 2. С. 349.
- Хомьяков А. П. // Минералогические исследования. М.: ИМГРЭ, 1972. Вып. 2. С. 25.
- Капустин Ю. Л. // Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М.: Наука, 1973. С. 66.
- Портнов А. М., Ганзеев А. А., Бурсук К. В. // ДАН СССР. 1967. Т. 174, № 5. С. 1188.
- Böggild O. B. // Medd. Grønland. 1953. Vol. 149, N 3. P. 311.
- Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Илимаусак. М.: Наука, 1969. 112 с.
- Косач Я. А., Дмитриева А. Н. // ДАН СССР. 1973. Т. 211, № 6. С. 1433.

Мелинофан Melinophan



Впервые упомянут Шерером в 1852 г. (образец из Южной Норвегии). Назван по цвету — от греческого μέλι (мели) — мед и φαίνεσθαι (файнестай) — казаться, появляться [1].

Синон. Мелифанит — meliphanite [2]; мелифан — meliphane (Шерер, 1852); мелинофанит — melinophanite [3].

Характ. выдел. Кристаллы (до 1,5×0,3 см), сноповидные, лучистые, веерообразные и розетковидные агрегаты (до 0,5 см, иногда до 5 см), субпараллельные или беспорядочные сростки пластинчатых кристаллов (1—2 см²×2—3 мм), зерна неправильной формы.

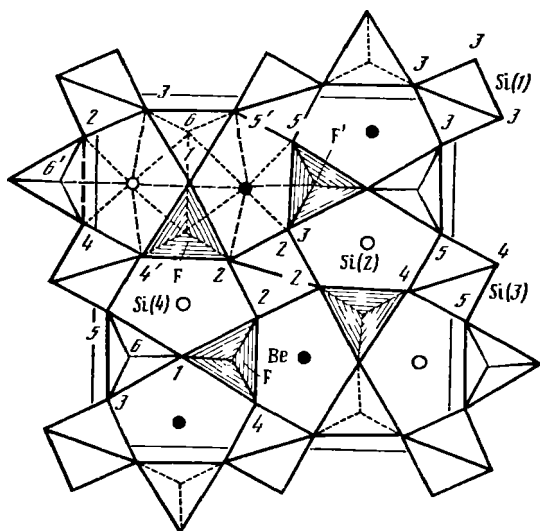
Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $S_4^2-1\bar{4}$ (возможны $C_4^6-1\bar{4}$ и $C_{4h}^6-1\bar{4}/m$) 4].

| a_0 | c_0 | $a_0:c_0$ | Местонахождение | Анализ | Ссылка |
|--------|-------|-----------|--|--------|--------|
| 10,516 | 9,887 | 1,064 | Норвегия | | [4] |
| 10,62 | 9,94 | 1,068 | » | | [5] |
| 10,60 | 9,90 | 1,071 | » | 5 | [6] |
| 10,59 | 9,90 | 1,070 | » | | [7] |
| 10,61 | 9,90 | 1,072 | Тува | | [7] |
| 10,62 | 9,881 | 1,067 | Сахарйокский массив Кольский полуостров | 7 | [8] |
| 10,48 | 9,906 | 1,058 | Сибирь | 2 | [9] |
| 10,43 | 9,829 | 1,061 | » | | [9] |
| 10,51 | 9,91 | 1,061 | » | 1 | [10] |

Псевдоячейка имеет $a_0=7,49$, $c_0=4,93$; $a_0=7,50$, $c_0=4,96$ Å, $Z=2$ [6].

В структуре мелинофана (рис. 150) [4] SiO₄-тетраэдры соединены в двухмерные слои, в которых выделяются зигзагообразные цепочки, образующие

при пересечении 16-членные кольца. Центры колец заняты изолированными SiO₄-тетраэдрами, которые соединены с кольцами посредством Be(O, F)₄-групп. Как и в лейкофане, вся система тетраэдров образует слои из пятичленных колец, параллельные (001) и связанные между собой атомами Ca и Na. Последние располагаются в двух искаженных тригональных призмах, одна из которых образована пятью атомами O и одним F и занята Ca, другая — четырьмя атомами O и двумя атомами F, она занята Ca и Na. Таким образом, замещение Ca—Na частично упорядочено. F не входит в координацию Si, он связан с Be, Ca и Na. Al замещает Si преимущественно в положении Si (1).



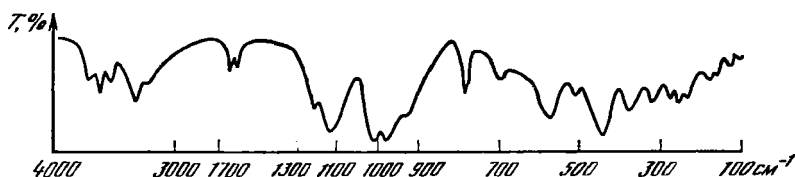
Фиг. 150. Структура мелинофана в проекции вдоль [001] (по Негро и др.)

Межатомные расстояния (Å): Si (1)—O — 1,729, Si (2)—O — 1,680, Si (3)—O — 1,656, Si (4)—O — 1,640, Be—O — 1,617 (средние значения); Ca—O — 2,335—2,736, (Na, Ca) — O — 2,318—2,815; Be—F — 1,586, Ca—F — 2,498, (Na, Ca)—F — 2,358 и 2,607. Углы (средние): O—Si (1)—O — 110°0', O—Si (2)—O — 110°42', O—Si (3)—O — 109°06', O—Si (4)—O — 109°24', O—Be—(O, F) — 109°24'.

По Меллии и Мерлино [11], отмечается некоторое структурное сходство не только с мелилитом, но и с гелландитом.

Кристаллы призматические [12], реже имеют вид тупых пирамид [2], также пластинчатые (таблитчатые) [1], иногда с клиновидными окончаниями [9]. Известны двойники по базопинакоиду [12, 13]. Развиты грани (001) и (100). Некоторые кристаллы зональны: в центральной части светлые, к поверхности — темно-коричневые [12].

Физ. св. Сп. по (001) совершенная [8, 12, 14], средняя [2,3], Тв. 5—6. Микро-твердость 607—688, ср. 624 кгс/мм² [15, 16]. Хрупок [10]. Уд. в. 2,6—3,05 (вычисл. 3,024). Цв. белый, желтый, желтоватый, зеленоватый, в тонких пластинках бесцветный; прозрачный или полупрозрачный; при выветривании красный, черный. Черта белая. Бл. стеклянный, иногда перламутровый. Слабо триболюминесцирует [3].



Фиг. 151. ИК-спектр мелинофана (по Новиковой)

ИК-спектр мелинофана (фиг. 151) [9, 14, 17] характеризуется следующими полосами поглощения: полоса в области 1100—900 см⁻¹ (с максимумами 1090, 1010, 960, 900 см⁻¹) соответствует валентным колебаниям связей Si—O; полоса в области 600—400 см⁻¹ (с максимумами 550, 505, 480, 460 см⁻¹) — деформационным колебаниям Si—O; полоса 820—625 см⁻¹ характеризует валентные, а около 320 см⁻¹ — деформационные колебания Be—O; полосу в интервале 260—170 см⁻¹ относят к колебаниям (Na, Ca)—O. ИК-спектры мелинофана из разных месторождений отличаются по ширине полос в областях валентных и деформационных колебаний Si—O. Появление в спектре полос 1160—1190 см⁻¹, вероятно, соответствует колебаниям Al—O (замещение Si⁴⁺ на Al³⁺); полосу 690 см⁻¹ можно рассматривать как результат статистического замещения Be²⁺ на Al³⁺.

Микр. Одноосный, реже двуосный, (—). $Np = c$. Плеохроизм не выражен или по Ng — медово-желтый до буровато-желтого, по Np — зеленовато-желтый. Удлинение (—). $n_g = 1,610—1,618$, $n_p = 1,591—1,598$, $n_g - n_p = 0,019—0,020$. 2V очень небольшой (до 36° — по Винчеллу). Иногда наблюдается полисинтетическое двойникование [10].

Хим. Содержание Be и F в мелинофане довольно постоянно. Количества Na и Ca, изоморфно замещающих друг друга, соответственно меняются.

В мелинофане из Тувы (анал. Фабрикова) [13] методом фотометрии пламени найдено Na₂O — 9,04%, K₂O — 0,72%. В мелинофане из Узбекистана [12] спектральным анализом обнаружены: >1% — Be, Ca, Mg, Al, Si; около 1% — Na, Mn; 0, n % — Fe, V, Sr, Cu, Ba, Cr; 0, 0 n % — Ni; 0,00 n % — Sn, Ti, Co, Ga.

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Na ₂ O | 4,66 | 5,51 | 5,80 | 7,86 | 7,98 | 8,55 | 8,72 |
| K ₂ O | 0,06 | 0,10 | 0,18 | 2,23 | 0,23 | 1,40 | 0,01 |
| BeO | 10,42 | 8,97 | 10,14 | 9,43 | 9,80 | 11,74 | 9,57 |
| CaO | 32,62 | 29,82 | 31,20 | 29,68 | 29,56 | 26,74 | 28,70 |
| MgO | 0,40 | 0,20 | 0,16 | 0,11 | 0,16 | 0,11 | 0,10 |
| MnO | 0,15 | 0,22 | 0,21 | 0,14 | — | — | 0,03 |
| Al ₂ O ₃ | 2,70 | 4,00 | 3,41 | Сл. | 4,61 | 1,57 | 5,98 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,34 | 0,55 | 0,61 | — | — | | 0,12 |
| B ₂ O ₃ | 0,18 | 0,60 | 0,82 | — | — | — | — |

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--------------------------------|--------|---------|--------|--------|--------|-------|----------|
| TR ₂ O ₃ | 0,10 | — | — | — | — | — | 0,55 |
| TiO ₂ | 0,01 | 0,03 | 0,01 | — | — | — | Не обн. |
| SiO ₂ | 41,91 | 41,26 | 41,03 | 46,20 | 43,60 | 43,66 | 42,42 |
| CO ₂ | 1,74 | — | 2,19 | — | — | — | — |
| H ₂ O ⁺ | 1,98 | 2,49 | 1,34 | — | — | 0,30 | 0,25 |
| H ₂ O ⁻ | 0,23 | Не обн. | 0,29 | — | — | | Не обн. |
| F | 4,40 | 7,38 | 4,52 | 5,64 | 5,43 | 5,73 | 5,76 |
| Сумма | 101,90 | 101,13 | 101,91 | 101,29 | 101,37 | 99,80 | 102,29 * |
| — O = F ₂ | 1,85 | 3,11 | 1,90 | 2,37 | 2,29 | 2,40 | 2,42 |
| | 100,05 | 98,02 | 100,01 | 98,92 | 99,08 | 97,40 | 99,87 |

* В том числе Li₂O—0,08.

1—3—Сибирь (CO₂, по-видимому, относится к примеси кальцита): 1, 2—флюорит-фенакит-берtrandитовые месторождения, анал. Синюгина и Пурусова [9, 10, 17], 3—флюорит-бериллиевое рудопроявление, анал. Пурусова и Столярова [14]; 4—минерал типа мелинофана, из мозандритовой жилы на горе Иидичвумчорр, Хибинский массив (Кольский полуостров), анал. Черник [18]; 5, 6—Лангесунс-фьорд, Норвегия (5—анал. Бекстрём, 6—анал. Раммельсберг) [1]; 7—Сахарйокский массив, Кольский полуостров, анал. Кульничкая [8]

Состав группы редких земель (% к сумме TR₂O₃, хим. анализ 7) в мелинофане из Сахарйокского массива, Кольский полуостров [8]: La₂O₃ — 5,3; CeO₂ — 12,3; Pr₂O₃ — 0,3; Nd₂O₃ — 6,8; Sm₂O₃ — 1,6; (Eu, Gd)₂O₃ — 2,3; (Tb, Y)₂O₃ — 54,5; Dy₂O₃ — 5,2; Ho₂O₃ — 0,7; Er₂O₃ — 4,7; Tm₂O₃ — 0,6; (Yb, Lu)₂O₃ — 5,5. Состав редкоземельных элементов (‰ к их сумме) в мелинофане из Лангесунс-фьорда (Норвегия) при TR₂O₃=0,41% (анал. Баринский) [19]: La — 23; Ce — 44; Pr — 3,9; Nd — 15; Sm — 3,6; Dy — 1,6; Er — 0,2; Y — (5).

Диagn. исп. В H₂SO₄ нерастворим, в HCl нерастворим или слабо растворим. П. п. тр. плавится, вспучиваясь с образованием грязно-белой эмали. Окрашивает пламя в оранжево-желтый цвет. При нагревании в запаянной трубке обнаруживается разъедание стекла. Крепкой HF травится неравномерно: на разных плоскостях образуется разное количество фигур травления продолговатой, треугольной или эллиптической формы.

Нахожд. Наряду с другими Ве-минералами появляется на конечных стадиях образования некоторых щелочных пегматитов агпайтового ряда. Указывается возможность как привноса Ве, так и его высвобождения из темноцветных минералов [20]. Кристаллизуется при избытке в растворах Са и Na [9].

Впервые встречен в Лангесунс-фьорде (Норвегия) в пегматитах нефелиновых сиенитов и авгит-сиенитов с канкринитом, эгирином и гомилитом, часто с флюоритом, цирконом, гранатом, вёлеритом, цеолитом [1]. В Сибири мелинофан обнаружен близ штоков граносиенитов в зонах, сложенных флюоритовыми породами с фенакитом и берtrandитом. Приурочен к участкам скарнов, в которых интенсивно проявилась флюоритизация, местами наблюдается замещение мелинофаном фенакита [14, 17], часто является основным бериллиевым минералом этих метасоматитов. Обнаружен также в альбититах и альбитизированных пегматитах массивов Дугду, Чавач и Пичехоль (Тува) [13]; образует спорадическую неравномерную вкрапленность, вместе с бритолином, торитом, цирконом, реже — с эвдиалитом и вёлеритом. В Темиркабуке, в Западном Узбекистане, — весьма редкий акцессорный минерал диопсидовой скарноидной породы, залегающей на контакте силурийских сланцев с варисскими гранитоидами [12]. Кристаллы мелинофана приурочены к выделениям кварца, цементирующего раздробленный диопсид. На Кольском полуострове акцессорный мелинофан обнаружен в Сахарйокском щелочном массиве по контакту ксенолита метасоматического измененного метагабброанортозита с вмещающими полосчатыми биотит-роговообманковыми миаскитами [8]; в Хибинском массиве минерал типа мелинофана с цирконом, пирохлором и мозандритом встречен в мозандритовой жиле на горе Иидичвумчорр [18].

Изм. В карбонатизированных участках флюорит-фенакит-бертрандитового типа мелинофан замещается миларитом [14] и карбонатом (с образованием псевдоморфоз). В зоне выветривания становится красным [3] или покрывается рыхлыми белыми пленками [10].

Отл. От лейкофана отличается более уплощенными формами кристаллических индивидов, веерообразным характером их сростков и клиновидными окончаниями кристаллов, несколько большими показателями преломления и одноосностью [10].

Межплоскостные расстояния мелинофана из Сибири [9] *

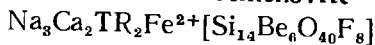
| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|----------|--------------|
| 202 | 4 | 3,56 | 334 | 4 | 1,741 | 5 | 1,207 |
| | 5 | 3,31 | 135 | 6 | 1,697 | 3 | 1,141 |
| 222 | 5 | 2,945 | 260 | 4 | 1,648 | 3 | 1,131 |
| 312 | 10 | 2,728 | | 2 | 1,577 | 4 | 1,108 |
| 123 | 2 | 2,608 | 263 | 4 | 1,474 | 5 | 1,095 |
| 133 | 5 | 2,336 | 007 | 2 | 1,399 | 3 | 1,012 |
| 332 | 4 | 2,21 | 355 | 5 | 1,325 | | |
| 150; 224 | 3 | 2,105 | 080 | 2 | 1,312 | | |
| 134 | 6 | 1,979 | 008 | 5 | 1,238 | | |
| 044; 350 | 4 | 1,793 | 570 | 5 | 1,216 | | |

* Условия съемки не указаны.

Л и т е р а т у р а

1. Brögger W. C. // Ztschr. Kristallogr. 1890. Bd. 16. S. 279.
2. Larsen E. S. // US Geol. Surv. Bull. 1921. N 679. P. 196, 225.
3. Егоров И. Н. // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1964. Т. 1. С. 94; Т. 2. С. 137.
4. Dal Negro A., Rossi G., Ungaretti L. // Acta crystallogr. 1967. Vol. 23, pt 2. P. 260.
5. Dal Negro A., Rossi G., Ungaretti L. // Acta Crystallogr. A. 1966. Vol. 21, pt 7. P. 65.
6. Zachariasen W. H. // Ztschr. Kristallogr. 1930. Bd. 74. S. 226; Norsk geol. tidsskr. 1931. Bd. 12. S. 577.
7. Капустин Ю. Л. // ДАН СССР. 1973. Т. 209, № 1. С. 177.
8. Бельков И. В., Денисов А. П. // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. Вып. 6. С. 221.
9. Шацкая В. Т. // Бериллиевые минералы перспективных типов месторождений. М.: ВИМС, 1973. С. 66, 262.
10. Шацкая В. Т. // Минералогия гидротермальных месторождений бериллия. М.: Недра, 1976. С. 113.
11. Mellini M., Merlino S. // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 1/2. P. 89.
12. Бадалов С. Т. // Минералы Узбекистана. Ташкент: Фан, 1976. Т. 3. С. 112.
13. Капустин Ю. Л. // Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М.: Наука, 1973. С. 66.
14. Новикова М. И., Сидоренко Г. А., Шацкая В. Т. // Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Л.: Наука, 1975. С. 49.
15. Аксенова Е. К. // Бериллиевые минералы перспективных типов месторождений. М.: ВИМС, 1973. С. 84.
16. Лебедева С. И. // Микротвердость минералов. М.: Недра, 1977. С. 106.
17. Новикова М. И. // Очерки по генетической минералогии гидротермальных месторождений бериллия. М.: Наука, 1976. С. 59.
18. Черник Г. П. // Горн. журн. 1927. № 12. С. 740.
19. Семенов Е. И. // Минералогия редких земель. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 195.
20. Гинзбург А. И. // Геология месторождений редких элементов. М.: Госгеолтехиздат, 1961. Вып. 9. С. 19.

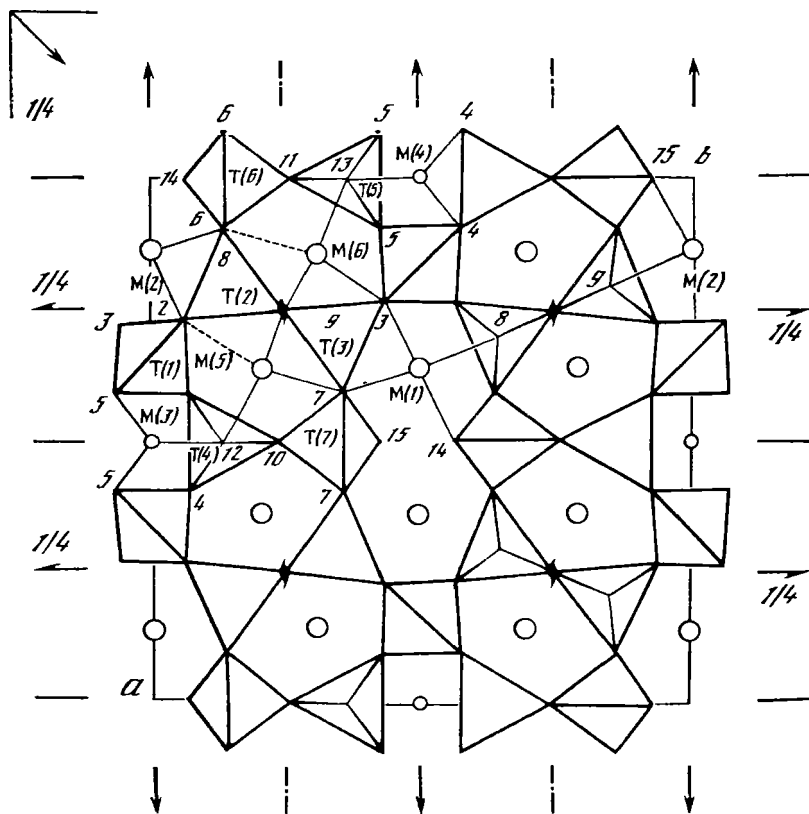
Семеновит Semenovite



Назван по имени советского минералога Е. И. Семенова, принимавшего участие в изучении минералогии Иллимаусака в Южной Гренландии [1].

Характ. выдел. Кристаллы (0,1—1,0 мм, редко до 10 мм), грубозернистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{12} — $Pmnn$ или C_{2v}^{10} — $P2nn$. $a_0 = 13,879$,



Фиг. 152. Структура семеновита в проекции вдоль [001] (по Мацци и др.)

$b_0=13,835$, $c_0=9,942$ Å [2], $a_0 : b_0 : c_0=1,003 : 1 : 0,719$, $Z=2$; псевдотетрагональный, $a_0=13,866$, $c_0=9,892$ Å [1].

В структуре семеновита [2] SiO_4 - и BeO_4 -тетраэдры, связанные в 4-, 5- и 8-членные кольца, образуют слои, параллельные (001) (фиг. 152). Три тетраэдра — два Т(3) и один Т(5) — из каждых десяти заняты Be, остальные — Si. В тетраэдре Т(1) все атомы О — мостиковые, во всех других тетраэдрах имеется по одному неразделенному кислороду. Тетраэдрические слои чередуются с интервалом $c/2$ и соединены между собой катионами TR, Ca и Na в восьмивершинниках М(1), М(5) и М(6), Fe и Mn в октаэдрах М(3). Одна из катионных позиций — М(2) — может быть свободной или занятой Na, следствием чего является непостоянное содержание в минерале Na_2O . Октаэдр М(4) — свободный. Позиции О(9) и О(3) заняты F, OH, О(15) — OH, О. С учетом структурных данных предложена [2] формула $\text{Na}_{0-2}(\text{Na}, \text{Ca})_8\text{TR}_2(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Zn}, \text{Ti})[(\text{Si}, \text{Be})_{20}(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_{48}]$.

Межатомные расстояния (Å): в SiO_4 -тетраэдрах Si—O от 1,562 до 1,691, O—O от 2,568 до 2,723; в BeO_4 -тетраэдрах Be—O от 1,552 до 1,731, O—O от 2,595 до 2,757; в MO_6 -октаэдрах M—O от 2,121 до 2,375; в MO_8 -полиэдрах M—O от 2,355 до 2,942. Углы (град): O—Si—O от 103,1 до 115,4; O—Be—O от 97,1 до 114,8.

Структура семеновита сходна со структурами мелинофана и лейкофана [2].

Кристаллы дипирамидальные, развиты грани (111), реже (110). Грани неровные, ступенчатые [1]. Характерны двойники по (110), которые создают тетрагональную псевдосимметрию [2].

Физ. св. Сп. не обнаружена. Изл. неровный. Цвет неизменного семеновита бурый или красновато-бурый. Окраска зерен часто зональная (в центре зерен почти белая). Бл. стеклянный. Слабо измененный — темно-серый, сильно из-

мененный — светло-серый с матовым блеском. Тв. $3\frac{1}{2}$ —4. Уд. в. 3,140 [1] (вычисл. 3,12—3,14 [2]).

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветный прозрачный или серовато-бурый полупрозрачный. Двусный (—). Пл. опт. осей || (010). $N_p=c$. $n_g=n_m=1,614$, $n_p=1,595$, $n_g-n_p=0,019$. $2V=55^\circ$; в двойниках $2V$ от нескольких градусов до 30 — 40° . Всегда наблюдается тонкое двойникование, дв. пл. (110).

Хим. Теор. состав: Na_2O — 13,48; CaO — 6,09; TR_2O_3 — 17,93; FeO — 3,91; SiO_2 — 45,65; BeO — 8,15; F — 8,26. Содержания Na_2O и SiO_2 варьируют, причем минимальны они во внешних частях зональных кристаллов, а максимальны — в незональном зерне. В отдельных зонах некоторых кристаллов семеновита несколько возрастает содержание Ce и Ca и уменьшается количество La по направлению к периферии кристалла.

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | | 1 | 2 | 3 |
|-------------------------|-------|--------|------|---------------------------------------|-------|------|------|
| Na_2O | 11,0 | 8,3 | 13,3 | SiO_2 | 42,8 | 42,7 | 46,3 |
| K_2O | 0,1 | 0,1 | 0,1 | TiO_2 | — | 0,2 | 0,2 |
| BeO | 8,2 | — | — | $\text{H}_2\text{O}_{600-1200^\circ}$ | 1,0 | — | — |
| CaO | 6,0 | 7,6 | 7,3 | H_2O_{600} | 0,9 | — | — |
| MnO | 1,8 | 1,2 | 1,2 | F | 4,5 | — | — |
| FeO | 0,8 | 1,8 | 2,1 | Сумма | 100,2 | 80,5 | 88,5 |
| ZnO | 0,5 | 0,9 | 0,1 | — $\text{O}=\text{F}_2$ | 1,9 | | |
| PbO | 0,5 | — | — | | 98,3 | | |
| Al_2O_3 | 0,7 | 0,1 | 0,1 | | | | |
| Fe_2O_3 | 2,4 | — | — | | | | |
| TR_2O_3 | 19,0* | 17,62* | 17,8 | | | | |

* Состав группы редких земель, включая CeO_2 (%): Y_2O_3 —2,3, CeO_2 —6,8, La_2O_3 —6,8, Nd_2O_3 —1,2, Gd_2O_3 —0,6, (Sm, Eu) —0,3 [1]. ** Состав группы редкоземельных элементов (% к их сумме): Ce —46, La —29, Y —7, Nd —14, $\text{Gd}+\text{Sm}+\text{Eu}$ —4 [2].

1—3—семеновит из Илимаусака: 1—микрхимический анализ, анал. Хаисен (вода определена как потеря веса при нагревании до 600° и от 600 до 1200° , за вычетом F) [1], 2, 3—микрроиодидовые анализы, анал. не указаны (2—внешние части зональных кристаллов, 3—незональный кристалл) [2].

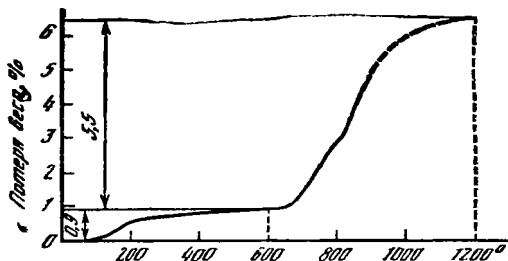
Повед. при нагр. На термогравиметрической кривой (фиг. 153) фиксируется потеря веса $0,9\%$ между 50 и 600° и $5,5\%$ между 650 и 1200° , связанная с выделением H_2O и F соответственно [1].

Находж. Обнаружен в районе оз. Тасек щелочного массива Илимаусак (Южная Гренландия) в пустотах и открытых мелких трещинах эпидидимитового и эвдидимитсодержащего альбитита, залегающего среди науяитов. Образовался в наиболее позднюю стадию гидротермальной деятельности вместе с литневой слюдой, эпидидимитом и альбитом [1].

Межплоскостные расстояния семеновита из Илимаусака [1]

$\text{CuK}\alpha$ -излучение

| hkl | I | $d(\text{Å})$ | hkl | I | $d(\text{Å})$ | hkl | I | $d(\text{Å})$ |
|----------|-----|---------------|----------|-----|---------------|----------|-----|---------------|
| 110 | 3 | 9,871 | 321 | 1 | 3,584 | 440 | 2 | 2,452 |
| 101 | 7 | 8,082 | 222 | 3 | 3,483 | 441; 530 | 4 | 2,380 |
| 111; 200 | 4 | 6,949 | 312 | 10 | 3,282 | 413 | 1 | 2,353 |
| 201 | 1 | 5,689 | 411 | 4 | 3,182 | 531; 600 | 4 | 2,312 |
| 211 | 4 | 5,250 | 420; 331 | 4 | 3,104 | 404 | 1 | 2,016 |
| 221; 310 | 3 | 4,396 | 402 | 10 | 2,841 | 613 | 1 | 1,876 |
| 301 | 2 | 4,187 | 332 | 10 | 2,727 | 800 | 1 | 1,733 |
| 202 | 1 | 4,031 | 501; 431 | 3 | 2,670 | 732 | 4 | 1,709 |
| 212 | 1 | 3,868 | | | | | | |



Фиг. 153. Кривая потери веса семеновита (по Петерсену и Ренсбо)

Фиг. 153. Кривая потери веса семеновита несколько возрастает содержание Ce и Ca и уменьшается количество La по направлению к периферии кристалла.

Л и т е р а т у р а

1. Petersen O. V., Rönso J. G. // Lithos. 1972. Vol. 5, N 2. P. 163.
2. Mazzi F., Ungaretti L., Dal Negro A., Petersen O. V., Rönso J. G. // Amer. Miner. 1979. Vol. 64, N 1/2. P. 202.

Силикаты с четырех-, шести-, восьми- и двенадцатичленными кольцами тетраэдров

СТРУКТУРА ТИПА ДЕЛИИТА

ГРУППА ДЕЛИИТА

| | Сингония | a_0 | b_0 | c_0 | Уд. в. |
|---|------------|-------|-------|-------|--------|
| Делиит $K_2Zr [Si_6O_{15}]$ | Трикл. * | 7,371 | 7,730 | 6,912 | 2,84 |
| Армстронгит $CaZr [Si_6O_{15}] \cdot 2,5 H_2O$ | Монокл. ** | 14,04 | 14,16 | 7,81 | 2,71 |
| Сажинит $Na_2Ce [Si_6O_{14}] (OH) \cdot 1,5 H_2O$ | Ромб. | 7,50 | 15,62 | 7,35 | 2,61 |
| Даванит $K_2Ti [Si_6O_{15}]$ | Трикл. ** | 7,14 | 7,53 | 6,93 | 2,76 |
| [Терскит] $Na_4Zr [Si_6O_{15}] (OH)_2 \cdot nH_2O$ | Ромб. | 14,12 | 14,69 | 7,51 | 2,74 |

* $\alpha=106^\circ14'$, $\beta=111^\circ27'$, $\gamma=100^\circ00'$. ** $\beta=109^\circ33'$. ** $\alpha=103^\circ21'$, $\beta=114^\circ29'$, $\gamma=93^\circ53'$.

В основе структуры этих минералов [1] находится делиитовая гофрированная сетка, которую можно рассматривать как результат конденсации тетраэдрических лент, вытянутых параллельно [100]. Получающаяся из лент сетка содержит 8-, 6- и 4-членные кольца SiO_4 -тетраэдров, обращенные в разные стороны от своих оснований. Катионы образуют колонки из чередующихся высоковалентных и низковалентных катионов, параллельные тетраэдрическим лентам из 8-членных колец SiO_4 -тетраэдров. Специфика структуры каждого минерала группы определяется прежде всего его катионным составом. Различны и способы, какими кремнекислородные ленты связываются в слои (сетки), степень деформации кремнекислородных слоев и взаимное расположение катионных колонок и анионных слоев [1, 2].

Сандомирским и Беловым [3] выделено ОД-семейство армстронгита, в которое входят следующие минералы, построенные из одинаковых структурных единиц: эльпидит (см. справочник «Минералы». 1981. Т. 3, вып. 3. С. 317), армстронгит, делиит. Их ОД-характер проявляется в полнсинтетическом двойниковании; показана возможность получения структур этих минералов из одинаковых слоев $[Zr_2(Si_5O_9-3/2)_4]_{\infty\infty}$.

Черты сходства [1] имеются в структурах искусственных соединений: $K_3NdSi_6O_{15}$ [4], $NaNdSi_6O_{13}(OH)_2 \cdot nH_2O$ [5], $K_2Be_2Si_6O_{15}$ [6], а также $K_2TiSi_6O_{15}$, соответствующего природному даваниту [7]. Терскит помещен в группу делиита условно по сходству типа кремнекислородного радикала и параметров элементарной ячейки.

Л и т е р а т у р а

1. Шумяцкая Н. Г., Воронков А. А., Пятенко Ю. А. // Кристаллография. 1980. Т. 25, вып. 4. С. 728.
2. Кашаев А. А., Сапожников А. Н. // Там же. 1978. Т. 23, вып. 5. С. 956.
3. Сандомирский П. А., Белов Н. В. // Геохимия. 1979. № 8. С. 1140.
4. Пуцаровский Д. Ю., Карпов О. Г., Победимская Е. А., Белов Н. В. // ДАН СССР. 1977. Т. 234, № 6. С. 1323.
5. Карпов О. Г., Пуцаровский Д. Ю., Победимская Е. А., Буриштейн И. Ф., Белов Н. В. // Там же. Т. 236, № 3. С. 593.

6. Наумова И. С., Победимская Е. А., Пуцаровский Д. Ю., Белов Н. В., Алтухова Ю. Н. // Там же. 1976. Т. 229, № 4. С. 856.
 7. Abraham K., Flörke O. W., Krumbholz K. // Fortschr. Miner. 1971. Bd. 49, H. 1. S. 5.

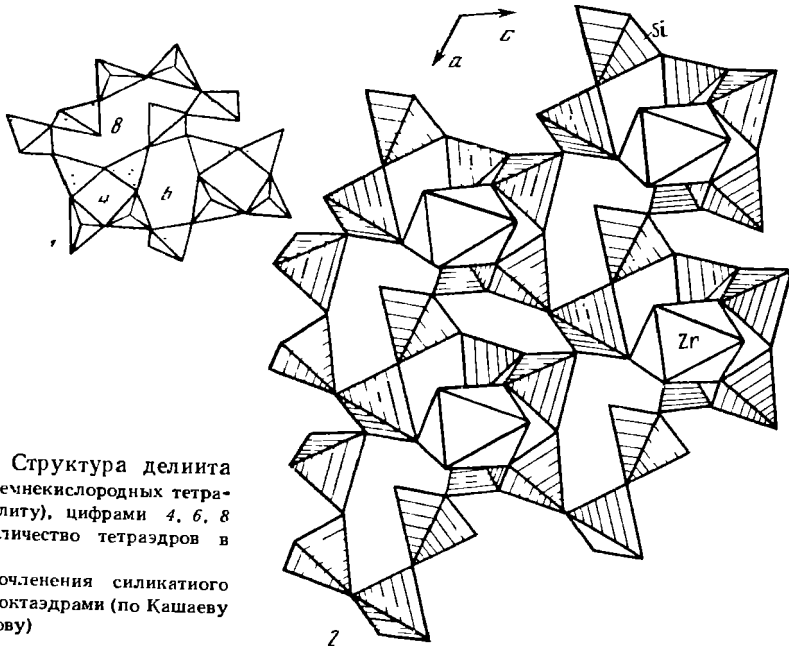
Делиит *Dalyite*

Назван по имени профессора геологии Гарвардского университета Р. А. Делн [1].
 Синон. Дэлит [2], дэлит, (Поваренных, 1966), далнит (Лазаренко, Вынар, 1975).

Характ. выдел. Кристаллы размером 0,1—0,5 мм [1], отдельные очень мелкие (до 0,05 мм) зерна или более крупные (до 1 мм) выделения неправильной или таблитчатой формы, перистые образования [3].

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_1-\bar{1}$. $a_0 = 7,371$, $b_0 = 7,730$, $c_0 = 6,912$ Å, $\alpha = 106^\circ 14'$, $\beta = 111^\circ 27'$, $\gamma = 100^\circ 0'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,955 : 1 : 0,894$. Структура центросимметричная с атомом Zr в центре симметрии [4]. $a_0 = 7,51$, $b_0 = 7,73$, $c_0 = 7,00$ Å, $\alpha = 106^\circ$, $\beta = 113,30'$, $\gamma = 99^\circ 30'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,972 : 1 : 0,906$ [1]. $Z=1$.

Для структуры делиита характерны слои состава $[Si_6O_{15}]$, в которых одновременно сочетаются 4-, 6- и 8-членные кольца SiO_4 -тетраэдров (фиг. 154, 1). В одном слое чередуются тетраэдры, направленные вершинами в разные стороны. Слои гофрированные, параллельные (010), связаны между собой правильными ZrO_6 -октаэдрами (фиг. 154, 2) и неправильными крупными K-полиэдрами [4]. Межатомные расстояния (Å): в SiO_4 -тетраэдрах — Si—O от 1,540 до 1,672, O—O от 2,525 до 2,804, в ZrO_6 -октаэдре — Zr—O от 2,028 до 2,090, K—O от 2,825 до 3,494. Углы (средние): O—Si—O = $109^\circ 30'$, Si—O—Si = 180° и $138^\circ 36'$, O—Zr—O = $92^\circ 30'$.



Фиг. 154. Структура делиита
 1 — слой кремнекислородных тетраэдров (по Флиту), цифрами 4, 6, 8 указано количество тетраэдров в кольцах;
 2 — схема сочленения силикатного слоя с ZrO_6 -октаэдрами (по Кашаеву и Саложникову)

Пинакоид. кл. $C_1-\bar{1}(C)$. $a : b : c = 0,958 : 1 : 0,899$, $\alpha = 106^\circ 19'$, $\beta = 112^\circ 25'$, $\gamma = 99^\circ 08'$ [1].

Наблюдавшиеся формы [1]:

| | φ | ρ | | φ | ρ | | |
|---|-----------|--------|--------|-----------|--------|--------|--------|
| c | 001 | 43°23' | 30°59' | F | 012 | 97°30' | 22°36' |
| b | 010 | 0 00 | 90 00 | d | 101 | 62 06 | 58 13 |
| a | 100 | 72 33 | 90 00 | D | 101 | 281 02 | 31 33 |
| m | 110 | 37 58 | 90 00 | g | 102 | 341 04 | 16 20 |

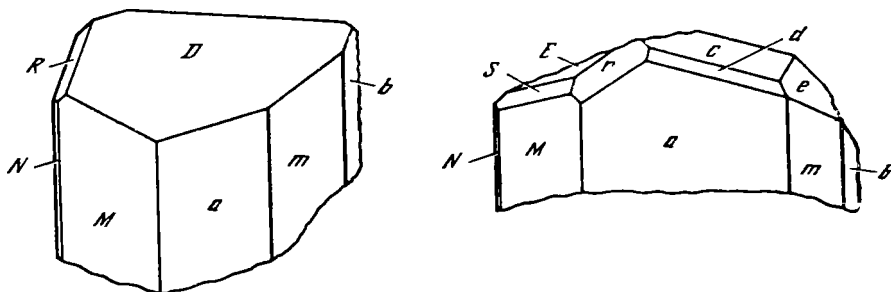
| | φ | ρ | | φ | ρ | |
|----------|-------------|--------|-------|-----------|------------------------|-------|
| <i>M</i> | 110 | 123 09 | 90 00 | \bar{r} | $\bar{1}\bar{1}$ 99 00 | 55 20 |
| <i>N</i> | $\bar{1}20$ | 148 18 | 90 00 | <i>p</i> | 111 214 52 | 46 30 |
| <i>e</i> | 011 | 16 13 | 55 54 | <i>R</i> | 111 331 20 | 51 29 |
| <i>E</i> | 011 | 142 54 | 34 22 | <i>S</i> | $\bar{1}21$ 129 21 | 61 31 |

Из них главные (в порядке частоты встречаемости): *D*, *a*, *M*, *b*, *m*, *R*, *c*, *N*, *r*, *p*.

| | | | | | |
|---------------------------------|---------|-----------------------|----------|---|----------|
| <i>Da</i> (101):($\bar{1}00$) | 62°38' | <i>cm</i> (001):(110) | = 59°10' | <i>DM</i> ($\bar{1}01$):($\bar{1}10$) | = 61°00' |
| <i>da</i> (101):(100) | = 33 17 | <i>cM</i> (001):(110) | = 84 46 | <i>cb</i> (001):(010) | = 68 02 |
| <i>ca</i> (001):(100) | 63 17 | <i>Dm</i> (101):(110) | = 76 17 | <i>Db</i> (101):(010) | = 84 15 |

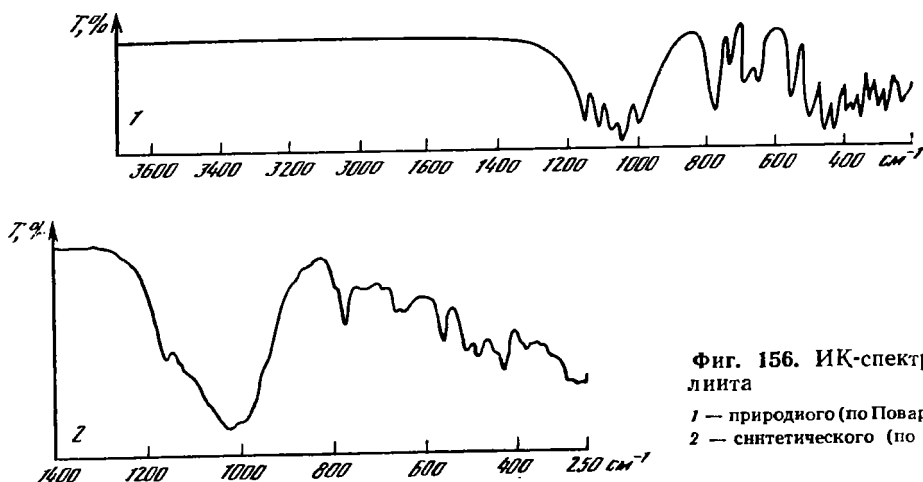
Кристаллы короткостолбчатые (фиг. 155). Иногда наблюдаются двойники по (100) со следующими углами между гранями индивидуумов [2]:

| | | | | | |
|-----------------------|----------|-----------------------|----------|-----------------------|----------|
| ($\bar{1}01$):(101) | = 54°44' | (010):(010) | = 34°54' | (110):(110) | = 78°46' |
| (001):($\bar{0}01$) | = 53 26 | ($\bar{1}11$):(111) | = 17 34 | (110):($\bar{1}10$) | = 110 48 |



Фиг. 155. Кристаллы делинта с о-ва Вознесения (по Ван-Гаселу)

Физ. св. Сп. по (010) и ($\bar{1}01$) совершенная, по (100) менее совершенная. Тв. 7—7½. Уд. в. 2,84. Цв. белый [3], бесцветный [1], бурый [5]. Бл. жирный [3], стеклянный [1]. Прозрачен до просвечивающего [5]. Хрупок. Под электронным зондом обнаруживает яркое зеленоватое свечение [3]. В ИК-спектре природного делинта имеется область интенсивного поглощения в диапазоне 1200—900 см⁻¹ (фиг. 156) [6]. ИК-спектр синтетического делинта характеризуется полосами 1160, 1120, 1030, 770, 650, 640, 560, 510, 490, 470, 450, 430 и 380 см⁻¹ [7].



Фиг. 156. ИК-спектры делинта

1 — природного (по Поваренных);
2 — синтетического (по Тибо)

Микр. В шлифах бесцветный, водяно-прозрачный. Двуосный (—). Пл. опт. осей составляет 18° с (100), $cNp=7^\circ$. Удлинение (—). $n_g=1,601$, $n_m=1,590$, $n_p=1,575$ [1], $n_g=1,605$, $n_m=1,596$, $n_p=1,582$ [3], $2V=72^\circ$ [1], 68 и 71° [3]; дисперсия $v < r$, очень слабая [1]. Часты простые двойники с углом между Ng и Ng' не больше $10-12^\circ$ [3].

Хим. Теор. состав: $K_2O - 16,30$, $SiO_2 - 62,38$, $ZrO_2 - 21,32$.

Является безводным К-аналогом эльпидита и армстронгита и Zr-аналогом даванита. Zr замещается значительным количеством Ti; по данным Робинса и др. [5], Fe^{2+} может замещать К.

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|-----------|-------|--------|-------|-------|-------|----------|----------|
| Na_2O | 0,03 | 0,11 | 0,06 | — | — | 1,75 | 0,04 |
| K_2O | 15,41 | 14,99 | 14,73 | 14,32 | 13,66 | 14,60 | 15,60 |
| CaO | 0,03 | 0,02 | 0,02 | — | 0,04 | — | 0,02 |
| MgO | — | — | 0,02 | — | 0,01 | — | 0,10 |
| Al_2O_3 | — | 0,03 | 0,06 | — | 0,08 | — | 0,06 |
| ZrO_2 | 22,16 | 21,50 | 19,94 | 20,55 | 20,79 | 21,70 | 19,37 |
| TiO_2 | 0,69 | 1,87 | 0,62 | 1,44 | 1,32 | — | 1,23 |
| SiO_2 | 60,82 | 63,62 | 60,54 | 63,48 | 61,97 | 61,85 | 63,07 |
| Сумма | 99,14 | 102,14 | 95,99 | 99,79 | 97,87 | 100,91 * | 99,94 ** |

* В том числе $Fe_2O_3 - 0,37$, $H_2O - 0,64$. ** В том числе $MgO - 0,02$, $FeO - 0,28$, $B_2O_3 - 0,11$, $P_2O_5 - 0,04$.

1—5 — из пород, связанных с месторождением чаронита [в Якутии, микрозондовые анализы [2]; 6 — из щелочного гранита с-ва Вознесения (Атлантический океан), анал. Хей [1]; 7 — из щелочного сиенита Свин-фьорд, Западная Норвегия (среди из 10 микрозондовых анализов) [5].

Диагн. исп. В HCl не растворяется, медленно разлагается холодной HNO_3 , легко растворим в горячей HF. П. п. тр. сплавляется в стекло.

Наход. Очень редок. Впервые встречен на о-ве Вознесения в Атлантическом океане в среднезернистых розовато-серых щелочных эгириин-амфиболовых гранитах, залегающих среди трахитовых и базальтовых туфов, в качестве акцессорного минерала (до 0,2%) в ассоциации с микроклин-микрпертитом, кварцем, арфведсонитом, реже с энигматитом, эгирином, фаялитом и пироксеном [1, 8]. Обнаружен на о-ве Сан-Мигел (Азорские острова) в сиенитах в ассоциации с астрофиллитом, санидином, арфведсонитом, кварцем, эгирином, фаялитом, пироксеном и апатитом (в сиенитах, содержащих биотит и циркон, делиит и астрофиллит отсутствуют) [9]. Обнаружен в дайках К-щелочных сиенитов Санн-фьорда (Западная Норвегия) с экерманитом, карбонат-апатитом, кальцитом, селадонитом, сапонитом, лабунцовитом и баритом [5]. В СССР найден в Якутии в породах, сопровождающих чароитовое месторождение «Сиреневый камень» на западе Алданского щита (в фенитах, карбонатитах, эгиринитах и собственно чароитовых породах) [3]. Наиболее часто встречается в фенитах с эгирином, калиевым рихтеритом и тинакситом. В карбонатитах обнаружены наиболее крупные выделения делиита с тинакситом, чароитом, титанитом, апатитом. В чароитовых породах делиит в виде перистых выделений образует тесные сростания с чароитом. В эгиринитах редок, выполняет промежутки между зернами эгирина.

Изм. Известны псевдоморфозы по делииту, образованные графическими сростаниями циркона и кварца [9].

Искусств. Синтезирован в гидротермальных условиях из смеси аморфных SiO_2 и ZrO_2 с K_2CO_3 (или KOH), которая выдерживалась в течение 14 ч при температуре 340° и давлении 600 бар; устойчив при $100-850^\circ$ и 1—2000 бар [7, 10]. При быстром повышении температуры делиит образуется вместе с вадеитом, при медленном — без него [7]. Из сосажженных гелей стехиометрического состава, содержащих K_2CO_3 , $Zr(NO_3)_4$ и тетраэтилортосиликат, при 380° и 1500 бар минерал кристаллизовался через 10 ч [11].

Межплоскостные расстояния делита:

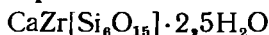
1—из Якутии, Fe-излучение, Мп-фильтр, $D=57,3$ мм [2];2—синтетического, CuK_α -излучение, Ni-фильтр, $D=36$ см [10]

| 1 | | | 2 | | | 1 | | | 2 | | |
|----------|--------------|-------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|------------|
| <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> |
| 3 | 6,47 | 100 | 18 | 6,63 | 2 | 2,024 | 211 | 15 | 2,025 | | |
| 5 | 5,87 | 001 | 43 | 5,90 | 2 | 1,917 | 022 | 25 | 1,912 | | |
| — | — | $\bar{1}10$ | 7 | 5,79 | 3 | 1,831 | 412 | 18 | 1,826 | | |
| 1 | 4,33 | $\bar{1}11$ | 14 | 4,31 | 3 | 1,787 | 301 | 18 | 1,771 | | |
| 8 | 4,19 | 110 | 64 | 4,17 | 2 | 1,673 | 204 | 14 | 1,672 | | |
| <1 | 3,86 | | | | | | | | | | |
| — | — | 201 | 21 | 3,66 | <1 | 1,646 | 340 | 11 | 1,643 | | |
| 10 | 3,571 | $\bar{1}20$ | 80 | 3,59 | <1ш | 1,621 | | | | | |
| — | — | 020 | 7 | 3,49 | <1ш | 1,597 | 212 | 7 | 1,594 | | |
| 3 | 3,367 | 102 | 100 | 3,34 | | | 140 | 7 | 1,562 | | |
| 3 | 3,236 | 200 | 7 | 3,26 | | | 423 | 7 | 1,538 | | |
| — | — | $\bar{1}21$ | 10 | 3,18 | | | 041; | } | 18 | 1,515 | |
| 7 | 3,070 | 211 | 90 | 3,08 | | | 404 | | | | |
| <1 | 2,971 | 002 | 18 | 2,957 | 1 | 1,468 | 250 | 10 | 1,468 | | |
| | | | | | | | 521; | } | 7 | 1,453 | |
| 4 | 2,840 | $\bar{1}22$ | 36 | 2,846 | <1 | 1,450 | 522; | | | | |
| | | 212 | 7 | 2,664 | <1ш | 1,421 | 302 | | | | |
| | | | | | | | 231 | 14 | 1,419 | | |
| 8 | 2,626 | 211 | 100 | 2,623 | 2 | 1,385 | 433; | } | 14 | 1,377 | |
| | | | | | | | 324 | | | | |
| 2 | 2,534 | 112 | 18 | 2,533 | <1 | 1,359 | 442 | 10 | 1,351 | | |
| 2 | 2,411 | 222 | 10 | 2,414 | 1 | 1,341 | | | | | |
| | | 230 | 3 | 2,274 | 1 | 1,317 | 123 | 14 | 1,313 | | |
| 1 | 2,248 | 213; | } | 14 | 2,244 | ш | 1,285 | 213 | 14 | 1,280 | |
| | | $\bar{1}32$ | | | | ш | 1,275 | 051 | 10 | 1,235 | |
| 2 | 2,176 | 132 | 14 | 2,159 | 1 | 1,241 | 215 | 10 | 1,237 | | |
| 1 | 2,121 | 013 | 25 | 2,125 | 1 | 1,213 | 234; | } | 10 | 1,208 | |
| 1 | 2,091 | 223 | 10 | 2,092 | <1 | 1,194 | 434 | | | | |
| | | 220 | 10 | 2,074 | <1 | 1,120 | | | | | |
| | | | | | 2 | 1,098 | | | | | |

Л и т е р а т у р а

1. Van Tassel R. // *Miner. Mag.* 1952. Vol. 29, N 217. P. 850; Guillemin C., Permingeat F. // *Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr.* 1952. Vol. 75, N 10/12. P. 605.
2. Воронков А. А., Шумяцкая Н. Г., Пятенко Ю. А. // Кристаллохимия минералов циркония и их искусственных аналогов. М.: Наука, 1978. С. 128.
3. Лазебник К. А., Махотко В. Ф. // *Зап. ВМО.* 1982. Т. 111, вып. 5. С. 587.
4. Fleet S. G. // *Ztschr. Kristallogr.* 1965. Bd. 121, H. 5. S. 349.
5. Robins B., Furnes H., Ryan P. // *Miner. Mag.* 1983. Vol. 47, N 342. P. 93.
6. Поваренных А. С. // *Минерал. журн.* 1981. Т. 3, № 2. С. 14.
7. Thibaut G., Caruba R., Turco G. // *C. r. Acad. sci. D.* 1972. Vol. 274, N 6. P. 792.
8. Cann J. R. // *Proc. Geol. Soc. London: Sess.* 1964—1965. L., 1965. N 1619—1628. P. 62.
9. Cann J. R. // *Miner. Mag.* 1967. Vol. 36, N 278. P. 227.
10. Caruba R., Baumer A., Turco G. // *C. r. Acad. sci. D.* 1970. Vol. 270, N 23. P. 2741.
11. Шабалин Б. Г., Ильченко Е. А. // *Минерал. журн.* 1980. Т. 2, № 4. С. 91.

А р м с т р о н г и т Armstrongite

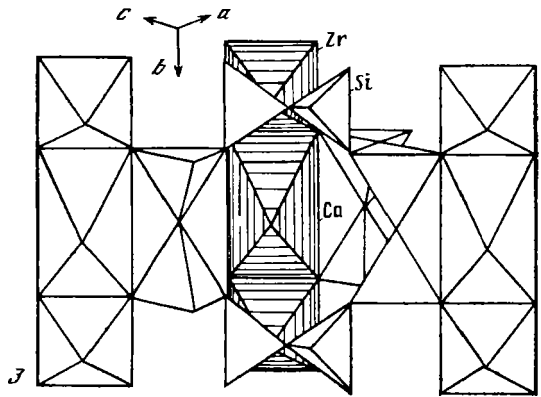
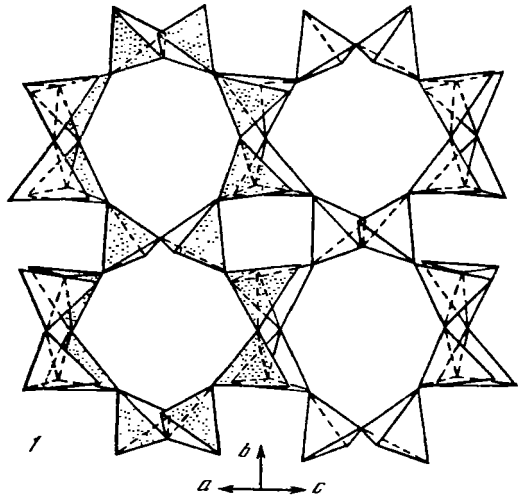
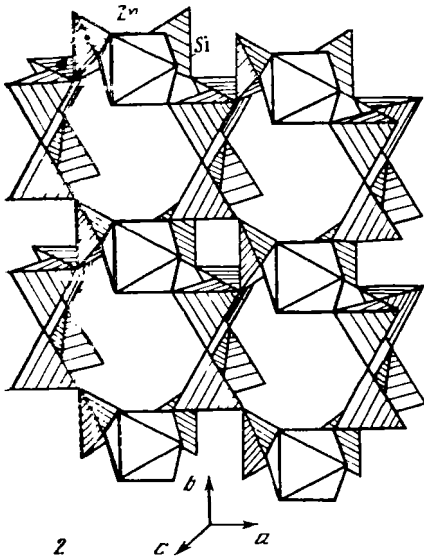


Назван в честь американского астронавта Н. Армстронга — первого человека, ступившего на поверхность Луны [1].

Характ. выдел. Крупнозернистые агрегаты (до 50×50 см), скопления удлиненных кристаллов размером до 15 см, спутанно-волокнистые массы.

Фиг. 157. Структура армстронгита (по Кошаеву и Сапожникову)

1 — проекция слоя SiO_4 -тетраэдров на плоскость (201);
 2 — схема сочленения силикатного слоя с ZrO_6 -октаэдрами;
 3 — схема сочленения силикатного слоя с изолированными колонками ZrO_6 - и CaO_6 -октаэдров



Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$, $C_s^3 - Cm$ или $C_2^3 - C2$. $a_0 = 14,04$, $b_0 = 14,16$, $c_0 = 7,81$ Å, $\beta = 109^\circ 33'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,992 : 1 : 0,552$, $Z = 4$ [1, 2]. В направлениях [100] и [010] ясно выражены псевдопериоды $a'_0 = a_0/2$ и $b'_0 = b_0/2$.

В структуре армстронгита [2] SiO_4 -тетраэдры, соединенные в 4-, 6- и 8-членные кольца, образуют сложные волнистые слои состава $(\text{Si}_6\text{O}_{15})$ (фиг. 157), сходные с таковыми в дельците и сажините [3]. Искаженные ZrO_6 - и CaO_6 -октаэдры, чередуясь, создают изолированные друг от друга колонки вдоль оси b , соединяющие Si—O-слои. Атомы кислорода ZrO_6 -октаэдров входят и в SiO_4 -тетраэдры. Са наряду с 4 атомами кислорода включает в свою координацию 2 молекулы H_2O , не связанные с силикатным слоем.

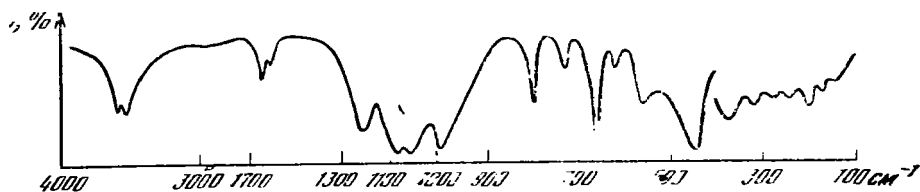
Межатомные расстояния (Å) [2]: в SiO_4 -тетраэдрах — Si—O от 1,58 до 1,68, O—O от 2,48 до 2,86; в ZrO_6 -октаэдре — Zr—O от 2,05 до 2,12; в CaO_6 -октаэдре — Ca—O от 2,36 до 2,64, Ca— $\text{H}_2\text{O} = 2,47$ и 2,48.

Армстронгит и эльпидит, являясь крайними членами Ca, Na-серии минералов, имеют сходные элементы структур. Однако, как выяснилось при изучении Ca-содержащего эльпидита [4], Са, замещая Na, не распределяется статистически по его двум разным позициям, а замещает лишь Na (1) вертикальных колонок из Zr—Na (1)-октаэдров с одновременным образованием вакансий в позициях Na (2) эльпидита.

Структуры армстронгита и эльпидита могут быть выведены из однотипных субъязычек, но при разных способах их сочленения, чем можно объяснить постоянно наблюдающееся в этих минералах двойникование. Полисинтетические двойники на плоскости (001) образуются поворотом на 180° вокруг оси a .

Кристаллы удлинены вдоль оси b .

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (100) менее совершенная. Очень хрупок. Тв. $4\frac{1}{2}$. Микротвердость 310—330 кгс/мм². Уд. в. 2,562—2,593 (вычисл. 2,71). Цв. коричневый, у мелких зерен светло-коричневый. Бл. стекланный. На ИК-спектре (фиг. 158) фиксируются интенсивные полосы поглощения при 3570—3530, 1204—1073, 986, 785, 655, 443 и 378—325 см⁻¹ и более слабые — при 1652—1622, 714, 606, 264—226 и 176—158 см⁻¹ [5].



Фиг. 158. ИК-спектр армстронгита (по Поваренных)

Микр. В шлифах в прох. свете коричневый. Двусный (—). $Ng \parallel b$, $cNm = 5-7^\circ$. Удлинение (+). $n_g = 1,573$, $n_m = 1,569$, $n_p = 1,563$, $n_g - n_p = 0,010$, $2V = 84-88^\circ$ [1], $50-60^\circ$ [6]; $r < v$. Обычны полисинтетические двойники по (001) с двойниковой осью a .

Хим. Теор. состав: CaO — 9,51, SiO₂ — 61,97, ZrO₂ — 20,89, H₂O — 7,63. Установлен прерывистый изоморфный ряд между эльпидитом и армстронгитом. Растворимость армстронгитового компонента в эльпидите достигает 40%; интервалу от 40 до 95% отвечает перерыв в смесимости. Растворимость эльпидитового компонента в армстронгите очень ограничена [4, 7].

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|--------------------------------|------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Na ₂ O | 0,02 | 0,10 | 0,18 | 0,08 | 0,12 | 0,16 | — | 0,80 |
| K ₂ O | 0,01 | 0,02 | 0,14 | 0,05 | 0,09 | 0,07 | 0,13 | 0,14 |
| MgO | — | 0,03 | 0,19 | 0,11 | 0,10 | 0,21 | 0,22 | 0,19 |
| CaO | 9,55 | 9,34 | 9,15 | 9,06 | 9,01 | 8,89 | 8,64 | 7,47 |
| MnO | 0,04 | 0,28 | — | 0,14 | 0,07 | 0,13 | 0,08 | — |
| Al ₂ O ₃ | — | 1,02 | 0,60 | 0,68 | 1,70 | 1,36 | 2,13 | 1,02 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,03 (FeO) | 1,43 | 1,31 | 0,82 | 0,51 | 1,76 | 1,17 | 1,96 |
| TR ₂ O ₃ | — | 0,90 | 0,55 | 0,62 | 0,80 | 1,40 | 1,23 | 1,56 |
| SiO ₂ | 63,88 | 60,10 | 60,12 | 59,34 | 60,99 | 58,95 | 59,02 | 59,16 |
| TiO ₂ | — | 0,05 | 0,12 | 0,06 | — | 0,14 | 0,27 | 0,11 |
| ZrO ₂ | 19,03 | 19,80 | 19,80 | 21,30 | 20,70 | 20,70 | 20,00 | 19,00 |
| Nb ₂ O ₅ | — | 0,05 | 0,001 | 0,01 | 0,03 | 0,03 | 0,13 | — |
| H ₂ O | 7,82 | 7,66 | 7,90 | 7,50 | 6,30 | 6,10 | 7,64 | 8,84 |

Сумма 100,91* 100,78 100,26** 99,77 100,42 (99,90) 100,66 100,25

* В том числе HfO₃—0,50, Cl—0,03. ** В том числе P₂O₅—0,20; кроме того, HfO₃—1,27.

1—8 — Кан-Богдивский массив (МНР): 1—анал. Фиала [8], 2—8—анал. Писарская. 2—из пегматита участка «Дорожный» [6], 3—из шпирового пегматита участка «Армстронгитовый», спектроскопически установлены: Pb и Ag—0,01, Sr и Ba—0,001%; по данным микроспектрального исследования, Fe образует самостоятельную фазу [1], указаны MnO—0,18, Nb₂O₅—0,02 [6], 4—из шпирового пегматита участка «Северный» [6], 5—из пегматитного жильного гранита участка «Армстронгитовый» [6], 6—из жильного экерита участка «Северный», в оригинале сумма 99,63 [6], 7—из шпирового пегматита участка «Дорожный» [6], 8—армстронгит, 11 генерации из пегматита участка «Армстронгитовый» [8].

Состав группы редких земель оригинала хим. анализа 2 (TR₂O₃ + Y₂O₃ = 100%) [1]: La₂O₃ — 2,8; Ce₂O₃ — 8,8; Pr₂O₃ — 0,9; Nd₂O₃ — 3,8; Sm₂O₃ — 0,7; Cd₂O₃ + Eu₂O₃ — 1,3; Tb₂O₃ + Y₂O₃ — 55,8; Dy₂O₃ — 3,8; Ho₂O₃ — 1,4; Er₂O₃ — 6,8; Tu₂O₃ — 2,9; Yb₂O₃ — 9,2; Lu₂O₃ — 1,8.

Содержание редкоземельных элементов в армстронгите из щелочных гранитов Хан-Богдинского массива (г/т) [8, 9]:

| | I генерация | | | | | II генерация | | | |
|--------|-------------|------------------|---------|----------|----------------------------|--------------|----------|----------|---------|
| | Пегматит * | Жильный пегматит | Иксерит | Пегматит | Кварцевая зона в пегматите | Среднее | Пегматит | Пегматит | Среднее |
| La | 130 | 170 | 570 | 63 | 89 | 204 | 1000 | 1500 | 1250 |
| Ce | 410 | 320 | 370 | 70 | 140 | 262 | 1800 | 2800 | 2300 |
| Pr | 40 | — | 70 | — | — | 22 | 450 | 600 | 525 |
| Nd | 180 | 300 | 580 | 320 | 220 | 320 | 1600 | 2400 | 2000 |
| Sm | 33 | 100 | 170 | 100 | 71 | 95 | 360 | 700 | 530 |
| Eu | 60 | 10 | 10 | 10 | 9 | 10 | 15 | 30 | 22 |
| Gd | — | 280 | 400 | 250 | 270 | 300 | 480 | 800 | 640 |
| Dy | 180 | 700 | 980 | 620 | 630 | 622 | 620 | 650 | 635 |
| Ho | 65 | 140 | 110 | 140 | 140 | 119 | 140 | 130 | 135 |
| Er | 330 | 870 | 1100 | 730 | 800 | 766 | 910 | 800 | 855 |
| Tm | 140 | 160 | 200 | 160 | 160 | 164 | 140 | 170 | 155 |
| Yb | 440 | 610 | 1300 | 800 | 640 | 758 | 850 | 610 | 730 |
| Lu | 90 | 27 | 32 | 24 | 36 | 40 | 31 | 52 | 41 |
| Y | 2730 | 3800 | 6000 | 3300 | 4200 | 4006 | 3800 | 3000 | 3400 |
| TR + Y | 4825 | 6787 | 11 892 | 6587 | 7405 | 7688 | 12 196 | 14 242 | 13 218 |

* Определение элементов методом бумажной хроматографии, остальные определения — методом спектрального анализа.

Содержание ниобия и тантала в армстронгите из щелочных гранитов Хан-Богдинского массива (г/т) [8]:

| | Армстронгит-1 | | | | | | среднее | Армстронгит-11 |
|-------|---------------|-----|-----|-----|-----|-----|---------|----------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | | |
| Nb | 87 | 74 | 160 | 163 | 324 | 795 | 267 | 2030 |
| Ta | 39 | 25 | 27 | 31 | 35 | 134 | 485 | 339 |
| Nb/Ta | 2,2 | 3,0 | 5,9 | 5,3 | 9,3 | 5,9 | 5,5 | 6,0 |

Диагн. исп. HCl и HNO₃ не разлагается, разлагается HF.

Повед. при нагр. На кривой ДТА выражен эндотермический эффект около 500° (выделение воды) и экзотермический — при 950° (изменение структуры) [1]. Порошковая рентгенограмма прокаленного при 800° и затем насыщенного водой армстронгита не отличается от рентгенограммы исходного образца [8]. У прокаленного при 1100° армстронгита параметры элементарной ячейки уменьшаются ($a_0=5,44$, $b_0=13,79$, $c_0=7,46$ Å), $\beta=119$ 33' (возможно, что a_0 отвечает псевдопериоду) [8].

Находж. Широко распространен в агпайтовых арфведсонитовых гранитах и пегматитах Хан-Богдинского массива в Монголии [6]. Впервые встречен в шлировом щелочно-гранитном пегматите на контакте арфведсонитовых гранитов с ксенолитом вмещающих кислых вулканитов [1]. Установлены две генерации армстронгита [8]: I — породообразующий минерал; небольшие (до 1—2 мм) выделения или крупнозернистые мономинеральные агрегаты, кристаллы; II — светло-коричневые спутанно-волоконистые массы, цементирующие обломки армстронгита I генерации. Находится в ассоциации с кварцем, микроклином, альбитом, эгирином, акцессорными монацитом, титанитом, синхизитом. В одном из пегматитов армстронгит встречен с эльпидитом, причем первый тяготеет к центральным частям пегматита, второй — к его зальбандам [8].

Изм. Замещается цирконом и кварцем [8].

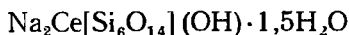
Межплоскостные расстояния армстронгита [1]

| Fe-излучение, без фильтра, $D=114$ мм | | | | | | | | | | |
|---------------------------------------|-----|---------------|--------------|-----|---------------|--------------|-----|---------------|-----|---------------|
| hkl | l | $d(\text{Å})$ | hkl | l | $d(\text{Å})$ | hkl | l | $d(\text{Å})$ | l | $d(\text{Å})$ |
| 001 | 3 | 7,34 | 400 | 3 | 3,30 | 44 $\bar{1}$ | 1 | 2,474 | 3 | 1,769 |
| 020 | 5 | 7,05 | 041 | 4 | 3,19 | 440 | 1 | 2,416 | 2 | 1,742 |
| 200 | 9 | 6,60 | 240 | 1 | 3,12 | 261 | 1 | 2,188 | 1 | 1,705 |
| 021 | 1 | 5,07 | 241 | 10 | 3,05 | 441 | 3 | 2,143 | 3 | 1,680 |
| 221 | 4 | 4,58 | 420 | 5 | 2,995 | 44 $\bar{3}$ | 4 | 1,981 | 2 | 1,632 |
| 20 $\bar{1}$ | 10 | 4,26 | 401 | 1 | 2,700 | 20 $\bar{4}$ | 5 | 1,947 | 2 | 1,608 |
| 20 $\bar{2}$ | 9 | 3,80 | 222 | 1 | 2,634 | | 1 | 1,875 | 3 | 1,498 |
| 002 | 1 | 3,67 | 24 $\bar{2}$ | 1 | 2,591 | | 1 | 1,841 | 2 | 1,477 |
| 040 | 1 | 3,54 | 042 | 1 | 2,555 | | 1 | 1,804 | | |

Л и т е р а т у р а

1. Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Кашаев А. А., Сапожников А. Н., Писарская В. А. // ДАН СССР. 1973. Т. 209, № 5. С. 1185.
2. Кашаев А. А., Сапожников А. Н. // Кристаллография. 1978. Т. 23, вып. 5. С. 956.
3. Шумяцкая Н. Г., Воронков А. А., Пятенко Ю. А. // Там же. 1980. Т. 25, вып. 4. С. 728.
4. Сапожников А. Н., Кашаев А. А. // Там же. 1978. Т. 23, вып. 1. С. 52.
5. Поваренных А. С. // Геол. журн. АН УССР. 1976. Т. 36, вып. 1. С. 54.
6. Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Дорфман М. Д. // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука, 1980. С. 158.
7. Владыкин Н. В. // Молодежь — пятилетке: (Материалы II науч.-техн. конф.). Иркутск, 1976. С. 5.
8. Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Дорфман М. Д. // Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитов. М.: Наука, 1981. С. 55.
9. Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Смирнова Е. В., Балашов Ю. А. // Геохимия. 1979. № 9. С. 1289.

Сажинит Sazhinite



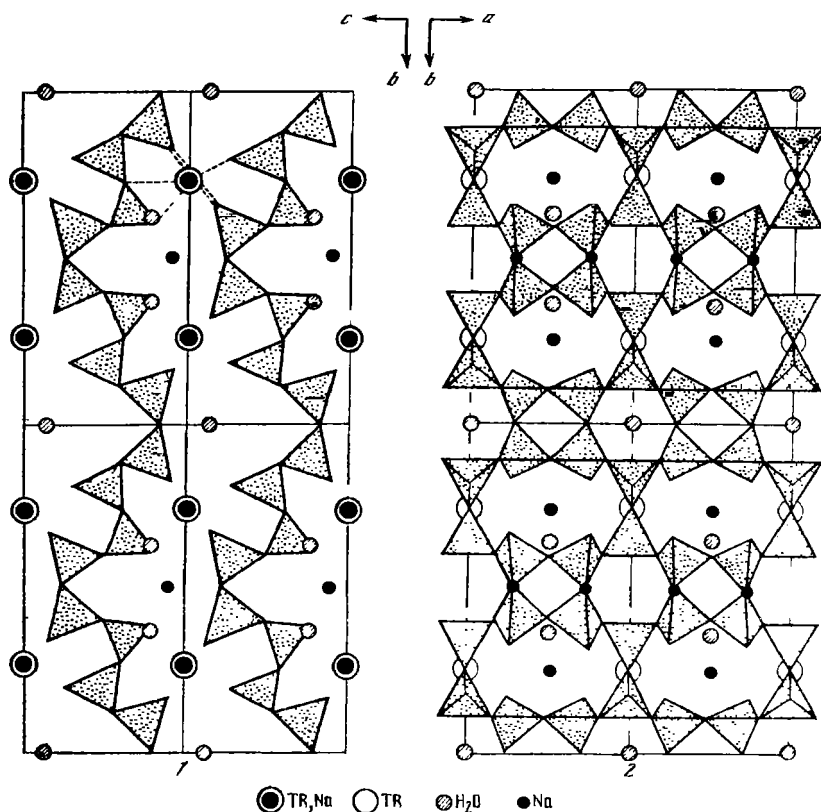
Назван в честь советского ученого Н. П. Сажина, одного из основателей редкометаллической промышленности в СССР [1].

Характ. выдел. Таблитчатые кристаллы (до $5 \times 5 \times 1$ мм), зерна неправильной формы, мелкозернистые агрегаты (до 3 см), каемки (2—3 мм) вокруг зерен измененного стенструпина.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. C_{2v}^1 — $Pmm2$. $a_0 = 7,50$, $b_0 = 15,62$, $c_0 = 7,35$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,480 : 1 : 0,470$, $Z=2$.

Основу структуры сажинита [2] составляет параллельная плоскости ab кремнекислородная сетка делиитового типа $[\text{Si}_6\text{O}_{15}]$ (фиг. 159). Главным элементом этой сетки является лента из 8-членных колец SiO_4 -тетраэдров, параллельная оси a ; вдоль оси b соседние ленты связаны между собой зеркальной плоскостью симметрии. В результате конденсации лент образовалась бесконечная в двух направлениях сетка с 8-, 6- и 4-членными петлями; в проекции на плоскость bc она гофрированная. Кремнекислородные сетки вдоль оси c чередуются с катионными слоями, которые сложены атомами Ce в искаженной октаэдрической координации и атомами Na. Одни атомы натрия — Na(1) — размещаются в искаженных тетрагональных пирамидах, образуя совместно с Ce бесконечные колонки вдоль оси a , другие — Na(2) — располагаются между этими колонками.

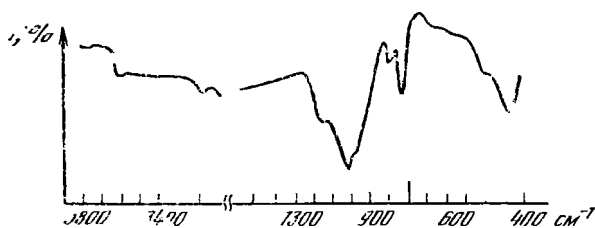
В структуре сажинита [2] элементарная ячейка содержит 2 Ce, 12 Si, 4 Na и 33 O. При допущении, что три из 33 атомов O принадлежат молекулам воды, а два — гидроксильной, структурная формула сажинита приобретает вид $\text{Na}_2\text{CeSi}_6\text{O}_{14}(\text{OH}) \cdot 1,5\text{H}_2\text{O}$ ($Z=2$), которая несколько отличается от формулы, выведенной при пересчете химического анализа: $\text{Na}_3\text{CeSi}_6\text{O}_{15} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ [1]. Это расхождение, по мнению Шумяцкой и др. [2], может быть связано с возможностью существования в структуре сажинита ионов и молекул, которые не занимают строгие кристаллографические позиции, а входят в структуру минерала статистически, в переменных количествах. В последнем случае формула будет иметь вид $\text{H}_x\text{Na}_{3-x}\text{CeSi}_6\text{O}_{15} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ($n \geq 1,5$).



Фиг. 159. Структура сажинита (по Шумяцкой, Воронкову и Пятенко)

1 — проекция на плоскость bc ; 2 — проекция на плоскость ab

Фиг. 160. ИК-спектр сажинита (по Еськовой и др.)



Межатомные расстояния (\AA): SiO_4 -тетраэдры — $\text{Si}(1)\text{—O}$ от 1,56 до 1,72, O—O от 2,48 до 2,76; $\text{Si}(2)\text{—O}$ от 1,61 до 1,71, O—O от 2,54 до 2,80; $\text{Si}(3)\text{—O}$ от 1,66 до 1,72, O—O от 2,64 до 2,88; $\text{Si}(4)\text{—O}$ от 1,51 до 1,66, O—O от 2,49 до 2,67; Ce -полиэдр — Ce—O от 2,29 до 2,94; Na -полиэдры — $\text{Na}(1)\text{—O}$ = 2,44 и 2,48, $\text{Na}(2)\text{—O}$ = 2,45 и 2,63.

Физ. св. Сп. по (100), (010) и (001) совершенная. Изл. плоский, ступенчатый. Тв. 2—3. Микротвердость в разных сечениях от 153 до 259 кгс/мм² (при нагрузках 10—30 гс). Коэффициент анизотропии твердости $K_{H_2} = 1,32$. Уд. в. 2,61. Цв. белый, светло-серый, кремовый. Бл. стеклянный, матовый до шелковистого на плоскостях спайности. Просвечивает, отдельные участки зерен прозрачны. ИК-спектр поглощения (фиг. 160) характеризуется максимумами 1180, 1030, 800, 700, 520, 440 см^{-1} [1].

Микр. В шлифах бесцветный. Двуосный (+). $N_g = a$, $N_m = b$, $N_p = c$. $n_g = 1,544$, $n_m = 1,528$, $n_p = 1,525$, $n_g - n_p = 0,019 \cdot 2V = 47^\circ$.

Хим. Теор. состав для вышеприведенной структурной формулы: Na_2O — 9,95, Ce_2O_3 — 26,36, SiO_2 — 57,91, H_2O — 5,78; для формулы $\text{Na}_3\text{CeSi}_6\text{O}_{15} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$: Na_2O — 12,81, Ce_2O_3 — 22,62, SiO_2 — 49,68, H_2O — 14,89. Анализ (анал. Казакова) [1] (%): Na_2O — 11,20; K_2O — 1,21; CaO — 0,50; MnO — 0,06; Fe_2O_3 — 0,26; Al_2O_3 — 0,80; TR_2O_3 — 21,15; SiO_2 — 46,28; TiO_2 — 1,06; ThO_2 — 1,30; Nb_2O_5 — 0,65; P_2O_5 — 1,05; H_2O^+ — 9,58; H_2O^- — 4,46; сумма — 99,56.

Состав редкоземельных элементов (%): La — 21,4—22,2, Ce — 54,0—56,0, Pr — 5,2—5,5, Nd — 15,7—16,8, Sm — 1,1—1,4, Eu — 0,1—0,2, Gd — 0,4. Спектроскопически установлены примеси Be, Pb, Mg, Cu, Zn и Ba.

Повед. при нагр. Кривая ДТА сажинита характеризуется рядом сближенных низкотемпературных (130—330°) эндотермических эффектов, связанных с дегидратацией минерала.

Наход. Встречен на горе Карнасурт в Ловозерском щелочном массиве (Кольский полуостров) в пегматитовой залежи «Юбилейная», находящейся на контакте фойяитов и люавритов. Приурочен к центральной зоне и апофизам этой залежи. Образовался из гидротермальных растворов, насыщенных натрием, в ассоциации с натролитом, микроклином, щелочным амфиболом, шизолином, нептунитом (к скоплениям которого обычно приурочен сажинит), стенструпинном, лейкофенитом, нарсарсукином, беловитом, нордитом, маунтинитом, термонатритом, ильмаюкитом, раитом, зоритом.

Отл. От нордита и тундрита существенно отличается по составу и свойствам.

Межплоскостные расстояния сажинита [1]

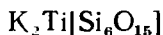
Си-излучение (Ni-фильтр), камера РКУ-114

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|---------------|----------|--------------|------------------|----------|--------------|
| 100 | 38 | 7,25 | 124 | 37 | 2,552 | 330; 136; 316; { | 20 | 1,744 |
| 110 | 55 | 5,23 | 030; 222 | 22 | 2,484 | 412; 331; 009 | | |
| 103 | 10 | 4,22 | 300; 301; 106 | 19 | 2,435 | 332 | 12 | 1,704 |
| 020 | 5 | 3,82 | 302; 310; 116 | 20 | 2,324 | 242 | 6 | 1,638 |
| 201 | 5 | 3,60 | 132; 215 | 27 | 2,268 | 414; 422 | 10 | 1,617 |
| 022; 202 | 75 | 3,37 | 224 | 5 | 2,166 | 334 | 10 | 1,604 |
| 210 | 35 | 3,30 | 026; 206; { | 20 | 2,128 | 029; 405 | 10 | 1,578 |
| 121; 211 | 100 | 3,23 | 107; 017 | | | 244; 038 | 9 | 1,543 |
| 212; 122 | 20 | 3,06 | 320; 126; 216 | 7 | 2,048 | 138 | 8 | 1,511 |
| 203 | 15 | 2,97 | 232; 322; { | 38 | 2,003 | 00.11; 309; { | 8 | 1,421 |
| 123 | 5 | 2,79 | 314; 225 | | | 328; 512 | | |
| 115 | 8 | 2,74 | 008 | 32 | 1,953 | 344; 434; 513 | 9 | 1,386 |
| 204 | 15 | 2,66 | 400; 118 | 25 | 1,839 | 520; 521 | 11 | 1,363 |
| 220; 006 | 17 | 2,61 | 306; 410 | 23 | 1,785 | | | |

Л и т е р а т у р а

1. Еськова Е. М., Семенов Е. И., Хомяков А. П., Казакова М. Е., Шумяцкая Н. Г. // Зап. ВМО. 1974. Т. 103, вып. 3. С. 338.
2. Шумяцкая Н. Г., Воронков А. А., Пятенко Ю. А. // Кристаллография. 1980. Т. 25, вып. 4. С. 728.

Даванит Davanite



Назван по месту находки в верховьях ключа Даван на Алдане [1].

Характ. выдел. Зерна псевдогексагональной формы до 5 мм в диаметре [1].

Структ. и морф. крист. Трикл. с. Пр. гр. искусственного P1 [2]. $a_0 = 7,14$, $b_0 = 7,53$, $c_0 = 6,93$ Å, $\alpha = 103,35^\circ$, $\beta = 114,48^\circ$, $\gamma = 93,88^\circ$ [1]; $a_0 = 7,254$, $b_0 = 7,519$, $c_0 = 6,903$ Å, $\alpha = 102,98^\circ$, $\beta = 115,10^\circ$, $\gamma = 93,42^\circ$ [3]; для искусственного: $a_0 = 7,31$, $b_0 = 7,57$, $c_0 = 6,88$ Å, $\alpha = 105,1^\circ$, $\beta = 114,0^\circ$, $\gamma = 99,1^\circ$ [2].

Предполагается структурная аналогия с делиитом [1, 2].

У искусственных кристаллов установлены грани: (001), (100), (101), (120), (122), (122), часты двойники по (100) [2].

Физ. св. Сп. нет. Тв. 5. Микротвердость 545 кгс/мм². Уд. в. 2,76 (вычисл. 2,754). Бесцветный, водяно-прозрачный. Бл. стеклянный. Излом раковистый.

Микр. Двуосный (+)? $n_g = 1,668$, $n_p = 1,623$ [1], у искусственного $n \approx 1,61$ [2].

Хим. Является Ti-аналогом делиита. Теор. состав: K_2O — 17,62, SiO_2 — 67,44, TiO_2 — 14,94. Анализы деванита, микронзондовые: 1 — из Мурунского массива (среднее из четырех зерен): K_2O — 17,40; SiO_2 — 67,47; TiO_2 — 15,07; сумма — 99,94 (в оригинале 99,95), присутствует примесь Na_2O , MgO , FeO [1]; 2 — из Смоки-Батте, шт. Монтана (США): Na_2O — 0,02; K_2O — 17,67; FeO — 0,15; SiO_2 — 66,70; TiO_2 — 14,48; ZrO_2 — 0,09; сумма — 99,11 [3].

Диagn. исп. С HCl не реагирует.

Нахожд. Встречен на Алдане, в экзоконтакте Мурунского щелочного массива, в районе чароитового проявления; является аксессуарным минералом своеобразных кварц-калиевополевошпат-кальцитовых пород, содержащих эгирин, пектолит, титанит и связанных с карбонатами. Известен в лампроитах в Смоки-Батте, шт. Монтана (США) в ассоциации с карбонатами, баритом, прайдеритом [3].

Искусств. Получен при гидротермальном синтезе титаносиликатов в сильно-щелочной среде при $350-400^\circ$ и 1,5 кбар наряду с натиситом, энigmatитом, Ti-вадеитом, бенитоитом и фреснолитом [2] (по Пятенко и др. [4], Ti-делиит)

Межплоскостные расстояния даванита [1]

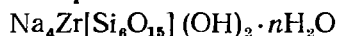
FeK_α -излучение, $D=57,3$ мм

| <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|
| 101 | 5 | 5,88 | 22 | <1 | 1,929 | 243 | 1ш | 1,327 |
| 111 | 1 | 4,31 | 133 | 1 | 1,886 | 500 | <1ш | 1,274 |
| 011 | 5 | 4,09 | 040 | 1 | 1,799 | 254 | 1 | 1,238 |
| 201 | 10 | 3,51 | 330 | 1 | 1,762 | 352 | <1 | 1,207 |
| 112 | 5 | 3,34 | 332 | 3ш | 1,667 | 412 | 2 | 1,143 |
| 200 | 5 | 3,19 | 333 | 3 | 1,604 | 426 | <1 | 1,109 |
| 002 | 10ш | 3,022 | 243 | <1 | 1,542 | 406 | 2 | 1,098 |
| 122 | 7 | 2,789 | 322 | 4 | 1,498 | 316 | <1 | 1,072 |
| 212 | 9ш | 2,615 | 151 | 2ш | 1,435 | 260 | 1 | 1,061 |
| 130 | 3 | 2,391 | 343 | <1ш | 1,401 | 070 | <1 | 1,027 |
| 213 | 2 | 2,215 | 501 | <1ш | 1,379 | 526 | <1 | 1,015 |
| 130 | 2ш | 2,119 | 522 | 1ш | 1,355 | 342 | <1 | 1,011 |
| 223 | 1 | 2,057 | | | | | | |

Л и т е р а т у р а

1. Лазебник К. А., Лазебник Ю. Д., Махотко В. Ф. // Зап. ВМО. 1984. Т. 113, вып. 1. С. 95.
2. Abraham K., Flörke O. W., Krumbholz K. // Fortschr. Miner. 1971. Bd. 49, N. 1. S. 5.
3. Wagner C., Velde D. // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, N 11/12. P. 1473.
4. Пятенко Ю. А., Воронков А. А., Пудовкина З. В. // Минералогическая кристаллохимия титана. М.: Наука, 1976. С. 124.

Терскит Terskite

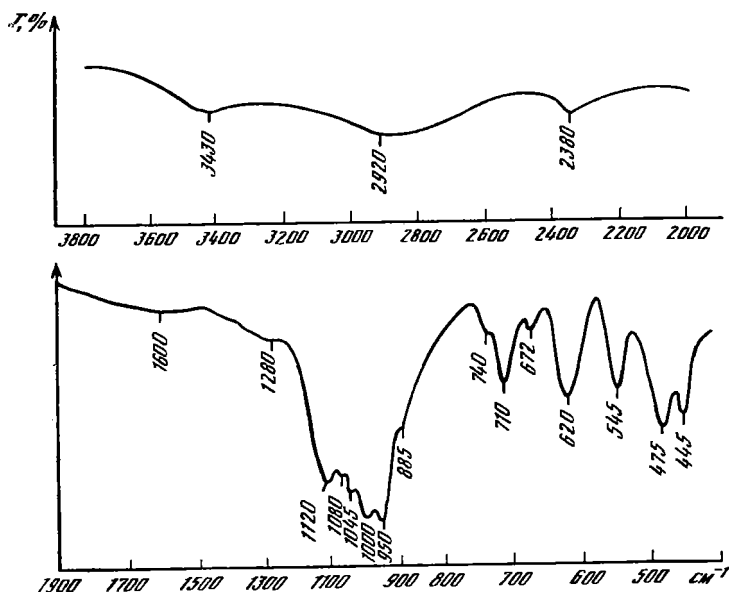


Назван по месту находки на Терском берегу юго-восточного побережья Кольского полуострова [1]. Подобный минерал в виде скрытокристаллического тонкодисперсного материала был найден ранее в Гренландии и в Ловозерском массиве и описан под условным названием «белый Zr-силикат» [2, 3] или отождествлен с ловозеритом [4].

Характ. выдел. Изометричные или пластинчатые довольно хорошо окристаллизованные зерна до 5 мм, тонкозернистые плотные фарфоровидные образования, мучнистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Ромб. с., псевдотетрагональный. $a_0 = 14,12$, $b_0 = 14,69$, $c_0 = 7,51$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,975 : 1 : 0,511$, $Z=4$ [1].

Физ. св. Сп. не выражена. Тв. 5 [1], ≈ 6 [4], микротвердость 426—519 кгс/мм². Уд. в. 2,71 (вычисл. 2,74) [1], 2,8 [4], 2,45 [2]. Цв. сиреневый, у плотных и мучнистых разностей белый, розоватый, желтоватый, в тонких сколах бесцветный. Бл. стеклянный. Прозрачный, мутноватый. Для ИК-спектра



Фиг. 161.
ИК-спектр терскита
(по Хомякову)

поглощения характерны слабые полосы 1600, 3430 см^{-1} , обусловленные наличием молекулярной воды или ОН-групп, другие, более сильные полосы связаны с элементами структуры (фиг. 161). В ультрафиолетовых лучах — яркая зеленая фотолюминесценция при 300 и 77К. Под электронным пучком неустойчив.

Микр. Двусосный (—). $n_g = 1,584$, $n_m = 1,582$, $n_p = 1,576$, $2V = 53^\circ$. Дисперсия $r > v$, слабая. Отдельные зерна минерала под микроскопом выявляют агрегатное мозаичное строение [1]. Скрытокристаллическая разность под микроскопом непрозрачна; иногда в ней можно выделить тонкозернистые слабополяризующие участки с $n_{cp} = 1,572$ [4], 1,56 [3], $n_g = 1,562$, $n_p = 1,555$ [2].

Хим. Анализы окристаллизованного терскита рассчитываются на формулу $\text{Na}_4\text{ZrSi}_6\text{O}_{16} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ или, считая часть воды гидроксильной и приближая SiO-радикал к делинитовому — $\text{Na}_4\text{ZrSi}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ с n , для анализа 1 близким к 1, для анализов 2 и 3 — к 2. Для скрытокристаллических, внешне однородных разностей предлагается формула $\text{H}_3\text{NaNaZrSi}_6\text{O}_{16} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ [1]. На частично замещается на К и Са, а Zr — на Ti, Nb, Fe и др.

Мучнистый минерал из Илимаусака [2] сильно гидратирован ($\text{H}_2\text{O} = 11-12\%$) и декатионирован ($\text{Na}_2\text{O} = 5-6\%$), в нем найдено 1,3% SnO_2 , в осадке ZrO_2 спектрально обнаружено 1,4% HfO_2 .

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | | 1 | 2 | 3 |
|-------------------------|------|-------|-------|----------------------|-------|-----------|----------|
| Na_2O | 19,0 | 17,10 | 16,44 | SiO_2 | 56,3 | 49,86 | 49,82 |
| K_2O | — | 0,44 | 0,58 | ZrO_2 | 17,8 | 15,46 | 16,89 |
| CaO | — | 3,34 | 0,71 | TiO_2 | — | 2,87 | 1,12 |
| MnO | 0,4 | 0,15 | 0,56 | H_2O | 6,37* | 8,17 | 6,94 |
| Fe_2O_3 | — | 1,11 | 0,24 | | | | |
| Al_2O_3 | — | 0,47 | 3,22 | Сумма | 99,87 | (100,43)* | 100,43** |

* $\text{H}_2\text{O} = \text{п. п. при } 900^\circ$. ** В том числе $\text{MgO} = 0,16$, $\text{F} = 2,24$ ($-\text{O} = \text{F}_2$ 0,94). ** В том числе $\text{TR}_2\text{O}_3 = 1,78$, $\text{Nb}_2\text{O}_5 = 0,56$, $\text{Ta}_2\text{O}_5 = 0,11$, $\text{H}_2\text{O} = 1,46$.

1—3—Ловозерский массив (Кольский полуостров): 1—гора Аллуайв, окристаллизованные зерна, микроскопический анализ (средн. из 3 зерен), анализ Нечелюстов [1]. 2, 3—гора Карнасурт, скрытокристаллические массы, содержат небольшую тонкодисперсную примесь других минералов, анализ Черепин [2], в оригинале сумма 100,44 [1] и Кульбичская (анализ 3) [4].

Диагн. исп. Окристаллизованный терскит в 10%-ных HCl и HNO_3 не растворяется [1]. Скрытокристаллическая разность медленно разлагается 5%-ными HCl и HNO_3 с образованием геля кремнезема. H_2SO_4 не разлагается [4].

Повед. при нагр. На кривой ДТА скрытокристаллического терскита (анализ 2) имеются четкие эндотермические пики при 130 и 410° [1] или при 100 и 370° [4], совпадающие с максимумами потери веса и отвечающие наличию двух типов воды в минерале. Слабый эндотермический эффект при 830°, не сопровождаемый потерей веса, вероятно, обусловлен плавлением минерала.

Находж. Найден в Ловозерском (Кольский полуостров) и Илимаусакском (Южная Гренландия) массивах в связи с высокоагпаитовыми разностями нефелиновых сиенитов. В Ловозерском массиве окристаллизованный терскит встречается в пегматоидных породах горы Аллуайв [1], залегающих в виде жил и шпиров в пойкилитовых содалитовых и вишневитовых сиенитах и сложенных главным образом К-полевым шпатом, гакманитом, натродавином, арфведсонитом, эгирином и менее распространенными анальцитом, натролитом, альбитом, уссингитом, вуоннемитом, ломоносовитом—мурманитом и др. Минералы Zr представлены эвдиалитом, катаплетом, гейдоннеитом, келдышитом. Изометричные зерна терскита распределены в породе равномерно. Тонкозернистый фарфоровидный терскит [1, 3, 4] развит в виде псевдоморфоз по эвдиалиту в пегматитах горы Карнасурт (залежь «Юбилейная»), где его розоватые массы замещают эвдиалит с краев и по трещинам, иногда чередуясь с маунтинитом [4]. В Илимаусаке (гора Накалак) [2] минерал в виде белых мучнистых масс встречается в содалитовом шлере науяитов, в пустотах выщелачивания содалита. Кроме того, известен в реакционных щелочных сиенитах — фенитах на контакте науяитов со щелочным гранитом и в крупнозернистых щелочных сиенитах в пустотах друз микроклина и нарсарсукита. Иногда здесь же встречаются реликты эвдиалита.

Терскит является индикатором физико-химических условий; в ряду щелочности цирконосиликатов он занимает промежуточное положение между эвдиалитом и цирсиалитом — типоморфными минералами агпаитового и ультраагпаитового типов минеральных ассоциаций [1].

**Межплоскостные расстояния терскита из Ловозера:
с гор Аллуайв (1) и Карнасурт (2) [1]**

$\text{CuK}\alpha$ -излучение, Ni-фильтр, $D=114,6$ мм

| 1 | | 2 | | 1 | | 2 | |
|---|--|---|--|---|--|---------------|--|
| hkl | <i>l</i> d(Å) | <i>l</i> d(Å) | hkl | <i>l</i> d(Å) | <i>l</i> d(Å) | <i>l</i> d(Å) | |
| 020; } 200 } 011; } 101 } 120 210 111 201; } 220 } 121; } 030; } 211 } 221 031 131 311 002 040; 012; 102 400; 112 321 | 40 7,20 36 6,61 32 5,10 64 4,84 52 4,07 44 3,95 | 15 7,37 40 7,11 35 6,67 25 6,44 10 6,03 25 5,09 35 4,88 20 4,21 60 4,09 25 3,94 5 3,86 15 3,73 20 3,67 35 3,53 50 3,506 | 410; } 330 } 022; } 202; } 041 240; } 122; } 420 } 411 222; } 241 } 430 250 042; } 511 } 402; } 251; } 440 } 422; } 160 } 152 261; } 303 } | 52 3,49 100 3,31 28 3,23 28 3,13 68 2,716 76 2,610 76 2,554 12 2,419 12 2,284 12 2,214 | 20 3,441 100 3,324 100 3,299 100 3,257 80 3,186 60 3,126 10 2,998 5 2,866 30 2,718 70 2,615 60 2,565 60 2,545 | | |

| hkl | 1 | | 2 | | hkl | 1 | | 2 | | | | | |
|--|----|-------|----|-------|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---|-------|
| | l | d(A) | l | d(A) | | l | d(A) | l | d(A) | | | | |
| 451; } 522 } 442; } 070 } 460; } 270 } 423; } 551 } 622; } 542 } 433; } 721; } 362; } 004; } 730; } 014; } 104 } 650; } 080; } 072 } 731 } 124 } 470 } 214 } 181; } 740; } 353; } 800 } | 12 | 2,158 | 5ш | 2,152 | 034; } 642; } 810; } 063; } 533 } 234; } 263; } 324; } 660 } 453 } 821 } 044 } 750 } 190; } 831; } 633; } 424 } 742; } 173 } 822; } 910; } 760; } 382 } 911 } 921; } 005 } | 44 | 1,747 | 25 | 1,750 | 24 | 1,690 | 3 | 1,698 |
| | 32 | 1,969 | 10 | 1,963 | | | | | | | | | |
| | 20 | 1,922 | 10 | 1,923 | | | | | | | | | |
| | 32 | 1,870 | 15 | 1,880 | 24 | 1,667 | 5 | 1,674 | 5 | 1,664 | | | |
| | 20 | 1,864 | 20 | 1,864 | 56 | 1,621 | 2ш | 1,618 | | | | | |
| | 40 | 1,831 | 30 | 1,833 | 48 | 1,600 | 15 | 1,601 | | | | | |
| | 3 | 1,805 | 3 | 1,805 | 52 | 1,557 | 15 | 1,559 | | | | | |
| | 40 | 1,765 | 30 | 1,768 | 40 | 1,503 | 7 | 1,504 | | | | | |

Кроме того, для терскита с горы Аллуайв (1) 26 средних и слабых линий до 0,9033.

Л и т е р а т у р а

1. Хомяков А. П., Семенов Е. И., Воронков А. А., Нечелюстов Г. Н. // Зап. ВМО. 1983. Т. 112, вып. 2. С. 226.
2. Семенов Е. И. // Минералогия щелочного массива Илимаусак. М.: Наука, 1969. С. 75.
3. Семенов Е. И. // Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972. С. 164.
4. Буссен И. В., Кульчицкая Е. А., Латышева Л. Г., Меньшиков Ю. П. // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1974. Вып. 10. С. 99.

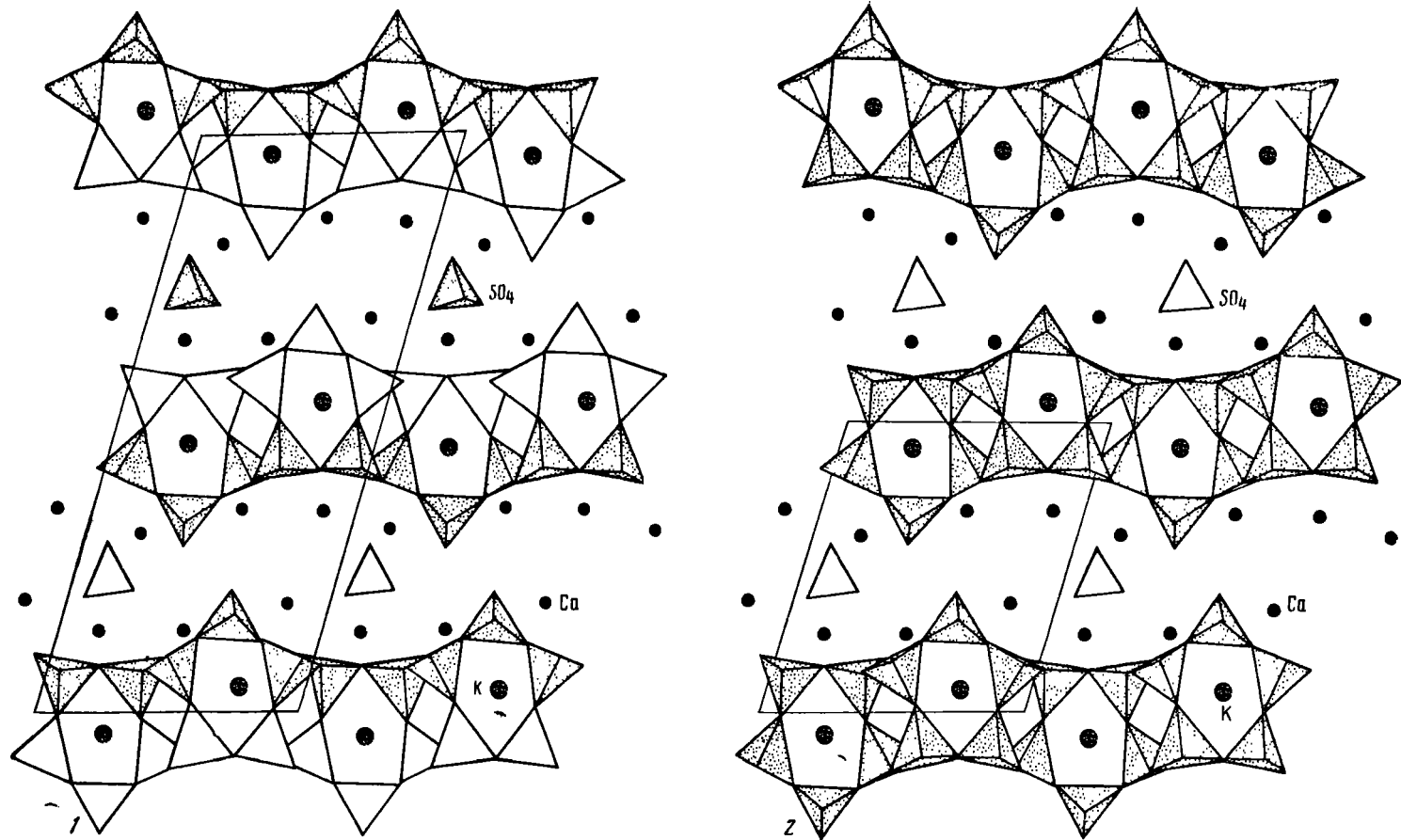
Силикаты с пяти-, шести- и восьмичленными кольцами тетраэдров

СТРУКТУРА ТИПА ЛАТИУМИТА

ГРУППА ЛАТИУМИТА

| | Сингония | a_0 | b_0 | c_0 | β | Уд. в. |
|---|----------|--------|-------|--------|---------|--------|
| Латиумит ($K_{0,86} \square_{0,15}$) $Ca_3 (Si_{2,15} Al_{2,85}) O_{11} \times$ $\times (SO_4)_{0,7} (CO_3)_{0,3}$ | Монокл. | 12,06 | 5,08 | 10,81 | 106,00° | 2,92 |
| Тусканит [$K_{0,88} Sr_{0,04} (H_2O)_{1,08}$] ($Ca_{5,25} Na_{0,51} \times$ $\times Fe_{0,10}^{3+} Mg_{0,11}$) ($Si_{8,34} Al_{3,66}$) $O_{22} \times$ $\times [(SO_4)_{1,38} (CO_3 OH)_{0,55} (OH)_{0,44}]$ | Монокл. | 24,036 | 5,110 | 10,888 | 106,95° | 2,83 |

Структура латиумита и тусканита характеризуется [1, 2] наличием двойных слоев (Si, Al) O_4 -тетраэдров || (100) и слоев Са-катионов и сульфатных групп



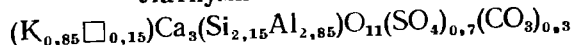
Фиг. 162. Кристаллическая структура тусканиита (1) и латуимита (2) в проекции вдоль [010] (по Меллини и Мерлини)

между ними, но у латиумита простые слои алюмокремнекислородных тетраэдров связаны в двойные слои винтовым вращением, а у тусканита — центром инверсии. Как следствие, у латиумита в плоскости $\parallel (010)$ все тетраэдры пятичленных колец, которые при их соединении дают двойной слой, направлены вверх, у тусканита три тетраэдра в каждом кольце направлены вверх, два — вниз (фиг. 162).

Л и т е р а т у р а

1. Cannillo E., Negro D., Rossi G. // Am. Min. 1973. Vol. 58, N 5/6. P. 466.
2. Mellini M., Merlino S. // Am. Min. 1977. Vol. 62, N 11/12. P. 1114.

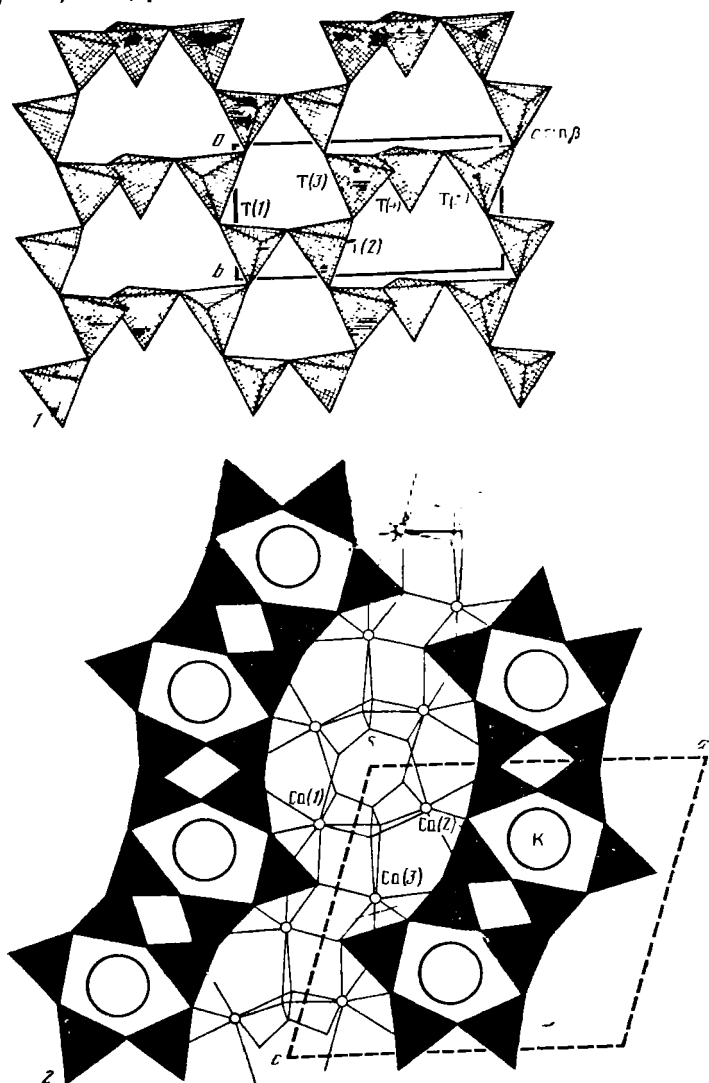
Латиумит Latiumite



Назван по месту находки — район Латиум в Италии [1].

Характ. выдел. Кристаллы длиной до 1 см.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_2^2-P2_1$. $a_0 = 12,06$, $b_0 = 5,08$, $c_0 = 10,81$ Å, $\beta = 106^\circ 00'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 2,374 : 1 : 2,128$, $Z = 2 [2]$; $a_0 = 12,12$, $b_0 = 5,13$, $c_0 = 10,80$ Å, $\beta = 108^\circ$, $a_0 : b_0 : c_0 = 2,362 : 1 : 2,105$ [1].



Фиг. 163. Структура тлумита (по Кани и Негро)

1 — проекция вдоль осей bc
2 — проекция вдоль осей ac

В структуре латиумита [2] двойные гофрированные слои алюмокремнекислородных тетраэдров, параллельные (100), соединяются друг с другом атомами Са и группами SO_4^{2-} .

Каждый простой тетраэдрический слой образован 6- и 8-членными кольцами алюмокремнекислородных тетраэдров, группирующимися в ленты, параллельные оси *b*, чередующиеся в направлении оси *c* (фиг. 163, 1). Два таких слоя накладываются друг на друга винтовым вращением так, что 8-членные кольца одного из них соединяются с 6-членными кольцами другого, образуя двойной тетраэдрический слой. У четырех из пяти симметрически независимых тетраэдров все кислороды мостиковые, а у одного тетраэдра — Т (4) — только два поделенных кислорода.

Если исключить тетраэдр Т (4) и соединить вместе тетраэдры Т (3) и Т (5), то слой становится идентичным алюмокремнекислородному слою искусственного гексагонального соединения $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ [2, 3].

В поперечном сечении двойного тетраэдрического слоя различаются 4- и 5-членные кольца (фиг. 163, 2).

Са (1) окружен 8 атомами О; Са (2) и Са (3) имеют семерную координацию; Са (3) соединяет два силикатных двойных слоя непосредственно, а Са (1) и Са (2) — через группы SO_4^{2-} , выполняющие роль мостиков (см. фиг. 163, 2).

Атомы Са и сульфат-ионы образуют промежуточный слой между двойными силикатными слоями. Структура допускает частичное замещение SO_4^{2-} на CO_3^{2-} . Атомы К находятся в полостях двойного силикатного слоя между соседними 5-членными кольцами тетраэдров.

Межатомные расстояния (Å) [2]: Si—О от 1,62 до 1,78, Са (1)—О от 2,33 до 2,62, Са (2)—О от 2,38 до 2,55, Са (3)—О от 2,25 до 2,80, К—О от 2,91 до 3,24, S—О=1,45—1,50; С—О=1,37. Углы (град): О—Si—О от 103,0 до 116,2, Si—О—Si от 120,8 до 159,5, О—S—О от 106,3 до 113,2.

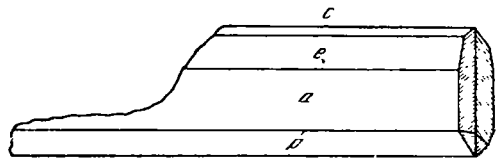
Диэдрич. осевой кл. $C_2-2(L_2)$. $a : b : c = 2,362 : 1 : 2,105$, $\beta = 108^\circ$ [1].

Формы [1]:

| | φ | ρ | | φ | ρ |
|--------------|-----------|--------|--------------|-----------|--------|
| <i>c</i> 001 | 90°00' | 18°00' | <i>p</i> 101 | —90 00' | 31°28' |
| <i>a</i> 100 | 90 00 | 90 00 | <i>y</i> 201 | —90 00 | 57 08 |
| <i>e</i> 101 | 90 00 | 51 37 | | | |

Кристаллы таблитчатые по (100), удлинены по оси *b* (фиг. 164). Хорошо развиты грани зоны [010], конечные (по удлинению) грани закруглены.

Фиг. 164. Кристалл латиумита (по Тилли и Хенри)



Физ. св. Сп. по (100) совершенная. Тв. $5\frac{1}{2}$ —6. Уд. в. 2,93 (вычисл. 2,92). Цв. белый, бесцветный. Кристаллы прозрачные. Бл. стеклянный.

Микр. Пл. опт. осей (010). $N_g = b$. Двуосный (\pm). Для латиумита из Альбано [1]: $n_g = 1,614$ — $1,615$, $n_m = 1,606$ — $1,609$, $n_p = 1,600$ — $1,603$, $n_g - n_p = 0,014$ — $0,012$; из Питильяно [4]: $n_g = 1,591$, $n_m = 1,590$, $n_p = 1,582$ (Na), $n_g - n_p = 0,009$.

У латиумита из Альбанских гор в области Латиум отдельные зоны кристаллов имеют разные значения cNp и $2V$ [1]: зоны с малым углом погасания оптически положительны ($cNp = 16$ и 18° , соответственно (+) $2V = 83$ и 85°), зоны с большим углом погасания отрицательны ($cNp = 26$ и 28° , соответственно (—) $2V = 80$ и 72°); при $cNp = 22^\circ$ $2V = 90^\circ$. Латиумит из Питильяно имеет (—) $2V = 39^\circ 51'$, $cNp = 32$ — 40° [4].

Хим. Анализ латиумита из Альбано (анал. Скун) [1] * (%): Na_2O — 1,11; K_2O — 7,20; MgO — 0,76; CaO — 29,41; MnO — 0,02; FeO — 0,55; Al_2O_3 —

24,67; Fe₂O₃ — 0,50; SiO₂ — 28,33; H₂O⁺ — 0,27; H₂O⁻ — не обн.; CO₂ — 1,60; SO₃ — 5,42; Cl — 0,14; сумма — 99,98.

* Данные о составе получены в результате двух частичных анализов: один выполнен из чистого материала, но без определения SO₃, CO₂ и Cl, другой — из материала, содержащего небольшую примесь меллилита.

На основании значительных колебаний $2V$ и $cN\rho$ в отдельных зонах кристаллов латиумита из Альбано предполагается существование разностей переменного состава [1].

Диагн. исп. Растворяется в слабых кислотах с выделением кремнезема. Дает реакции на SO₃ и CO₂. П. п. тр. плавится в стекло; при красном калении превращается в тонкозернистое вещество, оптически (—), близкое к меллилиту.

Находж. Впервые найден [1] в Альбанских горах, область Латиум (Италия) в пустотках метаморфизованных включений среди лавовых выбросов вместе с геденбергитом, гроссуляром, меллилитом, лейцитом, гаюином, калиофиллитом. В Италии известен также близ Питильяно среди продуктов извержения вулкана Вузини в ассоциации с гроссуляром, анортитом, везувианом, фассаитом [4].

Отл. Внешне похож на анортит и волластонит [1], отличается химическим составом и оптическими свойствами.

Межплоскостные расстояния латиумита из Альбанских гор [1] *

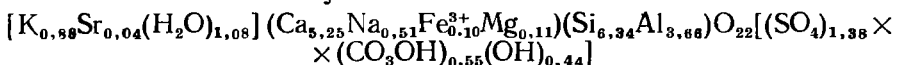
| CuK α -излучение | | | | | | | |
|-------------------------|-----|---------------|----------------------|-----|---------------|-----|---------------|
| hkl | I | $d(\text{Å})$ | hkl | I | $d(\text{Å})$ | I | $d(\text{Å})$ |
| 101? | 20 | 7,2 | 303; 310 | 90 | 3,06 | 70 | 2,37 |
| 202 | 70 | 4,6 | 103; 401 | 50 | 3,01 | 70 | 2,33 |
| 201; $\bar{1}11$ | 70 | 4,5 | 312 | 90 | 2,96 | 70 | 2,31 |
| 102 | 50 | 4,3 | 402 | 50 | 2,90 | 50 | 2,25 |
| 301; 111 | 50 | 4,0 | 400; $\bar{2}13$ | 100 | 2,86 | 30ш | 2,15 |
| 300; $\bar{2}11$ | 70 | 3,83 | 212 | 70 | 2,82 | 50ш | 2,12 |
| 302; $\bar{1}12$ | 50 | 3,69 | 311 | 50 | 2,77 | 50 | 2,08 |
| $\bar{1}03$; 012 | 50 | 3,63 | 104 | 50 | 2,72 | 50 | 2,06 |
| ? | 30 | 3,53 | 403; 313 | 30 | 2,63 | 50 | 2,05 |
| $\bar{2}03$ | 50 | 3,46 | 401; 004; } 411 } | 30 | 2,58 | 70 | 1,997 |
| 202; 211; } 212 } | 70 | 3,38 | 020 | 90 | 2,54 | 50 | 1,943 |
| 301; 112 | 70 | 3,28 | | 30 | 2,49 | 70 | 1,903 |
| $\bar{3}11$ | 50 | 3,14 | | 70 | 2,40 | 50 | 1,858 |

* ASTM, 8-174.

Л и т е р а т у р а

1. Tilley C. E., Henry N. F. M. // Miner. Mag. 1953. Vol. 30, N 220. P. 39.
2. Cannillo E., Negro D., Rossi G. // Amer. Miner. 1973. Vol. 58, N 5/6. P. 466.
3. Takeuchi Y., Donnay G. // Acta crystallogr. 1959. Vol. 12, pt 6. P. 465.
4. Barbieri M., Fornaseri M. // Rend. Soc. miner. e petrol. 1970. Vol. 26, fasc. 2. P. 427.

Тусканит Tuscanite



Назван по месту находки в районе Тускании (Италия) [1].

Характ. выдел. Кристаллы величиной $1 \times 1 \times 0,2$ см.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $P2_1/a$. $a_0 = 24,036$, $b_0 = 5,110$, $c_0 = 10,888$ Å, $\beta = 106,95^\circ$.

Кристаллическая структура тусканита близка к латиумиту, отличие см. на с. 548.

Кристаллы таблитчатые, пластинчатые по (100). Двойники по (100).

Физ. св. Сп. по (100) отчетливая. Тв. $5\frac{1}{2}$ —6. Уд. в. 2,83 (вычисл. 2,77). Цв. бесцветный. Прозрачный.

Микр. Двуосный (—). $cNp = 40^\circ$, $Nm \parallel b$. $n_g = 1,591$, $n_m = 1,590$, $n_p = 1,581$, $n_g - n_p = 0,010$, $2V = 40^\circ$.

Хим. Приведенная выше формула рассчитана из данных следующего анализа [1] (%): Na_2O — 1,45; K_2O — 3,79; MgO — 0,40; CaO — 26,76; SrO — 0,38; FeO — не обн.; Al_2O_3 — 16,95; Fe_2O_3 — 0,76; SiO_2 — 34,64; CO_2 — 2,20; SO_3 — 10,04; H_2O — 2,61; Cl — 0,02; сумма — 100,00. Предполагается [1], что вода может частично занимать места К в полостях, образованных 5-членными кольцами алюмокремнекислородных тетраэдров.

Наход. Найден в выбросах небольшого вулкана в районе Тускании, Питильяно (Италия), являющихся продуктом взаимодействия карбонатных пород, слагающих стенки вулканического резервуара, и трахитовой магмы. Встречается с везувианом, гранатом, пироксеном, волластонитом, анортитом, латумитом [1].

Отл. От латумита отличается меньшими значениями показателей преломления и $2V$, по составу — меньшим содержанием K_2O и большим H_2O .

Межплоскостные расстояния тусканита из Питильяно [1]

$CuK\alpha$ -излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|----------------------|----------|--------------|---------------------------------|----------|--------------|
| 200 | 100 | 11,51 | 320 | 1 | 2,422 |
| 401 | 8 | 5,78 | 612 | 2 | 2,408 |
| 400 | 17 | 5,75 | 314 | 2 | 2,402 |
| 002 | 4 | 5,20 | 114; 414 | 3 | 2,371 |
| 011; 402 | 12 | 4,58 | 10.00 | 5 | 2,298 |
| 401 | 9 | 4,51 | 114 | 1 | 2,250 |
| 202 | 3 | 4,30 | 405 | 1 | 2,160 |
| 601 | 4 | 3,995 | 911; 620 | 1 | 2,120 |
| 411; 600 | 24 | 3,832 | 613 | 1 | 2,070 |
| 203; 602 | 1 | 3,632 | 023; 423; } 721; 10.13 } | 2 | 2,053 |
| 312 | 1 | 3,573 | 720; 621; } 123 } | 1 | 2,017 |
| 003 | 4 | 3,469 | 12.02 | 7 | 1,997 |
| 402 | 8 | 3,398 | 12.01; 914 | 7 | 1,992 |
| 601 | 4 | 3,287 | 623; 615; } 522; 205 } | 1 | 1,959 |
| 611 | 2 | 3,149 | 820; 10.02 | 7 | 1,909 |
| 610 | 47 | 3,065 | 622 | 1 | 1,866 |
| 801 | 13 | 3,004 | 224; 12.12 | 1 | 1,861 |
| 612 | 24 | 2,962 | 10.05 | 1 | 1,832 |
| 802 | 7 | 2,899 | 813; 215 } 024 } | 4 | 1,824 |
| 013; 800 | 100 | 2,872 | 12.01; 12.10 | 4 | 1,793 |
| 412 | 16 | 2,830 | 12.14; 14.02; } 416; 10.20 } | 1 | 1,712 |
| 611; 113 | 4 | 2,771 | 14.00; 605; } 525 } | 4 | 1,642 |
| 602; 712 | 4 | 2,731 | 814; 025 | 4 | 1,613 |
| 803; 613 | 4 | 2,621 | | | |
| 801 | 4 | 2,582 | | | |
| 020 | 15 | 2,554 | | | |
| 313; 810; } 220 } | 2 | 2,500 | | | |
| 121 | 1 | 2,480 | | | |

Л и т е р а т у р а

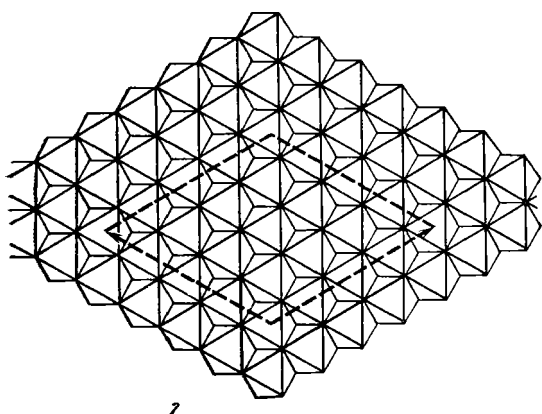
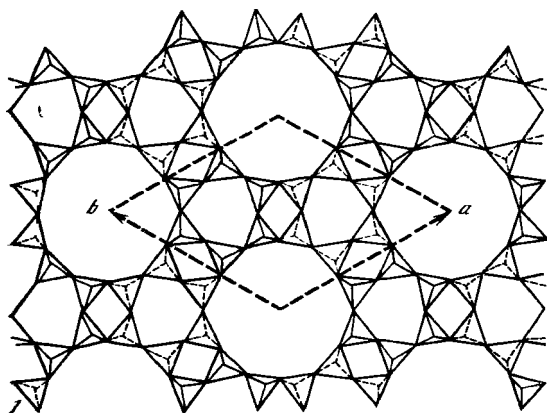
1. Orlandi P., Leoni L., Mellini M., Merlino S. // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 11/12.— P. 1100.

Силикаты с четырех-, шести- и двенадцатичленными кольцами тетраэдров

СТРУКТУРА ТИПА ПИРОСМАЛИТА

ГРУППА ПИРОСМАЛИТА

| | Сингонья | a_0 | b_0 | c_0 | β° | Уд. в. |
|--|----------|--------|--------|--------|---------------|-----------|
| Пиросмалит $(\text{Fe}, \text{Mn})_8[\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH}, \text{Cl})_{10}]$ | Триг. | 13,35 | — | 7,15 | — | 3,14—3,17 |
| Макгиллит $\text{Mn}_8[\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_8\text{Cl}_2]$ | Монокл. | 23,312 | 13,459 | 7,423 | 105,17 | 3,07 |
| Фриделит $\text{Mn}_8[\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH}, \text{Cl})_{10}]$ | Монокл. | 23,33 | 13,339 | 7,447 | 105,08 | 3,04—3,21 |
| Шаллерит $\text{Mn}_{16}[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}(\text{OH})_{14}[\text{As}_3^{3+}\text{O}_6] \times (\text{OH})_3]$ | Ромб. | 13,40 | 23,21 | 14,41 | — | 3,44 |
| Неленит $(\text{Mn}, \text{Fe})_{16}[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}(\text{OH})_{14} \times [\text{As}_3^{3+}\text{O}_6](\text{OH})_3]$ | Монокл. | 23,240 | 13,418 | 7,382 | 105,2 | 3,45 |
| Бементит $\text{Mn}_7[\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_8]$ | Ромб. | 14,5 | 17,5 | 7,28×4 | — | 3,06 |

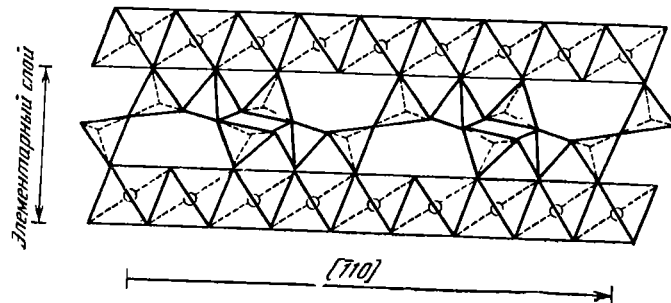
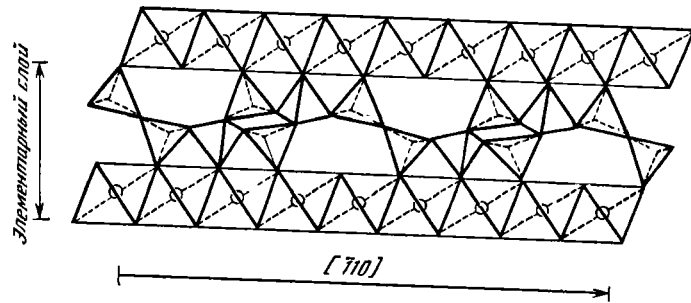
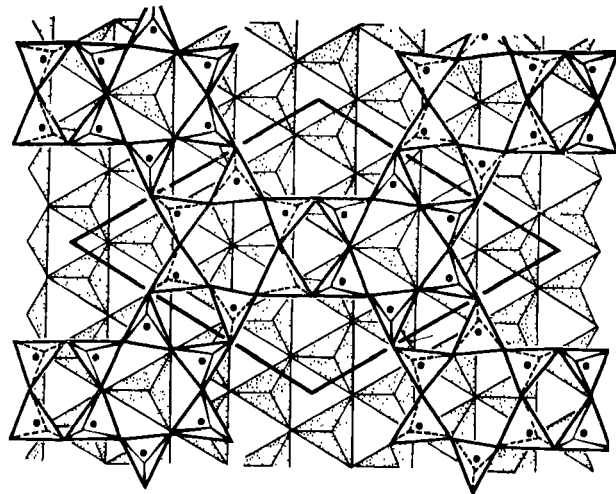
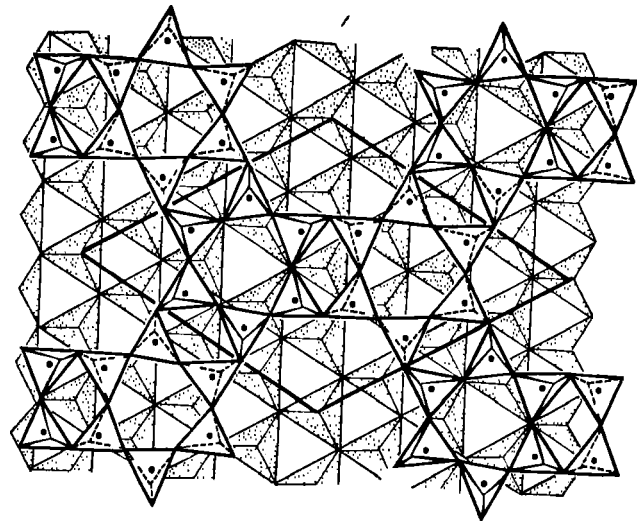


7

Фиг. 165. Структура пиросмалиита в проекции на плоскость ab (по Кашаеву и Дрицу)

1 — тетраэдрическая сетка; 2 — октаэдрическая сетка

В группу включены относительно редкие марганецсодержащие слоистые силикаты, имеющие близкий химический состав. Они составляют один изоморфный ряд, в котором пиросмалиит является более железистым членом, а фриделит — марганцовистым. К этой группе относятся шаллерит и неленит, для которых характерно повышенное содержание мышьяка [1, 2], макгиллит отличается от фриделита большим содержанием хлора [3, 4]. Эта структура построена из чередующихся тетраэдрических и октаэдрических сеток, соединенных через общие вершины полиэдров так, что эти сетки могут иметь разные относительные смещения и ориентировки [5—8]. Тетраэдрическая сетка состоит из кремнекислородных колец трех типов: 6-, 4- и 12-членных; ориентировка тетраэдров закономерно чередуется: в смежных 6-членных кольцах тетраэдры обращены в противоположные стороны. Октаэдрическая сетка — близкотопоподобная (фиг. 165). Несмотря на большие размеры октаэдрической и тетраэдрической сетки, может быть так велико (в р...



Фиг. 166. Способ сочленения тетраэдрических и октаэдрических сеток (по Озава и др.)
 1 — в макииллите; 2 — в пиро-милите

лътате изоморфного замещения железа главным образом марганцем), что тетраэдрическая сетка изменяет конфигурацию, приспособляясь к соседней октаэдрической сетке [7].

Политипное разнообразие пиросмалитовых структур прежде всего определяется тем, что октаэдрическая и тетраэдрическая сетки могут иметь две противоположные ориентировки (фиг. 166); две последовательные тетраэдрические сетки, разделяемые промежуточной октаэдрической, могут иметь 16 разных относительных смещений [8].

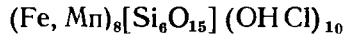
В группе пиросмалита теоретически выведено 18 политипов (3 — однослойных, 11 — двухслойных и 3 — трехслойных) [9], из них в природе установлены пять: четыре однослойных (пиросмалит, фриделит, макгиллит, неленит) и один двухслойный (шаллерит) [6, 8].

Бементит включен в эту группу условно.

Л и т е р а т у р а

1. Gage R. B., Larsen E. S., Vassar H. E. // Amer. Miner. 1925. Vol. 10, N 1. P. 9.
2. Dunn P. J., Peacor D. R. // Miner. Mag. 1984. Vol. 48, N 347. P. 271.
3. Donnay G., Betournay M., Hamill G. // Canad. Miner. 1980. Vol. 18, pt 1. P. 31.
4. Dunn P. J., Peacor D. R., Nelen A. J. // Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 9/10. P. 1054.
5. Takeuchi Y., Kawada I., Irimaziri Sh., Sadanaga R. // Miner. J. Jap. 1969. Vol. 5, N 6. P. 450.
6. Кашаев А. А., Дриц В. А. // Кристаллография. 1970. Т. 15, вып. 1. С. 52.
7. Kato T., Takeuchi Y. // Canad. Miner. 1983. Vol. 21, pt 1. P. 1.
8. Ozawa T., Takeuchi Y., Takahata T., Donnay G., Donnay J. // Ibid. P. 7.
9. Takeuchi Y., Ozawa T., Takahata T. // Ibid. P. 19.

Пиросмалит Pyrosmalite



Название от греч. πυρ (пир) — огонь и ὄσμη (осме) — запах в связи с появлением запаха при нагревании (Карстен, 1808).

Синон. Пиродмалит — pirodmalite (Гаусман, 1808).

Согласно рекомендациям Международной номенклатурной комиссии [1], среди пиросмалинов выделяются разновидности ферропиросмалит — ferropyrosmalite и манганпиросмалит — manganpyrosmalite. Название «пиросмалит», по-видимому, следует сохранить за средними членами этого ряда.

Характ. выдел. Кристаллы размером от долей миллиметра до 1 мм, реже до 3 см при толщине 0,1—1,5 см; радиально-лучистые агрегаты, розетковидные сростки; зернистые, листоватые и чешуйчатые скопления.

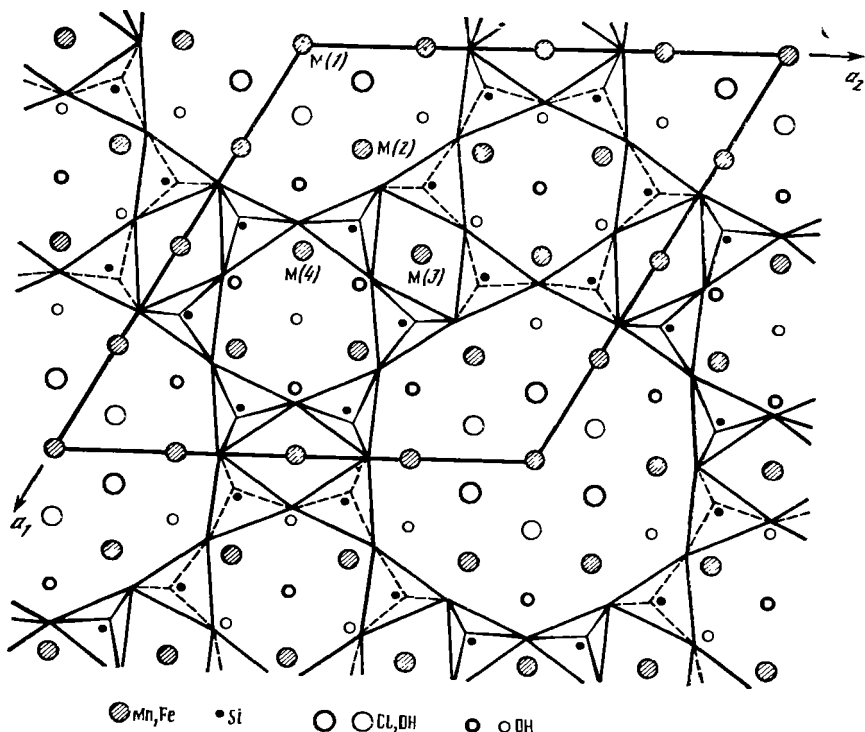
Структ. и морф. крист. Триг. с. D_{3d}^3 — $P\bar{3}m1$. $Z = 2$.

Параметры элементарной ячейки в зависимости от отношения Fe/(Fe + Mn) [12]:

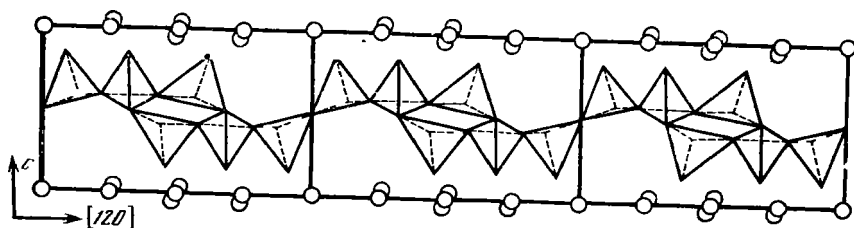
| | $a_0(\text{Å})$ | c_0 | Fe/(Fe+Mn) | Хим. анализ | Ссылка |
|------------------|-----------------|-------|------------|-------------|--------|
| Ферропиросмалит | 13,33 | 7,11 | 0,92 | 1 | [2] |
| | 13,36 | 7,16 | 0,58 | 2 | [3] |
| Пиросмалит | 13,40 | 7,135 | 0,47 | 4 | [4] |
| | 13,39 | 7,18 | 0,39 | 5 | [5] |
| Манганпиросмалит | 13,36 | 7,16 | 0,24 | 7 | [3] |
| | 13,42 | 7,16 | 0,18 | 9 | [4] |
| | 13,38 | 7,15 | 0,15 | 8 | [6,7] |

Однослойный тригональный политип. Каждый слой состоит из октаэдрической сетки бруситоподобного типа и тетраэдрической сетки $[\text{Si}_6\text{O}_{15}]^{6-}$. Тетраэдрическая сетка состоит из 6-членных колец кремнекислородных тетраэдров в двух различных ориентировках: в одной из них апикальные атомы кислорода связаны с атомами Mn нижней октаэдрической сетки, в другой — с атомами Mn верхней сетки. 6-членные кольца связываются вместе, образуя промежуточные 12- и 4-членные кольца (фиг. 167).

Кремнекислородные тетраэдры удлинены: боковые ребра длиннее базальных примерно на 5%. Основания тетраэдров 6-членных колец значительно от-



Фиг. 167. Структура манганпиросмалита в проекции вдоль оси c (по Като и др.)



Фиг. 168. Волнообразно изогнутая тетраэдрическая сетка в структуре манганпиросмалита, проекция вдоль оси a (по Такеучи и др.)
Выделены три элементарные ячейки; кружки — атомы Mn, Fe

клоняются от расположения в одной плоскости (угол наклона около 20°); в результате тетраэдрическая сетка волнообразно изогнута (фиг. 168) [8, 9]. 6-членные кольца искажены и имеют форму дитригонов [9—11], в связи с чем у пиросмалита с 24,09% FeO различаются длины связей $Si-O(2)=1,63 \text{ \AA}$ и $Si-O(3)=1,609 \text{ \AA}$ и углы $Si-O(2)-Si=141,0^\circ$ и $Si-O(3)-Si=143,6^\circ$ [10]. Cl изоморфно замещает OH предпочтительно в позиции $M(1)-OH(1)$, что ведет к увеличению межатомного расстояния на 13% по отношению к среднему $M-OH$ в трех остальных октаэдрах [10]. Пьезоэффект не обнаружен [8, 11].

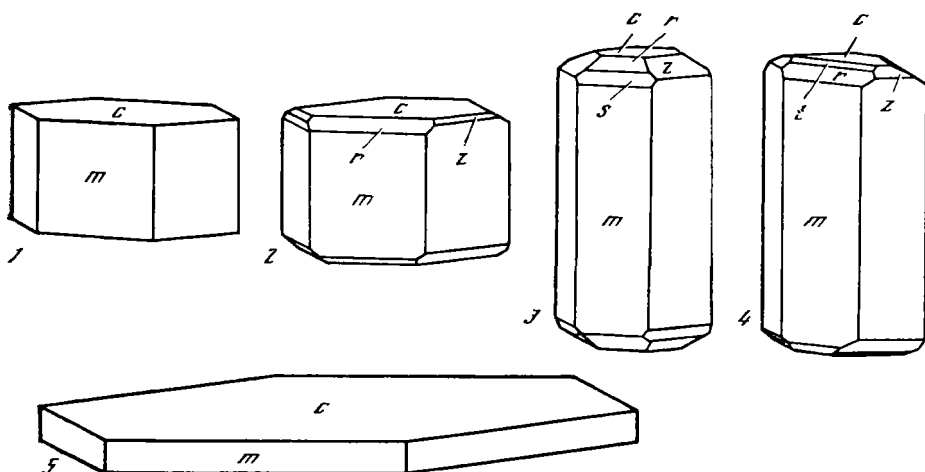
Средние межатомные расстояния (\AA) и углы связей пиросмалита с 27,62% MnO и 24,09% FeO (аналог хим. анализа 4): $Si-O=1,620$, $O-O=2,624$; $M(1)-OH(Cl)=2,523$, $M(2)-OH=2,305$, $M(3)-O(OH)=2,174$; $M(4)-OH(O)=2,186$; $O-Si-O=109,4^\circ$; для манганпиросмалита с 42,01% MnO и 9,57% FeO (хим. анализ 9): $Si-O=1,625$, $O-O=2,651$, $M(1)-OH(Cl)=2,543$, $M(2)-OH=2,321$, $M(4)-OH(O)=2,203$; $O-Si-O=109,4^\circ$.

Дитриг.-скаленоздр. кл. $D_{3d}-3m (L_3 3L_2 3PC)$. $a : c = 1 : 0,5308$ [12].

Формы [12]:

| | φ | ρ | | φ | ρ | | φ | ρ |
|---------------------------------------|-----------|--------|---|-----------|--------|---------------------------------------|-----------|--------|
| c 0001 | — | 0°00' | t 10 $\bar{1}2$ | 60°00' | 17°02' | s 20 $\bar{2}1$ | 60°00' | 50°48' |
| m 1010 | 60°00' | 90 00 | r 10 $\bar{1}1$ | 60 00 | 31 30 | z 0111 | 0 00 | 31 30 |
| rz (10 $\bar{1}1$):(0111) = 30°17' | | | sz (20 $\bar{2}1$):(01 $\bar{1}1$) = 42°09' | | | tz (1012):(01 $\bar{1}1$) = 26°54' | | |

Известны кристаллы пиросмалита из Нордмарка (Швеция) [12], Брокен-Хилла (Австралия) [3] и кристаллы марганцопиросмалита из рудника Таканосу (Япония) [13]. Кристаллы призматические или таблитчатые по (0001), ромбоэдрические грани редки (фиг. 169).



Фиг. 169. Кристаллы пиросмалита (1—4) из Нордмарка, Швеция (по Флинку) и кристалл марганцопиросмалита (5) из Таканосу, Япония (по Уетани)

Физ. св. Сп. по (0001) совершенная, по (10 $\bar{1}0$) несовершенная. Излом неровный, занозистый. Тв. 4 $\frac{1}{2}$ —5. Микротвердость 315 кгс/мм² при нагрузке 50 гс [14]. Уд. в. 3,07—3,19 (вычисл. 3,14—3,19). Цв. пиросмалита фисташковый до черновато-зеленого, грязно-зеленый, черно-коричневый, зеленовато-желтый до коричнево-желтого, бледно-печеночно-бурый, светло-бурый, серый. Цв. марганцопиросмалита розоватый, немного светлее, чем у родонита [4], розово- до темно-красновато-коричневого [6], бледно-коричневый [3]. Бл. стеклянный, иногда восковой или смоляной, на плоскостях спайности шелковистый или перламутровый до полуметаллического. Просвечивающий до прозрачного. Цв. черты светлый, зеленоватый. В оптическом спектре поглощения марганцопиросмалита фиксируются полосы, характерные для октаэдров $Mn^{2+}O_6$ (см⁻¹): 18700, 23 200, 24 600 и 27 400. Розово-бурая окраска определяется Mn^{2+} в октаэдрической координации [15]. В ИК-спектре пиросмалита (аналог хим. анализа б) наблюдались полосы: 409, 435, 509, 536, 558, 594, 628, 665, 726, 764, 780, 798, 959, 1020, 1055, 1027, 1146, 1640, 3412, 3567, 3603 см⁻¹ [16].

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветный или желтовато-зеленый. Плеохроизм слабый: по Ne — бесцветный, по No — светло-зеленый или зеленовато-желтый. $No > Ne$. Одноосный (—). Пл. опт. осей \perp (0001). Угасание прямое. Удлинение (+). $n_o = 1,664$ —1,682, $n_e = 1,631$ —1,652, $n_o - n_e = 0,035$ —0,039. Показатели преломления увеличиваются с возрастанием содержания железа.

Хим. Теор. состав: для крайнего гипотетического железистого члена $Fe_3Si_6O_{15}(OH)_9Cl$: FeO — 55,14, SiO₂ — 34,57, H₂O — 7,77, Cl — 3,40; для марганцовистого $Mn_3Si_6O_{15}(OH)_9Cl$: MnO — 54,78, SiO₂ — 34,78, H₂O — 7,81 Cl — 3,42.

Железо и марганец в некоторых пиросмалитах замещаются Mg, Ca, Zn. Спектроскопически в пиросмалите из месторождения Ушкатын-I (КазССР) обнаружены Pb, Zn, As, Be, Ge, Ni, Ag, Cu, Ti [5, 17].

| Анализы: | | | | | | | | | |
|---------------------------------|--------|---------|--------|--------|---------|----------|-------|-----------|-----------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| MgO | 0,76 | Не обн. | 1,11 | 1,65 | Не обн. | 0,16 | — | 0,74 | 1,14 |
| CaO | — | 1,21 | 0,43 | 0,02 | » | 1,96 | 1,29 | Не обн. | — |
| ZnO | — | 1,08 | — | 0,04 | 0,07 | — | 1,92 | 1,94 | — |
| MnO | 4,37 | 21,51 | 24,30 | 27,62 | 32,39 | 31,23 | 32,96 | 39,09 | 42,01 |
| FeO | 48,61 | 30,58 | 27,76 | 24,09 | 21,41 | 17,58 | 17,05 | 12,43 | 9,57 |
| Fe ₂ O ₃ | — | Не обн. | — | 1,07 | Не обн. | 1,66 | Сл. | — | — |
| Al ₂ O ₃ | 0,22 | » | 0,26 | 0,11 | » | 0,92 | » | — | 0,50 |
| SiO ₂ | 34,71 | 34,18 | 34,71 | 33,50 | 32,39 | 33,27 | 33,42 | 34,13 | 35,43 |
| H ₂ O ⁺ } | 8,04 | 7,65 | 8,31 | 6,53 | 10,22 | 8,26 | 9,36 | 8,18 | 7,50 |
| H ₂ O ⁻ } | | 0,04 | — | 0,22 | — | 0,24 | 0,07 | — | — |
| Cl | 4,25 | 3,79 | 4,16 | 5,63 | 3,62 | 5,35 | 3,78 | 3,80 | 5,00 |
| Сумма | 100,96 | 100,04 | 101,04 | 100,58 | 100,10 | 101,34 * | 99,85 | 100,44 ** | 101,32 ** |
| —O = Cl ₂ | 0,96 | 0,85 | 0,94 | 1,27 | 0,81 | 1,21 | 0,85 | 0,86 | 1,13 |
| | 100,00 | 99,19 | 100,10 | 99,31 | 99,29 | 100,13 | 99,00 | 99,58 | 100,39 |
| Уд. в. | — | 3,14 | — | 3,14 | 3,07 | — | 3,11 | 3,14 | 3,12 |
| n _o | 1,677 | 1,670 | — | — | 1,671 | 1,666 | 1,664 | 1,669 | 1,667 |
| n _e | 1,652 | 1,639 | — | — | 1,636 | 1,634 | 1,634 | 1,631 | 1,631 |
| a ₀ (Å) | 13,33 | 13,36 | — | 13,40 | 13,39 | — | 13,36 | 13,36 | 13,42 |
| c ₀ | 7,11 | 7,16 | — | 7,135 | 7,18 | — | 7,16 | 7,16 | 7,159 |

* В том числе Na₂O—0,06, K₂O—0,04, P₂O₅—0,61. ** В том числе As₂O₃—0,13. ** В том числе SO₃—0,17.

1—Пегмоит (Австралия), микрондовый анализ, анал. Ваугхан (H₂O—по разности, все железо как FeO) [2]; 2—Брокен-Хилл (Австралия), анал. Карлос [3]; 3—Нордмарк (Швеция), анал. Замбонини [18]; 4—Киуразава (Япония), кроме того, TiO₂—0,08, P₂O₅—0,02, Fe₂O₃ пересчитано на FeO, анал. Харамура [4]; 5—месторождение Ушкатын, Центральный Казахстан, анал. Зайцева [5]; 6—месторождение Южное, Приморский край [16]; 7—Брокен-Хилл (Австралия), анал. Карлос [3]; 8—манганпиросмали́т, Стерлинг-Хилл (США), анал. Бауэр [6]; 9—манганпиросмали́т, Шинсанян, Киуразава (Япония), анал. Ито [4].

Диагн. исп. С фосфорной солью и SiO₂ дает реакцию на Si. HNO₃ разлагается с выделением студневидного кремнезема. В закр. тр. при нагревании выделяет воду. П. п. тр. легко плавится с образованием темного магнитного стекла.

Повед. при нагр. На кривой нагревания фиксируются эффекты: один четкий эндотермический в интервале 550—620° и два экзотермических 620—640 (слабый) и 750—820° [5].

Нахожд. Обычно гидротермально-метасоматический. В Советском Союзе установлен в пластовых железо-марганцевых месторождениях Джомарт и Ушкатын-1 в Агасуйском районе (Центральный Казахстан). На месторождении Жомарт встречается в незначительных количествах в существенно магнетитовых рудах вместе с железистым хлоритом, кальцитом и кварцем; выполняет промежуток между зернами магнетита; призмочки пиросмали́та наблюдались также в содержащих железо и марганец карбонатных породах. На месторождении Ушкатын-1 относительно широко развит в рудном горизонте, наблюдается вместе с хлоритом и кальцитом или с кальцитом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом и баритом в прожилках мощностью до 3 см, секущих существенно гематитовые, магнетитовые или яковсит-магнетитовые руды. Образование пиросмали́та связано с позднегидротермальным метасоматозом [5, 17, 19].

Вместе с пироксмангитом, кнебелитом и гранатом установлен в марганцовистых метасоматитах в серебро-свинцово-цинковом месторождении Южное, Приморский край (хим. анализ 6). Предполагают, что кристаллизация его происходила в раннюю высокотемпературную (570—400°) стадию метасоматоза [16].

В Хибинском массиве (Мурманская обл.) небольшие скопления пиросмали́та встречены в кавернах полевошпатового пегматита в фойяитах наряду с филлипситом, флюоритом, кальцитом и другими минералами [20, 21].

За рубежом пиросмали́т установлен в магнетитовых месторождениях Нордмарк и Даннемора в Швеции. В Нордмарке находится в ассоциации с кальци-

том, волокнистым зеленым амфиболом, пироксенем, апофиллитом и магнетитом; в Даннеморе — в виде листообразных масс в магнетит-пироксеновой породе [6].

В ассоциации с альмандин-спессартиновым гранатом, хлоритом, апатитом и магнетитом пиросмалит обнаружен в шлифах метасоматически измененных сланцев, близ их контакта с риолитами, в Нэнт Фраксон, Северный Уэльс (Великобритания); образует радиально-лучистые скопления до 0,5 мм в длину. Крупнокристаллический зеленовато-коричневый пиросмалит известен из рудника Требёрланд (Великобритания) [22]. Пиросмалит установлен в горизонте марганцовистых окислов в известняках в обнажениях на берегу р. Юбэй (Французские Альпы); содержится только в кальцитовых слоях вместе с баритом [23]. В ассоциации с фриделитом, бементитом и виллемитом манганпиросмалит обнаружен в прожилках в цинковом месторождении Стерлинг-Хилл, шт. Нью-Джерси (США) [6]. Широко развиты пиросмалит и манганпиросмалит в свинцово-цинковом месторождении Брокен-Хилл (Австралия) [3, 7]. Обычно они встречаются либо в пустотах и трещинах в родоните и гранате в виде пластинчатых кристаллов толщиной 1,5 см и шириной до 3 см, либо как второстепенные минералы в рудах вместе с галенитом, сфалеритом, родонитом, бустамитом, гранатом, кнебелитом; эти минералы образовались путем замещения кнебелита и родонита. Пиросмалит с самым высоким содержанием железа — ферропиросмалит (хим. анализ 1) — установлен в свинцово-цинковом месторождении Пегмонт (Австралия) [2]. Здесь он наблюдается в ассоциации с фаялитом, гриналитом, галенитом и сфалеритом. Предполагается, что образование его происходило в стадию прогрессивного метаморфизма из хлорсодержащих богатых железом гелей.

Пиросмалит и манганпиросмалит встречаются в метаморфических пластовых марганцевых месторождениях Японии в виде мельчайших прожилков или скоплений; отлагались путем замещения кнебелита и родонита. На месторождении Киуразава манганпиросмалит является одним из главных минералов марганцево-железистых силикатных руд; образует грубозернистые скопления с поперечником до 3 см, встречается с кнебелитом, спессартином, пироксмангитом, сфалеритом, пирротинном, частью образовался путем замещения родонита и кнебелита [24, 25]. В месторождении Таканосу совместно со спессартином входит в состав существенно тремолитовой породы; наблюдается тесная ассоциация его с мозаичным кварцем и родонитом [13, 25].

В родохрозитовых рудах месторождения Вафанзы (Северо-Восточный Китай) пиросмалит установлен в ассоциации с хлоритом и графитом, а также в секущих эти руды кварцевых прожилках с халькопиритом, сфалеритом, пирротинном, галенитом, пиритом, марказитом. В оолитовых родохрозитовых рудах отчетливо прослеживаются различные стадии замещения родохрозита пиросмалитом. Образование пиросмалита связывается с привнесом Cl гидротермальными растворами [26].

Практ. знач. В Японии входит в состав некоторых марганцевых руд.

Межплоскостные расстояния манганпиросмалита *

FeK $_{\alpha}$ -излучение, Мп-фильтр

| <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|
| 100 | 30 | 11,6 | 401 | 90 | 2,683 | 305 | 20 | 1,342 |
| 001 | 100 | 7,16 | 410 | 20 | 2,549 | 405 | 20 | 1,285 |
| 110 | 10 | 6,71 | 003 | 20 | 2,385 | 820 | 10 | 1,266 |
| 101 | 30 | 6,09 | 103 | 10 | 2,334 | 633 | 10 | 1,238 |
| 200 | 10 | 5,77 | 402; 113 | 70 | 2,251 | 006 | 10 | 1,194 |
| 111 | 20 | 4,886 | 213 | 10ш | 2,102 | | 10ш | 1,790 |
| 201 | 10 | 4,509 | 403 | 40 | 1,843 | | 10ш | 1,406 |
| 210 | 10 | 4,376 | 104 | 10 | 1,768 | | 20ш | 1,126 |
| 211 | 20 | 3,736 | 114 | 10ш | 1,733 | | 10ш | 1,106 |
| 002 | 80 | 3,583 | 440 | 50 | 1,672 | | 20ш | 1,089 |

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|
| 102 | 40 | 3,419 | 304 | 40 | 1,627 | 20ш | | 1,082 |
| 220 | 30 | 3,338 | 404 | 50 | 1,523 | 10ш | | 1,063 |
| 221; 202 | 20 | 3,035 | 005 | 10 | 1,432 | 10ш | | 1,047 |
| 400 | 20 | 2,882 | 105; 504 | 20 | 1,419 | | | |
| 212 | 20 | 2,770 | 424; 205 | 20 | 1,371 | | | |

* ASTM, 12-249, оригинал хим. анализа 8.

Межплоскостные расстояния ферропиромалита [2] *

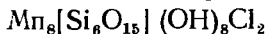
| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|
| 1010 | 2 | 11,58 | 2022 | ½ | 3,012 | 0005 | ½ | 1,423 |
| 0001 | 8 | 7,13 | 4040 | 1 | 2,889 | 8081 | 1 | 1,413 |
| 1120 | Сл. | 6,64 | 2132 | Сл. | 2,762 | 5492 | 1 | 1,365 |
| 1010 | 2 | 6,08 | 4041 | 10 | 2,675 | 3035 | 1 | 1,336 |
| 2020 | Сл. | 5,78 | 3032 | Сл. | 2,609 | 4045 | 1 | 1,276 |
| 1121 | » | 4,871 | 0003 | 1 | 2,374 | 8083 | ½ | 1,233 |
| 2021 | ½ | 4,493 | 4042 | 6 | 2,243 | | ½ | 1,121 |
| 2130 | 1 | 4,359 | 4043 | 4 | 1,833 | | ½ | 1,083 |
| 2131 | 1 | 3,728 | 4480 | 4 | 1,667 | | 1 | 1,078 |
| 0002 | 6 | 3,564 | 3353 | 3 | 1,622 | | 1 | 1,043 |
| 1012 | 2 | 3,399 | 4044 | 4 | 1,513 | | 1 | 0,991 |
| 2240 | ½ | 3,326 | | | | | | |

* Оригинал хим. анализа 1.

Л и т е р а т у р а

- Vaughan J. P. // *Miner. Mag.* 1987. Vol. 51, N 359, pt 1. P. 174.
- Vaughan J. P. // *Ibid.* 1986. Vol. 50, N 357, pt 3. P. 527.
- Stillwell F. L., McAndrew J. // *Ibid.* 1957. Vol. 31, N 236. P. 371.
- Watanabe T., Kato A., Ito J. // *Miner. J. Jap.* 1961. Vol. 3, N 3. P. 130.
- Каюпова М. М. // ДАН СССР. 1964. Т. 159, № 3. С. 560.
- Fronzel C., Bauer L. H. // *Amer. Miner.* 1953. Vol. 38, N 9/10. P. 755.
- Hutton C. O. // *Ibid.* 1956. Vol. 41, N 7/8. P. 581.
- Takeuchi Y., Kawada I., Irimaziri Sh., Sadanaga R. // *Miner. J. Jap.* 1969. Vol. 5, N 6. P. 450.
- Takeuchi Y., Ozawa T., Takahata T. // *Canad. Miner.* 1983. Vol. 21, pt 1. P. 19.
- Kato T., Takeuchi Y. // *Ibid.* P. 1.
- Кашаев А. А. // Кристаллография. 1967. Т. 12, вып. 6. С. 1062.
- Flink G. // *Ark. kemi. Miner., geol.* 1917. Bd. 6, h. 5, N 21. S. 52.
- Uetani K., Sakurai K., Kato A., Imayoshi T. // *Bull. Nat. Sci. Mus. Tokyo*, 1965. Vol. 8, N 2. P. 185.
- Поваренных А. С., Лебедева А. Д. // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1971. Вып. 5. С. 43.
- Платонов А. Н. // Природа окраски минералов. Киев: Наук. думка, 1976. С. 132.
- Kazachenko V. T., Narnov G. A., Chubarov V. M., Shcheka Zh. A., Romanenko I. M. // *Neues Jb. Mineral. Abh.* 1979. Bd. 137, H. 1. S. 20.
- Каюпова М. М. Минералогия железных и марганцевых руд Западного Атасу. Алма-Ата: Наука, 1974. С. 182 с.
- Zambonini F. // *Ztschr. Kristallogr.* 1901. Bd. 34, H. 5/6. S. 556.
- Каюпова М. М. // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1961. Вып. 2 (43). С. 53; 1965. Вып. 2. С. 32; Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967. С. 325.
- Федотова М. Г. // Минералы Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1982. С. 32.
- Хомяков А. П. // Развитие минералогии и геохимии и их связь с учением о полезных ископаемых. М.: Наука, 1983. С. 66.
- Brown P. E. // *Miner. Mag.* 1959. Vol. 32, N 246. P. 242.
- Bourbon M., Fonteilles M. // *Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr.* 1972. Vol. 95, N 5. P. 623.
- Watanabe T., Kato A. // *Miner. J. Jap.* 1957. Vol. 2, N 3. P. 180.
- Ватанабе Т., Юи С., Като А. // Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973. С. 106.
- Фань Дэ-лянь // ДАН СССР. 1959. Т. 126, № 6. С. 1338.

Макгиллит McGillite



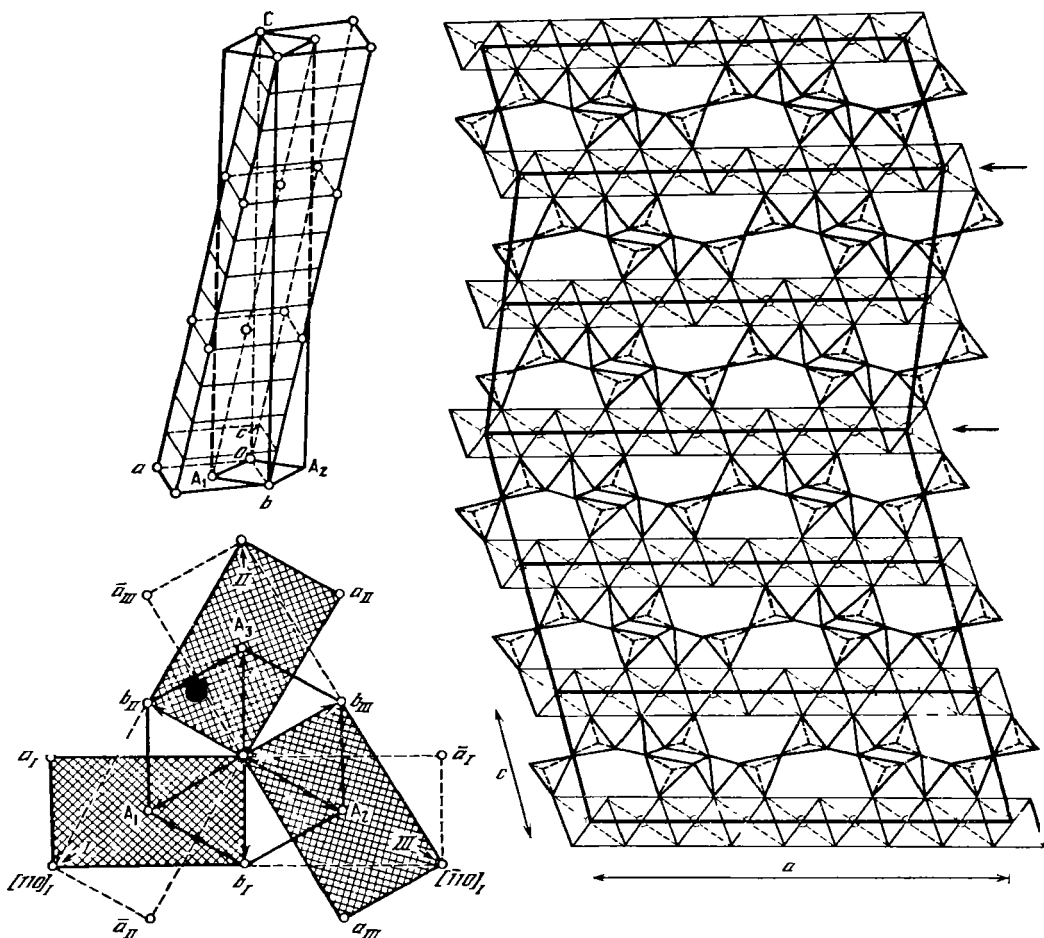
Найден в 1945 г. [1], назван в 1980 г. [2] по Макгиллскому университету в Канаде.

Характ. выдел. Зерна неправильной формы.

Структ. Монокл. с. (псевдогексагональный). $C_{2h}^3 - C2/m$. $a_0=23,312$, $b_0=13,459$, $c_0=7,423$ Å, $\beta=105,15$ (2)° [3]; $a_0=23,379$ Å, $b_0=13,498$, $c_0=7,390$, $\beta=105,3$ ° [4].

Однослойный монокл. политип. Изоструктурен с фриделитом, более упорядоченный. Указанная ранее гексагональная ячейка [2] может быть выбрана в моноклинной решетке, но она не соответствует истинной моноклинной симметрии, а казавшаяся гексагональной симметрия явилась следствием двойничивания (тройничивания) индивидов (фиг. 170). Методами просвечивающей электронной микроскопии высокого разрешения обнаружено несколько типов сверхструктур, обусловленных сложным двойничиванием (фиг. 171).

Физ. св. Сп. совершенная по (001), несовершенная по (100). Микротвердость 278—330 кгс/мм² при нагрузке 15 гс. Уд. в. 2,98 (вычисл. 3,071). Цв. розовый. Бл. на плоскостях спайности перламутровый. Пирозлектрический эффект отрицательный [2].



Фиг. 170. Соотношение между моноклинной (abc) и гексагональной (A_1A_2C) ячейками макгиллита и характер его двойничивания (I—III — индивиды трех кристаллов) (по Озава и др.)

Фиг. 171. Упаковка структурных слоев в двойничивных индивидах макгиллита, связаных разворотом γ на 120° вокруг [1.0.12] (по Озава и др.)

Микр. Одноосный (—), иногда двуосный (—) с $2V \sim 10^\circ$, $n_o = 1,6685$, $n_e = 1,6415$ (измерены в Na свете при температуре 21°).

Хим. Теор. состав: SiO_2 — 34,17, MnO — 55,80, H_2O — 6,82, Cl — 6,72. Близок к фриделиту, от которого отличается более высоким содержанием Cl . Содержит Fe , Mg и другие элементы.

Анализ (выполнен на микрозонде) [2]:

| MgO | CaO | ZnO | MnO | FeO | As ₂ O ₃ | SiO ₂ | H ₂ O+ | Cl |
|---|-------|------|-------|------|--------------------------------|------------------|-------------------|------|
| 1,62 | <0,05 | <0,1 | 47,76 | 4,85 | <0,1 | 34,54 | 7,16 | 6,36 |
| Сумма 102,54, — O = Cl ₂ — 1,44, сумма 101,10, в оригинале 100,85. | | | | | | | | |

Повед. при нагр. При нагревании в закр. трубке становится темно-коричневым и теряет воду.

Диagn. исп. При обработке холодной HCl разлагается с образованием студенистого кремнезема.

Нахожд. Установлен в месторождении Салливан в Кимберли (Британская Колумбия, Канада), долгое время принимался за фриделит [1, 5]. Встречен в трещинах, секущих среднепротерозойские осадочные породы, вместе со сфалеритом, буланжеритом, галенитом, джемсонитом и молочно-белым кварцем.

Межплоскостные расстояния макгиллита [3]

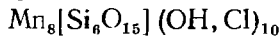
FeK_α -излучение

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------------|----------|--------------|------------------------------|----------|--------------|----------------------|----------|--------------|
| 110 | 2 | 11,67 | $\bar{4}43$; 802 | 2 | 1,971 | 991 | 1 | 1,292 |
| 001 | 7 | 7,16 | 443; $\bar{8}04$ | 2 | 1,727 | $\bar{8}84$; 16.0.2 | 1 | 1,205 |
| 020 | 1 | 6,75 | 080 | 4 | 1,683 | 883; $1\bar{6}.0.5$ | 1 | 1,167 |
| 110 | 1 | 6,50 | 081 | 2 | 1,638 | 085 | 1 | 1,0897 |
| 201 | 1 | 5,44 | $\bar{4}44$; 803 | 2 | 1,619 | | | |
| 002 | 4 | 3,570 | 082 | 1 | 1,524 | | | |
| 440; $\bar{8}01$ | 6 | 2,888 | $\bar{8}81$; $1\bar{6}.0.1$ | 1 | 1,454 | | | |
| 441; $\bar{8}02$ | 10 | 2,560 | 444; $\bar{8}05$ | 2 | 1,420 | | | |
| 442; 801 | 2 | 2,409 | $\bar{4}45$; 804 | 2 | 1,336 | | | |
| 442; $\bar{8}03$ | 4 | 2,112 | $\bar{8}83$; $16.0.1$ | 1 | 1,317 | | | |

Л и т е р а т у р а

1. Stevenson J., Stevenson L., Donnay J. // *Canad. Miner.* 1984. Vol. 22, pt 2. P. 265.
2. Donnay G., Betournay M., Hamill G. // *Ibid.* 1980. Vol. 18, pt 1. P. 31.
3. Ozawa T., Takeuchi Y., Takahata T., Donnay G., Donnay J. // *Canad. Miner.* 1983. Vol. 21, pt 1. P. 7.
4. Iijima S. // *Acta crystallogr. A.* 1982. Vol. 38. P. 685.
5. Gait R. // *Canad. Miner.* 1983. Vol. 21, pt 1. P. 145.

Фриделит Friedelite



Назван по фамилии французского химика и минералога Ш. Фриделя [1]

Разнов. Железистый фриделит.

Характ. выдел. Плотные выделения, зернистые агрегаты, кристаллы, тонкоигольчатые и волокнистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Однослойный моноклинный политип [2]. Совместное использование рентгеновского анализа и данных электронной микроскопии позволило установить, что изоструктурный с макгиллитом фриделит является моноклинным. C_{2h}^2-C2/m . $a_0=23,335$, $b_0=13,396$, $c_0=7,447$ Å, $\beta=105,08^\circ$, $a_0 : b_0 : c_0=1,7419 : 1 : 0,5559$.

Ранее [3—5] на основании рентгеновских данных рассматривался как трехслойный политип с гексагональной решеткой, $a_0=13,40$, $c_0=21,43$ Å, $a_0 : c_0 = 1 : 1,599$, $Z=6$. Данн [6] по данным микродифракции считал фриделит

12-слойным ортогональным политипом, $a_0=12,40$, $c_0=85,7$ Å, $Z=24$. Озава и др. [2] установили, что гексагональная ячейка образуется в результате двойникового (тройникового) отдельных индивидов.

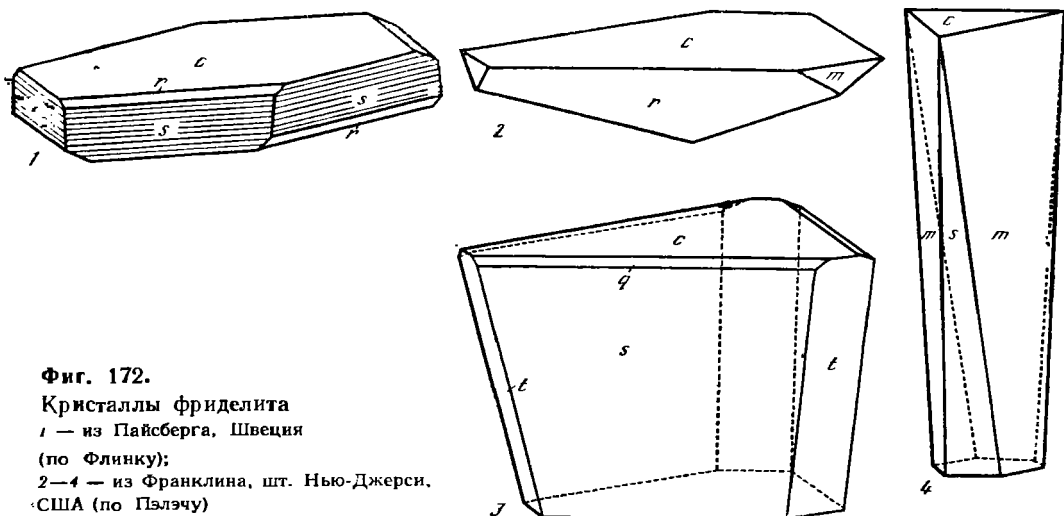
Переход от 12-слойной гексагональной ячейки (А, С) к моноклинной (a , b , c , β) выражается соотношениями $a=A\sqrt{3}$; $b=A$, $c=C/(12\sin\beta)$. Структурно фриделит более разупорядочен, чем макгиллит [2].

Тонкое (выявленное на уровне кристаллической решетки) двойникование (тройникование) не отражается на морфологии кристаллов; они имеют тригональный облик; $a:c=1:0,5317$ [7].

Формы [7,8]:

| | | φ | ρ | | φ | ρ |
|-------------------------------------|-----------|-----------|--------|--------------------------------|-----------|--------|
| c | 0001 | — | 0°00' | q | 4045 | 60°00' |
| m | 1010 | 60°00' | 90 00 | r | 1011 | 60 00 |
| t | 0.15.15.2 | 0 00 | 77 45 | s | 15.0.15.1 | 60 00 |
| ts (0.15.15.2):(15.0.15.1)=59°25' | | | | qt (4045):(0.15.15.2)=66°03' | | |

Кристаллы таблитчатые по (0001) или вытянутые по оси c ; нередко гемиморфные (фиг. 172). Грань m часто исштрихована || ребру между гранями m и r .



Фиг. 172.

Кристаллы фриделита

1 — из Пайсберга, Швеция

(по Флинку);

2—4 — из Франклина, шт. Нью-Джерси,

США (по Пэлэчу)

Физ. св. Сп. по (0001) совершенная. Тв. 4—5. Изл. раковистый. Уд. в. 3,04—3,21. Цв. красновато-коричневый, густо-красный, медово-желтый, розовато-красный, карминовый, иногда светло- или темно-желтый. Порошок светлорозовый. Бл. перламутровый на плоскостях спайности, от слабого до жирного на свежих плоскостях излома. Черта красновато-белая. Прозрачный до просвечивающего. В оптическом спектре поглощения фриделита имеются полосы 18 700 и 25 400 см^{-1} , характерные для Mn^{2+} в октаэдрической координации, который обуславливает красновато-розовую окраску минералов [9]. Параметры межэлектронного взаимодействия для фриделита: $V=650$, $c=3630$, $c/V=5,60$ см^{-1} [10].

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветен или почти бесцветен. Плеохроизм по No коричневатокрасный, по Ne очень слабый бледножелтый. Одноосный (—), редко двуосный (с очень малым углом $2V$). Удлинение (+). $Ne=c$. $n_o=1,650$ — $1,668$ $n_e=1,620$ — $1,636$, $n_o-n_e=0,029$ — $0,038$.

Хим. Теор. состав: SiO_2 — 34,80, MnO — 54,75, Cl — 3,42, H_2O — 7,8 теор. состав бесхлорного фриделита: SiO_2 — 35,44, MnO — 55,74, H_2O — 8,8. [6]. Содержания MnO , MgO , CaO , H_2O и Cl варьируют. Предполагается, что существует серия твердых растворов $\text{Mn}_x\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_9\text{Cl}$ — $\text{Mn}_x\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_9(\text{OH})$

Спектральным анализом во фриделите из месторождения Джомарт установлены: Nb , Pb . Zn — 0,0n%, Cu и Be — 0,00n% [11].

| Анализы: | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|--------|--------|-------|---------|---------|----------|---------|---------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| MgO | 0,98 | 1,45 | 0,05 | 1,54 | Не обн. | Не обн. | 2,25 | 0,70 | Не обн. |
| CaO | 0,63 | — | Сл. | — | 3,75 | 3,79 | 4,05 | 2,40 | » |
| ZnO | 1,05 | 0,77 | 0,32 | 1,43 | — | — | — | — | 0,15 |
| MnO | 48,00 | 50,73 | 46,67 | 51,48 | 47,00 | 51,11 | 47,40 | 52,12 | 50,30 |
| FeO | 1,45 | 0,54 | 5,27 | 0,68 | — | 0,22 | — | 0,12 | 1,12 |
| Fe ₂ O ₃ | — | — | — | — | 0,50 | — | — | — | — |
| Al ₂ O ₃ | — | — | 0,03 | — | 1,20 | 1,21 | — | 2,50 | 0,37 |
| As ₂ O ₃ | — | 1,15 | — | — | — | Не обн. | — | Не обн. | Не обн. |
| SiO ₂ | 34,69 | 33,99 | 36,35 | 34,45 | 33,00 | 33,39 | 32,82 | 33,70 | 33,86 |
| H ₂ O ⁺ | 9,08 | 9,40 | 8,86 | 9,74 | 9,00 | 9,11 | 9,00 | 6,90 | 10,95 |
| H ₂ O ⁻ | 1,94 | | | | | | | | |
| Cl | 3,43 | 2,32 | 3,08 | 0,29 | 1,10 | 1,11 | 1,30 | 2,00 | 3,30 |
| Сумма | 101,25 | 100,35 | 100,63 | 99,61 | 99,94* | 99,99 | 100,27** | 100,51 | 100,05 |
| —O=Cl ₂ | 0,77 | 0,52 | 0,69 | 0,06 | 0,2 | 0,24 | 0,29 | 0,48 | 0,76 |
| Сумма | 100,48 | 99,83 | 99,94 | 99,55 | 99,74 | 99,75 | 99,98 | 100,03 | 99,29 |
| Уд. в. | 3,041 | 3,059 | — | — | — | — | — | — | — |
| n _o | 1,654 | 1,656 | — | — | — | — | 1,664 | — | — |
| n _e | 1,625 | 1,62 | — | — | — | — | 1,621 | — | — |
| a _o (Å) | — | — | — | — | — | — | 13,41 | — | — |
| c _o | — | — | — | — | — | — | 21,44 | — | — |

* В том числе MnO—4,34. ** В том числе CO₂—3,20 (примесь Мг-кальцита).

1—4—Франклин (США), анал.: 1—Шаллер, 2, 4—Бзуэр, 3—Гейге [12, 13]; 5, 6—Камыс, Центральный Казахстан (СССР), анал. Максимова [14, 15]; 7, 8—Джомарт, Центральный Казахстан (СССР); 7—анал. Алексеева [11], 8—анал. Максимова [15]; 9—Ушкатын-1, Центральные Казахстан (СССР), анал. Максимова [15].

| | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|--------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| MgO | 1,5 | 1,4 | 2,4 | 2,1 | 1,4 | 0,9 | 1,3 | 1,2 | 1,3 |
| CaO | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,2 |
| ZnO | 0,8 | 1,0 | 1,4 | 1,1 | 1,1 | 1,1 | 0,9 | 1,1 | 1,2 |
| MnO | 50,2 | 48,4 | 50,3 | 49,6 | 50,2 | 51,3 | 51,3 | 50,6 | 50,9 |
| FeO | 2,5 | 3,4 | 0,8 | 1,5 | 2,9 | 0,6 | 0,4 | 0,5 | 0,5 |
| SiO ₂ | 34,7 | 34,6 | 34,6 | 34,6 | 33,9 | 33,7 | 34,3 | 34,1 | 34,1 |
| H ₂ O | 7,6 | 8,9 | 7,8 | 8,7 | 8,2 | 10,5 | 9,9 | 10,7 | 10,1 |
| Cl | 3,3 | 2,9 | 3,4 | 3,0 | 2,9 | 2,3 | 2,3 | 2,2 | 2,2 |
| Сумма | 100,7 | 100,7 | 100,8 | 100,7 | 100,7 | 100,5 | 100,5 | 100,5 | 100,5 |
| —O=Cl ₂ | 0,7 | 0,7 | 0,8 | 0,7 | 0,7 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 |
| | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 |

10—18—микронзондовые анализы [6]: 10, 11—Стерлинг-Хилл, шт. Нью-Джерси (США), 12—18—Франклин, шт. Нью-Джерси (США).

Диагн. исп. При кипячении в растворе 2—3% HNO₃ происходит разложение минерала с выделением хлора [11].

Повед. при нагр. На кривой ДТА фриделита из Центрального Казахстана фиксируются ясно выраженный эндотермический эффект при 675° и экзотермический — при 770°.

Предполагается, что конституционная вода выделяется в интервале от 360 до 640° [11]. При дальнейшем нагревании происходит окисление марганца.

Нахожд. Редкий гидротермально-метасоматический минерал. В СССР установлен в железо-марганцевых месторождениях Центрального Казахстана: Джомарт, Камыс, Ушкатын-I и III, Джезды, Восточный Караджал, Западный

Қараджал [11, 14, 16—20]. На месторождении Камыс фриделит наблюдается в скрытокристаллических агрегатах, слагающих отдельные прослойки мощностью от нескольких миллиметров до 10 см и секущие прожилки. Встречается вместе с кальцитом или кальцитом и севергинитом. В Джомарте отмечаются зернистые скопления фриделита в ассоциации с тефроитом, спессартином, родонитом, бустамитом, браунитом, магнезиальным пеннантитом и кальцитом. В месторождении Ушкатын-III фриделит отлагался путем замещения марганецсодержащей кремнистокарбонатной породы, образующей прослой в залежах браунитовой руды. На Джебдинском месторождении фриделит вместе с родохрозитом и баритом содержится в трещинах разрыва в браунитовых рудах [20]. В железо-марганцевых месторождениях Восточный Қараджал и Западный Қараджал встречен в богатых марганцевых рудах с родонитом, тефроитом, гранатом и бустамитом [11, 19]. Отмечено нахождение его в марганцевых месторождениях Южного Урала [20]. В Аршанском рудопроявлении Присаянской марганценосной провинции представлен двумя генерациями: фриделит первой генерации наблюдается в ассоциации с гаусманнитом, антигоритом, браунитом, баритом, родохрозитом и кальцитом; второй — частично образовался по гаусманниту или в виде секущих прожилков в его агрегатах. В некоторых прожилках фриделит окаймляет мелкие коломорфные выделения офита, заключенные в агрегатах кальцита; нередко вместе с мельчайшими зернами гаусманнита наблюдается в мелких сферолитах кальцита вдоль тонких радиальных трещинок [21]. В сростани с родонитом, родохрозитом и баритом обнаружен в марганцевых рудах Сваранского месторождения в Армянской ССР [22]. По установлению В. В. Калининна, фриделит широко распространен в марганцевых месторождениях Приморья. За рубежом найден в марганцевом руднике Адервей, Верхние Пиренеи (Франция), в ассоциации с родохрозитом, алабандином, диаллагом. На руднике Гарстиг, близ Пайсберга в Швеции, кристаллы фриделита в виде шестиугольных табличек совместно с зернистым галенитом и авгитом наблюдаются в выделениях кальцита и в пустотах магнетит-амфиболовых пород (по Дана, 1892). Широко распространен в месторождении Франклин шт. Нью-Джерси, (США) [8]; встречается в виде корок на зернистой франклинит-виллемитовой руде или слагает тонкие прожилки вместе с марганцевым кальцитом и баритом. В прожилках, секущих гранат, наблюдаются столбчатые агрегаты фриделита с поздним кальцитом и виллемитом. В ассоциации с тефроитом установлен волокнистый фриделит. В прожилках массивного фриделита имеются пустотки, в которых тонкие кристаллики фриделита находятся в ассоциации с кальцитом и баритом; некоторые пустотки выстланы топазово-игольчатым фриделитом вместе с гематитом. На месторождении Стерлинг Хилл, шт. Нью-Джерси (США), жилы фриделита с кальцитом секут массивные франклинитовые руды [8].

Разнов. Железистый фриделит — ferroan friedelite [15]. Образует агрегаты мельчайших зерен. Сп. по (0001) совершенная. Тв. 4,5—5. Уд. в. 3,17. Цв. темно-коричневый, в мелких осколках светло-бурый. Плеохроизм по *No* — соломенно-желтый, по *Ne* — бледно-желтый. Одноосный (—). Углубление прямое. Удлинение (—). $n_o=1,654$, $n_e=1,625$, $n_o-n_e=0,029$.

Анализы железистого фриделита из месторождения Ушкатын-I (Центральный Казахстан):

| | MgO | MnO | FeO | ZnO | Al ₂ O ₃ | As ₂ O ₃ | SiO ₂ | H ₂ O | Cl | Сумма |
|---|-----|-------|-------|-----|--------------------------------|--------------------------------|------------------|------------------|------|----------|
| 1 | — | 45,82 | 8,12 | — | 0,52 | 2,37 | 31,76 | 9,40 | 2,56 | 99,97 * |
| 2 | — | 41,58 | 12,20 | — | — | 2,90 | 31,53 | 10,24 | 2,45 | 100,35 * |

* С поправкой — O=Cl₂.

На кривой ДТА фиксируются эндотермические эффекты при 595—725—825° (слабый), экзотермические — при 645—720° (четкий) и при 825—940° (расплавчатый).

Межплоскостные расстояния фриделита [2]

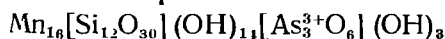
FeK α -излучение

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|-------------|----------|--------------|-------------|----------|--------------|
| 110 | 10 | 11,4 | 080 | 60 | 1,676 | 883; 16.0.1 | 10 | 1,313 |
| 001 | 90 | 7,17 | 081 | 20 | 1,632 | 884; 16.0.2 | 20 | 1,204 |
| 002 | 70 | 3,60 | 444; 803 | 10 | 1,625 | 006 | 10 | 1,200 |
| 440; 801 | 60 | 2,88 | 082 | 10 | 1,520 | 883; 16.0.5 | 10 | 1,167 |
| 441; 802 | 100 | 2,56 | 881; 16.0.1 | 10 | 1,449 | 885; 16.0.3 | 10 | 1,093 |
| 442; 801 | 30 | 2,408 | 444; 805 | 10 | 1,439 | 085 | 10 | 1,090 |
| 442; 803 | 40 | 2,115 | 882; 16.0.0 | 20 | 1,402 | 4.12.2 | 10 | 1,063 |
| 443; 802 | 20 | 1,974 | 881; 16.0.3 | 10 | 1,374 | | | |
| 443; 804 | 30 | 1,731 | 445; 804 | 30 | 1,359 | | | |

Л и т е р а т у р а

- Bertrand E. // C. R. Acad. sci. 1876. Vol. 82. P. 1167.
- Ozawa T., Takeuchi Y., Takahata T., Donnay G., Donnay J. // Canad. Miner. 1983. Vol. 21, pt 1. P. 7.
- Fron del C., Bauer L. H. // Amer. Miner. 1953. Vol. 38, N9/10. P. 755.
- Кацаев А. А., Дриц В. А. // Кристаллография. 1970. Т. 15, вып. 1. С. 52.
- Кацаев А. А. // Рентгенография минерал. сырья. М.: Недра, 1973. Сб. 9. С. 5.
- Dunn P. J., Peacor D. R., Nelen J. A., Norberg J. A. // Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 9/10. P. 1054.
- Flink G. // Handl. Kgl. Svenska. Vet. Akad. 1891. Vol. 16 (2), N 4. P. 20.
- Palache Ch. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1935. N 180. P. 88.
- Платонов А. А. // Природа окраски минералов. Киев: Наук. думка, 1976. С. 132.
- Minning P. // Canad. Miner. 1970. Vol. 10, pt 4. P. 677.
- Калинин В. В. // Зап. ВМО. 1962. Т. 91, вып. 5. С. 605.
- Palache Ch. // Ztschr. Kristallogr. 1910. Vol. 47. P. 582.
- Bauer L. H., Berman H. // Amer. Miner. 1928. Vol. 13, N 7. P. 341.
- Каюпова М. М. // ДАН СССР. 1960. Т. 135, № 2. С. 416.
- Каюпова М. М. // Зап. ВМО. 1968. Т. 97, вып. 3. С. 342.
- Каюпова М. М. // ДАН СССР. 1964. Т. 159, № 3. С. 560.
- Каюпова М. М. // Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967. С. 325.
- Каюпова М. М. // Минералогия железных и марганцевых руд Западного Атасу. Алма-Ата: Наука, 1974. С. 184.
- Калинин В. В. // Железо-марганцевые руды месторождения Караджал. М.: Наука 1965. С. 57.
- Калинин В. В. // Марганцевые месторождения складчатых областей СССР. М.: Наука, 1978. С. 70, 139.
- Суслов А. Т., Андрущенко П. Ф. // Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967. С. 395, 386, 387.
- Андрущенко П. Ф., Суслов А. Т. // Марганцевые месторождения складчатых областей СССР. М.: Наука, 1978. С. 181, 183.

Шаллерит Schallerite



Назван по фамилии американского минералога В. Т. Шаллера [1].

Синон. Шэллерит, шеллерит.

Характ. выдел. Плотные однородные выделения; после их обработки 1 : 1 HCl выявляются гемиморфные кристаллы и их сферолитовые агрегаты [2].

Структ. и морф. крист. Двухслойный ромбический политип. Фронделом [3] для шаллерита первоначально была установлена триг. с. $D_{3d}^3-P\bar{3}m1$, $a_0=13,43$, $c_0=14,31$ Å, $a_0 : c_0=1 : 1,065$, $Z=4$. Такеучи и др. [4] показали, что особенности картин микродифракции и прямого изображения структуры наиболее соответствуют теоретическому поли типу с ромбической симметрией $C_{2v}^{12}-Cmc2_1$. $Z=2$. $a_0=13,40$, $b_0=23,21$, $c_0=14,30$, $a_0 : b_0 : c_0=0,5773 : 1 : 0,6161$. Характерны нарушения упорядоченного наложения слоев [4].

As^3 и (ОН), по-видимому, занимают позиции в 12-членных кольцах из SiO_4 -тетраэдров [2], а не замещают кремний или марганец, как отмечалось ранее [3, 5]. Предполагается [2], что в структуре шаллерита As образует триго-

нальные пирамиды, в которых часть кислорода замещена на OH, что отражено в приведенной выше формуле.

Структура, предложенная Кашаевым [6] для двухслойного политипа, очевидно, не относится к шаллериту, так как изученный им образец не содержал мышьяка.

Кристаллы гемиморфные, до 2 мм в длину, с тусклыми (0001) и (000 $\bar{1}$) моноэдрами (для триг. с.) [2].

Физ. св. Сп. по (0001) совершенная. Тв. 4,5—5. Уд. в. 3,368 (вычисл. 3,44). Цв. светло-коричневый, коричневый, в порошке почти бесцветный. Бл. стеклянный до воскового, на плоскостях спайности перламутровый.

Микр. Имеющиеся данные не согласуются с ромб. с.: одноосный (—), $n_e = c$, $n_o = 1,704$; $n_e = 1,679$, $n_o - n_e = 0,025$ [7].

Хим. Водный арсеносиликат. Теор. состав: MnO — 49,22, As₂O₃ — 12,87, SiO₂ — 31,29, H₂O — 6,62. Мп замещается Mg, Ca и Fe. Отмечавшиеся ранее значительные колебания содержания As₂O₃, по новым данным, незначительны. Так называемый «шаллерит-II» [2] представляет собой тонкую смесь шаллерита с другими минералами группы пиросмалита и родонитом.

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|--|---------|--------|-------|---------|---------|---------|-------|--------|
| MgO | 2,13 | 2,19 | 0,71 | 2,6 | 2,2 | 2,3 | 2,0 | 2,9 |
| CaO | Не обн. | 0,36 | 1,59 | Не обн. | Не обн. | — | — | — |
| ZnO | 0,39 | 0,54 | Сл. | 1,7 | 1,3 | 1,6 | 1,4 | 1,6 |
| МпО | 44,20 | 44,70 | 49,21 | 42,6 | 43,1 | 42,5 | 43,8 | 42,2 |
| FeO | 1,33 | 2,12 | 0,62 | — | — | — | — | — |
| Fe ₂ O ₃ | — | — | — | 2,4 | 1,7 | 2,6 | 1,8 | 1,8 |
| As ₂ O ₃ | 13,81 | 12,24 | 7,50 | 13,10 | 12,71 | 12,81 | 12,5 | 12,87 |
| SiO ₂ | 31,20 | 31,44 | 32,42 | 32,0 | 31,5 | 32,0 | 31,8 | 32,0 |
| H ₂ O ⁺ } H ₂ O ⁻ } | 6,93 | 6,55 | 7,24 | 6,72 | 6,89 | 6,82 | 6,60 | 6,75 |
| Cl | Не обн. | 0,08 | 0,60 | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 0,1 | 0,1 |
| Сумма | 99,99 | 100,22 | 99,89 | 101,12 | 99,4 | 100,63 | 100,0 | 100,22 |
| — O = Cl ₂ | | 0,02 | 0,13 | | | | | |
| | | 100,20 | 99,76 | | | | | |
| Уд. в. | 3,368 | 3,339 | 3,39 | — | — | 3,365 | — | — |
| n_o | 1,704 | 1,704 | 1,681 | — | — | — | — | — |
| n_e | 1,679 | 1,679 | 1,643 | — | — | — | — | — |
| a_0 (Å) | — | — | — | — | — | 13,35 | — | — |
| c_0 | — | — | — | — | — | 14,28 | — | — |

1—8—Франклин, шт. Нью-Джерсн (США); 1—анал. Вассар [1], 2,3—анал. Бауэр [7], 4—8—микрозондовые анализы, As₂O₃ определена химическим путем [2].

Диagn. исп. Разлагается H₂SO₄ и горячей HCl с выделением порошкового кремнезема. В закр. тр. при нагревании выделяет воду, при более высокой температуре (красном калении) образуется налет окиси мышьяка. На угле чернеет с появлением есчочного запаха, затем сплавляется в темно-коричневый шлак.

Находж. Встречен во Франклине, шт. Нью-Джерси (США), наблюдается в трещинах с виллемитом, франклинитом и натечным кальцитом; частью входит в состав красновато-коричневых сферолитов («глазки») в родоните; сферолиты состоят из мелких гемиморфных кристаллов в тонком сростании с другими минералами группы пиросмалита и родонитом [2]. Имеется упоминание о находке шаллерита в железо-марганцевых рудах месторождения Ушкатын-I в Центральном Казахстане [8].

Межплоскостные расстояния шаллерита из Франклина *

FeK_α-излучение, Мп-фильтр

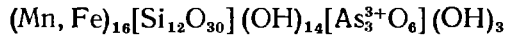
| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|----------|--------------|
| 002 | 90 | 7,37 | 006 | 10 | 2,395 | 30 | 1,631 |
| 004 | 100 | 3,59 | 323 | 10 | 2,321 | 40 | 1,521 |
| 104 | 20 | 3,45 | 330 | 30 | 2,253 | 10 | 1,422 |
| 220 | 10 | 3,30 | 331 | 10 | 2,208 | 30 | 1,394 |
| | 10 | 3,11 | 20 | 2,109 | 20 | 1,373 | |
| 401 | 50 | 2,848 | 50 | 2,037 | 10 | 1,294 | |
| 402 | 70 | 2,687 | 30 | 1,842 | 10 | 1,286 | |
| 410 | 30 | 2,546 | 20 | 1,727 | 20 | 1,185 | |
| 403 | 60 | 2,478 | 90 | 1,674 | | | |

* ASTM. 12-248.

Л и т е р а т у р а

1. Gage R. B., Larsen E. S., Vassar H. E. // Amer. Miner. 1925. Vol. 10, N 1. P. 9.
2. Dunn P. J., Peacor D. R., Nelen J. A., Norberg J. A. // Ibid. 1981. Vol. 66, N 9/10. P. 1054.
3. Frondel C., Bauer L. H. // Ibid. 1953. Vol. 38, N 9/10. P. 755.
4. Takeuchi Y., Ozawa T., Takahata T. // Canad. Miner. 1983. Vol. 21, pt 1. P. 19.
5. McConnell D. // Amer. Miner. 1954. Vol. 39, N 11/12. P. 929.
6. Кашаев А. А. // Рентгенография минерал. сырья. М.: Недра, 1973. Сб. 9. С. 5.
7. Bauer L. H., Berman H. // Amer. Miner. 1928. Vol. 13, N 7. P. 341.
8. Каюпова М. М. // ДАН СССР. 1964. Т. 159, № 3. С. 561.

Неленит Nelenite



Первоначально в 1930 г. описан как феррошаллерит — ferroschallerite [1]. Назван Данном и Пекором в 1984 г. по имени американского химика Дж. Нелена [2].

Синон. Феррофрнделит — ferrofriedelite [3]

Характ. выдел. Грубозернистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Полиморфная модификация шаллерита [2].

Монокл. с. C_{2h}^3 — $C2/m$. $a_0=23,240$, $b_0=13,418$, $c_0=7,382$ Å; $\beta=105,2^\circ$, $a_0 : b_0 : c_0=1,7323 : 1 : 0,5501$ [2].

Физ. св. Сп. по (001) совершенная. Тв. 5. Уд. в. 3,44—3,46 (вычисл. 3,45) [1, 2]. Цв. светло-желтый, желтовато-коричневый до гвоздично-красного. Прозрачный. Черта светло-коричневая. Бл. стеклянный.

Микр. Плеохроизм: по Ng — светло-коричневый, по Np — бесцветный. Двусный (—), $2V$ около 0° . $n_g=1,718$, $n_p=1,700$ (в Na-свете) [2].

Хим. Теор. состав для вышеприведенной формулы (при Mn : Fe = 10 : 6): MnO — 30,69; FeO — 18,65; As₂O₃ — 12,84; SiO₂ — 31,21; H₂O — 6,61. Содержание FeO варьирует от 3,7 до 17,8%.

Анализы неленита из месторождения Франклин, шт. Нью-Джерси (США):

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| MgO | 0,12 | 0,5 | 0,5 | 0,8 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0,7 | 0,5 |
| CaO | — | 0,4 | 0,4 | 0,3 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,3 |
| ZnO | 3,63 | 2,6 | 2,5 | 2,7 | 2,7 | 2,5 | 2,5 | 2,2 | 1,9 |
| MnO | 29,22 | 28,1 | 28,2 | 29,8 | 31,4 | 31,6 | 32,4 | 40,2 | 43,1 |
| FeO | 17,12 | 17,8 | 17,4 | 16,7 | 14,3 | 13,8 | 14,2 | 5,9 | 3,7 |
| As ₂ O ₃ | 12,46 | 13,2 | 13,1 | 13,3 | 12,9 | 13,2 | 13,4 | 12,5 | 11,5 |
| SiO ₂ | 31,12 | 30,8 | 30,5 | 31,4 | 30,9 | 30,8 | 30,6 | 31,9 | 32,1 |
| H ₂ O | 6,42 | (6,6) | (6,6) | (6,6) | (6,6) | (6,6) | (6,6) | (6,6) | (6,6) |
| Cl | — | сл. | сл. | сл. | сл. | сл. | сл. | сл. | — |

Сумма 100,09 100,0 99,2 101,6 99,9 99,6 100,8 100,2 99,7

1 — анал. Бауэр [1]; 2—9 — микророзовые анализы [2]; в анализах 3—9 указана H₂O — 6,6% по аналогу с анализом 2, для которого H₂O вычислена по разности к 100%.

Наход. Встречен во Франклине, шт. Нью-Джерси (США), в брекчии, сцементированной кальцитом, в ассоциации с цинк-манганкуммингтонитом и волокнистым виллемитом; в пегматитоподобных участках — с родонитом, виллемитом, апатитом, микроклином, актинолитом, тиродитом [1, 2].

Изм. Отмечено замещение тальком [2].

Межплоскостные расстояния иеленита [2]

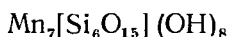
$\text{CuK}\alpha$ -излучение, D 114,6 мн

| hkl | l | $d(\text{Å})$ | hkl | l | $d(\text{Å})$ | l | $d(\text{Å})$ |
|--------------------|-----|---------------|------------------------|-----|---------------|-----|---------------|
| 001 | 40 | 7,10 | 802; 443; 931 | 10 | 1,962 | 5 | 1,449 |
| 002 | 60 | 3,56 | 114; 462; 443 | 50 | 1,723 | 5 | 1,429 |
| 80 $\bar{1}$; 440 | 70 | 2,878 | 804; 024; 02 $\bar{3}$ | | | 10 | 1,401 |
| 802; 441 | 100 | 2,552 | 134; 12.4.1; 080 | 60 | 1,677 | 20 | 1,373 |
| 801; 44 $\bar{2}$ | 40 | 2,402 | 10.0.4; 803; 444 | 10 | 1,616 | 5 | 1,202 |
| 803; 442; 152 | 40 | 2,104 | | 10 | 1,518 | | |

Л и т е р а т у р а

1. Bauer L. H., Berman H. // Amer. Miner. 1930. Vol. 15, N 8. P. 345.
2. Dunn P. J., Peacor D. R. // Miner. Mag. 1984. Vol. 48, N 347, pt 2. P. 271.
3. Frondel C., Bauer L. H. // Amer. Miner. 1953. Vol. 38, N 9/10. P. 755.

Бементит Bementite



Назван по имени американского коллекционера К. С. Бемента (Кёниг. 1887)

Синон. Данные о том, что кариопилит и эктропит являются синонимами бементита [1, 2], не подтвердились [3]. Рентгеновские и электронографические исследования показали, что бементит большинства месторождений состоит из двух фаз, одна из которых отвечает структуре минералов группы пиросмалита — фриделита, другая — серпер. Первую предложено считать бементитом, вторую — кариопилитом [3, 4]. Принимая ранее за бементит образцы с марганцевых месторождений Японии [5—7], Калифорнии [8] и Италии [9], а также из полиметаллического месторождения Приморья (СССР) по рентгеновским данным, соответствуют кариопилиту. Описанный Каюповой образцы из Казахстана [11] по своим свойствам не отвечает ни бементиту, ни кариопилиту.

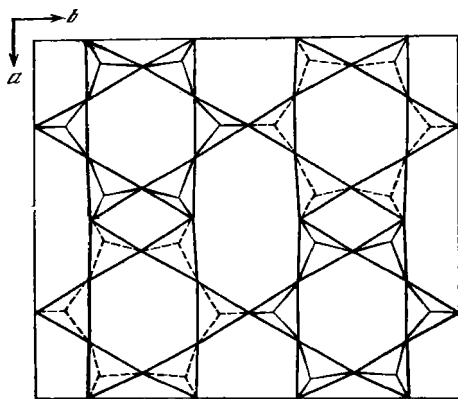
Характ. выдел. Тонковолокнистые, войлокоподобные звездчатые зернистые массы; кристаллы призматические, иногда таблитчатые.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_2^2 — $P222_1$. $a_0 = 14,5$, $b_0 = 17,7$, $c_0 = 7,28 \times 4$ ($=29$ Å), $a_0 : b_0 : c_0 = 0,0056 : 1 : 1,664$, $Z=16$ [3, 4].

Основу структуры бементита составляют слои из октаэдрических α образцованных соединенными ребрами MnO_6 -октаэдров, и тетраэдрических сеток, представляющих сочетание 6-членных колец тетраэдров с различной ориентировкой осей: в одних кольцах тетраэдры повернуты вершинами вверх, а в других — вниз (пиросмалитовый тип) (фиг. 173) [4].

Формы таблитчатых кристаллов: $c(001)$, $b(010)$, $a(100)$, $h(110)$, $\delta(011)$, $s(021)$, $p(111)$.

Физ. св. Сп. по (001) слоистая, весьма совершенная, по (100) совершенная. Достаточно гибкий. Тв. $5\frac{1}{2}$ —6. Уд. в. 2,70—2,75 (вычисл. 3,06). Цвет серый, серо-коричневый, желтовато-серый, с



Фиг. 173. Схема строения тетраэдрической сетки в структуре бементита (по Като и др.)

вато-серый, желтый, бурый, коричневый; темнеет при выветривании. Бл. стеклянный до перламутрового. В тонких осколках просвечивает. Вязкий.

Микр. Плеохроизм от очень слабого до ясного: по N_g — желтоватый до светло-коричневато-желтого, по N_p — бесцветный до темно-коричневато-желтого. $N_p < N_m = N_g$. $N_p \perp (001)$, N_m или $N_g \parallel$ волокнам. Удлинение (+). Почти одноосный (—). $n_g = n_m = 1,647-1,650$, $n_p = 1,624$, $n_g - n_p = 0,023-0,026$ [1, 2].

Хим. Теор. состав: MnO — 54,53; SiO_2 — 37,18; H_2O — 8,29. Содержание FeO достигает до 6,36%. По данным микросондового анализа эталонных образцов из Франклина (шт. Нью-Джерси, США), состав непостоянный. Предполагается, что это многофазная смесь, хотя проанализированный на микросонде участок оптически однородный [8].

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| MgO | 4,46 | 3,35 | 3,83 | 3,80 | 13,09 | 8,76 |
| CaO | 0,40 | 0,62 | сл. | <0,03 | 0,05 | <0,03 |
| MnO | 41,58 | 39,22 | 42,12 | 39,78 | 25,34 | 33,24 |
| ZnO | — | 2,93 | 2,86 | 2,54 | 5,00 | 4,79 |
| FeO | 4,15 | 4,94 | 3,75 | 5,21 | 6,77 | 6,36 |
| Fe_2O_3 | — | 0,71 | — | — | — | — |
| Al_2O_3 | 1,32 | 0,96 | — | 0,10 | 1,38 | 1,10 |
| SiO_2 | 39,92 | 38,36 | 39,00 | 38,87 | 38,32 | 38,24 |
| H_2O^- | 0,49 | 0,60 | 8,44 | 9,67* | 9,90* | 9,80* |
| H_2O^+ | 7,90 | 8,01 | | | | |
| F | — | — | — | <0,05 | 0,11 | 0,11 |
| Cl | — | — | — | 0,09 | 0,14 | 0,14 |

| | | | | | | |
|--------|--------|-------------------|--------|----------------------|---------|----------------------|
| Сумма | 100,22 | 99,70 | 100,00 | 100,06 ^{2*} | 100,10* | 102,54 ^{2*} |
| Уд. в. | 3,106 | 2,981 | — | — | — | — |
| a_0 | — | 14,5 | — | — | — | — |
| b_0 | — | 17,5 | — | — | — | — |
| c_0 | — | 7,28 ₄ | — | — | — | — |
| n_g | 1,647 | 1,650 | — | — | — | — |
| n_m | 1,647 | 1,650 | — | — | — | — |
| n_p | 1,624 | 1,624 | — | — | — | — |

* Вода, расчетная. ** Сумма откорректирована для $-O = (F, Cl)_2$.

1—Олимпик, шт. Вашингтон (США). анал. Штайгер [2]; 2,3—Франклин, шт. Нью-Джерси (США): 2—анал. Штангер [2], 3—анал. Кеннг [2]; 4—6—микросондовые анализы, Франклин, шт. Нью-Джерси (США) [8].

Диagn. исп. Растворяется в горячей HCl без желатинирования. Пл. 3,5. П. п. тр. сплавляется в черное стекло. В пробирке выделяет воду и становится шоколадно-коричневым. Вода выделяется только при 300° .

Повед. при нагр. Данные о термическом превращении [7] относятся к карнопилиту [3].

Находж. Редкий. Встречается преимущественно в марганцевых и марганцево-цинковых месторождениях осадочного происхождения. В СССР известен в небольших количествах на месторождении Чиатура (ГССР), встречен в виде друз в мелких жеодах, трещинах и пустотах в метаморфизованных пирролузитовых рудах в ассоциации с баритом и рамделлитом [12]. В марганцевых рудах хр. Прелучного в Чивчинских горах (Украинские Карпаты) в ассоциации с эпидотом, манганкальцитом, а также кварцем, галенитом, пиритом слагает тонкие прожилки и скопления; метасоматически замещает родохрозит, родонит, пироксмангит, входит в состав каемок вокруг граната [13].

За рубежом известен на марганцево-цинковом руднике Троттер, около Франклин-Фурнаси, шт. Нью-Джерси (США); рассматривается как продукт превращения тефрита [1, 2]. На п-ове Олимпик, шт. Вашингтон (США), яв-

ляется преобладающим минералом на семи марганцевых месторождениях; наблюдается в основном в виде зернистых агрегатов, а также в прожилках [2, 14]. На марганцевом руднике Требуланд, Корнуэлл (Великобритания), встречается в прожилках, пересекающих родонит, и в виде полусферических образований (до 4 мм в диаметре) по трещинкам в родоните. Здесь же найден частично измененный бементит — гроздевидный, натечный, более мягкий, с радиально-лучистой структурой [15].

В ассоциации с оливином и с ромбическим пироксеном встречен в вулканической породе — маталините в окрестностях Вильянуэва-дель-Фресно, Бадахос (Южная Испания) [16].

Межплоскостные расстояния бементита *

| <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|----------|--------------|----------|--------------|----------|--------------|----------|--------------|
| 4 | 4,43 | 34 | 2,73 | 4 | 1,93 | 6 | 1,40 |
| 8 | 3,92 | 12 | 2,62 | 12 | 1,85 | 10 | 1,26 |
| 34 | 3,60 | 10 | 2,56 | 4 | 1,76 | 2 | 1,22 |
| 50 | 3,45 | 8 | 2,46 | 32 | 1,64 | 2 | 1,20 |
| 24 | 3,32 | 10 | 2,21 | 32 | 1,61 | 2 | 1,15 |
| 44 | 3,11 | 100 | 2,11 | 10 | 1,52 | 4 | 1,10 |
| 34 | 2,83 | 6 | 2,05 | 14 | 1,42 | | |

* ASTM, 3-0982.

Л и т е р а т у р а

1. Pardee J. T., Larsen E. S., Steiger G. // J. Wash. Acad. Sci. 1921. Vol. 11, N 2. P. 25.
2. Larsen E. S. // Amer. Miner. 1925. Vol. 10, N 11. P. 418.
3. Kato T. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1963. Vol. 49. P. 93; Fleischer M. // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 3/4. P. 446.
4. Kato T., Takeuchi Y. // J. Miner. Soc. Jap. 1980. Vol. 14, N 3. P. 165.
5. Shirozu H., Hirowatari F. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1955. Vol. 39. P. 241.
6. Yoshimura T., Shirozu H., Hirowatari F. // J. Miner. Soc. Jap. 1958. Vol. 3. P. 457.
7. Ito K. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1961. Vol. 45, N 6. P. 209.
8. Peacor D. R., Essene E. J. // Amer. Miner. 1980. Vol. 65, N 3/4. P. 335.
9. Cortesogno L., Lucchetti G., Penco A. // Rend. Soc. miner. e petrol. 1979. Vol. 35, fasc. 1. P. 151.
10. Казаченко В. Т., Цейтлин Н. Ю., Чубаров В. М., Сидоренко О. В., Нарнов Г. А. // ДАН СССР. 1979. Т. 249, № 3. С. 691.
11. Каюпова М. М., Зайцева Р. И. // Тр. ИГН АН КазССР. 1971. Т. 31. С. 52; Каюпова М. М. // Минералогия железных и марганцевых руд Западного Атасу. Алма-Ата: Наука, 1974. С. 204.
12. Авалиани Г. А., Нижарадзе Н. В., Абакелия Н. М. // Тр. XV науч.-техн. конф. проф.-преподават. состава и науч. работников пробл. и отрасл. лабораторий. Секция геол. Тбилиси, 1970. Вып. 6. С. 142.
13. Синица С. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1957. № 11. С. 181.
14. Sorell R. K., Gunn D. W. // Econ. Geol. 1967. Vol. 62, N 1. P. 22.
15. Russell A. // Miner. Mag. 1946. Vol. 27, N 194. P. 221.
16. Recarte A. // Notas y comun. Inst. geol. y minero Esp. 1952. N 28. P. 3.

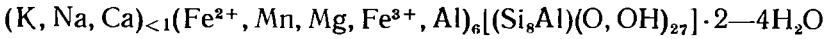
Силикаты с пяти-, шести-, восьми- и двенадцатичленными кольцами тетраэдров

СТРУКТУРА ТИПА СТИЛЬПНОМЕЛАНА

| Стильпномелан | Сингония | <i>a</i> ₀ | <i>b</i> ₀ | <i>c</i> ₀ | Уд. в. |
|---|----------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|---------|
| (K, Na, Ca) _{<1} (Fe ²⁺ , Mn, Mg, Fe ³⁺ , Al) ₆ [Si ₈ Al(O, OH) ₂₇]·2—4H ₂ O | Трикл. * | 21,72 | 21,72 | 17,74 | 2,6—3,0 |

* $\alpha=121,14^\circ$, $\beta=95,86^\circ$, $\gamma=120,00^\circ$.

Стильпномелан Stilpnomelane



Название от греч. *στῖλπνος* (стильпнос) — блестящий и *μελας* (мелас) — черный (Глокер, 1827).

Стильпномелан — общее название непрерывного изоморфного ряда ($Fe^{2+} \rightleftharpoons Fe^{3+}$), крайними членами которого являются ферростильпномелан — *ferrostilpnomelane* и ферристильпномелан — *ferristilpnomelane*.

Синон. Халькодит — *chalcodite* (Шепард, 1851) — ферристильпномелан [1]; Дана (1891) использовал название «стильпномелан» для ферростильпномелана, Хаттон [1] — для ферристильпномелана, поскольку минерал, впервые описанный Глокером (1827) под названием «стильпномелан», содержал железо в основном в виде Fe^{3+} .

Разнов. Магниевый стильпномелан, марганцевый стильпномелан.

Характ. выдел. Псевдогексагональные пластинчатые плохо образованные кристаллы, чешуйки, радиально-лучистые и спутанно-волокнистые агрегаты, мелкочешуйчатые и тонкодисперсные выделения. Известны псевдоморфозы по тюрингиту [2] и пироксенам [3].

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_1^1-P\bar{1}$.

Параметры элем. яч. и уд. в. стильпномелана [4]:

| | | | | |
|---------------------|--------|--------|--------|--------|
| $a_0, \text{Å}$ | 21,724 | 21,796 | 21,853 | 21,857 |
| b_0 | 21,724 | 21,796 | 21,853 | 21,857 |
| c_0 | 17,740 | 17,633 | 17,608 | 17,620 |
| α° | 121,14 | 124,51 | 124,67 | 124,65 |
| β° | 95,86 | 95,91 | 95,94 | 95,93 |
| γ° | 120,00 | 120,00 | 120,00 | 120,00 |
| $d_{001}, \text{Å}$ | 12,414 | 12,217 | 12,147 | 12,161 |
| Уд. в. | 2,827 | 2,931 | 2,794 | 2,833 |

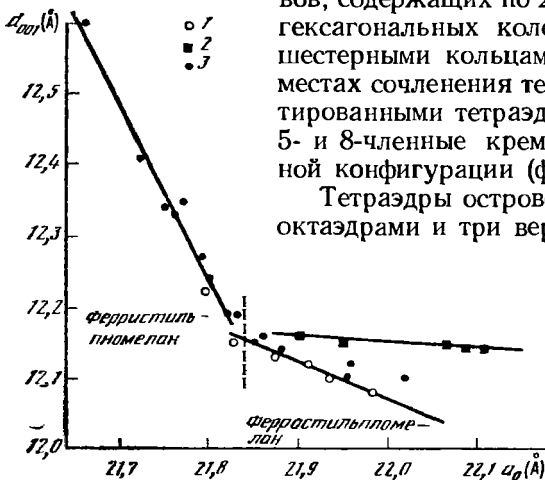
Месторождение Кристал-Фолс, шт. Миннесота (США) Грейт-Кобар, Новый Южный Уэльс (Австралия) Сайюна-Рэйндж, шт. Миннесота (США)

Параметры a_0, b_0 у стильпномелана примерно в 4 раза больше, чем у триоктаэдрических слоистых силикатов ($a' = b' = 5,43 \text{ Å}$) [5]

Значения a_0 и d_{001} зависят в основном от содержания Fe_2O_3 . У ферристильпномеланов d_{001} больше и a_0 меньше, чем у ферростильпномеланов. Мп-стильпномеланы характеризуются одинаковым d_{001} при изменении a_0 от 21,9 до 22,1 Å (фиг. 174) [5]. Зависимость a_0 от состава ферристильпномеланов характеризуется регрессионным уравнением [5]: $a_0 = 22,03 - 0,00446 Mg - 0,00786 Fe^{3+}$ (Å).

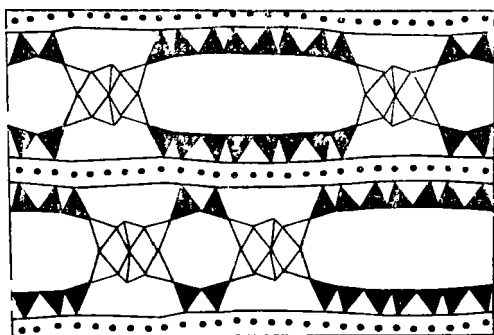
В структуре стильпномелана [4—7] октаэдрические сетки, подобные сеткам 2 : 1 слоев триоктаэдрических слюда, соединяются четырехэтажными тетраэдрическими сетками сложного строения (фиг. 175). Последние состоят из островов, содержащих по 24 тетраэдра, сгруппированных в 7 гексагональных колец, которые соединены сдвоенными шестерными кольцами инвертированных тетраэдров. В местах сочленения тетраэдров островных групп с инвертированными тетраэдрами 6-членных колец образуются 5- и 8-членные кремнекислородные кольца неправильной конфигурации (фиг. 176).

Тетраэдры островов разделяют по одной вершине с октаэдрами и три вершины оснований со смежными тетраэдрами, а все инвертированные по отношению к ним тет-



Фиг. 174. Зависимость между межплоскостным расстоянием d_{001} и параметром ячейки a_0 ферростильпномелана (1), ферристильпномелана (2) и Мп-стильпномелана (3) (по Эгглетону)

раздры двойных колец разделяют вершины со смежными тетраэдрами. На элем. яч. приходится два острова и два соединительных кольца, формула тетраэдрического радикала $2[24(\text{TO}_{(1+3/2)}) + 12(\text{TO}_{4/2})] = [\text{T}_{72}\text{O}_{168}]_{\infty}$, $\text{T} = (\text{Si}, \text{Al})$. Поскольку на гексагональный базис триоктаэдрических слоистых силикатов приходится 3 октаэдра, а базис стильпомелана в $4 \times 4 = 16$ раз больше, то на его элем. яч. приходится 48 октаэдров, т. е. 48 октаэдрических катионов и 96 (O, OH). Если бы все октаэдры были заселены двухвалентными катионами M^{2+} (фактически Fe^{2+}), то 48 вершин, разделяемых с тетраэдрами, были бы заняты O, а остальные — OH и общая формула включила бы анионный каркас:

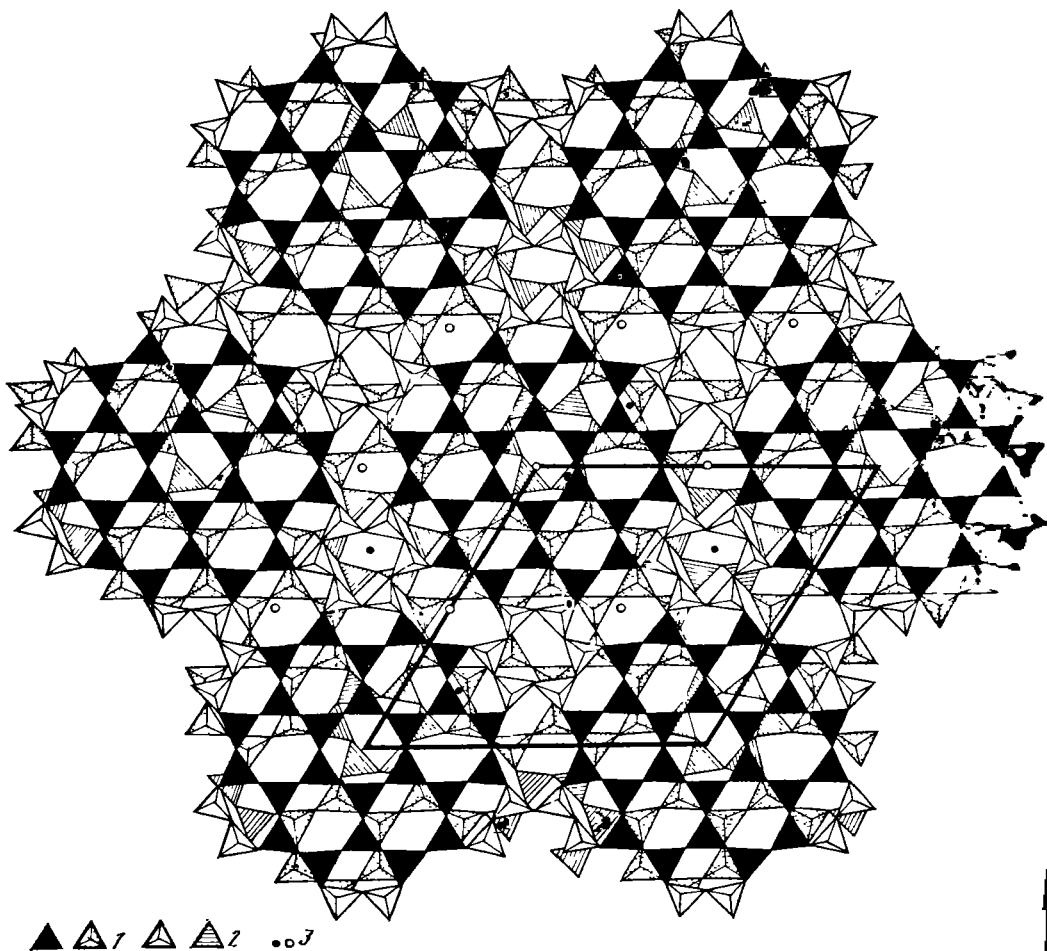


Фиг. 175. Взаимное расположение тетраэдрических и октаэдрических сеток в структуре стильпомелана, проекция вдоль [110] (по Эгглетону)

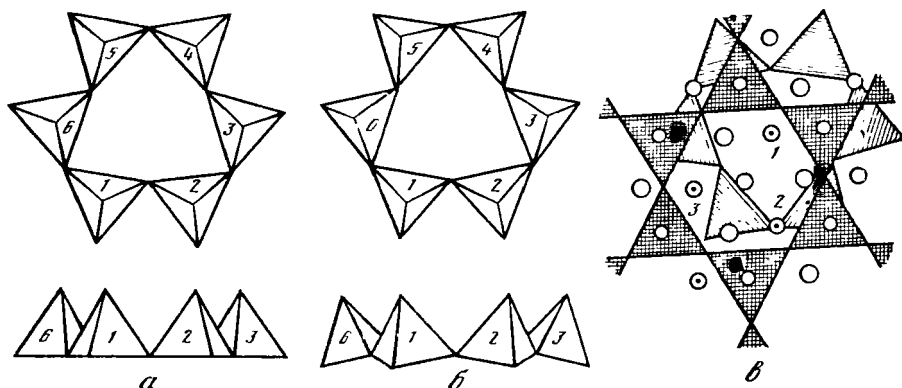
1 — тетраэдры основных групп; 2 — инвертированные тетраэдры шестичленных колец октаэдрические катионы

Фиг. 176. Взаимное расположение тетраэдрических сеток в структуре стильпомелана, проекция на (001) (Эгглетону)

1 — верхние и нижние тетраэдры островных групп; 2 — верхние и нижние инвертированные тетраэдры шестичленных колец; 3 — верхние и нижние октаэдрические катионы

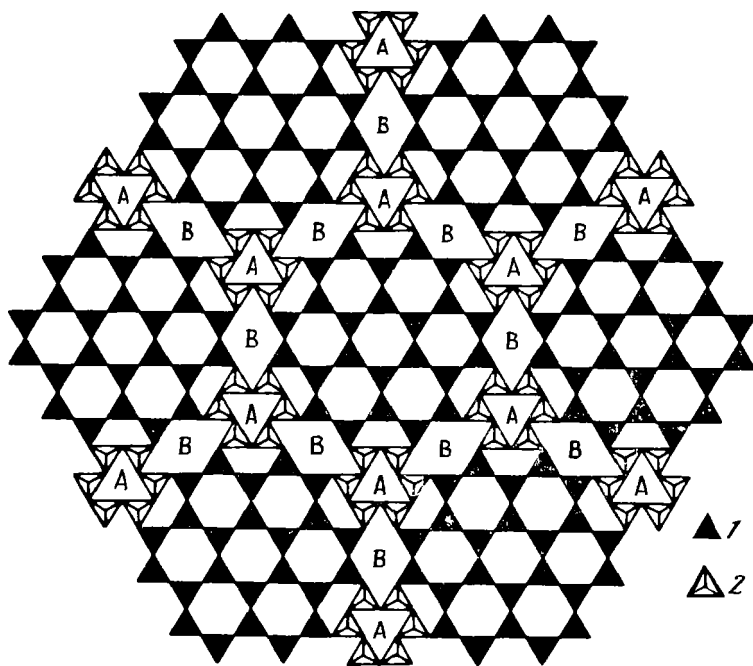


$O_{168+48}(OH)_{43}$. В соответствии со спецификой сочленения октаэдрических и тетраэдрических слоев по 4 общие вершины с тетраэдрами имеют 18 октаэдров, по три — 18, по две — 8, две — 1 и ни по одной — два. По количеству вершин, занятых OH, (2, 3, 3) октаэдры подразделяются на три группы, содержащие 18, 18 и 12 октаэдрических катионов, которые представлены Fe^{2+} и легко переходят в Fe^{3+} с соответственной депротонизацией их OH-вершин. В предельном случае полной замены Fe^{2+} на Fe^{3+} анионный каркас содержал бы O_{216} , но эта величина никогда не достигается. Обычно ферростильпномеланы содержат от 4 до 12, а ферристильпномеланы — от 24 до 30 Fe^{3+} на элем. яч. В связи с этим особенностью стильпномелана является почти полный переход Fe^{2+} в Fe^{3+} без появле-



Фиг. 177. Конфигурация (в плане и разрезе) шестичленных колец в структуре ферростильпномелана (а) и ферристильпномелана (б) (по Эгглетону)

б — три возможных расположения центров дитригонального кольца и островной группы последовательных тетраэдрических сеток; 1—3 — октаэдрические анионы, проецирующиеся в центре дитригона, черные кружки — октаэдрические катионы (по Эгглетону)



Фиг. 178. Позиции (А и В) катионов К, Na, Са в тетраэдрической сетке стильпномелана. проекция на (001) (по Эгглетону)

1 — островные тетраэдрические группы; 2 — шестичленные кольца, соединяющие островные тетраэдрические группы

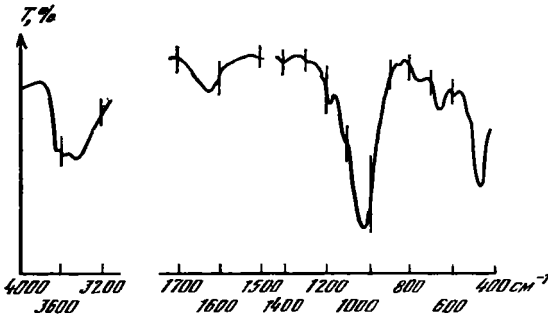
ния компенсирующих катионов или вакансий и без изменения отношения Si/Al и количества октаэдрических катионов. Окисление не сопровождается коренным изменением структуры, происходит лишь дитригональный разворот с наклоном оснований тетраэдров в 6-членных кольцах; тетраэдры могут наклоняться почти до вертикального положения одного из боковых ребер, параллельного [001] (фиг. 177). При этом сокращаются размеры a_0 тетраэдрического слоя (от 22,3 до 21,1 Å) и возрастает d_{001} .

Таким образом, сложное строение тетраэдрической сетки имеет следствием ослабление несоответствия ее размеров размерам крупного октаэдрического слоя, преимущественно с катионами Fe^{2+} . Структура более напряжена в местах стыковки островных групп тетраэдров с октаэдрами, что приводит к прогибаниям октаэдрического слоя: островные группы находятся с внутренней стороны прогибов, а с противоположной стороны образуются пустоты, окаймляемые сдвоенными 6-членными кольцами (фиг. 178). Значительные относительные смещения островных групп тетраэдрических слоев по разные стороны октаэдрического слоя являются причиной триклинности ячейки с большими значениями α , γ . Коробление октаэдрического слоя увеличивает d_{001} от ~ 11 Å (при отсутствии деформаций) до $\sim 12,3$ Å.

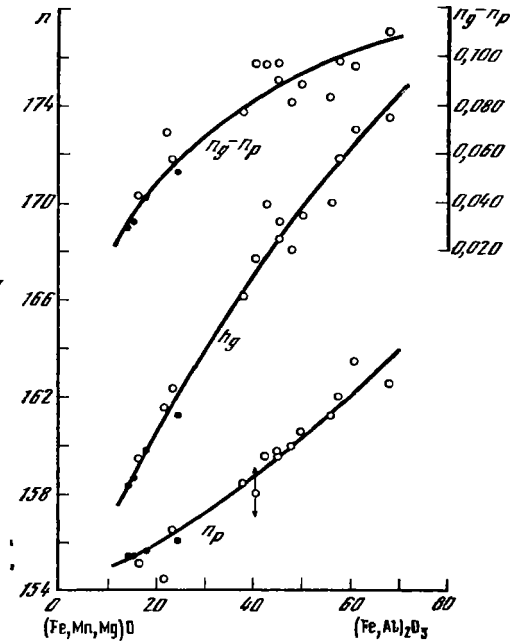
Указанным структурным особенностям соответствует следующая структурная формула (усредненная по результатам многих анализов) [4]: $(Ca, Na, K)_4(Ti_{0,1}Al_{2,3}Fe_{35,5}Mn_{0,4}Mg_{9,3})[Si_{63}Al_9](O,OH)_{216} \cdot nH_2O$. Ввиду ее громоздкости и для удобства сопоставлений предлагается пользоваться формулой, относимой к 1/8 объема элем. яч., а именно к параллелепипеду, сходному с элем. яч. слоистых силикатов ($a' = a_0/4 = 5,43$, $b' = a'/3 = 9,40$, $d_{001} = 12,2$ Å): $(K, Na, Ca)_{<1}(Fe^{2+}, Mg, Mn, Fe^{3+}, Al)_6[Si_8Al(O, OH)_{27}] \cdot 2-4H_2O$.

Катионы (K, Na, Ca) занимают полости в структуре (см. фиг. 178). В самых крупных из них (позиции В) калий имеет более слабые связи со структурой. Этот факт объясняет повышенную подвижность калия и значительно более легкое его выщелачивание с заменой на H_2O при окислении Fe^{2+} до Fe^{3+} [5]. Молекулы H_2O занимают межслоевое пространство между островными тетраэдрическими группами, а также находятся под двухэтажными 6-членными кольцами.

Вследствие кратности слоев существует 48 смещений, при которых меняется только относительное расположение Т-слоев. Эти смещения возможны вследствие разделения общих вершин Т- и О-слоями с двух противоположных сторон О-слоя, и поэтому они имеют противоположные знаки при перемене ориентировки О-слоя. Всего существует $2 \times 48 = 96$ вариантов взаимного расположения последовательных Т-слоев правильного строения, что создает возможность огромного политипного разнообразия стильпомелана. Однако из-за упомянутых деформаций, при которых прогибу О-слоя с одной стороны соответствует выгиб, с другой — острова Т-слоев, примыкающие к прогибам по обе стороны О-слоя, оказываются смещенными в проекции на плоскость ab на $1/3$ длинной диагонали основания элементарной ячейки (отрезок между центрами А противоположно ориентированных тригональных колец на фиг. 178); поэтому число возможных политипов резко сокращается. К каждому из смещений $\pm(A-A) = \pm[1/3, 2/3]$ добавляются три смещения между противоположными основаниями О-сетки $[-1/12, 0]$, $[0, -1/12]$, $[1/12, 1/12]$ либо такие же смещения противоположного знака в зависимости от ориентировки О-слоя, что снижает число вариантов взаимного расположения последовательных Т-слоев до $2 \times 3 \times 2 = 12$. В однослойной триклинной структуре, изученной Эгглетоном [4]. Т-слои последовательно смещены на какой-либо один из 12 векторов, в частности $[1/3 + 1/12, 2/3 + 0] = [5/12, 8/12]$. Кроме того, методами дифракции электронов и электронной микроскопии высокого разрешения установлены [8] политипы с периодами в 2, 3, 4, 5, 9 и 14 слоев каждого типа, часто представленные в двойниковых сростаниях отдельных политипов. Например, двухслойный триклинный политип характеризуется чередованием двух противоположных первых слагаемых смещений ($\pm(A-A) = \pm[1/3, 2/3]$), двухслойный тригональный — чередованием смещений, связанных осью третьего порядка.



Фиг. 179. ИК-спектр стильпномелана (по Сато)



Фиг. 180. Зависимость показателей преломления и двупреломления от состава стильпномелана (по Джуй)

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (010) несовершенная. Хрупок* Тв. 3—4, по [9] — 2—3. Уд. в. 2,6—3,0, вычисл. 3,064 (среднее) [10]; для метаколлоидного — 2,89 [11]. Колебания значений уд. веса связаны с вариациями содержания Mg, так как соотношение Si и Al в стильпномелане практически постоянно, Mn и Fe имеют близкие атомные веса; колебания в содержании щелочных металлов и воды также мало сказываются на значениях уд. в. В стильпномеланах с постоянной суммой (Mg + Mn) или (Mn + Fe) уд. в. пропорционален объему элем. яч. (т. е. зависит от перехода $Fe^{2+} \rightleftharpoons Fe^{3+}$). Для ферростильпномеланов он составляет 2,85—0,011 Mg; для ферристильпномеланов 2,89—0,011 Mg [6]. Уд. в. увеличивается при замещении K на Tl [12]. Цв. смоляно-черный, буровато- и зеленовато-черный, бурый, коричневый (главным образом у ферристильпномеланов) и зеленый, грязно-зеленый, желтый (у ферростильпномеланов). Нередки зеленые пластинки с коричневой каймой. При длительном пребывании на воздухе и нагревании зеленый стильпномелан переходит в коричневый вследствие окисления железа [13]. Однако в зеленом стильпномелане может содержаться значительное количество Fe^{3+} [14]. Ферростильпномеланы, бедные Mg, коричневые; с увеличением содержания Mg они становятся оливково- и бледно-зелеными; ферристильпномеланы, бедные Mg, коричнево-черные, с увеличением содержания Mg становятся красно-коричневыми [5]. Цв. черты стильпномелана оливково-зеленый, зеленовато-серый, коричневый. Бл. на плоскости спайности перламутровый, смоляной, стеклянный, полуметаллический. Иногда слабо просвечивает в тонких сколах. Известны сростания с биотитом — $\parallel(001)$ [15].

Для ИК-спектров (фиг. 179) [13] характерны полосы: 472 см^{-1} (деформационные колебания Si—O), 584 см^{-1} (деформационные колебания Si—O—Fe), 665 см^{-1} (либрационные колебания групп OH), 1028 см^{-1} и плечо 1186 см^{-1} (антисимметричные валентные колебания Si—O), 1628 см^{-1} (деформационные колебания H_2O), 3425 см^{-1} (валентные колебания H_2O), 3663 см^{-1} (валентные колебания групп OH в талькоподобном слое). При переходе ферростильпномелана в ферристильпномелан интенсивность полос 1190 и 580 см^{-1} постепенно уменьшается до полного их исчезновения. Уменьшение пика в области 670 см^{-1} у ферристильпномелана может быть связано с потерей групп OH в октаэдрах с увеличением степени окисления железа [5, 16].

В связи с подвижностью калия и легким его выщелачиванием из структуры

возраст стильпномелана, измеренный по К—Аг методу, оказывается пониженным [17].

Микр. В шлифах в прох. свете коричневый различных оттенков до почти черного, зеленый, желтый, реже бесцветный. Сильный плеохроизм: по Ng — темно-коричневый, темно-зеленый, зеленый, золотисто-желтый, по Np — зеленовато-коричневый, золотисто-зеленый, бледно-желтый, бесцветный. По Хаттону [1], плеохроизм у ферростильпномелана: по $Ng=Nm$ — густо-зеленый, по Np — светло-желтый; у ферристильпномелана: по $Ng=Nm$ — густой красно-коричневый, почти черный, по Np — яркий золотисто-желтый. $Ng=Nm < Np$. Двусный (—), часто псевдоодносный (—); по [9], двусный (+). Пл. опт. осей (010). Удлинение (+). $n_g=n_m=1,554-1,745$, $n_p=1,538-1,650$, $n_g-n_p=0,020-0,119$, (—) $2V=0-40^\circ$. По Моисеевой [9], (+) $2V=5-10^\circ$. Существует прямая зависимость величины показателей преломления от количественного соотношения Fe^{2+} и Fe^{3+} , а также от общего содержания Fe^{3+} и Al [1, 18—20] (фиг. 180). Линейная зависимость n_g и n_p от железистости отмечается [1] и для стильпномеланов с искусственно окисленным железом. По Эгглетону [5], эта зависимость выражена нечетко из-за вариаций в содержании Mg; например, для n_g указывается $n_g=1,616+0,0047 Fe^{3+} - 0,0037 Mg$. Существует не очень четкая связь величин n_g и a_0 [5]. Показатели преломления и двупреломление увеличиваются при замещении К на Тl [12]. Отмечается [21, 22], что у коричневых стильпномеланов почти всегда $n_g > 1,650$, а у зеленых $n_g < 1,650$.

Хим. Главные изовалентные изоморфные замещения в стильпномелане: $K \rightarrow Na \rightarrow NH_4^+ \rightarrow H_3O^+$, $Fe^{2+} \rightarrow Mg \rightarrow Mn$, $Fe^{3+} \rightarrow Al$; гетеровалентные: $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$, $Al^{VI} \rightarrow Si$, $Al^{IV} \rightarrow Ti$, К, Na \rightarrow Ca, К \rightarrow Тl.

Для стильпномеланов характерен очень широкий диапазон замещения Fe^{2+} на Fe^{3+} без структурных изменений [4]. По [18, 19, 23], Fe^{3+} в стильпномелане может быть первичным и вторичным; по [1, 24—26], Fe^{3+} всегда вторичное. Окисление железа в стильпномелане может происходить по схеме $4Fe^{2+} + 4OH^- + O_2 \rightarrow 4Fe^{3+} + 4O^{2-} + 2H_2O$ за счет групп ОН в октаэдрах, преобразующихся в H_2O , которая оказывается в полостях тетраэдрического слоя [4, 27]. Окисление повышается вследствие замещения калия в широких каналах на H_2O и Тl [12]; в соответствии с этим отмечается обратная зависимость между степенью окисления железа и содержанием К [14, 25].

Содержание TiO_2 в стильпномелане может достигать 1,74% [12]. От 1/3 до 2/5 воды содержится в виде групп ОН, она не удаляется до 500° . При удалении более половины групп ОН при нагревании до $600-650^\circ$ структура стильпномелана разрушается [10]. Некоторые исследователи отмечают прямую зависимость между степенью окисления Fe и содержанием H_2O в стильпномелане [1, 13, 28], другие отрицают ее [29]. По [4], четкой зависимости между отношением Fe^{3+}/Fe^{2+} и содержанием $H_2O_{общ}$ нет. Одной из причин этого может быть межслоевое положение части воды [13].

В магнетитовых рудах Рзаново (Югославия) встречен Ni-с т и л ь п н о м е л а н — Ni-stilpnomelane, содержащий 7,1% NiO [30]. В стильпномелане из пород железорудной формации свиты Хамерслей в области Уиттенум (Западная Австралия), найденном в тесной ассоциации с феррианнитом, отмечается повышенное содержание K_2O (до 7,29%) [31]; по аналогии с феррианнитом среди этого стильпномелана выделены две группы А и В с соответственно меньшим и большим отношением $Fe^{2+}/Fe^{3+} + Mg$. В стильпномеланах из вулканических областей обнаружен NH_3 [32].

По Хашимото [29], минералы ряда ферростильпномелан — ферристильпномелан можно разделить на две группы — с $Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO) = 0$ и $Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO) > 6$. Между этими составами наблюдается разрыв.

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|
| Na_2O | 0,42 | 0,70 | 0,32 | 0,46 | <0,02 | 0,35 | 0,03 | 0,37 | 0,37 |
| K_2O | 1,30 | 1,38 | 1,77 | 1,41 | 0,39 | 1,74 | 0,70 | 0,86 | 0,86 |
| MgO | 5,23 | 7,21 | 5,63 | 6,71 | 6,63 | 5,45 | 6,08 | 2,90 | 6,24 |

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| CaO | 0,65 | 0,46 | 0,23 | 0,98 | 0,12 | 1,35 | 0,08 | 2,23 | 0,47 |
| MnO | 2,74 | 0,99 | 0,42 | 0,74 | 1,07 | 0,70 | 0,94 | 0,16 | 2,93 |
| FeO | 1,02 | 1,43 | 3,31 | 4,16 | 5,40 | 7,06 | 7,40 | 8,90 | 8,92 |
| Al ₂ O ₃ | 6,98 | 12,79 | 7,19 | 8,38 | 6,71 | 9,50 | 7,05 | 7,63 | 7,20 |
| Fe ₂ O ₃ | 28,80 | 18,30 | 27,32 | 22,98 | 23,90 | 19,80 | 23,90 | 23,58 | 19,42 |
| SiO ₂ | 44,89 | 44,70 | 44,52 | 43,57 | 48,30 | 48,60 | 47,90 | 46,39 | 44,51 |
| TiO ₂ | 0,15 | 0,46 | 0,10 | 0,70 | 0,08 | Сл. | 0,08 | Сл. | 0,19 |
| H ₂ O ⁺ | 6,59 | 8,38 | 6,70 | 8,26 | 7,0 | 4,60 | 7,0 | 6,72 | 6,92 |
| H ₂ O ⁻ | 1,58 | 2,47 | 2,70 | 2,20 | | | | | |

| | | | | | | | | | |
|-------------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|----------|-------|--------|
| Сумма | 100,35 | 99,27 | 100,21 | 100,55 | 99,62 | 99,15 | (100,16) | 99,74 | 100,31 |
| Уд. в. | 2,85 | — | 2,82 | — | — | — | — | — | 2,80 |
| $n_g = n_m$ | 1,718 | — | 1,700 | 1,681 | — | 1,670 | — | — | 1,661 |
| n_p | 1,620 | — | 1,612 | — | — | 1,686 | — | — | 1,584 |
| $n_g - n_p$ | 0,98 | 0,083 | 0,008 | — | — | 0,084 | — | — | 0,077 |
| $2V^\circ$ | — | 0 | — | — | — | 0 | — | — | — |

1—из кварц-альбитовых глаукофановых сланцев с рибекитом, гранатом, Хиллсдал, округ Санта-Клара, шт. Калифорния (США), анал. Хатсон [28]; 2—из метаморфических пород, промежуточных между глаукофановыми и зелеными сланцами с мусковитом, хлоритом, щелочным амфиболом, актинолитом, эпидотом, альбитом, кварцем—район Яватахама, Западный Сикоку (Япония), анал. Ишимотэ [22]; 3—из альбит-эпидот-стильпномелян-хлоритового сланца Коуклиф-Хилл, Отаго (Новая Зеландия), анал. Силви [33]; 4—из мусковит-хлорит-стильпномелян-альбит-кварцевых сланцев района Кацуяма, преф. Окаяма (Япония), анал. Харамура, $d_{001} = 12,40 \text{ \AA}$ [21]; 5—из кварц-полевошпатовых сланцев с хлоритом, эпидотом, мусковитом, актинолитом, Отаго (Новая Зеландия), микросонд, анал. не указан [24], FeO и Fe₂O₃ приведены по данным [28]; 6—из альбитизированных гнейсов с перидотом и кварцем, массив Дамбини в районе Сальбертранда (Италия); P₂O₅—сл., анал. Фурнье [34]; 7—из кварц-полевошпатового сланца с хлоритом, эпидотом, мусковитом, актинолитом в Отаго (Новая Зеландия), микросонд, H₂O—среднее по литературным данным, FeO и Fe₂O₃—по данным [28], анал. не указан, в оригинале сумма 101,2 [24]; 8—желтоватый, из кератофилов Рейчештейна во Франкенвальде (ФРГ) [35]; 9—из кварц-альбитовых глаукофановых сланцев, с рибекитом, гранатом, Хиллсдал, округ Санта-Клара, шт. Калифорния (США), анал. Хаттон [28].

| | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|---------|---------|-------|-------|-------|-------|
| Na ₂ O | 0,52 | 0,07 | 0,10 | 0,03 | 0,84 | 0,10 | 0,06 | 0,27 | 1,10 |
| K ₂ O | 1,22 | 3,31 | 1,91 | 2,06 | 1,79 | 1,13 | 1,47 | 2,07 | 1,46 |
| MgO | 3,18 | 4,01 | 2,80 | 2,77 | 5,88 | 4,32 | 3,70 | 5,75 | 1,50 |
| CaO | 0,81 | 0,10 | 0,91 | 0,53 | Не обн. | 0,85 | 0,29 | 0,94 | 0,73 |
| MnO | — | 0,21 | 0,11 | 0,05 | 1,15 | 0,50 | 0,57 | 0,33 | 2,23 |
| FeO | 12,20 | 12,83 | 13,23 | 14,04 | 15,08 | 15,77 | 16,59 | 20,00 | 21,45 |
| Al ₂ O ₃ | 6,28 | 6,32 | 7,59 | 7,26 | 5,16 | 4,59 | 5,08 | 4,64 | 6,71 |
| Fe ₂ O ₃ | 30,25 | 20,79 | 21,64 | 20,82 | 16,38 | 17,91 | 17,75 | 11,60 | 12,98 |
| SiO ₂ | 38,10 | 44,77 | 42,94 | 44,45 | 44,70 | 43,59 | 46,11 | 46,85 | 42,75 |
| TiO ₂ | — | 0,04 | Сл. | Не обн. | 0,18 | 0,06 | 0,03 | 0,15 | 0,02 |
| H ₂ O ⁺ | 7,40 | 5,64 | 6,95 | 6,41 | 7,17 | 9,15 | 5,66 | 5,77 | 5,98 |
| H ₂ O ⁻ | 0,12 | 1,96 | 1,94 | 1,35 | 1,83 | 1,20 | 2,84 | 1,80 | 2,94 |

| | | | | | | | | | |
|-------------|----------|--------|--------|-------|----------|-------|---------|--------|----------|
| Сумма | (100,08) | 100,05 | 100,12 | 99,77 | (100,16) | 99,17 | 100,37* | 100,17 | 100,05** |
| Уд. в. | 3,20 | 2,89 | 2,85 | 2,84 | 2,89 | — | 2,832 | 2,81— | — |
| | | | | | | | | 2,85 | |
| $n_g = n_m$ | 1,721 | 1,677 | 1,692 | 1,690 | — | — | — | 1,665— | — |
| | | | | | | | | 1,690 | |
| n_p | — | 1,58 | 1,597 | 1,595 | — | — | — | 1,585— | — |
| | | | | | | | | 1,605 | |
| $n_g - n_p$ | — | 0,097 | 0,095 | 0,095 | — | — | — | 0,090— | — |
| | | | | | | | | 0,085 | |

* В том числе NH₃—0,22. ** В том числе CO₂—0,20.

0—из хлоритовых сланцев, р. Саксагань (УССР), в оригинале сумма 100,10, анал. Ганатар-Бараш, $d_{001} = 12,12 \text{ \AA}$, $b_0 = 9,10 \text{ \AA}$ [36]; 11—черный, по тюрингиту, из сланцев, Моравия, анал. Голди [10]; 12.—из кальцитовых прожилков в титовых рудах. Цукмантель, Силезия (Чехословакия), анал. Хаттон [1]; 14—из пустот эпидот-кварцевых пород, месторождение Мон-Шемэн, Уэльс (Великобритания),

оригинале сумма 100,23 [37]; 15—из кальцитовых гидротермальных жил с пирротином и кварцем в экзоконтакте ультраосновного массива, район Печенги (Кольский полуостров); кроме того, NiO—0,04 SiO—0,05, п. п.—9,06, анал. не указан, $d_{001}=11,90 \text{ \AA}$ [38]; 16—из пород железорудной формации Фроммалд, шт. Миннесота (США), анал. Тимлиц, Ингамельс [32]; 17—из кварц-карбонатных жил в серо-зеленых карбонатных и амфиболовых сланцах, Геюа-Пит, шт. Миннесота, (США), анал. Граут [39]; 18—коричневый, из почти мономинерального стильпномеланового прожилка в кварц-кальцитовой породе с флюоритом и гроссуляром, район Фуджитани, преф. Хирюсима, о-в Хонсю (Япония), анал. Маведа (оригинал анализа 26 после 18 мес пребывания образца на воздухе) [13].

| | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 |
|--------------------------------|-------|---------|-----------------|--------|---------|----------|-------|---------|
| Na ₂ O ⁻ | — | 0,14 | 1,07 | 0,03 | 0,62 | 1,40 | 0,10 | 0,74 |
| K ₂ O | — | 1,84 | 1,40 | 1,67 | 1,56 | 1,30 | 1,48 | 1,46 |
| MgO | 7,25 | 3,91 | 4,23 | 7,67 | 5,66 | 2,90 | 3,42 | 1,52 |
| CaO | 0,40 | 0,46 | 0,42 | 1,91 | 0,76 | 0,20 | 0,14 | 0,61 |
| MnO | 0,57 | 0,58 | 0,19 | 0,60 | 0,36 | 0,10 | 0,31 | 2,17 |
| FeO | 22,39 | 24,82 | 24,88 | 25,34 | 26,71 | 27,50 | 27,82 | 32,27 |
| Al ₂ O ₃ | 9,78 | 5,39 | 7,01 | 6,73 | 7,27 | 0,50 | 6,38 | 6,60 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,42 | 8,01 | 6,76 | 3,45 | 2,07 | 16,50 | 7,56 | 1,52 |
| SiO ₂ | 46,72 | 46,66 | 46,04 | 45,24 | 45,34 | 40,20 | 44,31 | 43,58 |
| TiO ₂ | — | 0,03 | 0,21 | 0,33 | 0,16 | Сл. | 0,27 | 0,02 |
| H ₂ O ⁺ | 7,84 | 5,86 | 7,10 | 6,72 | 7,59 | 8,10 | 6,89 | 6,50 |
| H ₂ O ⁻ | 2,40 | 2,54 | 0,86 | 0,76 | 1,55 | 0,50 | 1,31 | 2,76 |
| Сумма | 99,77 | 100,26* | (100,17) | 100,45 | 99,75** | 99,20 | 99,99 | 99,85** |
| Уд. в. | — | — | — | 2,78 | 2,74 | 2,80 | — | 2,65 |
| $n_g = n_m$ | — | — | 1,597— 1,600 | 1,680 | 1,583 | 1,616 | — | — |
| n_p | — | — | 1,552— 1,555 | 1,599 | 1,554 | 1,546 | — | — |
| $n_g - n_p$ | — | — | 0,045 | 0,081 | 0,029 | — | — | — |
| 2V° | — | — | — | 0 | (—) 0 | (—) | — | — |
| | | | | | | Оч. мал. | | |

* В том числе NH₃—0,02. ** В том числе P₂O₅—0,10. *** В том числе CO₂—0,10.

19—из прожилков в диоритовых зеленокаменных породах с кварцем, альбитом, эпидотом, кальцитом, железорудное месторождение им. 111 Интернационала, КМА, УССР, анал. не указан [40]; 20—из железорудной формации Фроммалд, шт. Миннесота (США), анал. Тимлиц и Ингамельс [32]; 21—из магнетит-амфиболово-кварцевых и хлорит-магнетит-карбонатно-кварцевых роговиков железорудного Белозерского месторождения, Донецкая обл., (УССР), содержит CO₂—0,14, п. п.—6,96, анал. Романшина, в оригинале сумма 100,47 [41]; 22—из альбит-стильпномелан-актинолитовых сланцев, Отаго (Новая Зеландия), анал. Хаттон [1]; 23—из кристаллических сланцев, с халькопиритом и амфиболом, месторождение медистых пиритов Мотуясу, о-в Сикоку (Япония), анал. Харамура, $d_{001}=12,12 \text{ \AA}$ [19]; 24—из почти мономинеральных прослоев в зальбандах сидеритовых жил среди карбонатных пород с магнетитом, железорудное месторождение Джомарт (КазССР), анал. Вилешина [42]; 25—из стильпномелан-актинолит-магнетит-кварцевых пород Грановского участка в Верховцевском районе Базавлукской провинции Украинского кристаллического щита, анал. Маховка [43]; 26—зеленый, из почти мономинерального прожилка в кварц-кальцитовой породе, вмещающей шеелитовые скарны месторождения Фуджитани, преф. Хирюсима, о-в Хонсю (Япония), анал. Маведа [13].

Хим. анализы стильпномеланов см. также в работах [4, 5, 17, 31].

Диagn. исп. Растворяется в кислотах.

Повед. при нагр. На кривой ДТА фиксируются два эндотермических и два экзотермических эффекта (фиг. 181) [4, 15, 32]: при повышении температуры от комнатной до 150° происходит потеря адсорбированной воды; от 150 до 350° — окисление Fe²⁺ в группах из 12 катионов с потерей структурной OH и значительной части межслоевой воды; в интервале 400—500° происходит быстрое окисление Fe²⁺ в группах из 18 катионов, окруженных 3 OH и 3 O, и потеря соответствующего количества гидроксидов — 18 OH (при этом d_{001} увеличивается), от 500 до 800° идет медленное окисление сохранившегося Fe²⁺ с потерей оставшихся групп OH. При 800—850° стильпномелан разрушается. Следует отметить, что эти данные относятся только к быстро нагретому стильпномелану [4].

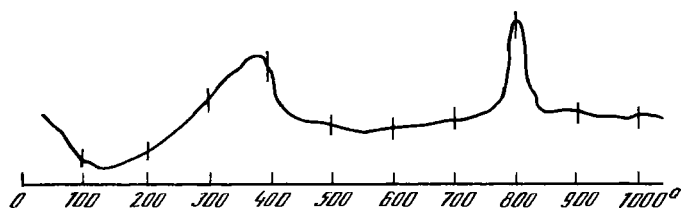
Находж. Широко распространен в породах низких ступеней метаморфизма и в различных низкотемпературных метасоматитах. Значительные скопления

стильпноmelана наблюдаются также в зонах низкотемпературного оруденения в скарнах. В породах других генетических групп редок.

В магматических породах встречается только в качестве продукта их низкотемпературных изменений. Известно его образование по биотиту в Рябиновских гранитах Златоустовского района Челябинской обл. [44]. При постмагматической сиенитизации образуется в олигоклазитах, микроклинитах и альбититах горы Вавнед в Ловозерском массиве на Кольском полуострове [45]. Составляет 20—25% анкеритовых карбонатитов по пикритовым порфиритам Мало- и Большесаянских массивов в Хакасии (Красноярский край) [46].

В ксенолите metabазита ферриглаукофан-альбит-стильпноmelан-мусковит-лавсонит-пумпеллиитового состава обнаружен в риолитах вулкана Кватре-

Фиг. 181. Кривая ДТА стильпноmelана (по Сато)



нерли [47] и в метаморфизованных вулканических породах в ассоциации с глаукофаном и лавсонитом на о-ве Милос (Греция) [48].

В Кристал-Фолсе, шт. Мичиган (США), встречен в пегматитах на контакте кварц-адуляровых жил с вмещающими железистыми сланцами; возникновение его связано с наложенным на пегматиты гидротермальным процессом [49]. Встречен в ряде гидротермальных образований: в свинцово-цинковом месторождении Алтын-Топкан в Ленинабадской области (ТаджССР) [50]; в Карелии — продукт замещения тремолита в медьсодержащих сульфидных рудах [51]; в западной части Печенгского рудного поля на Кольском полуострове — в оруденелых филлитовых сланцах и гидротермальных кальцитовых жилах [38]. Совместно с кальцитом, эпидотом и хлоритом найден в метаморфизованных сульфидных жилах Данхенис Пойнта в шт. Мэн (США) [52, 53]. Изредка встречается в оловянно-вольфрамовых жилах месторождения Ставорен в районе Потгутерсрус (ЮАР) [54]. В жилах с кальцитом и сидеритом месторождения Теодор, область Лан (ФРГ), обнаружен стильпноmelан, содержащий до 1,74% TiO_2 [12]. Известны значительные скопления стильпноmelана в скарнах. На месторождении Восток-2 в Красноармейском районе Приморья [3] он входит в состав шеелит-сульфидных руд и отлагался путем замещения пироксена, плагиоклаза и биотита, образует тонкие прожилки во вмещающих известняках. В зальбандах кварцевых и сульфидных жил известен в месторождениях Койташ и Угат в Джизакской обл. и Лянгар в Самаркандской обл. (УзССР) [55]. В ассоциации с кварцем, кальцитом, сульфидными минералами и гельвином наблюдается как продукт замещения геденбергита в скарново-шеелитовом месторождении Ингичке в Самаркандской обл. (УзССР) [9]. В виде почти мономинеральных агрегатов встречается в шеелитносных скарнах месторождения Фуджитани, преф. Хиросима (Япония) [13]. Обнаружен в некоторых скарновых свинцово-цинковых месторождениях гор Кармазар (УзССР) [9]; является продуктом разложения пироксенов и андрадита.

Наиболее широко развит в метаморфических породах хлоритовой зоны зеленосланцевой фации, устойчив также и в малоглиноземистых породах биотитовой и частично гранатовой зон.

С повышением температуры число устойчивых парагенетических минеральных ассоциаций со стильпноmelаном и его содержание в метаморфических породах всех типов уменьшается [25, 26, 56—59]. Первым в условиях биотитовой фации исчезает парагенезис стильпноmelана с калиевым полевым шпатом, в результате реакции между ними образуются наиболее ранние биотиты. Верхней температурной границы биотитовой фации неустойчивым становится парагенезис стильпноmelан + мусковит, образуется ассоциация био-

тит + хлорит. В отсутствии калийсодержащих минералов стильпномелан сохраняет стабильность до середины гранатовой (альмандин-хлорит-хлоритоидной) субфации и находится в ассоциации с железистым гранатом, хлоритом, миннесотайтом, актинолитом, глиноземистой роговой обманкой и грюнеритом [21, 25, 58, 59]. В высокотемпературной части гранатовой субфации при температуре 400—430° происходит окончательный распад стильпномелана на гранат + хлорит + куммингтонит [59]. Таким образом, поле устойчивости стильпномелана в метаморфических породах, постепенно сужаясь, проходит почти через всю зеленосланцевую фацию; стильпномелан исчезает незадолго до появления ставролита, т. е. у границы эпидот-амфиболитовой фации. Стильпномелан стабилен также в породах почти всей глаукофан-сланцевой фации [60].

Экспериментально верхний предел устойчивости стильпномелана в ассоциации с мусковитом при $P_s = P_{H_2O}$ был определен в 440—460° при 4 кбар, в ассоциации с калиевым полевым шпатом — 420—440° при 7 кбар [61]. Нижний температурный предел устойчивости стильпномелана трудно определить; этот минерал возникает еще на стадии эпигенеза до начала собственно метаморфических преобразований. Стильпномелан отмечается не только как минерал одной из наиболее ранних метаморфических зон — пумпеллиновой [60, 62, 63], но и как минерал так называемой анхиметаморфической зоны Швейцарских Альп в ассоциации с глауконитом [14, 64].

Большинство авторов [1, 24—26] считают, что стильпномелан всегда выделяется как ферростильпномелан, а ферристильпномелан — вторичный продукт при окислении Fe^{2+} . Полагают, что стильпномелан не образуется при высоком P_{O_2} , но даже в относительно окислительных условиях продуктом реакций является не ферри-, а ферростильпномелан [25]. Изучение ферристильпномелана из Отаго (Новая Зеландия) показало, что при 410—460°, P_{H_2O} — 2 кбар и P_{O_2} равновесия с магнетитом (близ области магнетит—гематит) он переходит в ферростильпномелан. Это позволило считать [24, 25], что изученный ферристильпномелан представляет собой продукт постметаморфического окисления Fe^{2+} первичного ферростильпномелана.

По Брауну [25], ферристильпномелан в породах зеленосланцевой фации устойчив в ассоциации с мусковитом, хлоритом, магнетитом (или гематитом); вне этой ассоциации он не устойчив. Экспериментально поле устойчивости для коричневого ферристильпномелана не было установлено; он превращался в зеленый стильпномелан при нагревании до 400—500° и $P = 3000—4000$ атм (фугитивность O_2 буферизуется магнетитом или гематитом). Зеленый стильпномелан из Отаго в относительно окислительных условиях в ассоциации с богатым Fe^{2+} эпидотом (при отсутствии графита и при большей устойчивости магнетита и пирита, чем пирротина), содержал 19—20% FeO [25].

В метаморфизованных породах разного состава стильпномелан известен во многих районах мира: в вулканогенных туфопесчаниках Патомского нагорья [59], в метаморфизованных гранитах (фация зеленых сланцев) близ Монблана (Савайские Альпы) [57]; в кварцитах, известняках, различных сланцах и офиолитах многих районов Швейцарских Альп часто является породообразующим минералом [65—67]; в нерассланцованном метагаббро, метабазитах, кератофирах и граувакках зеленосланцевой фации в Далрэдиане (Шотландия) [27, 68, 69] и в Рейценштейне, Бавария (ФРГ) [35]; в долеритовой дайке Хелфорс (Швеция) с хлоритом, эпидотом, ферроактинолитом [70]; во вмещающих колчеданные руды хлоритовых сланцах с альбитом, гранатом, биотитом, магнетитом и кальцитом в Лексдале (Норвегия) [71]. Известен в филлитовой серии зеленосланцевой зоны Мюнхенбергского гнейсового массива (ФРГ) [72]. Обнаружен в гранитных и псаммитовых породах массива Паринг в Южных Карпатах, в гнейсах и гранат-слюдистых сланцах Восточных Карпат [73], филлитах и метабазитах Румынских Карпат [74]. В этом же регионе известен в слабо метаморфизованных сланцах массива Пояна-Руска, в зеленосланцевой формации массива Родна, в железных рудах и в пиритовых и свинцово-цинковых месторождениях среди метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород [75].

В амфиболитах и альбитизированных гнейсах зоны слюдяных сланцев Бретани (Франция) сосуществует с глаукофаном, биотитом и амфиболом [75]; в виде включений в кварце обнаружен в кварц-альбит-слюдяных гнейсах массива Дамбин близ Сальбертранда в Альпах (Италия) [33], в кварц-полевошпатовых гнейсах Центральных Альп (Италия) образовался за счет хлорита [76]. Известен в карбонатных сланцах с кварцем, фенгитом, амфиболом, хлоритом, альбитом, гематитом в районе Сестриере в Пьемонте (Италия) [77], в глауконитсодержащих сланцах Восточной Швейцарии [14], в глаукофанизированном метатрахите с альбитом, кварцем, пумпеллиитом, эпидотом, мусковитом, хлоритом, эгирин-жадеитом в пров. Конья в Турции [78]. В сростаниях с хлоритом и мусковитом обычен в граувакках гор Таконик, шт. Вермонт (США) [26]. В ассоциации с кварцем, магнезиальным гранатом, гидроксилпатитом, титанитом и эпидотом иногда составляет до 90% массы стильпномелановых сланцев; входит в состав кварцевых и альбитовых глаукофановых сланцев в Хиллсдале, шт. Калифорния (США) [28]. Широко развит в метаморфических породах Японии. В ассоциации с пумпеллиитом и пренитом — в метаграувакках, с глаукофаном, актинолитом, хлоритом, светлой слюдой и кварцем — в породах, промежуточных между глаукофановыми и зелеными сланцами, известен в районе Яватахама, Западный Сикоку [22, 79]. В кварцевых и кальцитовых сланцах, метаграувакках и глаукофановых сланцах — в районе Коту-Бисан, Восточный Сикоку [18]; в пелитовых и псаммитовых породах глаукофановой фации с мусковитом, пумпеллиитом, хлоритом, эпидотом, кварцем и кальцитом — в районе Кацуяма на о-ве Хонсю [21]; в глаукофановых метаморфических породах, образовавшихся за счет осадочных, а также основных пирокластических и магматических пород, распространен в хлорит-стильпномелан-серицитовых, стильпномелан-кальцит-кварцевых, гранат-стильпномелан-кварц-кальцитовых, актинолит-хлорит-стильпномелановых и других сланцах [63, 80, 81]. В зеленых кристаллических сланцах и залегающих в них телах медьсодержащих пиритов известен в Санбагава на о-ве Хонсю [19]; в стильпномелан-биотит-альбитовых сланцах с гранатом, титанитом, графитом, турмалином, апатитом, хлоритом — в Ничинанго [60] и в метабазитах гор Китаками [82] на о-ве Хонсю. В Отаго (Новая Зеландия) [1, 24, 83] широко распространен в сланцах различной степени метаморфизма (в ассоциации с реликтами роговой обманки, хлоритом, альбитом, эпидотом, гранатом), иногда составляет до 50% породы; там же найден в виде скоплений кристаллов, пересекающих плоскости сланцеватости пород и выполняющих жилы (образовался после основной фазы метаморфизма в процессе посттектонической перекристаллизации) [1, 83]. В Новой Каледонии [84] развит в лавсонитовой зоне среди метабазальтов, а также в ассоциации с хлоритом, фенгитом, гранатом, кварцем и эпидотом в обогащенных железом метаосадках района Квегоа. Обнаружен в породах зеленосланцевой стадии метаморфизма, а также в метасоматитах, располагающихся вблизи стеатитизированной ультрабазитовой интрузии в Квебекских Аппалачах (Канада) [85].

Стильпномелан — характерный минерал железисто-кремнистых формаций. соответствующих метаморфическим породам зеленосланцевой фации. Он распространен в железорудных толщах Криворожского бассейна УССР, содержится в хлоритовых сланцах в виде скоплений, чередующихся с тонкими прослоями гематита [86—88]; образование стильпномелана связано с хлоритизацией в последние стадии регионального метаморфизма; возможно, он является продуктом диафореза [36]; стильпномелан, образовавшийся после главной фазы метаморфизма в результате перекристаллизации и сегрегации, местами выполняет прожилки в диоритовых зеленокаменных породах, находится в ассоциации с кварцем, альбитом, эпидотом и кальцитом [40]. Известен в окварцованных породах Саксаганской и Анновской полос Украинского кристаллического щита [89].

Входит в состав стильпномелановых, магнетит-стильпномелан-хлоритовых, хлорит-магнетит-карбонат-кварцевых и магнетит-амфибол-кварцевых сланцев на Белозерском месторождении в Донецкой обл. (УССР); образует там, кроме того, прожилки, в которых составляет 70—95% [41]. С кварцем, карбонатом,

магнетитом, апатитом и др. обнаружен в железистых кварцитах КМА в Старооскольском районе Белгородской обл. (РСФСР) [90]. Распространен в силикатно-кремнистых породах стильпномелан-актинолит-магнетит-кварцевого, стильпномелан-куммингтонит-магнетит-кварцевого, стильпномелан-роговообманково-магнетит-кварцевого состава Западно- и Восточно-Грановских участках Верховцевского района Базавлукской провинции Украинского кристаллического щита (Днепропетровская обл.) [42]. В ассоциации с магнетитом, пиритом, кварцем и кальцитом известен в Тельбесском железорудном месторождении УзССР [91]. Образует почти мономинеральные прослои в зальбандах сидеритовых прожилков в карбонатной породе с прослоями магнетита в железо-марганцевом месторождении Джомарт, известен в магнетитовой руде и хлорит-кремнисто-карбонатной породе месторождения Каражал (Центральный Казахстан) [42]. Распространен в магнетит-тюрингитовых залежах Эйзенхюгель и Мюльберг близ Геберсройта в Северном Хирцгебирге, Тюрингия (ГДР) [92]; обнаружен в прожилках с кальцитом и ильванитом в кремнистых железных рудах месторождения Хутталь (ФРГ) [93]. В ассоциации с хлоритом встречается в жилах, секущих метаморфизованные пизолитовые железные руды месторождения Пен-и-Раллт в Северном Уэльсе (Великобритания) [94]. В том же районе в кальцитовых жилах, секущих ордовикские пизолитовые железорудные залежи, наблюдался с пирротином, апатитом, ильменитом [95]. В Канаде с грюнеритом, миннесотаитом, железистым хлоритом, кварцем, магнетитом и кальцитом распространен в Ляфлям-Лейк; с грюнеритом, альмандином, биотитом, кварцем и кальцитом — в Грюнерит-Лейк [56]; с гриналитом и миннесотаитом в очень слабо метаморфизованных породах железорудной формации Сокоман в районе Хауэлз-Ривер [23]; с гриналитом, миннесотаитом, карбонатами, кварцем в породах железорудной формации Ганфлинт в пров. Онтарио. В такой же ассоциации стильпномелан встречается в шт. Миннесота (США) [96]. С зусманитом, диритом, хаулитом, грюнеритом отмечался в метаморфических сланцах и известняках района Лайтонвилл, округ Мендосино, шт. Калифорния (США) [97].

Аммиак- и талийсодержащие стильпномеланы были обнаружены вместе с миннесотаитом и железистым карбонатом в хлоритовой и гранатовой зонах железорудной формации Фроммалд в шт. Миннесота (США); предполагается, что источником аммиака была перекрывающая железорудную формацию лава [32]. В Западной Австралии [98] стильпномелан в ассоциации с миннесотаитом, сидеритом, кварцем и магнетитом является одним из самых поздних минералов толщи, вмещающей железорудные формации. В том же регионе известен также в железистых кварцитах Дейл-Годж формации Хаммерсли с анкеритом, кварцем, пиритом, сидеритом, реже с высокожелезистыми слюдами, рибекитом, пирротином и калиевым полевым шпатом [31, 99]; такие породы образуются при 300° и P 2—3 кбар в ходе слабой метаморфизации осадочно-вулканогенного материала [24, 100, 101].

Изм. Ферростильпномелан при окислении Fe^{2+} переходит в ферростильпномелан [1, 25, 26]; окисление железа иногда сопровождается выщелачиванием калия [25]. При гипогенных изменениях переходит в рибекит [102], мусковит [43], миннесотаит [23].

Искусств. Указан как попутный продукт синтеза грюнерита в системе $SiO_2-NaOH-Fe-H_2O$ при температуре около 400° и $P_{сбщ}$ около 1,6 кбар; однако он не по всем данным отвечает стильпномелану [103]. Натриевый стильпномелан без Fe^{2+} , имеющий свойства природного, был синтезирован при изучении системы $Na_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ [104]: 1 — из геля с различными отношениями $Al/(Al + Mg)$ и $Na/(Na + Mg + Al)$ (кристаллизация длилась 2 мес при температуре 650° и давлении 2 кбар); 2 — при перекристаллизации смеси магнезиального хлорита и альбита при 630° и давлении 2 кбар (в течение 1 мес).

Отл. От биотита отличается большей хрупкостью, менее совершенной базальной спайностью и наличием спайности \perp (001), в шлифах — по отсутствию характерной для биотита пятнистости в положении погасания; от вермикулита —

менее высокими показателями преломления и основной линией на рентгеновской порошковой диаграмме с d 12 Å (у вермикулита — 14 Å) [83].

Разнов. Магниевого стильпномелана — magnesian stilpnomelane [45].

Сион. Магностильпномелан — magnostilpnomelane [105].

Для магниевого стильпномелана из Франклина, шт. Нью-Джерси (США), содержащего более 7% MgO. Данн и др. [106] предложили название *л е н н и л е н а п е й н т* — lenneleparcite (по имени индейца Ленни Ленапе).

Характеризуется повышенным содержанием MgO — до 18,5%. Физические и оптические свойства те же, что и у богатых железом стильпномеланов.

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|--------------------------------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|---------|-------|
| Na ₂ O | 0,82 | 1,58 | 2,18 | 0,17 | Сл. | 0,87 | — | — |
| K ₂ O | 1,96 | 1,54 | Не обн. | 3,31 | » | 1,02 | Не обн. | — |
| MgO | 7,75 | 7,79 | 8,04 | 8,25 | 9,36 | 9,44 | 11,30 | 18,57 |
| CaO | 0,04 | 2,88 | 1,35 | 0,03 | Сл. | 0,92 | 4,00 | 5,78 |
| MnO | 0,13 | Сл. | 0,43 | 0,56 | | 0,06 | 1,52 | 2,92 |
| FeO | 25,38 | 20,64 | 19,84 | 24,70 | 5,93 | 17,45 | 2,52 | 7,87 |
| Al ₂ O ₃ | 4,75 | 7,34 | 8,88 | 6,65 | 6,29 | 7,66 | 2,02 | 4,34 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,90 | 3,00 | 5,85 | 1,10 | 23,67 | 7,18 | 16,20 | 4,80 |
| SiO ₂ | 45,54 | 46,00 | 45,49 | 47,90 | 45,12 | 45,28 | 50,00 | 49,85 |
| TiO ₂ | 0,26 | Сл. | 0,04 | 0,01 | — | 0,12 | — | |
| H ₂ O | 8,46 | 6,83 | 6,31 | 7,00 | 9,12 | — | 12,80 | 5,87 |
| H ₂ O ⁻ | 1,56 | 2,58 | 1,55 | | | | | |

| | | | | | | | | |
|-------------|----------|--------|-------|-------|-----------------|----------------|--------|--------|
| Сумма | 100,27 * | 100,18 | 99,96 | 99,68 | 99,49 | 99,66 2* | 100,36 | 100,00 |
| Уд. в. | — | — | — | — | — | 2,85 (выч.) | 2,71 | |
| $n_g = n_m$ | — | 1,643 | 1,596 | — | 1,572— 1,588 | 1,575 | 1,572 | |
| n_p | — | 1,618 | 1,558 | — | 1,546— 1,556 | 1,560 | 1,538 | |
| $n_g - n_p$ | — | 0,025 | 0,038 | — | — | 0,015 | 0,034 | |
| (-) $2V^c$ | — | — | 0 | — | — | — | — | |

* В том числе P₂O₅—0,44, CO₂—0,28. 2* В том числе п. п.—9,66.

1—из пород формации Брокэм-Айрон (группа Чамперсен). Австралия [23]; 2—зеленый, из прожилков в зеленокаменных породах в ассоциации с кварцем, альбитом, эпидотом и кальцитом, колчеданное месторождение им. III Интернационала, Нижне-Тагильский район (Средний Урал), анал. Тумилович [107]; 3—из колчеданно-свинцово-цинкового месторождения Фундул Молдавей (Румыния), анал. не указан [15]; 4—зеленый, из пород фации зеленых сланцев района Отаго (Новая Зеландия), микростанд, анал. не указан [25]; 5—из кальцитовых прожилков в траппах Вестфилда, шт. Массачусетс (США), анал. не указан [108]; 6—из анкеритовых карбонатитов, развившихся по пикритовым порфиритам Малосаянского массива, анал. не указан [46]; 7—из скарного свинцово-цинкового месторождения Курусай в Кураминском хребте (УзССР), анал. Приходько [9]; 8—из оловянно-цинкового месторождения Градиште (Болгария) [105].

Кроме того, хим. анализы стильпномелана с содержанием MgO 8—9% см. в работах [5, 106].

Наиболее богатые магнием стильпномеланы обнаружены в сульфидных месторождениях: в скарном свинцово-цинковом месторождении Курусай в Кураминском хребте, УзССР (хим. анализ 7) [9]; в колчеданном месторождении им. III Интернационала, Нижне-Тагильский район (Средний Урал), в ассоциации с кварцем, альбитом, эпидотом и кальцитом [107]; в колчеданно-свинцово-цинковом месторождении Фундул Молдавей в Румынии (хим. анализ 3) [15]; в оловянно-цинковом месторождении Градиште (Болгария) — по марганцевому гизингериту [105]. Известен также в кальцитовых прожилках, секущих траппы Вестфилда, шт. Массачусетс, США (хим. анализ 5) [108], в анкеритовых карбонатитах по пикритовым порфиритам Малосаянского массива

в Хакасии (хим. анализ 6) [46], а также в метаморфических породах района Отаго в Новой Зеландии (хим. анализ 4) [25].

Марганцевый стильпномелан — *manganostilpnomelane* [109, 110]. Отличается повышенным содержанием Mn, замещающего Fe и Mg. Твердо установленной границы между стильпномеланом и марганцевым стильпномеланом нет. Матковский [109, 110] предлагает считать марганцевыми стильпномеланы, содержащие более 5% MnO. Некоторыми авторами под названием «*manganiferous stilpnomelane*» описываются минералы, содержащие немногим более 3% MnO [111]. Здесь к марганцевой разновидности стильпномелана отнесены минералы, содержащие более 3% MnO. По Эгглетону [5], у Mn-стильпномеланов параметр a_0 изменяется от 21,9 до 22,1 Å при практически одинаковых значениях $d_{001} \sim 12,15$ Å.

Оптические и физические свойства как у обычного стильпномелана.

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--------------------------------|---------|-------|---------|-----------------|-----------------|--------|-------|
| Na ₂ O | Не обн. | 0,04 | 0,05 | 0,76 | 0,18 | 0,17 | 0,06 |
| K ₂ O | 3,26 | 2,33 | 1,50 | 1,46 | 1,64 | — | 0,18 |
| MgO | 6,97 | 4,34 | 4,50 | 7,00 | 0,53 | 3,18 | 0,46 |
| CaO | 0,88 | 1,82 | Не обн. | 1,14 | 1,86 | 1,34 | 0,73 |
| MnO | 3,12 | 3,16 | 3,65 | 4,39 | 4,84 | 6,69 | 8,00 |
| FeO | 19,76 | 24,00 | 17,74 | 7,59 | 4,73 | 21,91 | 13,34 |
| Al ₂ O ₃ | 8,88 | 3,50 | 6,10 | 3,02 | 7,90 | 4,99 | 2,63 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,79 | 6,94 | 13,78 | 19,10 | 26,07 | 8,03 | 18,71 |
| SiO ₂ | 42,05 | 43,19 | 47,36 | 46,11 | 44,0 | 42,68 | 45,61 |
| TiO ₂ | 0,70 | 0,33 | Сл. | 0,47 | Сл. | 0,51 | — |
| H ₂ O ⁺ | 6,22 | 7,89 | 5,66 | 6,62 | 6,54 | 8,21 | 9,4 |
| H ₂ O ⁻ | 1,77 | 2,24 | | 2,70 | 2,32 | 2,58 | |
| Сумма | 100,40 | 99,78 | 100,34 | 100,36 | 100,61 | 100,29 | 99,1 |
| Уд. в. | — | — | — | — | — | 2,78 | — |
| $n_g = n_m$ | 1,594 | — | — | 1,596— 1,602 | 1,690— 1,700 | 1,599 | — |
| n_p | 1,550 | — | — | — | 1,620— 1,625 | 1,544 | — |
| $n_g - n_p$ | 0,044 | — | — | — | 0,070— 0,075 | 0,045 | — |

1 — из железо-марганцевых руд с льбитом, кварцем и спессартином, месторождение Цебрал (Румыния), анал. не указан [15]; 2 — из гранат-стильпномелан-кварц-кальцитового сланца горы Каито, район Сагава (Япония), анал. не указан [111]; 3 — из медьсодержащих сульфидных жил, Карелия, анал. не указан [51]; 4 — из стильпномелан-кальцит-кварцевого сланца, гора Каито, район Самбагава (Япония), Хашимото, $d_{001} = 12,138$ Å [111]; 5 — из стильпномелан-эпидотовой жилы в габбро, массив Пилыг Печенгское рудное поле (Кольский полуостров), анал. Новиков [112]; 6 — из мономинеральных прожилков в марганцевых силикатно-карбонатных рудах хр. Прелучного в Чивчинских горах, Карпаты (Румыния), анал. Цвик [109]; 7 — из кварц-кальцитовых прожилков, секущих геденбергитовые скarnы в рудном массиве Сэмпо, преф. Окаяма (Япония) [113].

Хим. анализы марганцевых стильпномеланов см. также в работе [5].

Хотя почти все стильпномеланы содержат марганец, его повышенные количества отмечаются редко. Наиболее обогащенный марганцем стильпномелан (ферростильпномелан) обнаружен в марганцевых рудах, образовавшихся в региональном метаморфизме с участием метасоматоза. Слагает почти сплошные прожилки мощностью от 1 до 2—3 см среди окварцованных силикатно-карбонатных руд хр. Прелучного в Чивчинских горах, Карпаты, СССР (хим. анализ 6) [109, 110], содержится в марганецсодержащих железных рудах, образовавшихся при региональном метаморфизме осадочно-вулканогенных месторождения Цебрал (Румыния) [15]. В прожилках родохрозита, секущих марганцевые руды, известен в месторождениях гор Делинешты Семенец в Румынии [114].

Стильпноомеланы с содержанием $MnO > 3\%$ обнаружены в Дальнегорском скарновом свинцово-цинковом месторождении Приморского края; образовались путем замещения геденбергита [115] и отложения в пустотах рудных тел [11]. В метаморфизованных диабазах и габбро-диабазях (фация зеленых сланцев) массива Пильгуярви (Кольский полуостров) является породообразующим минералом или содержится в секущих кварц-карбонатных прожилках (хим. анализ 5) [112]. Встречен в гранат-стильпноомелан-кварц-кальцитовых и стильпноомелан-кальцит-кварцевых сланцах горы Канто, район Самбагава, Япония (хим. анализы 2, 4) [81, 111].

В месторождении Франклин, шт. Нью-Джерси (США), в низкотемпературных гидротермальных прожилках, секущих рудные тела, встречен стильпноомелан с очень высоким содержанием MnO (13,8—16,3%), ZnO (5,4%) и BaO (до 1,2%), который в виде тонких корочек покрывает кристаллы доломита и сфалерита, а также марганцево-магниевый стильпноомелан с 11,39—11,63% MgO , 6,02—6,22% MnO , 4,92—5,22 ZnO , 0,88—0,91 BaO [53, 106].

Отл. От близкого по составу экманита марганцевый стильпноомелан отличается отношением $\frac{SiO_2}{\Sigma RO + R_2O_3} > 1$ и содержанием щелочных металлов [109, 110].

Межплоскостные расстояния ферростильпноомелана из Квинстона (Новая Зеландия) [4] *

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|-----------------|----------|--------------|------------------|----------|--------------|
| 001 | 10 | 12,1 | 004 | 7 | 3,027 | 12.0.7̄; 12.0.3̄ | 2 | 1,5324 |
| 012̄; 112̄ | шир. | 8,2 | 445̄ | 4 | 2,715 | 4.4.1̄1 | 3 | 1,5138 |
| 120 | | | 446̄ | 10 | 2,570 | 443 | 2 | 1,4141 |
| 122; 102̄ | шир. | 7,16 | 442̄ | 2 | 2,431 | 12.0.9̄; 12.0.1̄ | 1 | 1,4037 |
| др. | | | 447̄ | 7 | 2,350 | 888 | 2 | 1,3674 |
| 002 | 1 | 6,07 | 441̄ | 3 | 2,1889 | 887̄ | 3 | 1,3484 |
| 242; 121̄ | 2 | 5,48 | 443̄ | 5 | 2,1109 | 8.8.11̄; 12.0.0 | 2 | 1,325 |
| 222 | | | 449̄ | 4 | 1,8856 | 444 | | |
| 043; 441 | 3 | 4,75 | 4.4.10̄ | 4 | 1,685 | 883 | 2шир | 1,154 |
| много | 2 | 4,13 | 12.0.5 | 6 | 1,5853 | 8.8.16 | 1 | 1,055 |
| 003 | 8 | 4,031 | 12.0.6̄; 12.0.4 | 5 | 1,5715 | | | |
| 014; др. | шир. | 3,6 | | | | | | |

* $a_0=21,955$, $b_0=21,955$, $c_0=17,619$; $\alpha=124,83^\circ$, $\beta=95,96^\circ$, $\gamma=120^\circ$; условия съемки не указаны. Порошковые рентгенограммы марганцевого и магниевое стильпноомелана см. там же.

Л и т е р а т у р а

- Hutton C. O. // Miner. Mag. 1938. Vol. 25, N 163. P. 172.
- Kretschmer F. // Zentr.-Bl. Miner. 1907. S. 290.
- Степанов Г. Н. // Минералогия, петрография и генезис скарново-шеелит-сульфидных месторождений Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. С. 141.
- Eggleton R. A. // Miner. Mag. 1972. Vol. 38, N 298. P. 693.
- Eggleton R. A., Chappell B. W. // Ibid. 1978. Vol. 42, N 323. P. 361.
- Eggleton R. A. // Nature. 1970. Vol. 225, N 5233. P. 625.
- Бульбенков Н. А. // Новые данные о минералах. М.: Наука, 1985. Вып. 32. С. 13.
- Crawford E. S., Jefferson D. A., Thomas J. M. // Acta crystallogr. A. 1977. Vol. 33, pt 4. P. 548.
- Моисеева М. И. // Минералы Узбекистана. Ташкент: Фан, 1976. Т. 3. С. 321.
- Gruner J. W. // Amer. Miner. 1937. Vol. 22, N 8. P. 912.
- Мозгова Н. Н. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1957. № 11. С. 277.
- Holzner J. // Neues Jb. Mineral. A. 1933. Bd. 66. S. 213.
- Sato K. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1975. H. 4. S. 179.
- Frey M., Hunziker J. C. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1973. Vol. 39, N 3. P. 185.
- Kräutner H. G., Medesan A. // Tschermaks miner und petrogr. Mitt. 3. F. 1969. Bd. 13. H. 3/4. S. 203.
- Farmer V. C. // Monogr. Miner. Soc. London, 1974. N 4. P. 539.
- Deutsch A. // Eclog. geol. helv. 1983. Vol. 76, N 2. P. 295; Franceschelli M. // Rend. Soc. miner. e petrol. 1984. Vol. 39, fasc. 2. P. 491.
- Iwasaki M. // J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. 1963. Vol. 15, pt 2. P. 82.
- Yui Sh. // J. Geol. Soc. Jap. 1962. Vol. 68, N 805. P. 597.

20. Chauvel J.-J. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1973. Vol. 38, N 1. P. 37.
21. Hashimoto M. // J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. 1968. Vol. 17, pt 1. P. 143.
22. Ishimoto N. // Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 3. 1974. Vol. 12, N 3. P. 298.
23. Klein C. (Jr.) // Canad. Miner. 1974. Vol. 12, pt 7. P. 475.
24. Brown E. H. // Contrib. Miner. and Petrol. 1967. Vol. 14, N 4. P. 259.
25. Brown E. H. // Ibid. 1971. Vol. 31, N 4. P. 275.
26. Zen E.-An. // Amer. Miner. 1960. Vol. 45, N 1/2. P. 140.
27. Graham C. M. // Miner. Mag. 1976. Vol. 40, N 313. P. 467.
28. Hutton C. O. // Amer. Miner. 1956. Vol. 41, N 7/8. P. 608.
29. Hashimoto M. // Contrib. Miner. and Petrol. 1969. Vol. 23, N 1. P. 86.
30. Maksimović Z., Pantó Gy. // Bull. Acad. Serbe sci. et arts. 1982. Vol. 82, N 23. P. 77.
31. Miyano T., Miyano S. // Amer. Miner. 1982. Vol. 67, N 11/12. P. 1179.
32. Blake R. L. // Ibid. 1965. Vol. 50, N 1/2. P. 148.
33. Hutton C. O. // Ibid. 1945. Vol. 30, N 11/12. P. 714.
34. Gay M. // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1966. Vol. 89, N 3. P. 344.
35. Eigenfeld R., Eigenfeld-Mende I. // Fortschr. Miner. 1978. Bd. 56, H. 1. S. 21.
36. Лазаренко Е. К., Гершойг Ю. Г., Бучинская Н. И. и др. // Минералогия Криворожского бассейна. Киев: Наук. думка, 1977. С. 351.
37. Jakob J. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1927. Bd. 7, H. 2. S. 311.
38. Перадовский Ю. Н. // Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Л.: Наука, 1975. С. 104.
39. Groul F. F., Thiel G. A. // Amer. Miner. 1924. Vol. 9, N 11. P. 228.
40. Лазаренко Е. К. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1954. № 8. С. 119.
41. Ладиева В. Д. // Геол. журн. АН УССР. 1965. Т. 25, вып. 2. С. 73.
42. Каюпова М. М. // Минералогия железных и марганцевых руд Западного Атасу, Алма-Ата: Наука, 1974. С. 201.
43. Струева О. М. // Железисто-кремнистые формации Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1978. Т. 1. С. 201.
44. Виноградская Г. М. // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1963. Т. 96. С. 47.
45. Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П. // Тр. ИМГРЭ. 1962. Вып. 9. С. 14.
46. Самойлов В. С. // Карбонатиты. М.: Наука, 1977. С. 189.
47. Hoffmann Ch., Keller J. // Lithos. 1979. Vol. 12, N 3. P. 9.
48. Vilminot J.-C. // Bull. Soc. geol. France. Ser. 7. 1977. Vol. 19, N 2. P. 101.
49. Ayres V. L. // Amer. Miner. 1940. Vol. 25, N 6. P. 432.
50. Еникеев М. Р. // Науч. тр. Ташк. ун-та. Сер. геол. 1970. Вып. 371. С. 63.
51. Eskola P. // The mineral development of basic rocks in the Karelian formations. Fennia, 1925. Vol. 45. P. 1.
52. Stewart D. B.: Ph. D. Thes. Harvard Univ. 1956. 26 p.
53. Fronel C., Ito J. // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 3/4. P. 498.
54. Steyn J. G. D. // Mem. Geol. Surv. S. Afr. 1962. N 51. P. 63.
55. Кучукова М. С., Исмаилов М. И., Джамалетдинов Н. К. // Скарново-редкометалльные и перматитовые формации Западного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1971. С. 220.
56. Hashimoto T., Beland R. // Canad. J. Earth Sci. 1968. Vol. 5, N 4. P. 881.
57. Raumer J. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1969. Vol. 21, N 3. P. 257.
58. Макухина А. А. // Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Киев: Изд-во АН УССР, 1956. С. 394.
59. Кориковский С. П., Боронихин В. А., Ляпутина И. П. // ДАН СССР. 1975. Т. 222, № 5. С. 1202.
60. Miyakawa K. // J. Earth Sci. Nagoya Univ. 1964. Vol. 12, N 1. P. 1.
61. Nitsch K. H. // Fortschr. Miner. 1970. Bd. 47, H. 1. S. 48.
62. Ernst W. J., Seki Y., Onuki H., Gilbert M. C. // Mem. Geol. Soc. Amer. 1970. N 124. P. 276.
63. Miyashiro A., Seki Y. // Jap. J. Geol., Geogr. Trans. and abstr. 1958. Vol. 29, N 4. P. 199.
64. Cogulu E., Krummenacher P. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1967. Bd. 47, H. 2. S. 825.
65. Niggli E. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1956. Bd. 36, H. 2. S. 511.
66. Niggli E., Niggli C. R. // Ecl. geol. helv. 1965. Vol. 58, N 1. P. 335.
67. Meixner H. // Karinthin. 1958. N 37. S. 279.
68. Mather J. D., Atherton M. P. // Nature. 1965. Vol. 207, N 5000. P. 971.
69. Mather J. D. // J. Petrol. 1970. Vol. 11, N 2. P. 259.
70. Lopez-Montano Ricardo // Geol. fören. Stockholm. förhandl. 1984. Bd. 106, N 1. S. 73.
71. Carstens C. W. // Norsk. geol. tidsskr. 1924. Bd. 7, H. 3/4. S. 229, 233.
72. Rost F., Stettiner G. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1969. Vol. 24, N 1. P. 66.
73. Streckeisen A. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1968. Bd. 48, H. 3. S. 751.
74. Maier O. // Neues Jb. Mineral. Abh. 1969. Bd. 110, H. 2. S. 199.
75. Triboulet C. // C. r. Acad. sci. D. 1971. Vol. 272, N 11. P. 1477.
76. Crespi R., Liborio G., Mottana A. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1982. H. 6. S. 265
77. Caron J.-M. // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1970. Vol. 93, N 1. P. 133.
78. Van der Kaaden G. // Fortschr. Miner. 1968. Bd. 46, H. 1. S. 121.
79. Ishimoto N. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1973. Vol. 68, N 12. P. 391.
80. Seki Y. // Jap. J. Geol., Geogr. Trans. and Abstr. 1958. Vol. 29, N 4. P. 233.

81. Hashimoto M., Kanehira K. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1975. Vol. 70, N 11. P. 377.
82. Shiba M., Onuki H., Kosaka N. // Ibid. 1984. Vol. 79, N 2. P. 81.
83. Turner F. J., Hutton C. O. // Geol. Mag. 1935. Vol. 72, N 1. P. 1.
84. Black Ph. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1975. Vol. 49, N 4. P. 269.
85. Feininger T. // Canad. Miner. 1984. Vol. 22, pt 3. P. 423.
86. Вернадский В. И. // Бюл. МОИП. 1900. Т. 14, вып. 3. С. 41.
87. Танатар-Бараш Э. И. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1948. № 2. С. 151.
88. Елисеев Н. А., Никольский А. П. // Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР. 1961. Вып. 13. С. 55.
89. Никольский А. П. // Сов. геология. 1956. Сб. 50. С. 48.
90. Дуброва Б. // Тр. III Всесоюз. совещ. по чер. металлам. М.; Л.: 1933. Вып. 307. С. 65.
91. Болгов Г. П., Вейц Б. И., Петровская Н. М. и др. Минералогия Рудного Алтая. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1956. Т. 2. 405 с.
92. Hoyer D. // Geologie. 1964. Bd. 13, H. 6/7. S. 877.
93. Koritnig S., Schneider A. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1972. Vol. 37, N 3. P. 175.
94. Hallimond A. F. // Miner. Mag. 1924. Vol. 20, N 104. P. 193.
95. Matthews D. W., Scoon J. H. // Ibid. 1964. Vol. 33, N 266. P. 1032.
96. Floran R. J., Rapike J. J. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol. 86, N 9. P. 1182.
97. Agrell S. O., Bown M. J., McKie D. Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 1/2. P. 278.
98. Gole M. // Ibid. 1980. Vol. 65, N 1/2. P. 8.
99. Miyano T. // Canad. Miner. 1982. Vol. 20, pt 2. P. 189.
100. Coombs D. S., Nakamura Y., Vuagnat M. // J. Petrol. 1976. Vol. 17, N 4. P. 440.
101. LaBerge G. L. // Econ. Geol. 1966. Vol. 61, N 1. P. 159.
102. Ayres V. L. // Ibid. 1972. Vol. 67, N 8. P. 1214.
103. Kopp O., Harris L. // Amer. Miner. 1967. Vol. 52, N 11/12. P. 1681.
104. Triboulet C. // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1975. Vol. 98, N 2/3. P. 136.
105. Минчева-Стефанова Й., Горова М. // Тр. върху геол. Бълг. Сер. геохим., минерал., петрогр. 1965. Кн. 5. С. 139.
106. Dunn P. J., Peacor D. R., Simmons W. B. // Canad. Miner. 1984. Vol. 22, pt 2. P. 259.
107. Заварицкий В. А. // Колчеданные месторождения Урала. М.: Изд-во АН СССР. 1950. С. 69.
108. Shannon E. V. // US Nat. Mus. Proc. 1921. Vol. 57. P. 397.
109. Матковский О. И. // Минерал. сб. Львов, 1964. № 18, вып. 1. С. 59.
110. Матковский О. И. // Минералогия и петрография Чивчинских гор (Укр. Карпаты). Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1971. С. 160.
111. Hashimoto M. // Miner. J. Jap. 1978. Vol. 9, N 1. P. 44.
112. Макаров В. Н., Макарова Э. И. // Материалы по минералогии Қолыского полуострова. Л.: Наука, 1974. Вып. 10. С. 66.
113. Matsueda H., Hirowatari F. // Miner. J. Jap. 1977. Vol. 8, N 6. P. 353.
114. Giusca D. // Stud. si cerc. geol., geofiz., geogr. Ser. geol. 1962. Vol. 7, N 3/4. P. 541.
115. Мозгова Н. Н. // Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 280.

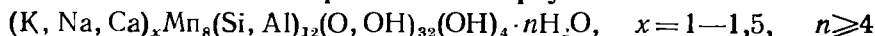
Силикаты с четырех-, пяти-, шести- и семичленными кольцами тетраэдров

СТРУКТУРА ТИПА ГАНОФИЛЛИТА

| | Сингония | a_0 | b_0 | c_0 | β | Уд. в. |
|---|----------|-------|-------|-------|---------|-----------|
| Ганофиллит | Монокл. | 60,60 | 27,13 | 50,18 | 93°96' | 2,77—2,97 |
| $(K, Na, Ca)_x Mп_8 (Si, Al)_{12} \times (O, OH)_{32} (OH)_4 \cdot nH_2O$ | Трикл. * | 16,54 | 54,38 | 28,52 | 94 04 | |

* α 127°28', γ = 95°50'.

Ганофиллит Ganophyllite



Название от греч. слов γανος — (ганос) — блеск и φύλλον (филлон) — лист — по сильному блеску и совершенной спайности [1].

Синон. «Фаза А» [2].

Характ. выдел. Кристаллы, иногда собранные в розетки (до 10 см), игольчатые выделения и чешуйчатые (слюдоподобные) агрегаты.

Структ. и морф. крист. Установлены моноклинная и триклинная политипные модификации ганофиллита [3, 4].

Моноклинный политип $C_{2h}^6 - A2/a$.

| | | | | | | |
|-----------------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|
| a_0 (Å) | 16,60 | 16,59 | 16,54 | 16,67 | 16,60 | 16,6 |
| b_0 | 27,04 | 27,08 | 27,01 | 27,09 | 27,13 | 26,6 |
| c_0 | 50,34 | 50,36 | 50,25 | 50,22 | 50,18 | 50,0 |
| β | 94°10' | 94°10' | 94°37' | 93°37' | 93°96' | 94°00' |
| Местонахождение | Харстиг (Швеция) | Франклин, шт. Нью-Джерси (США) | Харстиг (Швеция) | Беналт. Уэльс (Великобритания) | Харстиг (Швеция) | Франклин, шт. Нью-Джерси (США) |
| Ссылка | [5] | [5] | [3] | [4] | [4] | [6] |

Нередко используется подъячейка ($C_{2h}^6 - I2/a$) [3]: $a'_0 = 1/3a$, $b'_0 = 1/2b$, $c'_0 = 1/2c$, $\beta' = \beta$.

Триклинный политип. $C_i^1 - \bar{P}$ или $C_i^1 - P1$. Для ганофиллита из Швеции [3]: $a_0 = 16,54$, $b_0 = 54,38$, $c_0 = 28,52$ Å, $\alpha = 127^\circ 28'$, $\beta = 94^\circ 04'$, $\gamma = 95^\circ 50'$.

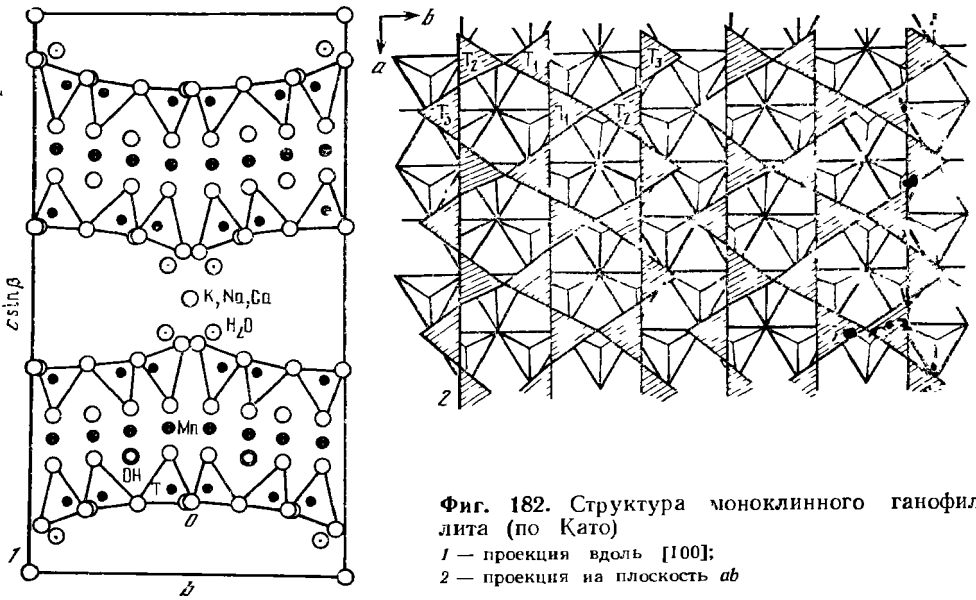
Период по оси c обусловлен повторением с помощью симметричных операций структурного пакета толщиной 12,5 Å; определяемое им базисное межплоскостное расстояние 12,5 Å практически не меняется при нагревании, обработке глицерином и длительном пребывании во влажной среде [5].

Основу структуры ганофиллита [4, 5] составляют параллельные $a'b'$ гофрированные по [010] сетки из соединенных ребрами Мп-октаэдров; к ним сверху и снизу примыкают строенные (трехрядные) тетраэдрические ленты состава $(Si, Al)_{12}(O, OH)_{32}$, представляющие сочетание трех пироксеновых цепочек (фиг. 182). Сместив строенные ленты относительно друг друга на $a/2$ и несколько их раздвинув, можно получить тетраэдрическую сетку, свойственную слюдам; в ней на 3 ленты по оси b будет приходиться 9 октаэдров вместо 8 у ганофиллита. Для последнего разрыв сетки на ленты делает возможным сочетание несовместимых по размерам тетраэдрической и октаэдрической (с катионами Мп) составляющих структуры. Ленты примыкают к вогнутой части октаэдрических слоев, в разные стороны они смещены на $b'/2$; такие ленты имеются в структурах джимтомпсонита и сепиолита. Ганофиллит (как и сепиолит) занимает промежуточное положение между слюдами и джимтомпсонитом, но если у ганофиллита октаэдрическая составляющая структуры является двухмерной, а тетраэдрическая — одномерной, то у сепиолита, наоборот, тетраэдрическая двухмерна, а октаэдрическая одномерна.

В тетраэдрической ленте различаются одна внутренняя и две наружные цепочки (фиг. 183, 1). Внутренняя цепочка состоит из Т(1)-тетраэдров со средним расстоянием Т(1)—О = 1,655 Å, две наружные цепочки состоят из Т(2)- и Т(3)-тетраэдров (со средним расстоянием 1,652 Å), причем наружные Т(3)-тетраэдры искажены и в большей степени заселены Al. Некоторое количество Al может находиться и в октаэдрических позициях. В октаэдрах различаются Мп(1) (координирован пятью О и одним ОН, среднее расстояние Мп(1)—(О, ОН) = 2,210 Å) и Мп(2) (координирован четырьмя О и двумя (ОН), среднее расстояние Мп(2)—(О, ОН) = 2,207 Å) — фиг. 183, 2. В направлении оси b закономерно чередуются Мп(1) и Мп(2), 3О и 2ОН. Межслоевые катионы К, Na и Са расположены между краевыми частями лент соседних слоев и находятся в восьмерной координации: с 4О или (ОН) (при межатомных расстояниях 2,457 и 2,510 Å соответственно) и с 4Н₂О (3,139 и 3,164 Å).

Сверхструктура ганофиллита является следствием деформации слоев и упорядоченного распределения тетраэдрических и межслоевых катионов и молекул Н₂О. Эти особенности, в частности симметрия взаимного расположения межслоевых катионов и позиции Al в тетраэдрах, различны у обоих политипов ганофиллита [4].

Политипы ганофиллита понимаются [3] в необычном смысле, так как образованы вариацией укладки не двухмерно периодических структурных элементов, параллельных некоторой плоскости решетки, например (001), а одномерно периодических, укладка которых меняется по двум плоскостям, в данном случае (011) и (0 $\bar{1}$ 1). У моноклинного политипа характер изменения укладки по

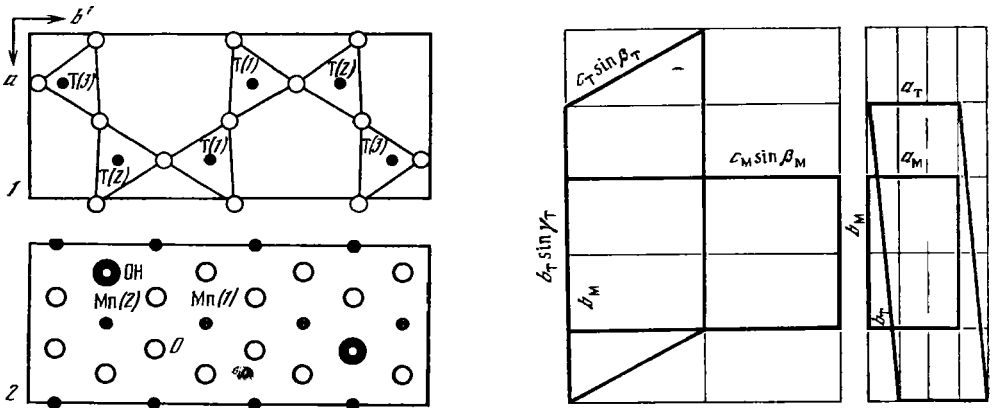


Фиг. 182. Структура моноклинного ганофиллита (по Като)

1 — проекция вдоль [100];
2 — проекция на плоскость ab

обеим плоскостям одинаков, а у триклинного — различен. По дифракционными признакам выявлены [3] срастания одного моноклинного и двух двойниковосвязанных триклинных политипов. Соотношение ячеек моноклинного и триклинного политипов ганофиллита иллюстрируется фиг. 184.

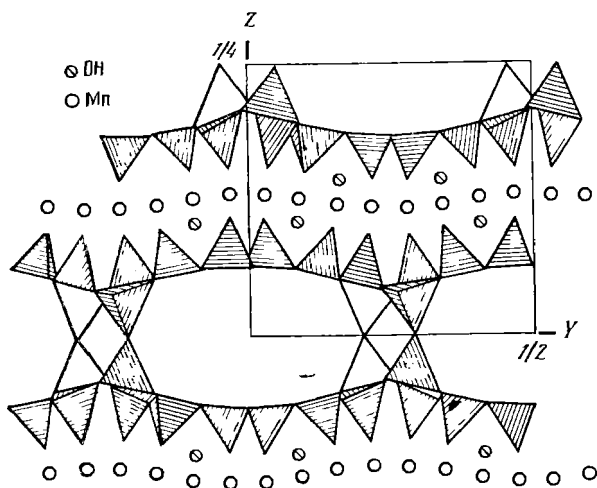
При дальнейшем уточнении структуры ганофиллита [6] выяснилось, что трехцепочечные ленты не изолированы. Каждый третий из периферийных тетраэдров заменяется парой инвертированных, соединяющих Т-ленты одного этажа в двумерные Т-сетки, а двумерные Т-сетки, примыкающие к соседним октаэдрическим сеткам, — в своеобразные четырехэтажные тетраэдрические слои (фиг. 185). В зависимости от позиций инвертированных тетраэдров соседние Т-ленты одной сетки могут иметь вдоль оси X относительные смещения 0 или $\pm a/3$ и формировать сетки разного строения (фиг. 186). В связи с этим обе формы рассмотрения структуры ганофиллита, как образованной из колонок, параллельных оси X , по [4], или слоев разного строения, по [6], не противоречат друг другу. Так, в соответствии с данными [6] в смежных Т-слоях, разделяемых О-сеткой, Т-ленты имеют относительные смещения с компонентами,



Фиг. 183. Структура моноклинного ганофиллита в проекции вдоль [001] (по Като)

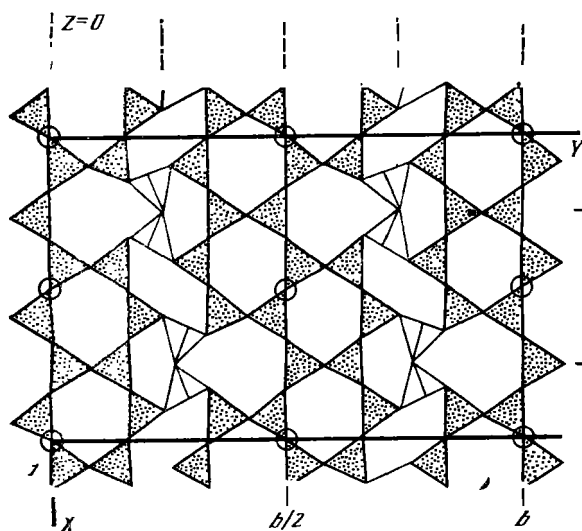
1 — тетраэдрическая лента; 2 — октаэдрическая сетка

Фиг. 184. Соотношение ячеек моноклинного (м) и триклинного (т) политипов ганофиллита (по Като)]



кратными $a/6$, $b/4$, $c/4$. В моноклинном полиците ганофиллита при $Z=0$ и $1/2$ Т-слои имеют нулевые относительные смещения Т-лент по оси X , при $Z=1/4$ и $3/4$ ленты имеют смещения $\pm a/3$ (фиг. 187), так что Т-слои разного строения чередуются в одном полиците.

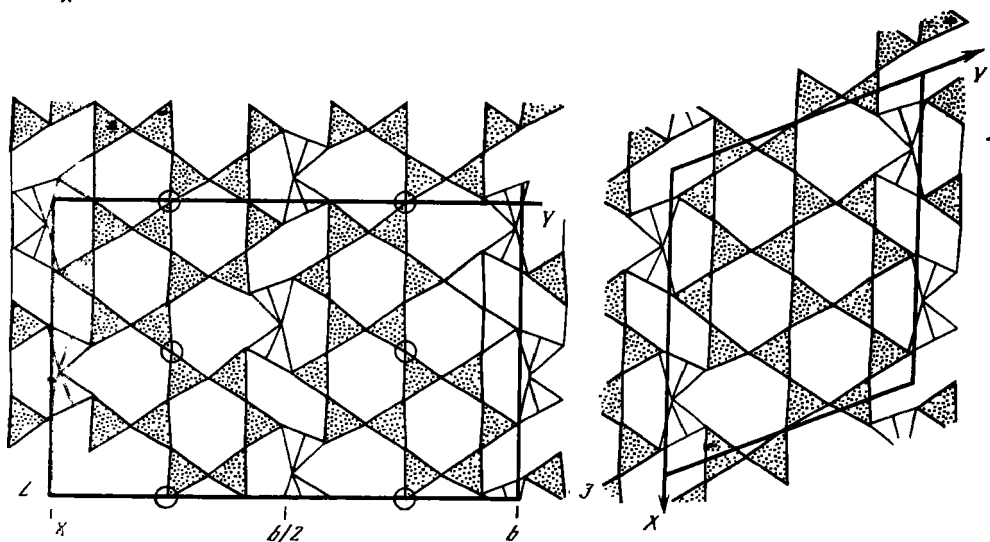
Щелочные элементы располагаются в цеолитоподобных межслоевых туннелях, что подтверждается катионообменной способностью ганофиллита [7].



Фиг. 185. Модель структуры ганофиллита в проекции вдоль оси Z (по Эгглетону и Гуггенхейму)

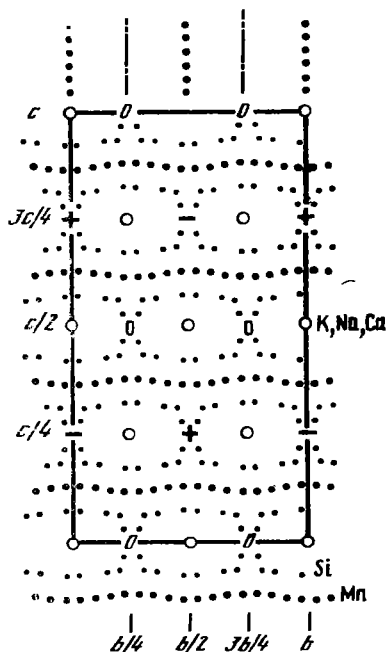
Фиг. 186. Три типа тетраэдрических сеток ганофиллита, различающиеся относительными смещениями Т-лент по оси X , зависящими от позиций инвертированных тетраэдров (по Эгглетону и Гуггенхейму)

1 - с нулевыми смещениями (в моноклинном полиците при $Z=0$ и $1/2$);
2 - со смещениями $\pm 1/3$ (в моноклинном полиците при $Z=1/4$ и $3/4$);
3 - со смещениями $1/3$ или $-1/3$ (предполагается для триклинного полиципа)

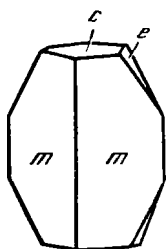


Фиг. 187. Проекция структуры ганофиллита вдоль оси X (по Эгглетону и Гуггенхейму)

0, ± обозначают смещения T-лент 0, ±1/6 вдоль оси X относительно их позиций при Z=0 и 1/2



Фиг. 188. Кристалл ганофиллита из Харстига, Швеция (по Хамбергу, 1890)



Призм. кл. $C_{2h} - 2m (L_2PC)$; $a : b : c = 0,4130 : 1 : 1,8309$, $\beta = 86^\circ 38'$ [1].
 Главные формы [1]: $c(001)$, $b(010)$, $m(110)$, $e(011)$. Двугранные углы: $mm(110) : (1\bar{1}0) = 44^\circ 49'$, $mc(110) : (001) = 86^\circ 54'$, $ec(011) : (001) = 61^\circ 19'$, $me(110) : (011) = 88^\circ 23' 30''$. Кристаллы короткопризматические (фиг. 188), игольчатые или таблитчатые. Двойники по (100) [5]. Грани (110) и (011) исстрихованы || (001).

Физ. св. Сп. совершенная по (001), неясная по (100) и (010) [5]. Тв. $4\frac{1}{2}$ [1]. Уд. в. 2,84 у ганофиллита из Харстига, 2,77 — из Франклина, 2,825—2,970 — из Ир-Нимийского месторождения. Цв. бледно-розовый, коричневый. Бл. от алмазного до перламутрового, металлический [1]. Прозрачный [8].

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветный [9]. Плеохроизм: по Ng и Nm — бесцветный до светло-коричневого, по Np — желто-коричневый до темно-коричневого — у ганофиллита из Харстига (Швеция) и из Беналта (Великобритания), $Np > Nm = Ng$ [1, 5, 10]; по Ng — бледно-бурый, по Np — бледно-желтовато-розовый — у ганофиллита из Ир-Нимийского месторождения (СССР) [8]. Двуосный (—). Пл. опт. осей $\perp(010)$. $Ng = b$, $Nm = a$, $Np = c$ [1, 5, 11]. При дегидратации возможно изменение оптической ориентировки (пл. опт. осей || (010), $Ng = a$, $Nm = b$) [11].

| n_g | n_m | n_p | $n_g - n_p$ | 2V | Дисперсия | Местонахождение | Ссылка |
|-------------|-------------|--------|-------------|-----------|-----------|---------------------|---------|
| 1,7264 (Li) | 1,7250 | 1,6941 | 0,0323 | 23°36' | — | Харстиг (Швеция) | [1] |
| 1,7298 (Na) | 1,7287 | 1,7046 | 0,0252 | 23 52 | — | То же | [1] |
| 1,604 | 1,603 | 1,573 | 0,031 | 26 | — | » | [10] |
| 1,613 | 1,611 | 1,573 | 0,040 | Небольшой | $r < v$ | Франклин (США) | [5] |
| 1,593 | 1,593 | 1,563 | 0,030 | Очень мал | $r < v$ | То же | [9, 10] |
| 1,611 | 1,610 | 1,571 | 0,040 | Мал | $r < v$ | » | [5] |
| 1,621—1,623 | 1,568—1,669 | | | 10—15° | — | Ир-Нимийское (СССР) | [8] |

Хим. Выше приведена формула по Като [4] при $Z = 24$.

По Эгглетону и Гуггенхейму [6]: $(K, Na, Ca)_6(Mn, Mg, Fe)_{24}(Si_{32,5}Al_{7,5}) \times O_{96}(OH)_{16} \cdot 21H_2O$ при $Z = 8$.

Ганофиллит из Сан-Хозе (шт. Калифорния, США) [12] оказался марганцевым фосфатом [5].

| Анализы: | | | | | | | | | |
|-------------------------|---------------------|---------------------|--------|---------|--------|-------|-------|---------|---------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| Na_2O | 2,18 | 1,03 | 1,3 | 0,13 | 1,0 | — | 1,1 | 0,09 | 0,51 |
| K_2O | 2,70 | 2,95 | 3,2 | 0,55 | 1,4 | — | 2,6 | 0,32 | Не обн. |
| MgO | 0,20 | 0,24 | 0,5 | 0,02 | 0,1 | — | 0,2 | 1,23 | — |
| CaO | 1,11 | 0,76 | 1,0 | 2,67 | 1,7 | 2,04 | 1,5 | 5,25 | 1,88 |
| ZnO | — | — | 0,2 | — | 0,2 | 3,67 | 0,6 | — | Не обн. |
| BaO | — | — | 0,6 | — | 1,6 | — | 0,3 | — | 0,72 |
| MnO | 35,15 | 35,90 | 34,0 | 36,27 | 34,6 | 36,33 | 34,1 | 38,58 | 42,62 |
| FeO^* | — | 0,42 | 0,4 | 0,20 | 0,2 | — | 0,3 | — | — |
| Al_2O_3 | 7,95 | 8,59 | 7,9 | 9,30 | 8,2 | 8,57 | 7,9 | 1,75 | 3,05 |
| Fe_2O_3 | 0,90 | — | — | — | — | Сл. | — | Сл. | 0,55 |
| SiO_2 | 39,67 | 40,35 | 40,0 | 39,49 | 40,3 | 39,18 | 40,4 | 35,41 | 41,80 |
| H_2O^+ | 9,79 | 4,00 | (10,9) | (11,37) | (10,7) | 5,70 | 11,0 | 14,46 | 6,05 |
| H_2O^- | | 4,00 | | | | 1,63 | | 2,85 | 2,25 |
| Сумма | 99,85 ^{2*} | 98,30 ^{3*} | 100,0 | 100,00 | 100,0 | 97,12 | 100,0 | (99,94) | 99,43 |

* Общее железо. ^{2*} В том числе PbO —0,20. ^{3*} В том числе TiO_2 —0,06.

1—3—рудник Харстиг, Пайсберг (Швеция): 1—анал. Хамберг [11], 2—микронзондовый анализ, анал. Мнхами и Танабе, вода определена отдельно [4], 3—микронзондовый анализ [13]; 4,5—Беналт, Уэльс (Великобритания), микронзондовые анализы: 4—анал. Хага [4], 5—[13]; 6—Франклин, шт. Нью-Джерси (США) [10]; 7—Франклин, шт. Нью-Джерси (США), среднее из 10 микронзондовых анализов [13]; 8—Ионояма, преф. Эхнме (Япония), анал. Исибаси, в оригинале сумма 99,89 [14]; 9—из марганцевых руд Ир-Нимийского месторождения (СССР), анал. Столярова, спектральным анализом установлены: Ni —0,003—0,005, Co —0,02—0,03, Ti —0,005, V —0,002, Cu —0,005 [8].

Диагн. исп. Легко растворим в конц. HCl с выделением кремнезема.

П. п. тр. с бурой дает перл Mn [1, 15].

Повед. при нагр. При нагревании в течение 1 ч до 50° двусосный ганofilлит из Беналта с нормальной оптической ориентировкой [5] становится одноосным, при дальнейшем нагревании до 95 — 105° в течение 45 мин переходит в двусосный с изменением оптической ориентировки [11] (см. Микр.).

Потеря воды при нагревании ганofilлита из Харстига (Швеция) составляет: при 100° — 1,09%, 125° — 1,16%, 155° — 0,94%, 200° — 1,02%, 250° — 1,26%, 340° — 1,70%, 425° — 0,48% [1].

Находж. Очень редкий минерал метаморфизованных руд марганца. Впервые обнаружен в месторождении Харстиг, Пайсберг (Швеция), где встречается в друзах с кальцитом и баритом или с гранатом, манганofilлитом, пирофанитом, иногда с кристаллами родонита [1]. На месторождении Ионояма (Япония) установлен в прожилках браунитовой руды в сильно метаморфизованных палеозойских отложениях вместе с браунитом, кварцем, бементитом, родонитом [14]. Обнаружен в образцах родонита из Франклина (Нью-Джерси, США) [1, 16, 17]. В марганцевых залежах Беналта, Уэльс (Великобритания), встречается в тонких секущих рудные тела прожилках в ассоциации с хлоритом, пеннантитом, кальцитом [11]. Обнаружен в метаморфизованных осадочных марганцевых месторождениях Арустука, шт. Мэн (США) [5].

В метаморфизованных марганцевых рудах Ир-Нимийского месторождения (Хабаровский край, СССР) образовался в гидротермальную стадию по родониту и бустамиту, встречается в виде пятнистых и прожилковых скоплений с баритом, гаусманитом, родохрозитом [8].

Отл. От стильпномелана отличается дифракционной картиной.

Межплоскостные расст ояния ганofilлита из Ир-Нимийского месторождения Хабаровского края (СССР) [8] *

Fe-излучение, $D=57,3$ мм

| l | d/n | l | d/n | l | d/n |
|-----|-------|-----|-------|-----|-------|
| 100 | 12,6 | 25 | 2,703 | 3 | 2,084 |
| 9 | 5,076 | 18 | 2,597 | 9 | 2,043 |

| <i>I</i> | <i>d/n</i> | <i>I</i> | <i>d/n</i> | <i>I</i> | <i>d/n</i> |
|----------|------------|----------|------------|----------|------------|
| 6 | 4,15 | 18 | 2,469 | 3 | 2,017 |
| 9 | 3,98 | 18 | 2,381 | 3 | 1,973 |
| 21 | 3,46 | 6 | 2,292 | 9 | 1,764 |
| 25 | 3,135 | 3 | 2,238 | 9 | 1,702 |
| 3 | 2,975 | 15 | 2,21 | 9 | 1,687 |
| 21 | 2,86 | 3 | 2,148 | | |

* Рентгенограмма получена фотометодом Г. А. Сидоренко (ВИМС), интенсивности проверены визуально.

Межплоскостные расстояния ганофиллита из Харстига (Швеция) [5]

FeK_α-излучение, Мп-фильтр, D=114,59 мм

| <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|--------------|----------|--------------|--------------|----------|--------------|
| 004 | 100 | 12,53 | 06 $\bar{2}$ | 4 | 4,406 | 0.2.14 | 9 | 3,463 |
| 002 | 2 | 11,86 | 34 $\bar{2}$ | 1 | 4,250 | 3.4.10 | 2 | 3,352 |
| 026 | 3 | 7,239 | 0.0.12 | 6 | 4,180 | 0.0.16 | 25 | 3,138 |
| 040 | 2 | 6,800 | 32 $\bar{8}$ | 2 | 4,090 | 368 | 9 | 2,980 |
| 008 | 4 | 6,375 | 066 | 6 | 3,969 | 38 $\bar{2}$ | 4 | 2,901 |
| 320 | 6 | 5,116 | 34 $\bar{6}$ | 2 | 3,902 | 382 | 5 | 2,857 |
| 0.2.10 | 1 | 4,707 | 328 | 2 | 3,840 | 0.6.14 | 4 | 2,808 |
| 324 | 2 | 4,631 | 346 | 4 | 3,726 | | | |

Кроме того, неиндексированных слабых 17 линий

Л и т е р а т у р а

1. Hamberg A. // Geol. fören. Stockholm. förhandl. 1890. Bd. 12, h. 7, N 133. S. 588.
2. Lindberg M. L. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1965. N 525-A. P. 152.
3. Jefferson D. A. // Acta crystallogr. A. 1978. Vol. 34. P. 491.
4. Kato T. // Miner. J. Jap. 1980. Vol. 10, N 1. P. 1.
5. Smith M. L., Frondel C. // Miner. Mag. 1968. Vol. 36, N 283. P. 893.
6. Eggleton R. A., Guggenheim S. // Ibid. 1986. Vol. 50, pt 2, N 356. P. 307.
7. Guggenheim S., Eggleton R. A. // Ibid. Pt 3, N 357. P. 517.
8. Кулиш Л. И. // Геология и рудоносность метаморфических комплексов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 67.
9. Larsen E. S., Shannon E. V. // Amer. Miner. 1922. Vol. 7, N 2. P. 149.
10. Larsen E. S., Shannon E. V. // Ibid. 1924. Vol. 9, N 12. P. 238.
11. Smith W. C., Bannister F. A. // Miner. Mag. 1948. Vol. 28, N 201. P. 343.
12. Rogers A. F. // Amer. J. Sci. 1919. Vol. 48, N 4. P. 443.
13. Dunn P. J., Peacor D. R., Nelen J. E., Ramik R. A. // Miner. Mag. 1983. Vol. 47, N 345, pt 4. P. 563.
14. Miyahisa M. // Mem. Ehime Univ. D. 1964. Vol. 5, pt 2. P. 17.— Ref. in: Miner. Abstr. Sci. Pap. Publ. Jap. Miner. J. Jap. 1967. Vol. 5, N 3. P. 227.
15. Foshag W. F. // Amer. Min. 1936. Vol. 21, N 1. P. 63.
16. Palache C. // Amer. J. Sci. 1910. Vol. 29. P. 177; Ztschr. Kristallogr. 1910. Bd. 47. S. 576.
17. Palache C. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1935. N 180. P. 134.

Эгглетонит — eggletonite. Назван по имени австралийского минералога Эгглтона [1]. Утвержден Комиссией по новым минералам и названиям минералов ММА как Na-аналог ганофиллита. Однако очень небольшая разница по сравнению с ганофиллитом в содержании Na₂O и близость других свойств вряд ли позволяют выделять эгглетонит в качестве самостоятельного минерала.

Монокл. с. C_{2h}⁶—I/2a или C_s⁴—Ia. Параметры ячейки эквивалентны подъячейке ганофиллита: a₀ = 5,554, b₀ = 13,72, c₀ = 25,00 Å, β = 93°57' [1]; a₀ = 5,549, b₀ = 13,506, c₀ = 25,03 Å, β = 94,02° [2]. Образует призматические, игольчатые (по оси *c*) кристаллики (длиной до 1,5 мм), собранные в лучистые агрегаты. Двойники по (001). Сп. совершенная по (100). Хрупкий. Тв. 3—4. Уд. в. 2,76 (вычисл. 2,76). Цв. темно-коричневый, золотисто-коричневый. Бл. стеклянный. Полупрозрачный. В ультрафиолетовых лучах не флуоресцирует. Плеохроизм слабый: по Ng ≈ Nm — светло-желтый, по Np — светлоричневый до бесцветного. Ng ≈ Nm > Np. Двусосный (—). Np ≈ c, Nm ≈ a, Ng = b, n_g = n_m 1,606, n_p = 1,566, 2V = 9°. Дисперсия r < v, слабая. Анализ, микрозондовый (%): Na₂O — 1,7; K₂O — 1,3; MgO — 0,4; CaO — 1,5; ZnO — 0,2; MnO — 31,4; FeO — 3,0 (Fe_{0,61}); Al₂O₃ — 7,6; SiO₂ — 41,5; H₂O — (11,4); сумма — 100,00. Формула: (Na_{0,82}K_{0,40}Ca_{0,39}□_{0,39}) (Mn_{6,61}Zn_{0,08}Mg_{0,16}Fe_{0,61}Al_{0,56}Si_{10,33}Al_{1,67}) [O_{28,92}(OH)_{3,08}](OH)₄·10,66H₂O [1].

Встречен в Литл-Рок, шт. Арканзас (США), в миаролитовых пустотах нефелиновых сиенитов вместе с альбитом, амфиболом, апофиллитом, анальцимом, натролитом, акмитом [1].

Межплоскостные расстояния эгглетонита [2]

| | | | FeK α -излучение, $D=114,6$ мкм | | | | | |
|------------|----------|--------------|--|----------|--------------|----------------|----------|--------------|
| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
| 002 | >100 | 12 | 017 | 35 | 3,449 | 206 | 20 | 2,234 |
| 020 | 10 | 6,8 | 141 | 45 | 2,850 | 147 | 30 | 2,203 |
| 004 | 10 | 6 | 037 | 15 | 2,794 | 149 | 15 | 2,036 |
| 110 | 25 | 5,11 | 118; 202 | 30 | 2,741 | 1.4.11; 1.3.12 | 15 | 1,754 |
| 112 | 15 | 4,59 | 143 | 100 | 2,694 | 080 | 20 | 1,689 |
| 031 | 15 | 4,42 | 204 | 55 | 2,598 | 082 | 20 | 1,673 |
| 006 | 40 | 4,17 | 145 | 55 | 2,458 | 341 | 45 | 1,622 |
| 033 | 40 | 3,96 | 206 | 30 | 2,385 | 341; 343 | 30 | 1,608 |
| 123 | 15 | 3,722 | 147 | 15 | 2,284 | | | |

Л и т е р а т у р а

1. Peacor D. R., Dunn P. J., Simmons W. B. // *Miner. Mag.* 1984. Vol. 48, N 1/2. P. 93.
2. Guggenheim S., Eggleton R. A. // *Ibid.* 1986. Vol. 50, N 356, pt 3. P. 517.

Силикаты с четырех- и двенадцатичленными или с пяти- и восьмичленными кольцами тетраэдров

СТРУКТУРА ТИПА ЭВДИДИМИТА

| | Сингония | a_0 | b_0 | c_0 | β |
|---|----------|-------|-------|-------|---------|
| Эвдидимит | Монокл. | 12,63 | 7,38 | 14,02 | 103°43' |
| $\text{Na}_2\text{Be}_2[\text{Si}_6\text{O}_{15}]\cdot\text{H}_2\text{O}$ | | | | | |

Эвдидимит Eudidymite



Назван по нахождению в виде двойников от греч. $\epsilon\upsilon$ — «эв» — хороший и $\delta\iota\delta\upsilon\mu\omicron\varsigma$ (дидимос) — двойник [1].

Характ. выдел. Зернистые агрегаты, частью скрытокристаллические массы, пластинчатые, лучистые выделения (до $8\times 5\times 1,5$ см), сферолиты, отдельные кристаллы (до 2 см).

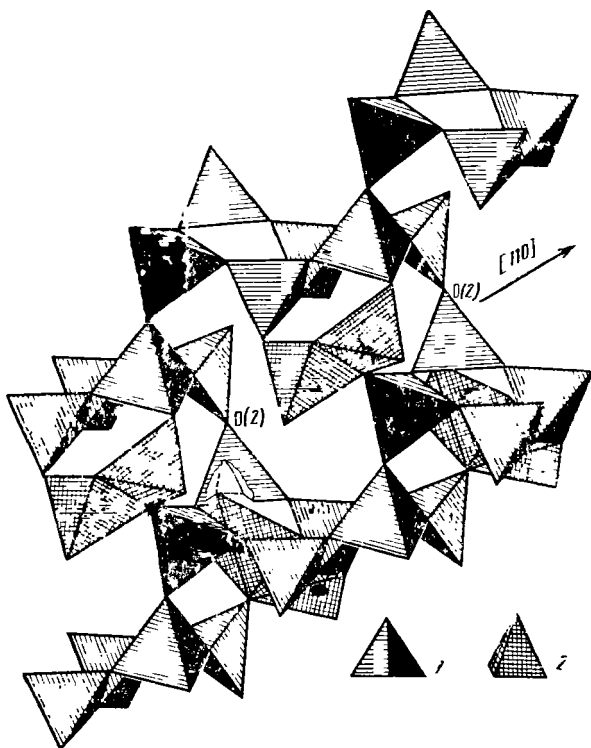
Структ. и морф. крист. Полиморфен с эпидидимитом. Монокл. с. C_{2h}^6 — $C2/c$. $Z = 4$.

| a_0 , Å | b_0 | c_0 | β | $a_0:b_0:c_0$ | Местонахождение | Ссылка |
|-----------|-------|--------|---------|---------------|-----------------------------|--------|
| 12,63 | 7,38 | 14,02 | 103°43' | 1,712:1:1,899 | Лангесунс-фьорд (Норвегия) | [2] |
| 12,63 | 7,38 | 14,02 | 103 45 | 1,712:1:1,899 | Кольский полуостров | [3] |
| 12,62 | 7,37 | 13,99 | 103 43 | 1,712:1:1,898 | Лангесунс-фьорд (Норвегия) | [4, 5] |
| 12,70 | 7,34 | 14,01 | 102 34 | 1,730:1:1,909 | То же | [6] |
| 12,568 | 7,371 | 13,976 | 103 47 | 1,705:1:1,896 | Сил-Лейк, Лабрадор (Канада) | [7] |
| 12,618 | 7,364 | 13,949 | 103 23 | 1,713:1:1,894 | Сибирь | [8] |

Структура эвдидимита (фиг. 189) [2] характеризуется наличием двойных слоев состава $[\text{Si}_6\text{O}_{15}]$, параллельных (001), которые состоят из сдвоенных волластонитовых цепочек, соединенных общими атомами кислорода — O(2).

Фиг. 189. Структура эвдидимита (по Фангу и др.)

1 — SiO_4 -тетраэдры;
2 — группы Be_2O_6 . Видно соединение «двоенных цепочек» в двойные слои через $\text{O}(2)$



Кремнекислородные слои соединяются при помощи групп Be_2O_6 (представляющих собой пары BeO_4 -тетраэдров, имеющих общее ребро) с образованием сложного трехмерного каркаса. Атомы Na и молекулы воды располагаются в его пустотах, которые очень малы, что препятствует удалению воды при низкой температуре.

Межатомные расстояния (средние, Å) [2]: Si (1)—O = 1,612, O—O = 2,632; Si (2)—O = 1,617, O—O = 2,639; Si (3)—O = 1,621, O—O = 2,644; Be—O = 1,628, O—O = 2,650; Na—O = 2,617. Углы (средние): O—Si (1)—O = $109^\circ 30'$, O—Si (2)—O = $109^\circ 24'$, O—Si (3)—O = $109^\circ 24'$, O—Be—O = $109^\circ 18'$.

По Сандомирскому [2], минералы с общей формулой $\text{Na}_2\text{Be}_2[\text{Si}_6\text{O}_{15}]\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ являются политипами и составляют OD-семейство с четырьмя возможными упорядоченными членами: эпидидимитом (см. справочник «Минералы», 1981. Т. 3, вып. 3. С. 311) и эвдидимитами-I, II и III. Последние отличаются взаимным расположением (разворотами со сдвигами) соренситовых слоев, из которых построены эти структуры, т. е. слоев из волластонитовых цепочек $[\text{Si}_3\text{O}_9]$, скрепленных парами BeO_4 -тетраэдров, катионами Na и молекулами воды в пустотах слоя. Но если в эпидидимите волластонитовые цепочки соренситовых слоев сливаются в двухэтажную ленту $[\text{Si}_6\text{O}_{15}]_\infty$, то в эвдидимите они концентрируются в гофрированный слой $[\text{Si}_6\text{O}_{15}]_\infty$, состоящий или из 4- и 12-членных колец SiO_4 -тетраэдров в эвдидимите-I или из 5- и 8-членных колец в эвдидимите-II.

В эвдидимите-I соренситовые слои сдвигаются в пары поворотными осями второго порядка, которые проходят через свободные «активные» вершины волластонитовых цепочек и составляют с осями этих цепочек угол 60° ; в эвдидимите-II оси волластонитовых цепочек и поворотные оси второго порядка параллельны.

Структура, определенная Фангом и др. [2], отвечает эвдидимиту-I; структура, предложенная Победимской и Беловым [3], будет соответствовать эвдидимиту-II, если принять их модель не с изолированными, а со спаренными по ребру BeO_4 -тетраэдрами.

Теоретически возможен эвдидимит-III; его структура, по Сандомирскому [9], может быть выведена из исходного соренситового слоя с помощью поворотных осей второго порядка, составляющих угол 30° с осями волластонитовых цепочек.

Призм. кл. $C_{2h}-2/m (L_2PC)$. $a : b : c = 1,712 : 1 : 1,899$, $\beta = 103^\circ 43'$ [10].

Формы [5, 10]:

| | | φ | ρ | | φ | ρ | |
|-----------|-------------|-----------|-----------|-------------|-----------|----------------|----------------------|
| <i>c</i> | 001 | 90°00' | 13°43' | <i>x</i> | 201 | -90°00' 63°53' | |
| <i>b</i> | 010 | 0 00 | 90 00 | <i>h</i> | 111 | 36 07 66 57 | |
| <i>a</i> | 100 | 90 00 | 90 00 | <i>o</i> | 112 | -19 00 45 07 | |
| <i>t</i> | 110 | 31 01 | 90 00 | <i>s</i> | 111 | -25 18 64 32 | |
| <i>k</i> | 310 | 61 00 | 90 00 | <i>z</i> | 312 | -57 07 60 14 | |
| <i>e</i> | 021 | 15 10 | 43 01 | <i>l</i> | 311 | -59 10 74 54 | |
| <i>p</i> | 011 | 28 28 | 27 08 | <i>y</i> | 919 | -76 46 42 41 | |
| <i>d</i> | 101 | -90 00 | 41 55 | | | | |
| <i>kk</i> | (310):(310) | = 122°00' | <i>ll</i> | (311):(311) | = 59°19' | <i>sh</i> | (111):(111) = 55°28' |
| <i>sc</i> | (111):(001) | = 70 50 | <i>ee</i> | (021):(021) | = 82 23 | <i>tt</i> | (110):(110) = 117 58 |
| <i>hc</i> | (111)·(001) | = 59 24 | <i>ss</i> | (111):(111) | = 108 49 | <i>ph</i> | (011):(111) = 40 10 |
| <i>ec</i> | (021):(001) | = 41 11 | <i>hh</i> | (111):(111) | = 96 02 | <i>lz</i> | (311):(312) = 14 48 |

Кроме того установлены [1] следующие формы (в установке Пэлэча [10]): *u* (9.9.28), *r* (667), *v* (9.9.17), *g* (9.9.37), *f* (3.3.19), *i* (18.6.19), координаты их очень близки формам (113), (111), (112), (114), (116) и (313) соответственно.

Более раная установка Брэггера [1] (Б.), которой придерживался Флинк [11], а также Дана (1892) и Гольдшмидт (1897): $a : b : c = 1,7107 : 1 : 1,1071$, $\beta = 3^\circ 46'$. Установка Пэлэча [10] соответствует рентгеновской (Р.): $a : b : c = 1,7103 : 1 : 1,8951$, $\beta = 103^\circ 18'$.

Соотношение символов и буквенных обозначений форм при разных установках [6, 10]:

| | | | | | | | |
|----|--------------|--------------|--------------|--------------|-----------------|-----------------|--------------|
| Б. | <i>c</i> 001 | <i>b</i> 010 | <i>l</i> 310 | <i>p</i> 053 | <i>e</i> 0.10.3 | <i>x</i> 10.0.1 | <i>d</i> 502 |
| Р. | <i>c</i> 001 | <i>b</i> 010 | <i>l</i> 311 | <i>p</i> 011 | <i>e</i> 021 | <i>x</i> 201 | <i>d</i> 101 |
| Б. | <i>q</i> 501 | <i>s</i> 552 | <i>o</i> 111 | <i>t</i> 551 | <i>z</i> 15.5.3 | <i>k</i> 15.5.3 | |
| Р. | <i>a</i> 100 | <i>s</i> 111 | <i>o</i> 112 | <i>t</i> 110 | <i>z</i> 312 | <i>k</i> 310 | |

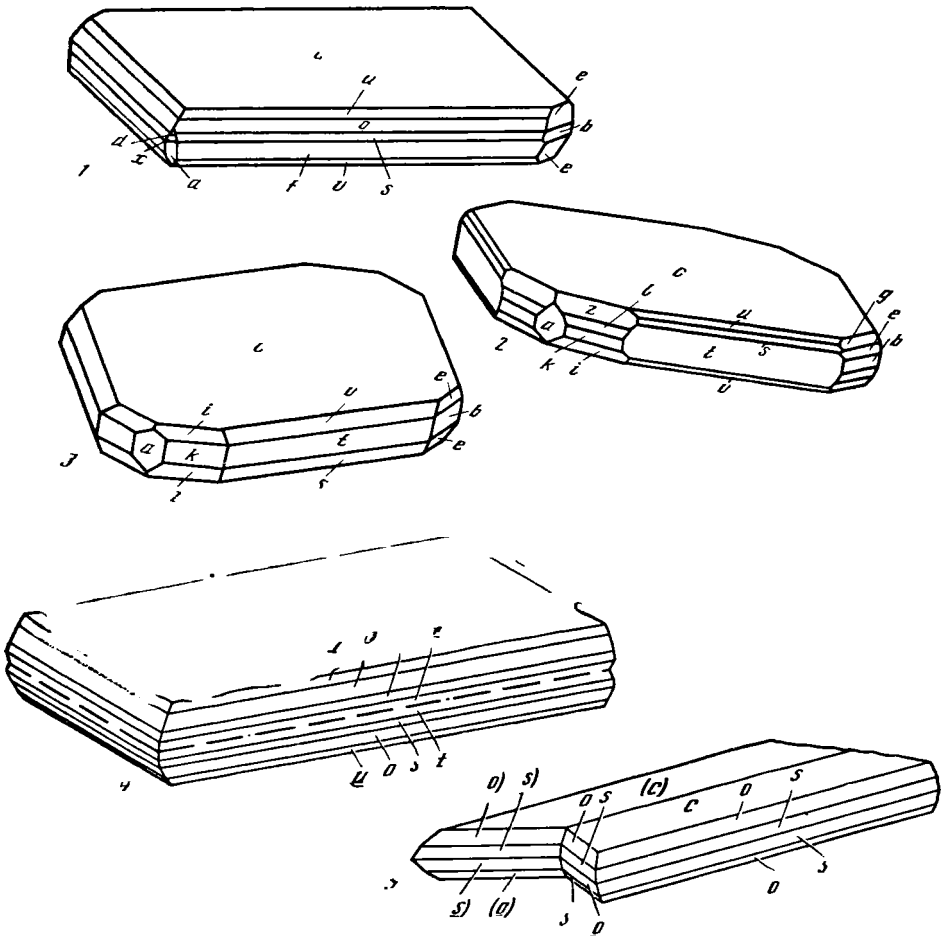
Кристаллы таблитчатые по (001), несколько удлиненные по оси *a* (фиг. 190, 1—3). Типичны полисинтетические двойники с дв. пл. (001) (фиг. 190, 4). Брэггером [1] и Флинком [11] описан двойник с дв. пл., перпендикулярной к (001) и находящейся в зоне [112], дв. ось \perp ребру (001):(111) в плоскости (001), оси пересекаются под углом, близким к 60° (фиг. 190, 5). Упоминались двойники типа ласточкина хвоста [8, 12]. Отмечена штриховка на (001) и на гранях (*hkl*) || ребрам (*hkl*): (001). Срастается с эпидимитом, иголки которого параллельны ребру (111):(001) или (111):(001) эвидимита [11], грани (001) обоих минералов параллельны [11].

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (110) менее совершенная. Хрупок. Изл. ступенчатый. Тв. ~ 6 . Уд. в. 2,55—2,58 (вычисл. 2,595 [7]). Бесцветный, белый, розовато-желтый. Черта белая. Бл. перламутровый, стеклянный. Прозрачный до просвечивающего. Пьезоэффект не обнаружен [3]. В ИК-спектре отмечены полосы поглощения при 3540, 1640, 1145, 1050, 986, 744, 640, 590 и 483 см^{-1} ; подтверждено содержание молекулярной H_2O [13, 14]. Люминесцирует оранжевым цветом [15].

Микр. В шлифах в прох. св. бесцветный. Пл. опт. осей (010) $cNg = 54^\circ$ [7]; $58^\circ 30'$ в тупом углу [1]. Двуосный (+). $r > v$.

| Свет | Красный | N | Tl | | Белый | Na |
|-------------|---------|--------|--------|-------|-------|-------|
| n_g | 1,549 | 1,551 | 1,553 | 1,55 | 1,549 | 1,549 |
| n_m | 1,545 | 1,546 | 1,548 | | 1,546 | 1,545 |
| n_p | 1,544 | 1,545 | 1,548 | 1,545 | 1,545 | 1,544 |
| $n_g - n_p$ | 0,005 | 0,006 | 0,005 | | 0,004 | 0,005 |
| 2V | 30°44' | 29°55' | 28°52' | 28° | 25° | 23° |

| | | | | | |
|------------------|----------------------------|--------|------------------------|--|-----------------------------|
| Место-нахождение | Лангесунс-фьорд (Норвегия) | Сибирь | Илимаусак (Гренландия) | Хибинский массив (Кольский полуостров) | Сил-Лейк, Лабрадор (Канада) |
| Ссылка | [11] | [8] | [12] | [16] | [7] |



Фиг. 190. Кристаллы эввидимита

1 — из Лангесунс-фьорда, Норвегия (по Брёггеру); 2, 3 — из Нарсарсука, Гренландия (2 — по Флинку, 3 — по Пэлэчу); 4, 5 — двойники из Лангесунс-фьорда, Норвегия (4 — по Бреггеру, 5 — по Флинку)

В шлифах некоторых образцов обнаруживается полисинтетическое двойникование по (001), а также секториальное строение кристаллов (тройники по арагонитовому закону).

Хим. Теор. состав: Na_2O — 12,64; BeO — 10,19; SiO_2 — 73,49; H_2O — 3,68.

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|-------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Na_2O | 12,24 | 12,66 | 11,48 | 12,20 | 11,91 | 11,14 | 11,05 |
| K_2O | — | — | 0,43 | 0,39 | 0,20 | 0,43 | 0,63 |
| BeO | 10,12 | 11,15 | 10,42 | 10,15 | 10,39 | 10,10 | 9,64 |
| MgO | Сл. | — | Сл. | — | — | 0,29 | 0,63 |
| CaO | — | — | 0,16 | — | 0,60 | 0,07 | 0,60 |
| MnO | — | — | — | — | — | 0,01 | 0,09 |
| FeO | — | — | — | — | — | 0,06 | 0,10 |
| Al_2O_3 | — | — | 0,45 | — | 0,65 | 0,89 | 0,62 |
| Fe_2O_3 | — | — | 0,05 | — | 0,16 | 0,04 | 0,14 |
| SiO_2 | 73,11 | 72,19 | 72,92 | 73,56 | 72,53 | 70,97 | 70,79 |
| TiO_2 | — | — | — | — | — | 0,02 | 0,023 |
| H_2O^+ | 3,79 | 3,84 | 4,01 | 3,62 | 4,11 | 5,70 | 5,40 |
| H_2O^- | | | | | | | |
| F | — | — | — | — | — | 0,12 | 0,30 |

| | | | | | | | |
|----------------------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|
| Сумма | 99,26 | 99,84 | 100,06 | 99,92 | 100,55 | 99,94 | 100,31 |
| — O = F ₂ | — | — | — | — | — | 0,05 | 0,13 |
| | | | | | | 99,89 | 100,18 |
| Уд. в. | — | — | 2,554 | 2,578 | — | — | — |

1—Лангесунс-фьорд (Норвегия), анал. Норденшельд [1]; 2—Нарсарсук (Гренландия), анал. Флинк [11]; 3—гора Партомчорр, Хибинский массив (Кольский полуостров), анал. Казакова [17, 18]; 4—Сил-Лейк (Канада), анал. Чаретт и Пэннеч [7]; 5—Тазек, Илимаусак (Гренландия), анал. Казакова [12]; 6, 7—Сибирь, анал. Панина, спектральным анализом обнаружены Mn, Zn, Si до 0,004% (6—с верхнего горизонта горной выработки, содержит В₂О₃ 0,029%, 7—с глубокого горизонта, содержит В₂О₃ 0,012%) [8].

Повед. при нагр. Плавится при 950°. Дегидратируется не ниже 700—800° [2].

Находж. Довольно редок. Впервые был обнаружен в щелочных сиенитах и их пегматитах в Лангесунс-фьорде (Норвегия) вместе с эгирином, элеолитом, бревикитом, апофиллитом, натролитом и цеолитами [1]. В СССР найден в Хибинском и Ловозерском щелочных массивах на Кольском полуострове [19]. В более ранних работах по Ловозерскому и Хибинскому массивам эвидимит описан вместе с эпидидимитом, вследствие чего нет возможности точно разделить эти минералы. В Ловозерском массиве найден в альбититах горы Флора в ассоциации с нарсарсукитом [20], в Хибинском массиве — в пегматитах фойяитоподобных нефелиновых сиенитов на Умбозерском перевале среди альбита и в пегматите горы Партомчорр [17]. Отмечен в щелочных сиенитах южного склона Таласского хребта в Средней Азии [21]. В существенном количестве обнаружен в гидротермальном флюорит-бериллиевом месторождении в Сибири [8], связанном с кварцевыми сиенитами и граносиенитами, на участках развития магнезиальных скарнов. Встречен в массивных флюоритовых рудах с фенакитом и бертрандитом и в прожилково-вкрапленных рудах в ассоциации с альбитом, литийсодержащей слюдой и флюоритом. Вокруг табличек эвидимита часты реакционные кальцит-флюоритовые оторочки. В Нарсарсуке (Гренландия) эвидимит находится в ассоциации с эльпидитом, паризитом, кварцем, анкилитом и эпидидимитом [11]. В Илимауске (Гренландия) обнаружен в альбититах плато Тазек и в кварцевых жилах, секущих науяит плато Накалак [12, 22]. В обогащенных натрием парагнейсах Сил-Лейка, Лабрадор (Канада), известен как акцессорный минерал вместе с альбитом, арфведсонитом, эгирин-авгитом, кварцем, барилитом, пирохлором, нептунитом, шизолитом, сфалеритом, галенитом, апатитом, ниобифиллитом [7].

Изм. Замещается кальцитом [8].

Отл. В шлифах по полисинтетическим двойникам сходен с альбитом. От эпидидимита отличается оптическим знаком, большей величиной угла 2*V*, порошковой рентгенограммой.

Межплоскостные расстояния эвидимита из Сил-Лейка (Канада) [7]

Со-излучение, $D=114,6$ мм

| <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|
| 002 | 2 | 6,77 | 202 | 1 | 5,18 | 311 | 2 | 3,640 |
| 110 | 7 | 6,35 | 112 | 2 | 4,94 | 310; 021 | 1 | 3,565 |
| 200 | 3 | 6,09 | 112 | 3 | 4,37 | 113 | 4 | 3,483 |
| 111 | 1 | 5,98 | 113 | 3 | 3,914 | 204 | 1 | 3,318 |
| 111 | 2 | 5,47 | 020 | 3 | 3,684 | | | |

Л и т е р а т у р а

1. Brögger W. // Ztschr. Kristallogr. 1890. Bd. 16. S. 586.
2. Fang J. H., Robinson P. D., Ohya Y. // Amer. Miner. 1972. Vol. 57, N 9/10. P. 1345.
3. Победимская Е. А., Белов Н. В. // ДАН СССР. 1961. Т. 136, № 6. С. 1448; Белов Н. В. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1961. № 15. С. 5.
4. Ito T. // Amer. Miner. 1947. Vol. 32, N 7/8. P. 442; X-ray studies on polymorphism. Tokyo, 1950. P. 10.

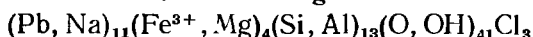
5. Zachariassen W. H. // Norsk. geol. tidsskr. 1929. Bd. 10, h. 3/4. S. 449.
6. Gossner B., Kraus O. // Zentr.-Bl. Miner. A. 1929. S. 257.
7. Nickel E. H. // Canad. Miner. 1963. Vol. 7, pt 4. P. 643.
8. Гинзбург А. И., Новикова М. И., Гальченко В. И. // ДАН СССР. 1979. Т. 246, № 6. С. 1453.
9. Сандомирский П. А., Белов Н. В. // Геохимия. 1979. № 8. С. 1140.
10. Palache C. // Ztschr. Kristallogr. 1933. Bd. 86, N. 3/4. S. 288.
11. Flink G. // Medd. Grønland. 1898. N 14. P. 221; 1899. N 24. P. 56.
12. Семенов Е. И. // Минералогия щелочного массива Илимаусак. М.: Наука, 1969. С. 112.
13. Поваренных А. С., Нефедов Е. И. // Геол. журн. АН УССР. 1971. Т. 31, вып. 5. С. 12.
14. Плюснина И. И. // Геохимия. 1963. № 2. С. 158.
15. Горобец Б. С., Прокофьев И. В. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 4. С. 117.
16. Костылева Е. Е., Боруцкий Б. Е., Соколова М. Н., Шлюкова З. В., Дорфман М. Д., Дудкин О. Б., Козырева Л. В. Минералогия Хибинского массива. М.: Наука, 1978. Т. 2. С. 346.
17. Тихоненков И. П. // Нефелиновые сиеиты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 110, 247.
18. Беус А. А. // Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 34.
19. Шилин Л. Л., Семенов Е. И. // ДАН СССР. 1957. Т. 112, № 2. С. 325.
20. Семенов Е. И. // Минералогия Ловозерского щеточного массива. М.: Недра, 1972. С. 236.
21. Козлова П. С. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1962. Вып. 13. С. 105.
22. Semenov E. I., Sorensen H. // Medd. Grønland. 1966. Vol. 181, N 2. P. 1.

Силикаты слоистой структуры с кремнекислородными тетраэдрами, не образующими замкнутых колец

СТРУКТУРА ТИПА ЯГОИТА

| | Сингония | a_0 | c_0 | Уд. в. |
|--|----------|-------|-------|--------|
| Ягоит | Гексаг. | 8,528 | 33,33 | 5,43 |
| $(\text{Pb}, \text{Na})_{11}(\text{Fe}^{3+}, \text{Mg})_4(\text{Si}, \text{Al})_{13}(\text{O}, \text{OH})_{41}\text{Cl}_3$ | | | | |

Ягоит Jagoite



Назван по имени коллекционера минералов из Сан-Франциско Д. Яго [1].

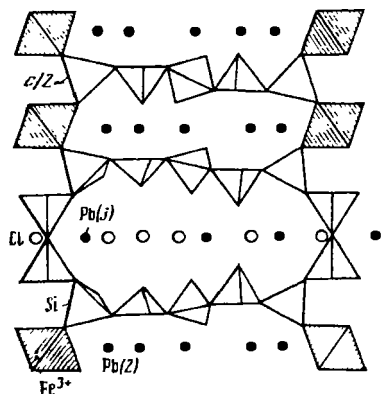
Характ. выдел. Тонкозернистые чешуйчатые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. D_{3h}^{24} — $P62c$; $a_0 = 8,528$, $c_0 = 33,33 \text{ \AA}$, $a_0 : c_0 = 1 : 3,908$; $Z = 2$ (возможна пр. гр. C_{3v}^{12} — $P31c$ [2]); $a_0 = 8,65$, $c_0 = 33,5 \text{ \AA}$ [1].

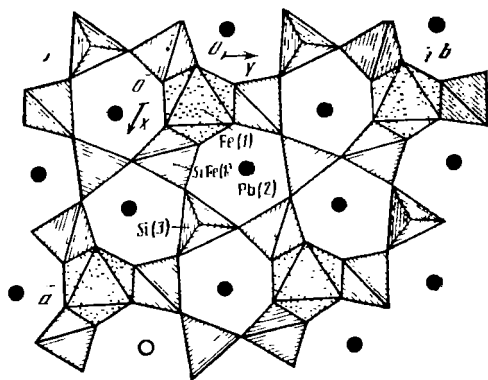
Структура ягоита характеризуется чередованием одинарных и двойных тетраэдрических слоев (фиг. 191). Одинарный тетраэдрический слой (фиг. 192) можно рассматривать как «ветвистый», так как тетраэдры в нем не образуют замкнутых колец (не хватает одного тетраэдра для формирования шестерного кольца). Позиции Si(3) заняты только катионами Si, позиции SiFe(1)—Si и Fe³⁺. Двойной слой составлен двумя тетраэдрическими сетками (фиг. 193), состоящими из 6-членных колец тетраэдров и Pb(1)-тригональных пирамид. Позиции Si(4) и Si(5) заняты только Si, SiFe(2)—Si- и Fe³⁺-катионами. Соединение в двойной слой происходит посредством атома O(9), принадлежащего двум тетраэдрам и лежащего в плоскости симметрии двойного слоя. В этой же плоскости локализуются атомы Pb(3) и Cl. Одинарный и двойной слои связаны между собой Fe(1)O₆-октаэдрами и Pb(2)-полиэдрами.

Идеализированная кристаллохимическая формула ягоита: $\text{Pb}_{18}\text{Fe}_4^{3+}(\text{Si}_4\text{T}_6) \times (\text{Pb}_4\text{Si}_{16}\text{T}_4)\text{O}_{82}\text{Cl}_6$, где T-позиции заняты Si и Fe³⁺, здесь же могут размещаться Al и Be. Pb может быть замещен на Na, Ca и K в положении Pb(3). Катионы Mg и Mn замещают Fe в Fe(1)O₆-октаэдре. OH-ионы замещают O в позиции O(7).

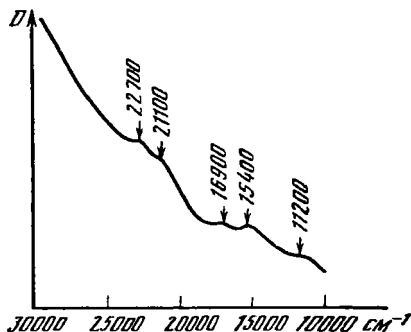
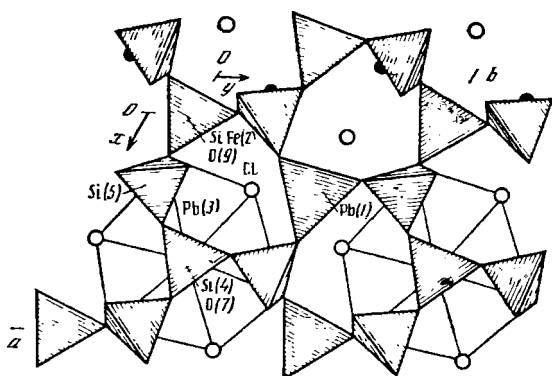
Межатомные расстояния (Å): в SiO₄-тетраэдрах — Si—O от 1,41 до 1,66; в (Si, Fe)O₄-тетраэдрах — (Si, Fe)—O от 1,70 до 1,77; в FeO₆-октаэдрах — Fe—O



Фиг. 191. Структура ягоита в проекции вдоль оси [100] (по Меллини и Мерлино)



Фиг. 192. Одиный слой в структуре ягоита, проекция вдоль оси [001] (по Меллини и Мерлино)



Фиг. 193. Одна из тетраэдрических сеток двойного слоя в структуре ягоита, проекция вдоль оси [001] (по Меллини и Мерлино)

Фиг. 194. Оптический спектр поглощения ягоита (по Платонову)

от 1,98 до 2,05; в Pb(1)-пирамиде — Pb—O = 2,29; в Pb(2)O-полиэдрах — Pb—O от 2,39 до 3,30; в Pb(3)(O, Cl)₆-октаэдре — Pb—O = 2,66 и 2,71, Pb—Cl = 2,85 и 2,88.

Физ. св. Сп. по (0001) совершенная. Тв. ~3. Уд. в. 5,43. Цв. желтовато-зеленый. Черта желтая. Бл. стеклянный, на пл. сп. очень сильный. В ультрафиолетовых лучах не флюоресцирует [1]. На оптическом спектре поглощения в области 30000—10000 см⁻¹ проявляются максимумы 22700, 21100, 16900, 15400 и 11200 см⁻¹ (фиг. 194) [3].

Микр. В прох. свете в шлифах светло-зеленый. Не плеохроирует. Одноосный (—). $n \sim 2,0$. Двупреломление 0,025 [1].

Хим. Формула требует уточнения. Состав ягоита из Лонгбана (Швеция), анал. Бликс [1] (%): Na₂O — 0,61; K₂O — 0,37; CaO — 0,65; MgO — 0,60; MnO — 0,88; PbO — 64,26; BeO — 0,12; Fe₂O₃ — 7,00; Al₂O₃ — 0,50; SiO₂ — 22,35; TiO₂ — 0,10; H₂O⁺ — 0,17; H₂O⁻ — 0,19; Cl — 3,25; FeO, F и активный кислород — не обн.; сумма — 101,05—0,73 = 100,32. Хим. анализ рассчитывается на формулу (Pb_{19,43}Na_{1,33}Ca_{0,79}K_{0,53})(Fe_{0,22}Mg_{1,00}Mn_{0,84}Ti_{0,09})(Si_{25,09}Al_{0,66}Be_{0,32}O)_{79,61} × (OH)_{1,28}Cl_{6,18}.

Наход. Редкий минерал. Встречен в Лонгбане (Швеция) в гематитовой руде вместе с меланотекитом, кварцем и другими минералами.

Межплоскостные расстояния ягонта [4]

Си-излучение, Ni-фильтр, $D = 57,3$ мм

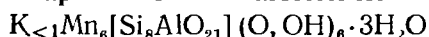
| l | $d(\text{Å})$ | l | $d(\text{Å})$ | l | $d(\text{Å})$ | l | $d(\text{Å})$ |
|-----|---------------|-----|---------------|-----|---------------|-----|---------------|
| 2 | 7,3 | 9 | 2,78 | 1 | 2,00 | 2 | 1,605 |
| 5 | 6,2 | 1 | 2,72 | 1 | 1,965 | 2 | 1,575 |
| 5 | 5,6 | 1 | 2,65 | 1 | 1,926 | 2 | 1,551 |
| 1 | 4,9 | 3 | 2,56 | 1 | 1,903 | 1 | 1,480 |
| 7 | 4,1 | 3 | 2,50 | 1 | 1,891 | 1 | 1,430 |
| 1 | 4,0 | 3 | 2,46 | 2 | 1,849 | 1 | 1,397 |
| 1 | 3,78 | 2 | 2,41 | 1 | 1,820 | 1 | 1,383 |
| 1 | 3,67 | 2 | 2,32 | 1 | 1,810 | 1ш | 1,327 |
| 1 | 3,60 | 1 | 2,23 | 1 | 1,794 | 1 | 1,303 |
| 1 | 3,50 | 1ш | 2,12 | 1ш | 1,744 | 1ш | 1,288 |
| 10 | 3,38 | 2 | 2,08 | 2 | 1,695 | 1ш | 1,251 |
| 1 | 3,31 | 3 | 2,05 | 2 | 1,653 | 1 | 1,228 |
| 4 | 3,08 | 1 | 2,01 | 2 | 1,623 | 1ш | 1,210 |
| 8 | 2,98 | | | | | | |

Л и т е р а т у р а

1. Blix R., Garbielson O., Wickman F. E. // Ark. miner. och geol. 1958. Bd. 2, h. 4, N 18. S. 315.
2. Mellini M., Merlino S. // Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 7/8. P. 852.
3. Платонов А. Н. // Природа окраски минералов. Киев: Наук. думка, 1976. С. 154, 157, 158.
4. Welin E. // Ark. miner. och geol. 1969. Bd. 4, h. 6, N 30. S. 518.

СИЛИКАТЫ С НЕВЫЯСНЕННОЙ СТРУКТУРОЙ

Парсеттенсит Parsettensite



Назван по месту первой находки — Парсеттенс в Швейцарии [1].

Синон. Манганостильпномелан — manganostilpnomelane [2]; эррит — errite [1]

Характ. выдел. Агрегаты мельчайших зерен; иногда слюдоподобные выделения.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. (?). $a_0 = 22,5$, $b_0 = 39,0$, $c_0 = 38,0$ Å [2]. Согласно рентгеновской дифракционной картине парсеттенсит относили к стильпномелану, рассматривая его крайним Mn-членом стильпномелана [2]. Структура предполагается состоящей из нескольких искаженных слюдоподобных 2 : 1 слоев с октаэдрическими катионами Mn, Fe, Mg и Al.

Физ. св. Сп. по (001). Уд. в. 2,590. Уд. в. «эррита» 2,681. Цв. от розовато-красного до медно-красного. Бл. металлический [2, 3].

Микр. Плеохроизм: по No — светло-желтый до желтого [3], зеленовато-желтый [2], по Ne — почти бесцветный [3], желтый до бесцветного [2]. Одноосный (—). Погасание прямое. $n_0 = 1,576$, $n_e = 1,546$, $n_0 - n_e = 0,030$.

Хим. Анализ парсеттенсита из месторождения Парсеттенс в Швейцарии, анал. Джекоб [1] (%): Na₂O—0,20; K₂O—0,94; MgO—2,70; CaO — сл.; MnO—34,43; Al₂O₃—4,35; Fe₂O₃—0,35; SiO₂—42,90; V₂O₅—0,32; CO₂—0,25; H₂O⁺—9,66; H₂O⁻—3,15; сумма—99,25.

Анализ парсеттенсита, содержащего несколько больше MnO и H₂O⁻ и получившего название «эррит», анал. Джекоб [1] (%): Na₂O—0,14; K₂O—1,23; MgO—2,05; CaO—1,20; MnO—35,83; Fe₂O₃—0,12; Al₂O₃—4,44; SiO₂—41,20; P₂O₅—0,56; H₂O⁺—8,25; H₂O⁻—4,65; сумма—99,67.

Диagn. исп. Легко разлагается HCl с выделением кремнезема. Плавится с вспучиванием.

Нахожд. Редкий минерал метаморфизованных руд марганца. Впервые встречен в месторождении Парсеттенс в Альпах (Швейцария) [1]. Обнаружен в про-

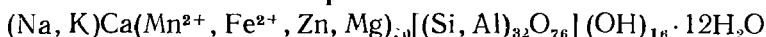
жилках марганцевых руд месторождения Ушкатын-III в Казахстане в ассоциации с бементитом и продуктом выветривания родонита [3].

Отл. От стилипномелана отличается рентгеновской дифракционной картиной [2].

Л и т е р а т у р а

1. Jakob Y. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1923. Bd. 3. N. 1. S. 227.
2. Hutton C. O. // Miner. Mag. 1938. Vol. 25, N 163. P. 172.
3. Каюпова М. М. // Минералогия железных и марганцевых руд Западного Атасу (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1974. С. 204.

Беннистерит Bannisterite



Назван по имени английского минералога Ф. А. Беннистера [1].

Впервые найден в месторождении Франклин в 1933 г., описан Фошагом в 1936 г. [2] как необычная форма ганнофиллита, которую Линдберг в 1965 г. [3] выделил под названием «фаза Б». Только в 1968 г. Смит и Фрондел [1] при участии Беннистера, выполнившего рентгеновское исследование минерала, установили отличие его от ганнофиллита.

Характ. выдел. Таблитчатые кристаллы (до 6 см), их агрегаты.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_s^1 - Aa$ или $C_{2h}^6 - A2/a$, $a_0 = 22,20$, $b_0 = 16,32$, $c_0 = 24,70 \text{ \AA}$, $\beta = 94^\circ 20'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 1,3601 : 1,513$, $Z = 4$ [1]; $a_0 = 22,317$, $b_0 = 16,397$, $c_0 = 24,687 \text{ \AA}$, $\beta = 94^\circ 21'$ [4]. Определена моноклинная псевдоячейка: $a' = 5,55$, $b' = 3,36$, $c' = 24,70 \text{ \AA}$, $\beta = 94^\circ 20'$, $Z = 20$ [1]. Указывается [4], что структура беннистерита отличается от таковой двухслойного триоктаэдрического слоистого силиката тем, что четверть тетраэдров инвертированы и направлены от октаэдрического слоя, их апикальные кислороды делятся с так же повернутыми тетраэдрами соседних слоев; Al находится в трех из таких четырех обращенных тетраэдров. Базисное межплоскостное расстояние ($d_{002} = 12,33 \text{ \AA}$) практически не меняется при нагревании до 120, при действии глицерина и длительном пребывании во влажной среде [1].

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (010) неясная [1]. Хрупок [2]. Излом неровный (шероховатый) [5]. Уд. в. 2,60—2,92. Цв. темно-бурый до черного. Бл. стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый [2, 5].

В ИК-спектре беннистерита из Брокен-Хилла [5] широкая слабая полоса в области 3500—2200 cm^{-1} характеризует поглощение соответственно слабо связанной H_2O и OH. Полосы 1050—990 и 470—400 cm^{-1} соответственно отвечают Si—O- и Si—O—Si-связям. Кроме того, имеется слабая полоса 670 cm^{-1} (Si—O). Природа слабых полос 1625 и 724 cm^{-1} не выяснена.

Пьезоэлектрического эффекта не обнаруживает [1].

Микр. Плеохроизм: от почти бесцветного по Np до бурого и бледно-желтого по Ng и Nm [1]. $Ng = Nm > Np$. Двуосный (—). Пл. опт. осей || (010). $Nm - b$, $Np \simeq c$, $Ng \simeq a$; угол с Np небольшой [1, 6]. Оптические свойства беннистерита:

| n_g | n_m | n_p | $n_g - n_p$ | $2V$ | Дисперсия | Месторождение | Ссыл |
|------------|-------|-------|-------------|-----------------|------------------|---------------|------|
| 1,588 | 1,586 | 1,544 | 0,044 | Мал. | $r < v$, сл. | Франклин | [1] |
| 1,588 | 1,588 | 1,547 | 0,041 | » | $r < v$ | » | [1] |
| 1,589 | 1,586 | 1,545 | 0,044 | Средн. | $r < v$, средн. | » | [2] |
| 1,589 | 1,588 | 1,546 | 0,043 | Небольшой | | Брокен-Хилл | [5] |
| 1,612 (Na) | 1,611 | 1,574 | 0,038 | $2E \ 35^\circ$ | | Беналт | [6] |

Хим. По составу различаются беннистериты от существенно марганцовистых (хим. анализы 3—7) до содержащих наряду с MnO значительное количество FeO (хим. анализы 1, 2, 8, 9). В беннистерите из Франклина содержится Zn.

Большинство хим. анализов вполне удовлетворительно рассчитывается на вышеприведенную формулу по Данну [4].

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--|------------------|------------------|------------------|--------------------|------------------|------------------|----------------|------------------|------------------|
| Na ₂ O | 0,42 | 0,51 | 0,29 | 2,86 | 0,08 | 0,08 | 0,09 | 0,25 | 0,30 |
| K ₂ O | 7,39 | 0,92 | 1,21 | 0,26 | 1,04 | 1,10 | 1,04 | 0,65 | 0,80 |
| MgO | 0,47 | — | 1,99 | 3,82 | 3,3 | 3,1 | 3,1 | 0,3 | 0,3 |
| CaO | 1,46 | 1,55 | 1,52 | 2,64 | 1,2 | 1,2 | 1,3 | 1,5 | 1,4 |
| ZnO | He обн. | — | 4,67 | — | 4,5 | 4,4 | 4,6 | 0,3 | 0,4 |
| MnO | 17,52 | 19,9 | 23,02 | 24,24 | 23,3 | 23,7 | 23,4 | 20,8 | 19,9 |
| FeO | 14,63 | 16,5 | 6,40 | 0,09 | 5,49 | 5,60 | 5,67 | 17,4 | 18,2 |
| Al ₂ O ₃ | 3,84 | — | 4,74 | 11,40 | 3,8 | 3,9 | 4,2 | 4,0 | 4,1 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,82 | 2,1 | — | He опр. | 0,79 | 0,77 | 1,44 | — | — |
| SiO ₂ | 44,80 | 45,4 | 46,20 | 44,36 | 46,2 | 46,6 | 46,3 | 45,8 | 45,2 |
| H ₂ O+ } H ₂ O- } | 7,82 } 7,82 } | 7,82 } 7,82 } | 9,74 } 9,74 } | 10,72 } 10,72 } | 6,19 } 2,73 } | 5,80 } 3,37 } | 9,3 } 9,3 } | 4,90 } 3,82 } | 4,76 } 3,77 } |
| Сумма | (100, 17) | 94,70 | 99,78 | 100,39 | 98,62 | 99,62 | 100,44 | 99,72 | 99,13 |
| Уд. в. | 2,60 | — | 2,92 | 2,878 | — | — | — | — | — |

1—Брокен-Хилл (Австралия), анал. Плимер, в оригинале сумма 101,17 [5]; 2—Брокен-Хилл (Австралия), неполный анализ методами абсорбционной спектроскопии и пламенной фотометрии, анал. Коггинз и Плимер [5]; 3, 4—Франклин, шт. Нью-Джерси (США): 3—анал. Ито [1], 4—анал. Фощаг [2]; 5—7—Франклин, шт. Нью-Джерси (США), анализы микрозондовые [4]; 8, 9—Брокен-Хилл (Австралия), анализы микрозондовые [4].

Кроме того, в работе [4] приводится 11 неполных микрозондовых анализов беннистерита.

Наход. Редкий. Известен в марганцевом месторождении Франклин, шт. Нью-Джерси (США), в ассоциации с бементитом, кальцитом, баритом, Мп-амфиболом, родонитом, сфалеритом, кварцем [1]. В среднепротерозойских метаморфизованных пластовых свинцово-цинковых залежах Брокен-Хилла (Австралия) встречается в ассоциации с родонитом, пиросмалитом, инезитом, стертитом, Мп-кальцитом, родохрозитом, даннеморитом, алабандином, Мп-апофиллитом — минералами регрессивного метаморфизма [4, 5]; обнаружен в пустотах с кристаллами кварца, родонита, апофиллита [5]. Известен в месторождении Анонай (Япония) [11]. В руднике Беналт, Уэльс (Великобритания), найден с хлоритом и пеннантитом [6].

Отл. От манганфиллита отличается меньшим содержанием Al и щелочей [2].

Межплоскостные расстояния беннистерита из Франклина [1]

| CuK _α -излучение | | | | | | | | |
|-----------------------------|-----|-------|--------------|----|-------------|--------------------------------------|----|-------|
| hkl | l | d(Å) | hkl | l | d(Å) | hkl | l | d(Å) |
| 002 | 100 | 12,33 | 20 $\bar{4}$ | 5 | 5,562 | 117 | 20 | 3,436 |
| 111 | 1 | 11,45 | 40 $\bar{2}$ | 5 | 5,196 | 044 | 1 | 3,401 |
| 211 | 2 | 8,779 | 402 | 11 | 4,911 | 117 | 10 | 3,360 |
| 211 | 2 | 8,428 | 015 | 1 | 4,709 | | 1 | 3,308 |
| 202 | 1 | 7,954 | 22 $\bar{4}$ | 10 | 4,593 | 051 | 1 | 3,237 |
| 113 | 4 | 7,106 | 413 | 5 | 4,280 | 217 | 1 | 3,212 |
| 113 | 3 | 6,821 | 32 $\bar{4}$ | 1 | 4,211 | 435 | 1 | 3,129 |
| 311 | 1 | 6,608 | 006; 040 | 15 | 4,103—4,089 | 008 | 12 | 3,077 |
| 311 | 2 | 6,382 | 333 | 8 | 3,793 | 20 $\bar{8}$ | 2 | 3,021 |
| 004 | 1 | 6,162 | 600 | 1 | 3,691 | Кроме того, 17 слабых линий до 1,930 | | |
| 213 | 1 | 5,934 | 340 | 6 | 3,571 | | | |

Л и т е р а т у р а

1. Smith M. L., Frondel C. // Miner. Mag. 1968. Vol. 36, N 283. P. 893.
2. Foshag W. F. // Amer. Miner. 1936. Vol. 21, N 1. P. 63.
3. Lindberg M. L. // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1965. N 525-A. P. 152.
4. Dunn P. J., Leavens P. B., Norberg J. A., Ramik R. A. // Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 9/10. P. 1063.
5. Plimer I. R. // Neues Jb. Miner Monatsh. 1977. H. 11. S. 504.
6. Smith W. C., Bannister F. A. // Miner. Mag. 1948. Vol. 28, N 201. P. 343.

Тунгусит Tungusite



Назван по месту находки на р. Нижняя Тунгуска (Красноярский край, СССР) [1].

Характ. выдел. Чешуйки (до 0,5 см), радиально-лучистые корочки.

Структ. и морф. крист. Трикл. с (?). $a_0 = 9,66$, $b_0 = 16,73$, $c_0 = 21,57$ Å, $\alpha = 95^\circ$, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,577 : 1 : 1,289$ ($b_0 = a_0\sqrt{3}$; $-c_0 \cdot \cos \alpha / b_0 = 1/9$), $Z = 7$ [2]. По Анастасенко [3], $a_0 = 9,71-9,74$ Å.

Точно структура не известна, считается [1], что Fe^{2+} в виде $[\text{Fe}(\text{OH})_2]$ находится между кальциевыми слоями гидротитового типа, подобно бруситовым слоям в монтмориллоните. Для структуры, кроме того, предположительно указываются [2] неупорядоченные относительные смещения сеток (слоев) вдоль оси a на $a_0/3$ и вдоль оси b на $b_0/9$.

По мёсбауэровским спектрам катионы Fe^{2+} и Fe^{3+} имеют координационное число 6 и, по-видимому, занимают позиции, сходные с позициями катионов в биотите и флогопите [3]. Под электронным микроскопом контуры чешуек тунгусита трапециевидные и ромбовидные [4].

Физ. св. Сп. совершенная по (001). Тв. около 2. Уд. в. 2,59 [1] (вычисл. 2,58 [2]); по Анастасенко [3], 2,633 для темно-зеленых чешуек и 2,502 для светло-зеленых. Чешуйки гибкие, хлоритоподобные, прозрачные и полупрозрачные. Цв. от травяно-зеленого с сероватым оттенком до светло-зеленого или зеленовато-белого. Более светлая окраска характерна для внешних частей корочек [1]; в некоторых корочках различимо чередование тонких зон (1—2 мм), отличающихся интенсивностью или оттенком окраски [3]. Бл. на плоскостях спайности перламутровый.

ИК-спектр (по Е. В. Власовой) характеризуется следующими полосами поглощения: 465, 495, 595, 613, 790, 1003, 1040 и 1130 см^{-1} ; присутствуют также слабые полосы молекулярной воды (1640 см^{-1}) и групп ОН (3560 и 3640 см^{-1}). ИК-спектры различно окрашенных тунгуситов (с разной железистостью) существенно не различаются [3].

Микр. В шлифах в прох. свете желтовато-зеленый с заметным плеохроизмом [1]; по Анастасенко [3], $N_g > N_p$. Двуосный (—). Удлинение (+). Погасание прямое. По Кудряшовой [1], $n_g = n_m = 1,568$; по Анастасенко [3], для темно-зеленого $n_g = 1,570-1,575$, $n_p = 1,560-1,561$, для светло-зеленого $n_g = 1,552-1,555$, $n_p = 1,549$. $n_g - n_p = 0,015-0,020$. $2V$ от 0 до 10° [1, 3].

Хим. Теор. состав: CaO — 28,63, FeO — 18,38, SiO₂ — 46,09, H₂O — 6,90.

Отмечены изоморфные замещения: Ca → Na, K, (Mn); $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Mg}$, Fe^{3+} , (Mn), Al; Si → Al. Общее содержание Fe колеблется от 0,47 до 23,60% [1, 3]. С увеличением общего содержания железа усиливается интенсивность окраски, появляется сероватый оттенок. Спектроскопически определены примеси Sn, Ga, V, Sr, Ba [1]; Ti, Cu, Ag, Sr, Zr, V, Y, La, Ga [3].

Анализы (в порядке уменьшения общего содержания Fe):

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|
| Na ₂ O | 1,61 | 2,21 | 1,91 | 0,51 | 0,46 | 0,58 | — | 0,60 |
| K ₂ O | — | — | — | 0,13 | 0,34 | 0,27 | — | 0,31 |
| MgO | 0,84 | 1,31 | 1,07 | 2,05 | 0,84 | 0,73 | 0,15 | 0,22 |
| CaO | 24,33 | 26,11 | 25,22 | 17,93 | 28,64 | 29,09 | 32,53 | 33,29 |
| FeO | 11,69 | 11,36 | 11,52 | 8,41 | 6,57 | 6,18 | 0,07 | 0,34 |
| MnO | 1,33 | 1,44 | 1,38 | 1,20 | 0,86 | 0,81 | — | 0,07 |
| Al ₂ O ₃ | 2,90 | 2,97 | 2,93 | 3,72 | 2,23 | 1,66 | 1,28 | 1,46 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,91 | 1,71 | 1,81 | 6,78 | 0,62 | 0,96 | 0,54 | 0,13 |
| SiO ₂ | 47,56 | 45,07 | 46,31 | 45,02 | 50,33 | 50,22 | 52,75 | 52,12 |
| TiO ₂ | — | — | — | 0,35 | — | — | Сл. | — |
| P ₂ O ₅ | — | — | — | 0,05 | — | — | — | — |
| H ₂ O ⁺ | 7,40 | 6,37 | 6,89 | 7,70 | — | — | — | — |
| H ₂ O ⁻ | 0,60 | 1,45 | 1,03 | 4,10 | 2,00 | 3,10 | — | 6,60 |
| П. п. | — | — | — | 2,00 | 7,41 | 6,58 | 11,31 | 5,14 |
| Сумма | 100,17 | 100,00 | 100,07 | 99,95 | 100,30 | 100,88 | 98,63 | 100,28 |

1 — темно-зеленый, правый берег р. Нижняя Тунгуска близ пос. Тура (Красноярский край, СССР), анал. Нисенбаум [1]; 2 — темно-зеленый, отсюда же, анал. Острогорская [1]; 3 — среднее из ана. изов 1 и 2 [1], 4 — темно-зеленый, р. Гончак — левый приток Нижней Тунгуски, ниже пос. Тура (Красноярский край), анал. не указан [4]; 5 — темно-зеленый, бассейн р. Ерачимо, северо-западная часть Сибирской платформы (Красноярский край), анал. Рыжова [3]; 6 — темно-зеленый, отсюда же, анал. Рыжова [3]; 7 — светло-зеленый, р. Нижняя Тунгуска, правый берег вблизи пос. Тура, анал. Ломейко (неполиз анализ, из материалов Кудряшовой); 8 — светло-зеленый, бассейн р. Ерачимо, анал. Рыжова [3].

Повед. при нагре. На кривой ДТА [1], сходной с таковой гиролита, фиксируются эндотермические реакции при температурах около 100 и 730—800°, которым отвечает выделение воды, и экзотермические реакции в интервале 100—550 с максимумом при 320 и 880. Первая экзотермическая реакция обусловлена окислением закисного железа, вторая — появлением новой кристаллической фазы. Общая потеря массы 9,8—9,97% [1, 4]. Близкие результаты ДТА для тунгусита приводятся в [3, 4].

Наход. Распространен в эффузивных породах трапповой формации Сибирской платформы (Красноярский край). Выполняет миндалины, гнезда и другие полости в шаровых и миндалекаменных базальтовых лавах вместе с цеолитами, водными кальциевыми и натриевыми силикатами (апофиллит, пектолит) и кальцитом; по отношению к этим минералам является наиболее ранним [5]. Встречен в шаровых лавах по берегам р. Нижняя Тунгуска в 2—5 км выше пос. Тура [1, 5], в шаровых лавах по левым притокам Нижней Тунгуски (Гончак, Поледжикит) ниже пос. Тура [4], в шаровых лавах бассейнов рек Ерачимо, Тутончана и Курейка на северо-западе Сибирской платформы [3, 6, 7].

Межплоскостные расстояния тунгусита Красноярский край [1] *
Fe-фильтр

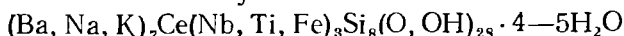
| <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|----------|--------------|----------|--------------|----------|--------------|----------|--------------|
| 1 | 5,52 | 8 | 3,009 | 1 | 2,069 | 10 | 1,818 |
| 1 | 4,65 | 2 | 2,788 | 1 | 2,017 | 3 | 1,605 |
| 8 | 4,17 | 2 | 2,629 | 2 | 1,904 | 3 | 1,570 |
| 6 | 3,579 | 1 | 2,500 | 1 | 1,867 | 1 | 1,471 |
| 8 | 3,12 | 1 | 2,385 | | | | |

* См. также [3, 4].

Л и т е р а т у р а

1. Кудряшова В. И. // ДАН СССР. 1966. Т. 171, № 5. С. 1167.
2. Сидоренко О. В., Кудряшова В. И., Звягин Б. Б. // VIII Всесоюз. совещ. по рентгенографии минерал. сырья.: Тез. докл. М., 1979. С. 5—6.
3. Анастасенко Г. Ф. // Бороносность траппов северо-запада Сибирской платформы. Л.: Наука, 1978. С. 67.
4. Андрусенко Н. И. // Минералогия и генезис исландского шпата Сибирской платформы. М.: Недра, 1971. С. 146.
5. Кудряшова В. И. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 9. С. 31.
6. Анастасенко Г. Ф. // Учен. зап. Ин-та геологии Арктики. 1965. Вып. 6. С. 16—48.
7. Анастасенко Г. Ф. // Минералогия и геохимия. Л.: Наука, 1972. Вып. 4. С. 97.

Илимаусит Himaussite



Назван по месту находки в щелочном массиве Илимаусак в Южной Гренландии [1].
Синон. Илимаусит [2].

Характ. выдел. Пластинчатые агрегаты (15×10×3 мм), розетки кристаллов (до 5 мм).

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. D_{6h}^3 — $P6_3/mc2$, C_{6v}^3 — $P6_3cm$ или D_{3h}^2 — $P\bar{6}c2$; $a_0 = 10,72$, $c_0 = 60,54$ Å, $a_0 : c_0 = 1 : 5,647$, $Z = 9$ [3].

Иногда в различной степени метамиктен. Для частично метамиктного образца из Гренландии указываются $a_0 = 10,80$, $c_0 = 20,31$ Å, $a_0 : c_0 = 1 : 1,88$, $Z = 3$ [1].

Вследствие беспорядочного смещения соседних, параллельных (0001),

слоев структуры на $\pm b/3$ ($b = a\sqrt{3}$ для ортогексагональной установки) в илимаусите из Хибин имеется подъячейка $D_{6h}^4 - P6_3/mnc$, $C_{6v}^4 - P6_3mc$ или $D_{3h}^4 - P62c$; $a_0 = 6,19$, $c_0 = 20,34$ А, $a_0 : c_0 = 1 : 3,286$, $Z = 1$ [3].

Несовершенные пластинчатые кристаллы уплощены по (0001). Хорошо развиты грани пинакоида (0001) и гексагональной призмы (1010). На грани (0001) штриховка \parallel ребру (0001) : (1010).

Физ. св. Сп. совершенная по (0001). Изл. раковистый. Очень хрупок. Тв. ~ 4 . Уд. в. 3,6—3,7. Цв. коричневато-желтый, коричневато-оранжевый, желтовато-оранжевый. Бл. стеклянный или смолистый. В тонких пластинках полупрозрачен.

ИК-спектр илимаусита [3] характеризуется интенсивной полосой поглощения с максимумом около 960 см^{-1} с дополнительными пиками различной интенсивности при 800, 730, 690 см^{-1} . Вторая полоса имеет максимум между $500\text{—}450 \text{ см}^{-1}$. Слабые полосы при 1620 и 3383 см^{-1} . По Поваренных [4], кривая ИК-спектра илимаусита либо дефектна, либо отражает высокую степень неупорядоченности распределения атомов в структуре.

Микр. В шлифах в прох. свете желтый с ясным плеохроизмом: по N_0 — светло-желтый, по N_e — ярко-желтый. Одноосный (+). $n_e = 1,695$, $n_o = 1,689$, $n_e - n_o = 0,006$ (для гренландского) [1]; $n_e = 1,698$, $n_o = 1,689$, $n_e - n_o = 0,009$ (для хибинского) [3]. Удлинение (—). Отмечаются полисинтетические двойники.

Хим. Формула точно не установлена. Характерен значительный изоморфизм Nb—Ti.

Анализ илимаусита из массива Илимаусак (Гренландия), анал. Казакова [1] (%): $\text{Na}_2\text{O} - 7,00$, $\text{K}_2\text{O} - 3,80$, $\text{BaO} - 23,62$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 3,18$, $\text{TR}_2\text{O}_3 - 10,60$, $\text{SiO}_2 - 31,28$, $\text{TiO}_2 - 1,64$, $\text{Nb}_2\text{O}_5 - 13,20$, п. п. — 6,43, сумма — 100,75; спектральным анализом обнаружены Ca, Mg, Mn, Al. Неполный анализ илимаусита из Хибинского массива, анал. Казакова [3] (%): MgO — не обн., CaO — не обн., BaO — 25,42, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 4,20$, $\text{TR}_2\text{O}_3 - 10,90$, $\text{TiO}_2 - 6,30$, $\text{Nb}_2\text{O}_5 - 9,30$, п. п. — 7,20; спектральным анализом обнаружены Li, Na, Sr, Be, Cu, Mn, Al, Ga, Zr, Si.

Состав группы редких земель в илимаусите из Хибинского массива (метод распределительной хроматографии на бумаге, анал. Труфанова) [3] (%): $\text{La}_2\text{O}_3 - 33,8$, $\text{CeO}_2 - 49,1$, $\text{Pr}_6\text{O}_{11} - 4,7$, $\text{Nd}_2\text{O}_3 - 11,9$, $\text{Sm}_2\text{O}_3 - 0,4$, $\text{Gd}_2\text{O}_3 - 0,1$; состав группы редкоземельных элементов в илимаусите из Гренландии, по данным рентгеноспектрального анализа (анал. Баринский) [1]: La — 23,6, Ce — 55, Pr — 6,7. Nb — 14,7.

Наход. Минерал очень редкий. Встречен в щелочных массивах Илимаусак (Южная Гренландия) и Хибинском (Кольский полуостров). Впервые был обнаружен на горе Накалак в Илимаусак в гидротермальной уссингит-анальцимовой жиле среди пойкилитовых нефелин-содалитовых сиенитов вместе с эпистолитом и чкаловитом [1]. В Хибинском массиве на горе Юкспор найден в пустотке пегматитового тела, залегающего среди уртитов, в ассоциации с игольчатым эгирином, натролитом, лампрофиллитом, ломоносовитом и астрофиллитом [3].

Изм. Легко гидратируется, тускнеет и становится непрозрачным.

Отл. Внешне сходен с лабунцовитом и лампрофиллитом, от которых отличается большей прозрачностью и сильным блеском.

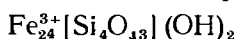
Межплоскостные расстояния илимаусита из Хибинского массива [3]

Fe-излучение, $D = 57,3 \text{ мм}$

| <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|----------|--------------|----------|--------------|----------|--------------|----------|--------------|
| 1 | 5,15 | 10 | 2,67 | 3 | 1,734 | 5 | 1,401 |
| 1 | 4,60 | 5 | 2,50 | 3 | (1,695) | 3 | 1,343 |
| 4 | (3,57) | 1 | 2,27 | 3 | 1,621 | 3 | 1,317 |
| 10 | 3,26 | 7 | 2,23 | 8 | 1,551 | 5 | 1,232 |
| 6 | 3,11 | 7 | 2,02 | 1 | 1,432 | 4 | 1,180 |
| 4 | (2,95) | 7 | 1,819 | | | | |

Л и т е р а т у р а

1. *Семенов Е. И., Казакова М. Е., Вукин В. Ж.* // Medd. Grønland. 1968. Vol. 181, N 7. P. 5; *Семенов Е. И.* // Минералогия щелочного массива Илимаусак. М.: Наука, 1969. С. 66.
2. *Герасимовский В. И.* // Геохимия Илимаусакского щелочного массива. М.: Наука, 1969. С. 32.
3. *Соколова М. Н., Органова Н. И., Казакова М. Е., Рудницкая Е. С.* // ДАН СССР. 1968. Т. 182, № 5. С. 1178.
4. *Поваренных А. С.* // Геол. журн. АН УССР. 1976. Т. 36, вып. 1. С. 54.

Мэколэит *Macaulyite*

Назван по Мэколэскому институту почвенных исследований в Шотландии [1].

Синон. Разбухающий комплекс гематит-слоистая силикатная фаза — swelling hematite-layer-silicate complex [2].

Характ. выдел. Тонкозернистые землистые массы, рассеянные пластинки (менее 2 мкм).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. С-центрированная элементарная ячейка с параметрами $a_0 = 5,038$, $b_0 = 8,726$, $c_0 = 36,342 \text{ \AA}$, $\beta = 92^\circ$, $Z = 2$ [1].

Кристаллическая структура состоит из двойных гематитовых слоев, разделенных силикатным слоем, и с молекулами воды между пакетами. Причем ось b силикатного слоя параллельна оси a гексагонального гематитового слоя. На элементарную ячейку приходится 12 октаэдрических атомов Fe и два тетраэдрических атома Si. Соседние базальные кислородные поверхности пакетов имеют слабые связи, что приводит при обработке минерала водой, глицерином или этиленгликолем к разбуханию структуры на 4—5 \AA ; при нагревании до 300 или 500° межслоевые пространства сокращаются на ~2 \AA . Минерал обладает очень низкой катионообменной способностью (<6 мг-экв/100 г). Это указывает на то, что природа межслоевого пространства более сходна с галлуазитовой, чем со смектитовой или вермикулитовой.

Физ. св. Сп. совершенная, базальная. Уд. в. 4,41 (вычисл.). Цв. кроваво-красный. ИК-спектр включает полосы поглощения 858, 1033, 1052, 3597 см^{-1} , отвечающие гидроксил-силикатной части вещества, и 227, 304, 400, 438, 520, 647 см^{-1} , соответствующие гематитовой ячейке [1].

Микр. В шлифах в прох. свете светло-красный или желтоватый. Плеохроизм не заметен из-за крайне мелких размеров частиц. Показатель преломления выше 1,734.

Хим. Анализ (среднее из 14 микрозондовых определений) (%): Fe_2O_3 — 84,67; Al_2O_3 — 4,01; SiO_2 — 11,32; сумма — 100,00. С учетом данных ТГА формула исследованного материала: $(\text{Fe}_{11,75}^{3+} \text{Al}_{3,38})\text{Si}_{7,95} \text{O}_{33}(\text{OH})_4$ [1].

Повед. при нагр. По кривой ТГ общая потеря воды составляет 7,4%, при этом 2,5% приходится на адсорбированную и межслоевую H_2O , 3,7% — на интерстициальную H_2O и краевые OH-группы, 1,2% — на структурные OH-группы [1].

Находж. Установлен [1] в ярко-красных «выцветках» на поверхности сильно выветрелых гранитов, обнаженных в восточной части парка Бенначи в 7 км западнее Инверури, графство Абердин на северо-востоке Шотландии. Концентрируется в основном во фракции 2 мкм в тесной ассоциации с каолинитом и иллитом. Возможно более широкое распространение в почвенных отложениях.

Отл. По химическому составу близок к меланосидериту, описанному Куком в 1875 г., но последний, как теперь установлено [3], является кремнийсодержащим ферригидритом.

Межплоскостные расстояния мэколзита из Шотландии [1]

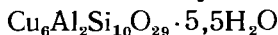
СоK α -излучение

| <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) |
|------------|-----------------|--------------|-------------|----------------|--------------|
| 001 | Оч. сильн. | 36,6 | 207; 0.2.14 | 15 | 2,231 |
| 002 | » | 18,16 | 1.1.14 | 20 | 2,214 |
| 003 | Слаб. | 11,87 | 2.2.10 | 15 | 1,844 |
| 020; 110 | 15 | 4,377 | 2.2.13 | 10 | 1,699 |
| 112 | 15 | 4,202 | 0.4.14 | 10 | 1,671 |
| 115 | 25 | 3,700 | 319 | 5 | 1,507 |
| 0.0.10 | 15 | 3,612 | 1.5.10 | 10 | 1,493 |
| 1.1.10 | 35 | 2,720 | 060; 330 | 35 (оч. резк.) | 1,462 |
| 130; 200 | 100 (оч. резк.) | 2,533 | | | |

Л и т е р а т у р а

1. Wilson M. J., Russell J. D., Tait J. M., Clark D. R., Fraser A. R. // Miner. Mag. 1984. Vol. 48, N 346. P. 127.
2. Wilson M. J., Russell J. D., Tait J. M., Clark D. R., Fraser A. R., Stephen I. // Clay Miner. 1981. Vol. 16, N 3. P. 261.
3. Wilson M. J., Russell J. D. // Miner. Mag. 1983. Vol. 47, N 342. P. 85.

Ахоит Ajoite



Назван по месту находки в районе Ахо (округ Пима, шт. Аризона, США) [1].

Характ. выдел. Плотные выделения, реже лейстовидные таблички (<1 мм).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h} — P2₁/m или C₂ — P2₁. a₀ = 15,218, b₀ = 24,712, c₀ = 13,632 Å, β = 92°54', a₀ : b₀ : c₀ = 0,616 : 1 : 0,551 [2].

Отмечены таблитчатые кристаллы, уплощенные по (010) и вытянутые по оси c, содержат включения шаттукита.

Физ. св. Уд. в. 2,96. Цв. голубовато-зеленый (внешне напоминает хризопраз, но несколько темнее) [1].

Микр. В прох. св. зеленоватый. Двуосный (+). Np = b, cNg = 15°. n_g = 1,650, n_m = 1,590, n_p = 1,565, n_g — n_p = 0,085, 2V = 68° [1].

Хим. Теор. состав: CuO — 36,55; Al₂O₃ — 11,71; SiO₂ — 41,38; H₂O — 10,36.

Анализ ахоита из Ахо с примесью конихальцита (3%) и барита (0,76%), анал. Влсидис [1] (%): MgO — 0,66; CaO — 0,99; BaO — 0,50; MnO — 0,10; CuO — 33,90; FeO — 0,78; Al₂O₃ — 7,30; SiO₂ — 45,90; TiO₃ — 0,16; As₂O₃ — 1,33; SO₃ — 0,23; H₂O⁺ — 5,03; H₂O⁻ — 2,55; сумма — 99,43. В двух других образцах определены: H₂O⁺ — 6,34 и 5,69, H₂O⁻ — 1,92 и 1,85.

Диagn. исп. Разлагается HCl (1 : 1) и HNO₃ (1 : 1) с выделением кремнезема.

Повед. при нагр. При нагревании до 400° кристаллическая структура не изменяется [1].

Находж. Встречен в месторождениях района Ахо в округе Пима, шт. Аризона (США), с шаттукитом, кварцем, серицитом, пиритом, гётитом [1].

Отл. От конихальцита отличается сингонией и оптическими свойствами, от хризоколлы — дифракционной картиной.

Межплоскостные расстояния ахоита из Ахо [1, 2]

CuK α -излучение, Ni-фильтр, D = 114,59 мм

| <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) |
|---------------|----------|--------------|------------------|----------|--------------|
| 020 | 100 | 12,4 | 0.10.1; 292 | 1 | 2,43 |
| 101 | 4 | 9,98 | 155; 622; 434 | 1 | 2,37 |
| 040 | 9 | 6,19 | 1.10.2; 454 | 3 | 2,30 |
| 202 | 1 | 5,19 | 482; 473 | 3 | 2,28 |
| 132; 310; 202 | 1 | 4,99 | 293; 106; 603; } | 3 | 2,26 |
| 003 | 3 | 4,53 | 165; 016 | | |
| 023; 232 | 3 | 4,25 | 454; 504; } | 1 | 2,21 |
| 060 | 9 | 4,12 | 284; 2.10.2 } | | |

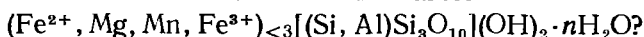
| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|---|----------|--------------|--|----------|--------------|
| 133; 242 | 1 | 3,87 | 710; 405; 701 | 1 | 2,16 |
| 341 | 1 | 3,73 | 355; 464 | 1 | 2,12 |
| 261 | 4 | 3,48 | { 62; 544; $\bar{1}$ 05; } | 1 | 2,08 |
| 004; 351 | 2 | 3,40 | { $\bar{3}$ 26; $\bar{2}$ 46 } | | |
| 171; 053; 323; } 342 } | 25 | 3,34 | { 573; 671; $\bar{4}$ 93; } { $\bar{1}$.12.1; 634; 554 } | 1 | 2,02 |
| 080 | 9 | 3,09 | { $\bar{1}$.11.3; 0.10.4; } | 1 | 2,00 |
| 501; $\bar{3}$ 62 | 5 | 2,93 | 703; 346 | | |
| $\bar{4}$ 60; 281 | 6 | 2,79 | 505; 732; } | 1 | 1,978 |
| 522; 025 | 3 | 2,66 | { 614; 3.10.3 } | | |
| 215; 273; $\bar{5}$ 50; } 414; 503 } | 2 | 2,59 | $\bar{6}$ 81 | 1 | 1,949 |
| 462; $\bar{2}$ 25 | 3 | 2,55 | 207 | 1 | 1,862 |
| $\bar{6}$ 01; $\bar{1}$ 64; 215 | 4 | 2,51 | 3.10.4; 654; 227 | 1 | 1,841 |
| $\bar{6}$ 21; 414 | 6 | 2,46 | $\bar{1}$ 45; 536 | 3 | 1,818 |

Кроме того, еще 20 слабых линий

Л и т е р а т у р а

1. Schaller W. T., Vlisidis A. C. // Amer. Miner. 1958. Vol. 43, N 11/12. P. 1107.
2. Kato T., Miura Y. // Miner. J. Jap. 1976. Vol. 8, N 4. P. 234.

Экманит Ekmanite



Назван по имени шведского металлурга Г. Экмана [1].

Синон. Экманнит — ekmannite (Дана, 1892)

Характ. выдел. Листоватые мелкочешуйчатые выделения, сферолитовые и радиально-лучистые почковидные агрегаты, столбчатые и асбестовидные образования.

Структ. Гексаг. с. $D_{3h}^1 = P\bar{6}m2$. Согласно Нэги [2], экманит имеет черты сходства со стильпномеланом или тальком. В структуре выделены субъчейка с параметрами (в ортогексагональной установке) $a_0 = 5,54$, $b_0 = 9,60$, $c_0 = 12,08$ Å, сближающими его со стильпнемеланом, и сверхъчейка: $5,54 \times 12 = 66,48$; $9,60 \times 4 = 38,40$; $12,08 \times 8 = 96,64$ Å, не исключается возможность других сверхъчеек, связанных с различным характером наложения слоев. В структуре экманита отмечаются элементы разупорядоченности в наложении слоев, что выражается в диффузности отражений на дифракционных картинах.

Физ. св. Сп. по (001) совершенная. Тв. 2—3. Цв. травяно-зеленый, серовато-белый, коричневатый-черный и черный (благодаря окислению Fe^{2+} на свету). Уд. в. 2,671 [3]; 2,79 (Винчелл, 1953).

Микр. Приводимые различными авторами оптические константы несколько противоречивы. По Хамбергу (Дана, 1892), Якобу [3] и Нэги [2], экманит — одноосный (+) по Винчеллу (1953) — двуосный (—) с очень малым $2V$, $N_p = c$. Плеохроизм, по Хамбергу (Дана, 1892), по *Ne* — почти бесцветный, по *No* — травяно-зеленый; по Якобу [3], по *Ne* — желтовато-зеленый, по *No* — почти черный, $n_e = 1,584$, $n_o = 1,576$; по Винчеллу (1953), у темноокрашенного экманита с 7,07% Fe_2O_3 и 1,65% Al_2O_3 : по *Ng* — темный зеленовато-бурый, по *Np* — почти бесцветный, $n_g = n_m = 1,637$, $n_p = 1,581$.

Хим. Формула требует уточнения. Несмотря на то что все известные анализы экманита выполнены на материале из одного месторождения, они указывают на довольно большие колебания в содержании некоторых компонентов, особенно CaO , MgO , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 . На предлагаемую выше формулу (по Штунцу, 1957) удовлетворительно пересчитывается только хим. анализ 7. От стильпномелана экманит отличается более низким отношением $(\text{Si} + \text{Al})$ к сумме катионов, равным 1 : 1, а также отсутствием К.

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--------------------------------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|
| CaO | — | Сл. | — | 2,73 | — | Сл. | 4,51 |
| MgO | 2,99 | » | 7,64 | 6,32 | 14,74 | 7,53 | 3,69 |
| FeO | 35,78 | 24,27 | 25,54 | 38,20 | 36,07 | 31,09 | 13,54 |
| MnO | 11,45 | 21,56 | 7,13 | | | | |
| Al ₂ O ₃ | Сл. | 1,07 | 5,08 | 5,85 | — | 3,63 | 8,36 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,97 | 4,79 | 3,60 | — | — | — | 14,06 |
| SiO ₂ | 34,30 | 36,42 | 40,30 | 37,07 | 37,69 | 36,82 | 39,41 |
| CO ₂ | — | — | — | — | — | — | 1,94 |
| H ₂ O | 10,51 | 9,91 | 10,74 | 9,71 | 11,50 | 10,71 | 9,42 |
| Сумма | 100,00 | 98,02 | 100,03 | 99,88 | 100,00 | 99,07 | 100,08 |

Все образцы из месторождения Брунсьо, район Грититана (Швеция); 1—6 — анал. Игельстром [1]; 1 — травяно-зеленый, листоватый, 2 — серовато-белый, радиально-лучистый, 3 — светло-зеленый, листоватый, 4 — травяно-зеленый, мелкочешуйчатый, 5 — зеленый, асбестовидный, 6 — зеленый, чешуйчатый, 7 — с примесью кальцита, анал. Якоб [3].

Диагн. исп. В закр. тр. выделяет воду и приобретает черный цвет и полуметаллический блеск. При прокаливании становится магнитным. П. п. тр. сплавляется в черный королек, растворимый в HCl с выделением кремнезема.

Повед. при нагр. На кривой ДТА фиксируются один эндотермический эффект (около 140°) и два экзотермических (резко выраженный двойной в интервале 250—450° и слабый — при 770°) [2].

Нахожд. Встречен только в месторождении Брунсьо в районе Грититана (Швеция), образует прожилки и прослой в магнетитовых рудах, залегающих в глинистых сланцах.

Межплоскостные расстояния экманита из Брунсьо (Швеция) *

Fe-излучение, Мп-фильтр

| <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|----------|--------------|----------|--------------|----------|--------------|----------|--------------|----------|--------------|
| 10 | 7,99 | 70 | 3,54 | 30 | 2,62 | 20 | 1,65 | 10 | 1,45 |
| 100 | 7,26 | 20 | 3,34 | 10 | 2,46 | 20 | 1,64 | 10 | 1,43 |
| 10 | 4,56 | 10 | 2,85 | 20 | 2,42 | 10 | 1,62 | 10 | 1,41 |
| 10 | 4,36 | 20 | 2,80 | 10 | 2,25 | 20 | 1,61 | 10 | 1,39 |
| 10 | 4,14 | 30 | 2,75 | 10 | 2,21 | 20 | 1,60 | 10 | 1,37 |
| 10 | 4,01 | 10 | 2,67 | 10 | 1,69 | 10 | 1,57 | 10 | 1,23 |
| 50 | 3,61 | | | | | | | | |

* ASTM, 15-48.

Л и т е р а т у р а

1. Igelström L. J. // Öfvers. Vet. Acad. Stockholm. förhandl. 1865. Bd. 22. S. 607.
2. Nagy B. // Amer. Miner. 1954. Vol. 39, N 11/12. P. 946.
3. Jakob J. // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1923. Bd. 3. S. 237.

ГРУППА УИКСИТА—ХЕЙВИИТА

| | Сингония | <i>a</i> ₀ | <i>b</i> ₀ | <i>c</i> ₀ | Уд. в. |
|--|----------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|--------|
| Уиксит | Ромб. | 14,26 | 35,88 | 14,20 | 3,97 |
| K ₂ (UO ₂) ₂ (Si ₂ O ₅) ₃ ·4H ₂ O | | | | | |
| Хейвиит | Монокл.* | 15,44 | 7,05 | 7,10 | 3,35 |
| Ca(UO ₂) ₂ (Si ₂ O ₅) ₃ ·5H ₂ O | | | | | |
| Кальцийурсилит | Ромб. | 14,03 | 17,86 | 18,24 | 3,03 |
| Ca ₄ (UO ₂) ₄ (Si ₂ O ₅) ₅ (OH) ₆ ·15H ₂ O | | | | | |
| Магнийурсилит | Ромб. | 14,28 | 17,93 | 18,26 | 3,25 |
| Mg ₄ (UO ₂) ₄ (Si ₂ O ₅) ₅ (OH) ₆ ·20H ₂ O | | | | | |

* β=107°52'.

Структура минералов этой группы детально не изучена, частично решена для уиксита [1]. Они отнесены к слоистым силикатам на основании данных ИК-спектроскопии и по типу химических формул с радикалом (Si_2O_5).

В группе уиксита — хейвиита выделяются две подгруппы минералов: с преимущественно щелочными катионами — уиксит, и с преимущественно щелочноземельными катионами — хейвитит, кальцийурсилит, магнийурсилит.

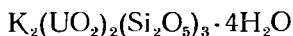
Минералам изоморфного ряда с переменным содержанием Са и Mg иногда дается общее название «урсилит» [2]. Черников и др. [3] предложили применять это название к минералу состава $(\text{Mg}, \text{Ca}, \text{Na}_2, \text{K}_2)_4(\text{UO}_2)_4(\text{Si}_2\text{O}_5)_{5.5}(\text{OH})_5 \cdot 13,5 \text{H}_2\text{O}$. Однако мелкозернистый характер выделений, представленных тесной ассоциацией минералов, близких по составу, физическим и оптическим свойствам, создает большие трудности для детального исследования и заставляет с осторожностью подходить к утверждению о наличии лишь одного минерального вида, хотя и не исключает возможности существования минералов с переменным содержанием кальция. Дискуссия по вопросу индивидуальности этих минералов [4, 5] не привела пока к однозначному решению.

Выделение некоторыми авторами [3, 5] метаформ для уиксита, кальцийурсилита и магнийурсилита недостаточно подтверждено. Более доказанным является существование метаксейвиита.

Л и т е р а т у р а

1. Stohl F. V., Smith D. K. // Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 5/6. P. 610.
2. Черников А. А., Крутецкая О. В., Сидельникова В. Д. // Вопросы геологии урана. М.: Атомиздат, 1957. С. 73.
3. Черников А. А., Сидоренко Г. А., Валуева А. А. // Зап. ВМО. 1977. Т. 106, вып. 5. С. 553.
4. Черников А. А. и др. // Экзогенные эпигенетические месторождения урана. М.: Атомиздат, 1965. С. 239.
5. Черников А. А., Сидоренко Г. А. // Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1978. Вып. 27. С. 147.

Уиксит Wecksite



Впервые установлен в 1950 г. в Томас-Рейндж (шт. Юта, США), Назван Аутербриджем и др. [1] по имени доктора А. Уикс из геологической службы США.

Синон. Гастунит — *gastunite* [2]; виксит [4].

Характ. выдел. Волокнистые и радиально-лучистые агрегаты тончайших кристалликов или розетки размером 0,2—2 мм; тонкозернистые массы; плотные или землистые скопления.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. (псевдогексагональный). Возможные пр. группы: $Fm\bar{3}m$, $Fm\bar{3}m2$, $Fm\bar{2}m$, $F2mm$, $F222$ [3]. $a_0 = 14,26$, $b_0 = 35,88$, $c_0 = 14,20 \text{ \AA}$, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,3974 : 1 : 0,3958$, $Z = 16$ при формуле $\text{K}_2(\text{UO}_2)_2(\text{Si}_2\text{O}_5)_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ [1]; $a_0 = 14,24$, $b_0 = 35,84$, $c_0 = 14,20 \text{ \AA}$, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,3973 : 1 : 0,3962$, $Z = 11$ при формуле $(\text{K}, \text{Na})_2(\text{UO}_2)_3(\text{Si}_2\text{O}_5)_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ [2]; $a_0 = c_0 = 14,06$, $b_0 = 35,50 \text{ \AA}$ при формуле $(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca})_2(\text{UO}_2)_2(\text{Si}_2\text{O}_5)_3 \cdot 4-5,8 \text{H}_2\text{O}$ [4].

Структура уиксита решена не полностью [3]. В ней установлены лишь изолированные уранил-силикатные цепочки, параллельные оси c в плоскости (100). Цепочки расположены зеркально по отношению друг к другу. Расстояние O—O между соседними цепочками $\sim 2,6 \text{ \AA}$, что соответствует расстоянию O—O в кремнекислородных тетраэдрах. Это позволяет предположить связь цепочек в слое через атомы кремния. Атомы калия, по-видимому, располагаются между цепочками параллельно оси a аналогично их положению в болтудите.

Кристаллы мелкие, вытянутые вдоль оси c , реже несколько округлые или таблитчатые, уплощенные по (010) [1].

Физ. св. Спайность в двух направлениях по плоскостям призмы ясная [1], согласно Хонеа [2], по (010) совершенная. Тв. 2 [2], 3,5—4,5 [4]. Уд. в. 4,1 [1],

3,96 [2] (вычисл. 4,02 [1], 3,97 [2], 3,35—3,42 [4]). Цв. желтый, бледно-желтый. Бл. восковой, шелковистый до смолистого. В ультрафиолетовых лучах не люминесцирует. ИК-спектры уикситов из Техаса, как и синтетических уикситов, показывают максимумы при 3333 и 1613 см^{-1} , связанные с гидроксильными (или НОН) связями. Область сильного поглощения от 1111 до 833 см^{-1} включает адсорбцию при 1064 и 962 см^{-1} , указанную Лаунером [5] как типичную для слоистых силикатов.

Микр. Плеохроизм по Ng — желтовато-зеленый, по Nm — бледно-желтоватый, по Np — бесцветный. Двуосный (\pm). Погасание прямое; $Ng = a$, $Nm = c$, $Np = b$ [1]. Удлинение (\pm) [2].

| | | | | | |
|---------------|--------------------|--------------------|-------------|---------------------------|-------|
| n_g | 1,606 | 1,621 | 1,620 | 1,590 | 1,582 |
| n_m | 1,603 | 1,605 | 1,605 | — | — |
| n_p | 1,596 | 1,604 | 1,596 | 1,573 | 1,569 |
| $2V^\circ$ | 60 | Умеренный | Большой | — | — |
| Дисперсия | Сильная, r v | — | — | — | — |
| Опт. знак | (—) | (+) | (+) | (—) | (—) |
| Месторождение | Томас-Рейндж (США) | Ред-Ноб-Майн (США) | Мамот (США) | Урано-молибденовое (СССР) | |
| Хим. анализ | 1 | 2 | — | 4 | 6 |
| Ссылка | [1] | [2] | [2] | [4] | [4] |

Хим. Теор. состав для формулы $K_2(UO_2)_2(Si_2O_5)_3 \cdot 4H_2O$: K_2O — 8,56; UO_3 — 52,09; SiO_2 — 32,79; H_2O — 6,56. Большею частью содержит Na_2O и CaO . Введение в формулу Si на основании данных хим. анализа 2 [6] не оправданно, так как в анализированном образце имелась примесь куприта.

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|-----------|--------|--------------------|--------|-------|--------|--------|--------|
| Na_2O | 0,7 | 0,7 | 0,9 | 1,17 | 1,20 | 1,44 | 1,49 |
| K_2O | 5,5 | 3,4 | 4,6 | 3,99 | 3,48** | 4,91 | 4,34 |
| CaO | 1,1 | 1,1 | — | 1,10 | 1,08 | 0,92 | 0,94 |
| SrO | — | — | — | 0,50 | 0,40 | — | — |
| BaO | 1,4 | — | — | 0,58 | 0,34 | — | — |
| PbO | — | 11,4 | — | 0,20 | 0,30 | — | — |
| Al_2O_3 | 0,6 | — | — | 0,25 | 0,60 | — | — |
| Fe_2O_3 | <0,1 | 0,3 | — | — | — | — | — |
| SiO_2 | 33,6 | 23,1 | 31,2 | 28,17 | 26,94 | 34,43 | 33,49 |
| P_2O_5 | — | — | — | 2,31 | 2,40 | — | — |
| UO_3 | 51,5 | 39,8 | 53,8 | 53,14 | 52,91 | 51,66 | 50,48 |
| H_2O^+ | 5,5 | 7,0 | 9,5 | 7,68 | 9,99 | 6,64 | 9,26 |
| H_2O^- | 1,1 | | | | | | |
| MoO_3 | — | 7,2 | — | 0,08 | 0,06 | — | — |
| Сумма | 101,3* | 98,9 ^{2*} | 100,00 | 99,17 | 99,70 | 100,00 | 100,00 |

* В том числе CO_2 — 0,3. ** В том числе Si_2O — 1,2, MnO — 0,2, V_2O_5 — 0,6, н. о. — 2,9. *** В оригинале [4] 1,48 — опечатка.

1 — Томас-Рейндж, шт. Юта (США), анал. Менровиц [1]; 2 — «гастунит» Ред-Ноб-Майн, Мэггнис-Маунтин (США), анал. Ито [2], установлена примесь вольфенита, ванадинита, куприта и лимонита, спектральным анализом определены: Ni — 0,03, Co — 0, n , Zn — 0, n , Mg — 0, $0n$; 3 — пересчет анализа 2 на 100% за вычетом примесей; 4, 5 — урано-молибденовое месторождение (СССР), анал. Сгибнева [4]; 6, 7 — пересчет анализов 4 и 5 на 100% за вычетом примеси фосфуранилита.

Диagn. исп. При обработке кислотами образуются скелетные формы кремнезема.

Повед. при нагр. Для уиксита характерна ступенчатая потеря воды. Основная ее масса выделяется при 120°, дегидратация полностью завершается при 400° [4, 6]. Рентгенотермографический анализ показал, что уиксит сохраняет свою структуру при нагревании до 900° и частично — при 1000°; после 900° появляется фаза U_3O_8 [4].

Находж. Редкий минерал зоны окисления. Обычно находится в тесном сростании с такими минералами, как опал, кальцит, флюорит, уранофан, фосфуранилит. Найден в ряде месторождений США: в штатах Аризона (Ред-Ноб-Майн), Калифорния, Нью-Мексико, Пенсильвания, Техас (Мамот), Юта, Вайоминг [1, 2]. Во Франции известен в месторождении Буа-Нуар [7]. В СССР встречен в урано-молибденовом месторождении в виде прожилков толщиной до 3 мм в тесном сростании с фосфуранилитом; сферолиты и радиально-лучистые агрегаты уиксита размером 0,5—2 мм часто образуют включения в фосфуранилите [4].

Искусств. Хони в 1956 г. [2] получил синтетические (K, Na)- и (NH₄)-аналоги уиксита при температуре около 90° путем осаждения из растворов солей, содержащих соответствующие ионы. Осаждение вызывалось повышением pH растворов. При выдерживании до 250° материал становился заметно более грубозернистым. Уиксит и его Na-аналог получены Поммером [1] при нагревании щелочных урановых растворов в течение 3 дней в запаенных жаростойких трубках при 150°; кремнезем заимствовался из стекла трубок.

Отл. По внешнему виду сходен с уранофаном и хейвиитом. Отличается от уранофана по показателям преломления, порошковым рентгенограммам и химическому составу, от хейвиита — по отсутствию люминесценции и химическому составу.

Межплоскостные расстояния уиксита из Томас-Рейндж, шт. Юта (США) [1]

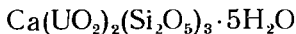
CuK_α-излучение, D = 114,6 мм

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
|----------------|----------|--------------|-------------------|----------|--------------|----------|--------------|
| 040 | 8 | 8,98 | 234; 460 | 1 | 3,06 | 4 | 2,11 |
| 200; 002 | 1 | (7,87) | 244; 0.12.0; } | 4 | 2,99 | 4 | 1,994 |
| 200; 002 | 10 | 7,11 | 391 | 6 | 2,91 | 3 | 1,973 |
| 240; 042 | 1 | (6,17) | 452 | 3 | 2,80 | 4 | 1,905 |
| 240 | 9 | 5,57 | 373; 3.10.1; } | 1/2 | 2,69 | 1 | 1,872 |
| 222; 071 | 3 | 4,83 | 392 | 3 | 2,51 | 2ш | 1,831 |
| 062; 171 | 4 | 4,58 | 0.11.3; 383 | 5 | 2,37 | 3 | 1,791 |
| 080; 103 | 3 | 4,48 | 3.11.2; 2.11.3; } | 5 | 2,28 | 4 | 1,778 |
| 223; 091 | 4 | 3,84 | 404; 414 | 4 | 2,24 | 1/2 | 1,763 |
| 280; 082 | 1 2 | 3,79 | | 3 | 2,20 | 3ш | 1,741 |
| 400; 004 | 7 | 3,55 | | 1/2 | 2,17 | 1 | 1,726 |
| 303; 313 | 4ш | 3,34 | | 4 | 2,13 | 4 | 1,689 |
| 044; 440; } | 7 | 3,30 | | | | | |
| 362 } | | | | | | | |
| 2.10.0 | 5 | 3,20 | | | | | |
| 224; 2.10.1; } | 1 | 3,13 | | | | | |
| 372 } | | | | | | | |

Л и т е р а т у р а

1. Outerbridge W. F., Staatz M. H., Meyrowitz R., Pommer A. M. // Amer. Miner. 1960. Vol. 45, N 1/2. P. 39—52.
2. Honea R. // Ibid. 1959. Vol. 44, N 10. P. 1047.
3. Stohl F. V., Smith D. K. // Ibid. 1981. Vol. 66, N 5/6. P. 610.
4. Тарханова Г. А., Сидоренко Г. А., Мороз И. X. // Зап. ВМО. 1975. Т. 104, вып. 5. С. 598.
5. Launer P. J. // Amer. Miner. 1952. Vol. 37, N 9/10. P. 764.
6. Черников А. А., Сидоренко Г. А., Валуева А. А. // Зап. ВМО. 1977. Т. 106, вып. 5. С. 553.
7. Deliens M. // Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr. 1977. Vol. 100, N 5. P. 275.

Хейвиит Haiweeite



Назван по месту находки [1].

Синон. Гастунит — *gastunite* [2]; вновь проведенное Валентой [3] исследование некоторых образцов гастунита из Бад-Гаштейна, описанных Хаберландтом и Шинером [2], позволило доказать их идентичность с хейвиитом. Хотя название «гастунит» и было присвоено минералу раньше, чем название «хейвиит», получило утверждение последнее, поскольку Хаберландт и Шинер под названием «гастунит» объединили несколько минералов (в том числе уиксит), и лишь один из них оказался кальциевым силикатом урана; ранкилит (ранквилит) — *rankilite* [4].

Характ. выдел. Сферолиты (до 0,5 мм в поперечнике), скопления волокнистых призматических кристалликов (толщиной 1 мкм и менее, длиной до 200 мкм); известны корочки в жеодах.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. [1, 5]. C_{2h}^4 — $P2/c$ (?); $a_0 = 15,44$, $b_0 = 7,05$, $c_0 = 7,10$ Å, $\beta = 107\ 52'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 2,190 : 1 : 1,007$ [1]; для материала, прогретого до 300° : $a_0 = 14,22$, $b_0 \approx 35,8$, $c_0 \approx 14,2$ Å [3]. Для «ранкилита»: ромб. с. $a_0 = 17,64$, $b_0 = 14,28$, $c_0 = 18,48$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 1,235 : 1 : 1,294$, $Z = 4$ [6]; $a_0 = 18,03$, $b_0 = 18,30$, $c_0 = 7,11$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,985 : 1 : 0,388$ [7].

Кристаллики призматические, удлинённые по оси c , до игольчатых, таблитчатые по (100). Штриховка || оси c .

Физ. св. Сп. по (100) ясная [1], возможно, также по (010) [3]. Изл. занозистый. Тв. $3\frac{1}{2}$ [1], около 2 [3]. Уд. в. 3.35 [1]. Цв. бледно-желтый до зеленовато-желтого. Черта бледно-желтая. Бл. перламутровый до шелковистого.

Люминесценция слабая до тускло-зеленой в коротких и отчетливая зеленовато-желтая в длинноволновых ультрафиолетовых лучах [3].

Микр. В шлифах в прох. свете бледно-желтый, почти бесцветный; минерал из Калифорнии не плеохроирует [1], австрийский: по Ng и Nm — желтый, по Np — бесцветный [3]. Двуосный (—). Погасание на плоскости (100) обычно прямое [3], острая биссектриса $Np = a$ [3] или \perp (100) [1]; по Валенте [3]: $Ng = b$, $Nm = c$, но в отдельных случаях на (100) наблюдалось косое погасание (cNm до 30°), предположительно связанное с различным содержанием воды [3]; по Камарго [5], $Nm = b$.

| n_g | n_m | n_p | $2V^\circ$ | Месторождение | Ссылка |
|-------|-------|--------------|------------|-------------------------------|--------|
| 1,578 | 1,575 | 1,571 | 15 | Горы Косо (США) | [1] |
| 1,581 | 1,580 | 1,560 | 16—20 | Бад-Гаштейн (Австрия) | [3] |
| 1,573 | 1,572 | 1,533 (выч.) | 18 | Месторождение Перу (Бразилия) | [5] |

Дисперсия $r > v$, сильная; аномальные синие и коричневые цвета интерференции являются следствием сильной дисперсии [2].

Хим. Теор. состав: CaO — 5,20, UO₃ — 53,04, SiO₃ — 33,42, H₂O — 8,34. Среднее из четырех анализов (за вычетом нерастворимого остатка и пересчета на 100%), анал. Мак-Барни [1]: CaO — 5,4; UO₃ — 52,8; SiO₃ — 33,1; H₂O — 8,7. Анализ «ранкилита» (за вычетом 1,91% примеси гипса), анал. Гарсиа: CaO — 6,9; U₃O₈ — 46,8; SiO₂ — 26,6; п. п. — 19,6; сумма — 99,9. Для «ранкилита» приводится формула [6]: Ca₃(UO₂)₄Si₁₀O₂₅(OH)₄·21H₂O(?).

Диагн. исп. Растворяется в слабых HNO₃ и HCl с выделением геля кремнекислоты. При нагревании становится коричнево-желтым и хрупким [3].

Повед. при нагр. При нагревании теряет воду с превращением в метаксейвиит — *metahaiweeite* ($n_g = 1,645$, $n_m = 1,620$, $n_p = 1,611$) [1].

По данным Валенты [3], при нагревании до 800° происходит изменение минерала, сопровождающееся соответственным изменением межплоскостных расстояний и оптических констант: при 20 — 200° — обратимое, в интервалах 200 — 300 и 400 — 600° — необратимое; наиболее интенсивная линия на порошковой рентгенограмме и показатели преломления продуктов нагревания: при 100° — $8,03$ Å, $n_g = 1,607$; при 300° — $7,06$ Å, $n_g = 1,641$; при 600° — $5,93$ Å, $n_g = 1,682$ [3].

Находж. Встречен в зоне окисления урановых месторождений. Найден в горах Косо в районе водохранилища Хейви, шт. Калифорния (США), в виде сферолитов в гранитах и жеодах среди озерных отложений. Внутренняя часть сферолитов, по Мак-Барни и Мёрдоку [1], образована метаксейвиитом, наружная — хейвиитом. В Бад-Гаштейне (Австрия) встречается в виде радиально-лучистых и волокнистых агрегатов в гнейсах вместе с кварцем, десмином, флюоритом, часто образует сростания с кальцитом [3]. В месторождении Перу, шт. Сан-Паулу (Бразилия) — в трещинах турмалинсодержащих гранитов в виде сферолитов и радиально-лучистых агрегатов, покрывающих выделения опала и альбита [5]. В месторождении бирюзы Нишапур, пров. Хорасан (Иран), образует скрытокристаллические корочки, покрывающие стенки трещинок в графитах, реже радиально-лучистые агрегаты или сферолиты [8].

«Ранкилит» наблюдался в очень небольшом количестве в штуфах гипса из окрестностей Ранкила в пров. Мендоса (Аргентина) в ассоциации с кальцитом и лимонитом; совместно с уранофаном отмечен в руднике Сан-Себастьян в пров. Ла-Риоха (Аргентина) [6].

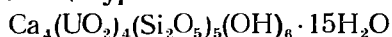
Межплоскостные расстояния хейвиита [1]

| CuK α -излучение, Ni-фильтр | | | | | |
|------------------------------------|--------------|----------|--------------|----------|--------------|
| <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
| 10 | 9,14 | 4 | 3,54 | 2 | 2,28 |
| 2 | 8,05 | 3 | 3,30 | 1 | 2,21 |
| 4 | 7,05 | 5 | 3,19 | 1 | 2,11 |
| 2 | 5,53 | 5 | 3,106 | 1 | 1,979 |
| 1 | 5,06 | 3 | 2,905 | 1 | 1,923 |
| 1 2 | 4,90 | 1 | 2,81 | 1 | 1,898 |
| 6 | 4,556 | 2 | 2,62 | 1/2 | 1,854 |
| 6 | 4,42 | 1/2 | 2,506 | 1 | 1,781 |
| 2 | 3,82 | 2 | 2,393 | 1/2 | 1,454 |

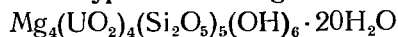
Л и т е р а т у р а

1. *McBurney T. C., Murdoch J.* // Amer. Miner. 1959. Vol. 44, N 7/8. P. 839.
2. *Haberlandt H., Schiener A.* // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1951. Bd. 2, H. 2 S. 307.
3. *Walenta K.* // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1960. H. 2. S. 37.
4. *Fleisher M.* // Glossary of mineral species. Tucson, Arizona, 1980. P. 131.
5. *De Camargo W. G. R., Svisero D. P.* // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 5/6. P. 966.
6. *Abeledo M. J., de Benyacar M. R., Galloni E. E.* // Ibid. 1960. Vol. 45, N 9/10. P. 1078.
7. *Niedermayr G., Pertlik F.* // Österr. Akad. Wiss. Math.-naturw. Kl. 1972—1973. Bd. 109. N 6. S. 127.
8. *Espahbod M. R., Lhote F.* // C. r. Acad. sci. D. 1977. Vol. 284, N 8. P. 595.

Кальцийурсилит Calcoursilite



Магнийурсилит Magnioursilite



Названы по составу (силикаты урана) [1].

В изоморфном Ca—Mg ряду (урсилит—ursilite) выделяются крайние члены: магниевый — магнийурсилит и кальциевый — кальцийурсилит [1, 2].

Синон. Калькурсилит, магурсилит (Штрунц, 1962)

Характ. выдел. Землистые или почкообразные выделения, реже сферолиты [1].

Структ. и морф. крист. Ромб. с. Для кальцийурсилита: $a_0 = 14,03$, $b_0 = 19,40$, $c_0 = 18,24$ Å [4], $a_0 = 14,03$, $b_0 = 17,88—17,86$, $c_0 = 18,24$ Å [2], $a_0 = 18,2$, $b_0 = 17,9$, $c_0 = 14,18$ Å, $Z = 8$ [4, 5]; для магнийурсилита: $a_0 = 14,28$, $b_0 = 17,93$, $c_0 = 18,26$ Å [2, 5].

Кристаллики игольчатые, пластинчатые, уплощенные по (100) [2].

Физ. св. Сп. по (100) совершенная. Хрупок. Тв. 2—3. Цв. бледно-желтый. Бл. стеклянный. Уд. в. у кальцийурсилита 3,034—3,054 [1], 3,034 [2], 3,25

[4]; у магнийурсилита 3,254 [1], 3,054 [2, 3]. В ультрафиолетовых лучах — яркая зеленовато-желтая люминесценция [1].

ИК-спектр кальцийурсилита указывает на сильную абсорбцию в области 900—1200 см⁻¹, что типично для слоистых силикатов [2].

Микр. Плеохроизм слабый: по *Ng* — бледно-желтый, по *Np* — бесцветный. Двуосный (—) [1, 3] или двуосный (+) [2]. Для кальцийурсилита: $n_g = 1,556—1,562$, $n_m = 1,552—1,554$, $n_p = 1,548—1,552$; для магнийурсилита: $n_g = 1,550$, $n_m = 1,545$, $n_p = 1,540$; $2V$ средний или малый. Угасание прямое [2, 3].

Хим. Теор. состав кальцийурсилита: CaO — 9,77, UO₃ — 49,91, SiO₂ — 26,18, H₂O — 14,14; магнийурсилита: MgO — 7,18, UO₃ — 51,35, SiO₂ — 26,93, H₂O — 14,54.

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 |
|--------------------------------|--------|--------|-------|-------|
| MgO | 0,95 | 2,49 | 1,55 | 6,72 |
| CaO | 5,75 | 6,31 | 6,67 | 0,79 |
| Al ₂ O ₃ | 0,24 | — | — | — |
| Fe ₂ O ₃ | 0,13 | 0,14 | 0,27 | — |
| SiO ₂ | 26,90 | 26,92 | 26,67 | 26,80 |
| UO ₃ | 50,57 | 50,40 | 49,80 | 50,32 |
| H ₂ O ⁺ | 8,83 | 14,7 | 8,33 | 14,90 |
| H ₂ O ⁻ | 6,90 | | 5,83 | |
| Сумма | 100,27 | 100,96 | 99,12 | 99,53 |

1—3—кальцийурсилит [1]: 1—анал. Сидельникова, 2, 3—анал. Крутецкая; 4—магнийурсилит, анал. Крутецкая [1].

Повед. при нагр. Для кальцийурсилита характерна ступенчатая потеря воды. При 350° приобретает кристаллическую структуру типа уиксита, при повышении температуры до 800° — ураната [2].

Диagn. исп. Легко растворяются в кислотах с выделением геля кремнекислоты и образованием желтого раствора. При нагревании выделяют воду и становятся черными [1].

Находж. Встречены в СССР в зоне окисления рудопроявлений в гранитах, кварцевых порфирах и известняках. Отлагаются по трещинам вмещающих пород на кальците, лимоните и окислах марганца, реже на уранофане, складовските, казолите, гиалите и хризоколле.

Межплоскостные расстояния кальцийурсилита [1]

| <i>hkl</i> * | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | Fe-излучение, Мп-фильтр | | | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) |
|--------------|----------|--------------|-------------------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|
| | | | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | | | |
| 321 | 8 | 5,04 | 640 | 7 | 2,51 | 300; 274 | 5 | 2,02 |
| 032; 400 | 9 | 4,56 | 045; 552 | 4 | 2,40 | 794; 436 | 6 | 1,979 |
| 520 | 10 | 3,37 | 064; 561 | 6 | 2,28 | 275; 903 | 6 | 1,859 |
| 440; 512 | 2 | 3,18 | 515; 180; } 741 | 7 | 2,22 | 337 | 9 | 1,828 |
| 600; 314 | 10 | 3,02 | 661; 380 | | | 5 | 2,10 | 0.10.0 |
| 361 | 7 | 2,63 | | | | | | |

* По Сидоренко [5].

Межплоскостные расстояния магнийурсилита [1]

| <i>hkl</i> * | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | Fe-излучение, Мп-фильтр | | | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) |
|--------------|----------|--------------|-------------------------|----------|--------------|------------|----------|--------------|
| | | | <i>hkl</i> | <i>I</i> | <i>d</i> (Å) | | | |
| 032 | 10 | 4,98 | 504 | 6 | 2,42 | 615, 091 | 6 | 1,981 |
| 230 | 8 | 4,58 | 602, 620 | 9 | 2,30 | 168, 565 | 6 | 1,798 |
| 052 | 8 | 3,37 | 265, 613 | 5 | 2,20 | | | |
| 430 | 10 | 3,06 | 516 | 9 | 2,07 | | | |

* По Сидоренко [5].

Л и т е р а т у р а

1. Черников А. А., Крутецкая О. В., Сидельникова В. Д. // Вопросы геологии урана. М.: Ат омиздат. 1957. С. 73.
2. Черников А. А., Сидоренко Г. А., Валуева А. А. // Зап. ВМО. 1977. Т. 106, вып. 5. С. 553.
3. Черников А. А., Сидоренко Г. А. Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1978. Вып. 27. С. 147.
4. Батулин С. Г., Головин Е. А., Зеленова О. И., Каширцева М. Ф., Комарова Г. В., Кондратьева И. А., Лисицин А. К., Перельман А. И., Сидельникова В. Д., Черников А. А., Шмариович Е. М. // Экзогенные эпигенетические месторождения урана. М.: Атомиздат, 1965. С. 245.
5. Сидоренко Г. А. // Рентгенографический определитель минералов урана: Справочник, М.: Энергоиздат, 1981. С. 50.

П а р а ф а н — paraphane [1], по данным Сергеевой). Охарактеризован недостаточно. Возможно является кальцийурсилитом, к которому близок по составу. Анализ [1] (%): СаО — 7,22; Al₂O₃ — 2,00; Fe₂O₃ — 1,58; Bi₂O₃ — 1,17; SiO₂ — 29,42; UO₃ — 44,09; H₂O — 12,98; сумма — 98,46.

Межплоскостные расстояния парафана [1, 2]

| <i>l</i> | <i>d</i> (кХ) | <i>l</i> | <i>d</i> (кХ) | <i>l</i> | <i>d</i> (кХ) | <i>l</i> | <i>d</i> (кХ) |
|----------|---------------|----------|---------------|----------|---------------|----------|---------------|
| 10 | 10,6 | 3 | 2,832 | 3 | 1,819 | 2 | 1,340 |
| 7 | 6,49 | 6 | 2,652 | 3 | 1,785 | 2 | 1,324 |
| 2 | 5,36 | 1 | 2,448 | 5 | 1,754 | 2 | 1,308 |
| 7 | 4,89 | 5 | 2,398 | 3 | 1,723 | 1 | 1,292 |
| 4 | 4,49 | 2 | 2,320 | 4 | 1,679 | 2ш | 1,235 |
| 5 | 4,23 | 1 | 2,292 | 1 | 1,637 | 2ш | 1,172 |
| 4 | 4,07 | 1 | 2,226 | 1 | 1,588 | 2ш | 1,149 |
| 2 | 3,87 | 7 | 2,170 | 3 | 1,568 | 2ш | 1,060 |
| 1 | 3,67 | 2 | 2,030 | 1 | 1,537 | 2ш | 1,043 |
| 4 | 3,50 | 6 | 1,963 | 2 | 1,501 | 2ш | 0,9562 |
| 5ш | 3,29 | 4 | 1,924 | 2 | 1,463 | 2ш | 0,9442 |
| 5 | 3,18 | 2 | 1,886 | 1 | 1,431 | 2ш | 0,8789 |
| 4 | 3,07 | 2 | 1,850 | 2 | 1,357 | 3ш | 0,8666 |
| 7 | 3,02 | | | | | | |

Л и т е р а т у р а

1. Сидоренко Г. А. // Рентгеновский определитель урановых и урансодержащих минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 46.
2. Сидоренко Г. А. // Рентгенографический определитель минералов урана: Справочник, М.: Энергоиздат, 1981. С. 50.

ГРУППА ГИЗИНГЕРИТА

| | |
|------------|---|
| Гизингерит | $m\text{RO} \cdot n\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot p\text{SiO}_2 \cdot x\text{H}_2\text{O}$ |
| Неонокит | $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{SiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ |
| Чинглузит | $m(\text{R}_2\text{O} + \text{RO}) \cdot n\text{TiO}_2 \cdot p\text{ZrO}_2 \cdot q\text{MnO}_2 \cdot x\text{SiO}_2 \cdot z\text{H}_2\text{O}$ |

Группа включает рентгеноаморфные и плохо окристаллизованные водные железистые и марганцевые силикаты и титаносиликаты, содержащие MgO, Al₂O₃, иногда щелочи и редкие земли (чинглузит).

Минералы группы характеризуются темным цветом (от коричневого до черного у гизингерита, от черного до индигово-синего у чинглузита), повышенной хрупкостью, незначительной твердостью (2—3) и уд. весом 2,2—2,5. Обладают стекловатым обликом, раковистым изломом, смолистым блеском и трещинами дегидратации. Как правило, непрозрачны в больших массах, прозрачны в сколах и шлифах, показатели преломления от 1,47 до 1,58. Легко разлагаются кислотами с выделением геля кремневой кислоты. Содержат значительные количества воды, которую легко выделяют и поглощают. При погружении в воду в вакууме из образцов в течение нескольких часов выделя-

ются пузырьки воздуха, но набухания или диспергирования не наблюдается. Минералы в воде не становятся пластичными даже при тонком измельчении [1].

Мёссбауэровские спектры и функции радиального распределения электронных плотностей гизингерита и неотокита одинаковы. Мёссбауэровские характеристики сопоставимы с таковыми для ферригидрита и другими очень тонкокристаллическими или аморфными окислами железа, что указывает на стекловатую природу гизингерита и неотокита [1]. Минералы группы дают близкие ИК-спектры. Их наиболее типичная кривая ДТА может рассматриваться как кривая аллофановидного типа — с одним эндотермическим максимумом в области 60—150.

Гизингерит встречается во многих местах в разных породах и рудах. Неотокит распространен менее, преимущественно он обнаруживается в марганцевых месторождениях. Чинглузит установлен лишь в щелочных массивах Кольского полуострова. Образуются главным образом при изменении Fe- и Mn-содержащих силикатов и карбонатов.

На дифракционных картинах минералов группы обычно наблюдаются 2—3 (реже до 5—7) диффузные линии. Например, на порошковых рентгенограммах девяти наиболее хорошо изученных образцов гизингерита и неотокита из Швеции [2] имеются четыре широкие диффузные линии (λ): 4,3—4,6; 3,55—3,63; 2,57—2,63; 1,54—1,60; $\sim 7,3$ (иногда).

На основании дифракционных характеристик предполагается [2, 3], что два параметра элементарной ячейки раскристаллизованного гизингерита близки к гекторитовым: $a_0 = 5,24$, $b_0 = 9,16$ Å.

На картинах дифракции электронов гизингерита и неотокита из Брокен-Хилла имеются широкие дифракционные пятна на гексагональной сетке, обусловленные присутствием отдельных очень мелких (9—10 Å) частичек слоистых силикатов. Под просвечивающим электронным микроскопом высокого разрешения (~ 4 Å) в этих образцах обнаружены кольца, которые рассматриваются как сечения сфер диаметром от 50 до 100 Å. Края сфер (7—30 Å) более упорядочены по сравнению с их неупорядоченным ядром. У некоторых сфер имеются оторочки размером 6 и 10 Å (наиболее часто 9 Å), предположительно свидетельствующие о зарождении слоистой структуры (аналогия с допущением для сходных изображений аллофанов). Выделение воды из полостей сфер из-за трудности диффузии через их стенки, вероятно, происходит при более высокой температуре (150—350°), чем остальной воды [1]. Методами рентгеновской абсорбции и мёссбауэровской спектроскопии в тех же образцах установлено [1] октаэдрическое кислородное окружение Fe и Mn и отсутствие ощутимых количеств Fe в тетраэдрических позициях. Содержание Si в них всегда несколько больше суммарного количества остальных катионов, хотя в целом состав минералов ряда гизингерита—неотокита близок к формуле $(Mn, Fe)SiO_3 \cdot 2H_2O$, предложенной Кларком с соавторами [4]; отношению $R^{VI} : Si$ (от $\sim 7 : 8$ до $\sim 7 : 9$) несколько возрастает с увеличением содержания Mn и отличается от установленных для идеального нонтронита (1 : 2) и гипотетического железистого серпентина (1 : 1) [1].

Положение минералов группы в минералогической систематике дискуссионно в основном вследствие скудности рентгеновских данных и трудности их интерпретации. Особенно наглядно это видно на примере гизингерита. Одни исследователи не считают гизингерит самостоятельным минеральным видом [5, 6], другие на основании данных ИК-спектроскопии [7], ЭПР [8] и рентгеновского метода [9] признают его индивидуализированным природным химическим соединением. Некоторыми авторами гизингерит относился к сложным окислам [10], к аллофанам [11, 12], смектитам [8, 13—21].

Для неотокита отмечалось родство с гидрородонитом [4].

Включение гизингерита в группу аллофана обосновывалось его поведением при нагревании и одно время было одобрено Номенклатурной комиссией по глинистым минералам [12], которая рекомендовала среди рентгеноаморфных Al- и Fe^{3+} -минералов выделять аллофан (Al : Si = 1 : 1), ферриаллофан (Al частично замещен на Fe^{3+}) и гизингерит ($Fe^{3+} : Si = 1 : 1$).

Отнесение гизингерита к группе смектитов, признаваемое большинством исследователей, обосновывалось сходством положения линий на порошковых диаграммах гизингерита и основных рефлексов монтмориллонита, а также близостью их состава и ИК-спектров; при этом подчеркивалась наибольшая близость гизингерита к железистому сапониту [19] или нонтрониту [13—15, 17, 20]; иногда [21] указывалось на особое положение его среди смектитов.

Против отнесения гизингерита и неотокита к смектитам возражают Линдквист и Янсон [2], которые отмечают, что в этих минералах обычно отсутствуют маркирующие базальные отражения в области 12—17 Å, а наблюдающиеся линии в равной степени близки к отражениям монтмориллонитов, хлоритов и слюд и, следовательно, указывают лишь на принадлежность гизингерита к слоистым силикатам. Те же авторы подчеркивают, что в отличие от минералов группы монтмориллонита для гизингерита и неотокита характерна низкая способность к обмену катионов и более низкая термическая стабильность; пересчеты их химических анализов также не приводят к структурной формуле смектитов; допускается переслаивание смектитов с хлоритами в отношении $2c : 1c$.

На основании пересчетов химических анализов гизингерита и неотокита Линдквист и Янсон [2] предположили, что эти минералы имеют структуру слюды с интенсивным замещением в ней кремния железом. Сходной гипотезы придерживаются Соклаков и Дорфман [7].

По мнению Эгглтона с соавторами [1], тетраэдры Si и октаэдры (Fe, Mn) в гизингеритах связаны главным образом через общие углы и образуют полые сферы диаметром 50—100 Å. Сферы соединяются друг с другом в физически изотропное твердое вещество, до 10% которого могут составлять не соприкасающиеся между собой поры. По краям сфер развиваются зародыши слоистых структур из чередующихся, обогащенных Si или (Fe, Mn) слоев. Этим объясняется, что некоторые свойства минералов этой группы (изотропность, хрупкость, отсутствие разбухания в воде и форма частиц под просвечивающим электронным микроскопом) не характерны для слоистых силикатов.

Предположение о родстве гизингерита с хлоритами (о существовании зародышей хлоритовой структуры в гизингеритовом геле) обосновывалось определением некоторых линий на порошковых рентгенограммах гизингерита как хлоритовых [22]. В качестве указания на близость к хлоритам принималось число гидроксильных групп в формулах (>2), полученных при пересчете химических анализов гизингерита на формулу с радикалом Si_4O_{10} . Однако вследствие отсутствия полной хлоритовой дифракционной картины (в частности, нет базальных рефлексов) допускается лишь незначительная упорядоченность с образованием двухмерных зародышей слоистой структуры, которая в зависимости от состава приближается или к хлоритовой, или к иной структуре слоистых силикатов [9, 22].

Условно в группе гизингерита выделяют два ряда: ряд гизингерита — чинглюсуита (натрогизингерит, ферричинглюсуит и манганчинглюсуит) [23] и ряд гизингерита — неотокита с промежуточной разновидностью мангангизингеритом; последний выделен решением Комиссии по новым минералам и номенклатуре ММА [4], к нему отнесены минералы, состав которых может быть выражен приближенной формулой $(Mn, Fe) SiO_3 \cdot H_2O$; при $Fe > Mn$ минералы следует рассматривать как гизингериты, при $Mn > Fe$ — как неотокиты. Можно допустить существование и других рядов в этой группе, например железисто-алюминиевого ряда гизингерит—джоллит (алюминиевый член, практически без окиси железа) и железисто-кальциевого ряда. Возможно, что через переходные разновидности, содержащие меньшие количества SiO_2 и большие — Fe (авазит) или Fe и Mn (пёхит), группа связана переходами с окислами Fe и Mn.

Л и т е р а т у р а

1. Eggleton R. A., Pennington Y. H., Freeman R. S., Threadgold Y. M. // Clay Miner. 1983. Vol. 18, N 1. P. 21.
2. Lindqvist B., Jansson S. // Amer. Miner. 1962. Vol. 47, N 11/12. P. 1356.
3. Nagelschmidt G. // Miner. Mag. 1938. Vol. 25, N 161. P. 140.
4. Clark A. M., Easton A. J. // Ibid. 1978. Vol. 42. N 322. P. 279.
5. Поваренных А. С. // Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев: Наук. думка, 1966. С. 547.
6. Mac Ewan D. M. C. // X-ray Miner Soc. identification and crystal structures of clay minerals. L., 1951. P. 87.
7. Соклаков А. И., Дорфман М. Д. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1964. Вып. 15. С. 167.
8. Николаева И. В. // Бокчарское месторождение оолитовых железных руд. Новосибирск: Наука, 1967. С. 1—130.
9. Литвин А. Л. // Теоретические и генетические вопросы минералогии и геохимии. Киев: Изд-во АН УССР, 1963. С. 134.
10. Чухров Ф. В. // Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 621.
11. Бетехтин А. Г. // Минералогия. М.: Госгеолиздат, 1950. С. 956.
12. Brown G. // Clay Miner. Bull. 1955. Vol. 2. P. 294.
13. Gruner J. W. // Amer. Miner. 1935. Vol. 20, N 7. P. 475.
14. Sudo T., Nakamura T. // Ibid. 1952. Vol. 37, N 7/8. P. 618.
15. Никольский И. П. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1953. № 7. С. 127.
16. Гинзбург И. И., Руквишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М.: Изд-во АН СССР. 1951. 715 с.
17. Bowie S. H. U. // Bull. Geol. Surv. Gr. Brit. 1955. N 10. P. 45.
18. Dietrich R. V. // Norsk. geol. tidsskr. 1961. Bd. 41, h. 2/4. S. 95.
19. Whelan J. A., Goldich S. S. // Amer. Miner. 1961. Vol. 46, N 11/12. P. 1412.
20. Kohyama N., Sudo T. // Clays and Clay Miner. 1975. Vol. 23, N 3. P. 215.
21. Brigatti M. F. // Proc. VII Intern. Clay Conf., 1981. Amsterdam; Oxford; N. Y.: Elsevier, 1982. P. 97.
22. Мельник Ю. М. // Докл. АН УССР. 1974. № 3. С. 222.
23. Дорфман М. Д. // Минералогия пегматитов и зон выветривания в йолит-уртитал горы Юкспор Хибинского массива. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 166.

Гизингерит Hisingerite

$$m\text{RO} \cdot n\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot p\text{SiO}_2 \cdot x\text{H}_2\text{O}$$

Назван в честь шведского химика В. Гизингера (Берцелиус, 1828).

Синон. Гиллингит — gillingite (Гизингер, 1826); траулит — thraulite (traulite) (Кобелл, 1828); дегерёит — degeröite (Холмберг, 1850).

Характ. выдел. Натечные стекловатые корки и неправильные выделения с трещинами дегидратации, колломорфные агрегаты, плотные или пористые, реже землистые массы. Нередки псевдоморфозы по пироксенам, волластониту, амфиболам, халькопириту. Под микроскопом наблюдались признаки мелкоколлоидного строения [1]. Под электронным микроскопом представлен преимущественно зернами неправильной формы; наиболее мелкие из них состоят из веретеновидных частичек и связующей массы [2]. Гизингерит, образовавшийся при разложении железистого сапонита в риолитовых туфах Ои в Японии, под электронным микроскопом представлен мелкими смектитоподобными частицами размером до 11—13 Å [3].

Структ. и морф. крист. Обычно почти аморфный, с зародышами кристаллической фазы. Параметр элементарной ячейки b_0 от 9,00 до 9,30 Å. Зависимость величины параметра элементарной ячейки b_0 от состава (сопоставлялись пересчеты анализов) отличается от установленной для железистых монтмориллонитов и нонtronитов, что позволило высказать предположение о триоктаэдрической природе гизингерита и его особом положении в группе смектитов [4].

Методом радиальных распределений атомных плотностей доказано, что гизингерит не дает максимумов при 1,65; 2,65 и 3,2 Å, характерных для аморфного кремнезема [5]. В зависимости от степени кристалличности на рентгенограммах проявляются от двух до семи линий, как правило, слабых и размытых на интенсивном фоне. Базальные рефлексы очень слабые или не отмечаются, что свидетельствует об отсутствии строгой трехмерности по оси c . Это позволило сделать заключение о частичном упорядочении разноориентированных двухмерных решеток [6, 7]. Нередко аморфная и скрытокристаллическая фазы

находятся вместе (обычно это устанавливается оптическим методом). В образцах с Украины аморфная фаза выявлена по дифракционному галло с периодом 3,5—3,6 Å, кристаллическая — по широким линиям при 15,0303—16,0323 и 4,5090—4,6092 Å и по более четким — 2,6052—2,6553 и 1,5330—1,5431 Å, которые близки к отражениям от плоских сеток нонтронита (001), (020), (200) и (060) [7]. Высказывалось предположение, что некоторые гизингериты могут переходить в нонтрониты [8].

Дифракционное изучение часто дает неоднозначные результаты даже для одних и тех же образцов.

Физ. св. Следы спайности в направлении удлинения установлены под микроскопом в гизингерите из Вилмингтона (США) [9]. В колломорфных почках наблюдается скорлуповатая отдельность. Изл. неровный до раковистого, изредка землистый. Хрупок. Тв. 3—3,5. Микротвердость 300—500 кгс/мм², измерена на гизингерите из Курусая [10] (по-видимому, завышена). Уд. в. 3—2,5 [11]. Цв. от красновато-бурого и темно-зеленого до черного. На свету темно-зеленая окраска переходит в бурую. В свежем изломе иногда в течение нескольких минут ярко-красный (Винчелл, 1953). Черта от оливково-зеленой до бурой, иногда желтая [12]. Высказывалось мнение, что интенсивность окраски и плотность зависят от соотношения содержаний кремнезема и железа [13]. Бл. в изломе жирноватый, стеклянный, иногда смоляной, матовый. Обычно непрозрачен, просвечивает в тонких сколах и в шлифах (в последних иногда прозрачен). Не магнитен [14].

ИК-спектры поглощения получены для многих гизингеритов [2, 3, 5, 15—18]. На всех ИК-спектрах фиксируются три максимума: 440—450 см⁻¹ (валентные колебания групп Si—O—Fe); 1030—1015 см⁻¹ (валентные колебания кремнекислородных тетраэдров); 1640—1650 см⁻¹ (деформационные колебания H₂O; обусловлен слабо связанной водой, исчезает после прокаливания минерала). ИК-спектры гизингерита из Талнаха [16] и со дна Японского моря [17] содержат полосу поглощения при 3450—3650 см⁻¹, вызванную гидроксильными группами. На спектрах других образцов, например из Ильменских гор [2] и Хибин [5], эта полоса не отмечалась, на основании чего сделано заключение, что в гизингерите присутствует только адсорбированная вода [5]. На спектрах отдельных образцов (из Ильменских гор) имеется дополнительная слабая полоса в области 670 см⁻¹. Прокаленный образец дает пики с частотами 570—620 см⁻¹ и характерные для кварца максимумы на частотах 800 и 1090 см⁻¹, что свидетельствует о распаде минерала на свободные окислы [2]. Спектры ЭПР гизингерита указывают на сильное в отличие от гётита взаимодействие ионов Fe³⁺, что не позволяет считать его смесью гётита и опала [16, 18, 19]. Методом мёссбауэровской спектроскопии в гизингерите из Брокен-Хилла (оригинал хим. анализа 10) установлен изоморфный сдвиг — 0,36 мм/с, квадрупольное расщепление — 0,84 мм/с, последнее выше установленного в нонтроните. В абсорбционных рентгеновских спектрах того же образца обнаружено поглощение при 27,1 эВ, обусловленное ионами Fe³⁺ в октаэдрическом окружении; в том же образце анализ радиального распределения электронной плотности позволил установить три главных максимума — при 1,6; 2,0 и 3,25 Å, отвечающие соответственно расстояниям катион—кислород в тетраэдре, катион—кислород в октаэдре и катион—катион [8].

Микр. В шлифах в прох. свете коричнево-красноватый, желто-оранжевый, бурый, зеленый. Оптические характеристики неоднозначны.

Плеохроизм отсутствует у гизингерита из Вилмингтона (США) [9] и из Норвегии [14], слабый (в желтоватых тонах) у гизингерита из Ловозера [20] или отчетливый (по Ng — темно-коричневый, по Np — золотисто-бурый) у гизингерита в псевдоморфозах по геденбергиту из Дальнегорска [21]. Изотропен или анизотропен (часто в перемежающихся участках и зонах), изотропные участки и зоны обычно преобладают. В гизингерите из Пэри-Саунд, пров. Онтарио (Канада), изотропные участки составляют 3/4, анизотропные — 1/4 исследованного образца [12]. Для гизингерита из контактовой зоны Ловозерского массива характерно чередование разноокрашенных зон (красно-бурых,

ярко-красных, оранжевых и зеленовато-бурых), из которых одни (колломорфные) изотропные, другие (тонковолокнистые) анизотропные [20]. На Талнахских месторождениях в своеобразных ячеисто-петельчатых агрегатах анизотропными являются зеленоватые ячейки, изотропными — красно-бурые петли [16]. Описан аномально анизотропный рентгеноаморфный гизингерит, образующий псевдоморфозы по крупнокристаллическому радиально-лучистому геденбергиту из Дальнегорска, Приморский край (хим. анализ 8) [21].

Анизотропный гизингерит оптически (—), с очень малым $2V$ обнаружен в образце из Вилмингтона (США) [9]; у минерала из ларвикитов Норвегии $2V$ до $60-70^\circ$ [14]; у первого погасение прямое, параллельно следам трещинки спайности, у второго — косое, удлинение (—). Обычно $n = 1,42-1,66$, у отдельных образцов достигает $1,715-1,730$ (см. при хим. анализах); гизингерит из гранитов района станции Корсунь-Шевченковская (УССР) имеет показатель преломления $1,360-1,404$ (хим. анализ 17). Показатели преломления в анизотропных участках иногда выше, чем в изотропных, иногда наоборот. В агрегате изотропного и анизотропного гизингерита из Льяльягуа (Боливия) первый имеет $n = 1,52$, второй — $1,715$ и $1,730$ [22]. У аморфной фазы гизингерита из «темных» ларвикитов n_m ($1,480-1,486$) больше, чем у кристаллической ($1,470-1,478$) [14].

Высказано мнение [13], что интенсивность окраски и n зависят от соотношения в минерале кремнезема и железа. Содержание абсорбированной воды, по одним данным [16, 23, 24], сказывается на величине показателей преломления, по другим [9] — такая зависимость не наблюдается.

Хим. Помимо приведенной выше эмпирической формулы, предлагались формулы $2(R^{2+}Fe_2^{3+}Si_3O_{10}) \cdot 9H_2O$ (Дельтер, 1917); $Fe_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot nH_2O$ (Винчелл, 1953); $mFe_2O_3 \cdot nSiO_2 \cdot pH_2O$ [25].

Состав кристаллического гизингерита (канбиита) выражался следующей формулой: $2H_2O \cdot Fe_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$ или $H_4Fe_2^{3+}Si_2O_9 \cdot 2H_2O$ [9], а также $Fe_4^{3+}(OH)_8Si_4O_{10} \cdot 4H_2O$ [23].

Эмпирические формулы гизингерита из некоторых месторождений: $Fe_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2,9H_2O$ — из Дашкесана [26]; $(Mg, Fe, Mn)O \cdot Fe_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 2H_2O + 4H_2O$ — из Криворожья [27]; $R_{0,85}^{VI}SiO_{3,25} \cdot 2H_2O$ и $R_{0,8}^{VI}SiO_{3,1} \cdot 2H_2O$ — из Брокен-Хилла [8]. Поскольку на рентгенограммах гизингерита проявляются рефлексы слоистых силикатов, иногда анализы рассчитывались с учетом характерного для таких силикатов радикала (Si_4O_{10}). На основании пересчетов предложена [7] общая формула гизингерита: $(R^{2+}, R^{3+})_{2-3}(OH)_2[(Si, R^{3+})_4 \times O_{10}] \cdot nH_2O$, где R^{2+} — двухвалентные катионы (Ca, Mg, Mn, Fe^{2+}), а R^3 — трехвалентные катионы (Al, Fe^{3+}). Для минералов ряда гизингерит—неотокит предложена [28] формула $(Mn, Fe)SiO_3 \cdot H_2O$, которая не согласуется с предыдущей по отношению $R^{2+} : Si$ и не соответствует представлениям о близости гизингерита к слоистым силикатам. Отмечалось, что состав гизингерита меняется от триоктаэдрического смектита (железистый сапонит) до диоктаэдрического (нонтронит) [3, 4]; по соотношению тетраэдрических и октаэдрических катионов (4 : 2) гизингерит из Японии наиболее близок к нонтрониту [3].

Состав непостоянный. Содержание основных компонентов колеблется в значительных пределах: SiO_2 — от ~ 23 до $\sim 44,5\%$; Fe_2O_3 — от ~ 9 до $53,5\%$; H_2O — от 13 до $\sim 30\%$. В существенных количествах может содержать Al_2O_3 до $\sim 5\%$ (хим. анализы 6, 17) и в хромово-алюминиевой разности до $16,77\%$ (хим. анализ 18); MnO является главным компонентом в неотоките (см. ниже); CaO до $3,8\%$ (хим. анализ 23); MgO до $4-8\%$, в единичных случаях до $\sim 15,6\%$ (хим. анализ 25); $K_2O + Na_2O$ до $2,6\%$ — в щелочных разновидностях, переходных к чинггусуитам (натрогизингерит, хим. анализ 23); TiO_2 до $6,7\%$ (хим. анализ 22). Содержание H_2O колеблется в широких пределах и может составлять около 35% (хим. анализ 2). Часть железа нередко представлена в закисной форме [15]. С повышением содержания RO отмечается тенденция к уменьшению H_2O , R_2O_3 и SiO_2 . Для типичных гизингеритов, бедных RO , отмечалась обратная зависимость между содержанием Fe_2O_3 и H_2O [16]. В гизингерите из Курусая установлены примеси Pb, Ag, Tl (7 г/т) и In (3 г/т) [10]; в образцах из

контактных пород Ловозерского массива содержатся Be, V, Zr, Cu, Cr [20], в гизингерите из Талнаха — Ni (0,01—0,002%), Cu (0,2—0,0005%). Ag (до 0,00005%), Ga (до 0,0005%), Zr и Zp (сл.) [16]; в дальнегорском гизингерите обнаружено 0,00 *n* % Be [29], в образце со дна Японского моря — Ag, Cr, V, Ti, Y, Ba, Zp, B, Cr [17], из ларвикитов Норвегии — Ti, Co, Ni, Cu, Zp, Be, V, Cr, Zr, Ag, Ba [14]. По способности к катионному обмену гизингериты близки к иллиту и хлориту. После обработки измельченного гизингерита раствором ац. тата Са (рН 8) определено, что количество ионов водорода, замещающихся первоначально кальцием, составляет от 5 до 25 мг-экв/100 г; количество ионов Са²⁺, подвергшихся замещению на NH₄⁺, варьирует от 20 до 50 мг-экв/100 г. Очень высокая способность к ионному обмену, характерная для монтмориллонитов, гизингеритам не свойственна [30].

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|---------------|--------|---------|-----------------|--|---------------|-------|-----------------|---------------|
| Na ₂ O | — | — | — | — | — | 0,20 | — | 0,10 | — |
| K ₂ O | — | — | — | — | — | 0,29 | — | 0,11 | 0,04 |
| MgO | — | — | — | 4,48 | 2,05 | 1,23 | 0,44 | 1,38 | 3,77 |
| CaO | — | 2,33 | — | 0,96 | 1,50 | 1,90 | 1,18 | 3,00 | 1,99 |
| MnO | — | — | — | — | 0,74 | — | 0,27 | 3,81 | 0,34 |
| FeO | — | 0,54 | 1,00 | 1,46 | — | 4,54 | 0,89 | 3,00 | 2,40 |
| Al ₂ O ₃ | — | — | — | 1,35 | 2,64 | 5,16 | 0,84 | 3,00 | 2,00 |
| Fe ₂ O ₃ | 53,50 | 34,25 | 40,20 | 36,88 | 40,70 | 34,06 | 38,92 | 34,66 | 35,51 |
| SiO ₂ | 23,21 | 27,99 | 28,79 | 32,34 | 32,85 | 33,00 | 33,60 | 34,56 | 35,24 |
| TiO ₂ | — | — | — | 0,06 | 0,26 | 0,14 | сл. | 0,07 | не обн. |
| H ₂ O ⁺ | — | 7,11 | 6,97 | 7,54 | 7,90 | — | 7,24 | 7,28 | 10,42 |
| H ₂ O ⁻ | 7,91 | 27,89 | 22,96 | 14,32 | 11,40 | 10,00 | 16,58 | 7,66 | 9,03 |
| П. п. | 15,34 | — | — | — | — | 9,56 | — | — | — |
| Сумма | 99,96 | 100,11 | 100,74* | 99,39 | 100,04 | 100,08 | 99,96 | (100,43)* | 100,74 |
| Уд. в. | 2,593 | — | 2,075 | 2,32— 2,64 | 2,21 | 2,5 | 2,49 | — | 2,7 |
| <i>n</i> | 1,52— 1,73 | — | 1,608 | 1,584— 1,621 | 1,582 _{<i>n</i>_g} 1,562 _{<i>n</i>_p} | 1,42— 1,43 | 1,468 | 1,513— 1,480 | 1,62— 1,64 |

* В том числе S—0,82. ** В том числе CO₂—1,8.

1—рудник Льяльгуга (Боливия), анал. Гордон [22]; 2—рудник Каваяма (Япония) [31]; 3—немецит (Румыния), анал. не указан [11]; 4—рудник Николсон (Канада), анал. Хорст [23]; 5—каибит, Уилмингтон (США), анал. Шайнон [9]; 6—Бокчарское месторождение, анал. Гулецкая, Ефимов [19]; 7—натечный, из пустот в скарне, Дальнегорское (Приморский край), анал. Острогорская [29]; 8—гизингеритовая псевдоморфоза по геденбергиту, Дальнегорское (Приморский край), анал. Николаева (в оригинале сумма 100,34) [21]; 9—рудник Солберг (Швеция), анал. Алмквист, Линдквист [30].

| | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|--------------------------------|---------|----------|--------|---------------|---------|----------|------------|-----------------|---------|
| Na ₂ O | — | 0,16 | — | — | — | не обн. | 0,05 | 0,37 | — |
| K ₂ O | 0,01 | не обн. | — | — | — | » | 0,03 | 0,49 | — |
| MgO | 0,11 | 6,94 | 0,12 | 1,60 | 3,11 | 5,14 | 0,3 | 2,97 | 1,60 |
| CaO | 0,19 | 0,38 | 0,33 | 0,85 | не обн. | 0,57 | 0,48 | 1,68 | 2,57 |
| MnO | 3,72 | 0,77 | — | — | 16,79 | 0,17 | 0,07 | 2,25 | — |
| FeO | 1,18 | 1,97 | 12,17 | 4,80 | 4,06 | 4,35 | 1,92 | 2,85 | 7,83 |
| Al ₂ O ₃ | 0,96 | 0,95 | 2,09 | 0,38 | 2,61 | не обн. | не обн. | 4,75 | 16,77 |
| Fe ₂ O ₃ | 36,54 | 33,26 | 26,94 | 39,20 | 23,53 | 31,13 | 45,78 | 28,60 | 8,70 |
| SiO ₂ | 35,19 | 35,46 | 35,46 | 35,57 | 36,01 | 36,11 | 36,20 | 36,34 | 36,69 |
| TiO ₂ | не обн. | не обн. | — | 0,12 | сл. | сл. | 0,07 | 0,12 | — |
| H ₂ O ⁺ | 18,86 | 8,24 | 23,15 | 11,60 | 13,94 | 7,02 | 9,41 | 12,57 | 12,90 |
| H ₂ O ⁻ | | 12,10 | | 6,00 | | 14,84 | 6,15 | 8,85 | 8,42 |
| Сумма | 98,21* | (100,23) | 100,26 | 100,12 | 100,05 | 100,193* | (100,73)** | 99,84 | 99,245* |
| Уд. в. | — | — | 2,261 | 2,50 | — | — | — | — | — |
| <i>n</i> | — | 1,515 | — | 1,50— 1,56 | — | — | — | 1,404— 1,360 | 1,564 |

* В том числе CO_2 —1,25, S—0,20. ** П. п. *** В том числе P_2O_5 —0,79, SO_3 —0,07. ** В том числе Li_2O —0,015, $\text{S}_{\text{общ}}$ —0,22. *** В том числе Cr_2O_3 —3,76.

10—Брокеи-Хилл (Австралия), анал. Чепель [8]; 11—из кварцито-сланцев, Завалье (Среднее Побужье) анал. Рафальская, в оригинале сумма 100,24 [6]; 12—траулит, Ориярви (Финляндия) [1]; 13—Пэри-Саунд, Оитарно [Канада], анал. Леонард [12]; 14—мангагизингерит (Дельтер, 1926); 15—из железистых кварцитов Саксаганской полосы (Криворожье), анал. Свержинская [27]; 16—из прожилков в халькопиритовой руде, Талнах, анал. Непениа [16], в оригинале сумма 100,54; 17—из гранитов у станции Корсунь-Шевченковская (Украина), анал. Мирская [7]; 18—хромово-алюминиевый, р. Матка (Кавказ), анал. не указан [32].

| | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 |
|-------------------------|-------|---------------|---------|-----------------|--------|---------|-------|-----------------|---------|
| Na_2O | — | — | — | — | 1,68 | 0,11 | — | 1,13 | — |
| K_2O | — | — | — | 0,66 | 0,96 | 1,23 | — | 1,27 | — |
| MgO | 8,75 | 2,81 | 2,36 | 1,55 | 1,83 | 1,43 | 15,63 | 1,79 | 1,11 |
| CaO | — | 1,52 | 0,61 | 2,15 | 3,75 | 3,80 | 0,38 | 0,86 | 0,92 |
| MnO | Сл. | 0,75 | 0,66 | 2,14 | 2,71 | 0,86 | — | 0,29 | — |
| FeO | 3,09 | 4,66 | 24,64 | — | 5,97 | Не оби. | 11,70 | 0,52 | 0,4 |
| Al_2O_3 | — | 0,56 | Не оби. | 2,50 | 3,49 | 1,12 | 0,60 | 2,40 | 2,58 |
| Fe_2O_3 | 34,97 | 37,02 | 19,91 | 33,40 | 19,42 | 25,72 | 13,04 | 32,39 | 32,89 |
| SiO_2 | 36,73 | 37,54 | 38,19 | 38,50 | 38,72 | 39,14 | 40,97 | 43,35 | 44,57 |
| TiO_2 | — | Не оби. | 0,01 | 6,70 | 1,64 | 0,24 | — | — | Сл. |
| H_2O^+ | 9,20 | 9,20 | 8,40 | 13,20 | 6,87 | 7,69 | 8,79 | 16,00 | — |
| H_2O^- | 6,30 | 6,00 | 5,53 | | 14,57 | 15,31 | 7,63 | — | 17,5 |
| Сумма | 99,04 | 100,06 | 100,31 | 100,80 | 101,61 | 99,48* | 98,74 | 100,00 | 99,97** |
| Уд. в. | — | 2,53— 2,55 | 2,67 | 2,82 | — | — | — | — | — |
| n | — | 1,51— 1,66 | 1,66 | 1,730— 1,745 | — | — | — | 1,600— 1,605 | 1,45 |

* В том числе MnO_2 —2,76, P_2O_5 —0,07. ** Кроме того. TR_2O_3 —0,002.

19—скотиолит, Лоигбан (Швеция) [33]; 20—рудник Монтобан, пров. Квебек (Канада), анал. Буало [34]; 21—железистая формация Бивабик, шт. Миннесота (США), анал. Иггамелс [15]; 22—гора Карна сурт (Кольский полуостров), анал. Алексеева [35]; 23—иатрогизингерит, гора Расвумчорр (Хибинь), анал. Горощенко [36]; 24—гора Расвумчорр (Хибинь), анал. Варшал [37]; 15—скотиолит, Ориярви, (Финляндия) [33]; 26—зеленоватый, из железо-марганцевой породы с подводного вулкана (Японское море), анал. Шлаен, Грабчак [17]; 27—Ильменские горы (Урал), хим. лаборатория Ильменского заповедника [2].

Диagn. исп. Легко разлагается разбавленной HCl с образованием гелеобразного кремнезема, иногда с сохранением формы зерен [38]. П. п. тр. плавится с трудом в черный магнитный шлак [33]; по другим данным [36]. легко сплавляется в бурое стекло. С плавнями дает реакцию на Fe. В закр. тр. выделяет много воды. После высушивания до 200° вновь поглощает такое же количество воды; с дальнейшим повышением температуры эта способность постепенно утрачивается [36].

Повед. при нагр. Отмечаются существенные различия в поведении разных образцов при нагревании. Выделяются два основных типа кривых ДТА: аллофановидный и нонтронитовый.

Кривые ДТА аллофановидного типа характеризуются эндотермическим прогибом при 100 — 200° , например гизингерит из кварцевых сланцев Среднего Побужья [6] и с хр. Восточный Мезаби в США [15]; иногда дополнительно отмечается экзотермический максимум при 900 — 1000° — гизингерит из габбро, шт. Миннесота (США) [15]. Эндотермический эффект обусловлен потерей адсорбционной воды, экзотермический — окислением. Кривые этого типа сходны с кривой нагревания смешанного геля кремнезема и водной окиси железа, полученной Гамилтоном и Фуртвенглером (см. Искусств.). Экзотермический эффект, по мнению этих авторов, обусловлен образованием $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$. Увеличение содержания SiO_2 препятствует кристаллизации $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$, в связи с чем при

возрастании содержания SiO_2 температура экзотермического эффекта повышается: при $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$ 1 : 1 она равна 872° , при $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$ 1 : 4 — 930° .

Кривые ДТА нонтронитового типа характеризуются тем же интенсивным эндотермическим эффектом при $100\text{--}200^\circ$ и двумя экзотермическими пиками в областях $940\text{--}990$ и $1130\text{--}1160^\circ$, например гизингерит из Дальнегорского месторождения [29] и Криворожья [27]; более низкие температуры экзотермических эффектов ($400\text{--}500$ и $900\text{--}1000$) отмечались для образцов из Японии [31], Норвегии [14], Пэри-Саунда и Монтобана в Канаде [15]. Первая реакция предположительно вызвана окислением, вторая — кристаллизацией аморфного вещества.

Экзотермическая реакция при $400\text{--}500^\circ$ отдельными авторами приписывается примеси пирита [15, 31], другими — считается гизингеритовой, поскольку наблюдалась у чистых образцов (например, у гизингерита из ларвикита Норвегии) [14].

У некоторых образцов проявляется слабый эндотермический пик в области $300\text{--}500^\circ$, обусловленный выделением конституционной воды [27], пример: гизингерит из Криворожья [27] и месторождений Дальнегорское [29] и Талнах [16].

Кривая ДТА талнахского гизингерита очень сходна с кривой ДТА синтетического продукта, полученного Гамилтоном и Фуртвенглером из смешанного геля $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{--SiO}_2$ и названного синтетическим нонтронитом. На ней имеются два эндотермических прогиба при $150\text{--}200$ и 430° и экзотермический подъем при 850° (предположительно обусловлен кристаллизацией окиси железа). У природных нонтронитов температура второй эндотермической реакции более высокая (обычно $500\text{--}600^\circ$).

У гизингерита с подводного вулкана [17] кривая ДТА усложнена дополнительным интенсивным эндотермическим прогибом при 560° (наиболее характерен для хлоритов), тогда как эндотермический прогиб в области $300\text{--}400^\circ$ выражен слабо. Возможно, это связано с двумя этапами выделения конституционной воды.

Кривые потери веса свидетельствуют о непрерывном обезвоживании минерала в широком температурном интервале (вплоть до высоких температур) [16]. На этом основании, даже при аллофановидном типе кривых нагревания, высказывались предположения о содержании в минерале конституционной воды [6].

Термическая стабильность разных образцов гизингерита неодинакова. На основании кривых потери веса и рентгеновских данных для пяти образцов гизингерита и неотокита из Швеции [30] установлено, что вся вода, включая гидроксильную, выделяется до 500° . Одновременно разрушается их структура, о чем свидетельствует исчезновение hk -рефлексов на рентгеновских порошкограммах. Перекристаллизация начинается с 800° с образованием главным образом ферритов (или браунита у Мп-разностей). Термическая стабильность гизингерита намного ниже, чем монтмориллонита. После отжига гизингерита из Бокчарского месторождения [19] до 590° на порошковой рентгенограмме гизингеритовые рефлексы сохранялись, но уменьшалась их интенсивность и наблюдался сдвиг в сторону меньших значений межплоскостных расстояний: соответственно вместо $1,54$ и $1,48$ Å появились рефлексы $1,52$ и $1,45$ Å (вследствие окисления Fe^{2+} в Fe^{3+}), что характерно для триоктаэдрических слоистых силикатов. ИК-спектр этого образца, отожженного при температурах 150 , 345 , 590 , 800 и 1000° , сохранял свои характеристики до 590° . В образце, отожженном в течение 1 ч при 1000° , появлялась полоса при 810 см^{-1} , которая предположительно объясняется кристаллизацией аморфных продуктов распада. У гизингерита из Криворожья [27] при прокаливании до 700 и 1200° отмечалось образование двух и трех фаз: кварц + магнетит и кварц + магнетит + неидентифицированный минерал [27]. Продуктами отжига при 800° гизингерита, образованного при разрушении железистого сапонита из риолитовых туфов Японии, являются гематит и кристобалит [3].

Наход. Долгое время считался редким минералом. В последние годы обнаружен в разнообразной геологической обстановке во многих регионах в

породах разного возраста и в месторождениях железа, меди, свинца, цинка, урана, золота, олова, вольфрама, марганца и др. В СССР известен на Урале, Украине, Кавказе, Кольском полуострове, в Средней Азии, на Сибирской платформе и Дальнем Востоке.

Преимущественно образуется в породах и рудах, богатых железом, в окислительной обстановке на заключительной стадии гидротермального (обычно метасоматического) процесса; известен также гипергенный гизингерит и гизингерит из хемогенных осадков в связи с подводным вулканизмом.

Гипогенный гизингерит часто образуется при гидротермальном изменении богатого геденбергитовым компонентом пироксена — в скарнах и пегматитах щелочных пород [39]; является типичным продуктом изменения оливина некоторых пород. В Ловозерском щелочном массиве (Кольский полуостров) характерен для контактовых пород; обычно образует выделения с поперечником до 1 см в альбитизированных олигоклазах и микроклинитах, а также в альбититах. Наблюдается между зернами олигоклаза и микроклина, среди скопленных эгирина и арфведсонита, с анатазом и стильпномеланом — в пустотах выщелачивания микроклинитов и альбититов. Представлен темными красновато-бурыми, зеленовато-бурыми, серовато-зелеными и зеленовато-бурыми выделениями [20]. Содержится в пегматитах дифференцированного комплекса горы Карнасурт и в породах комплекса пойкилитовых сиенитов гор Пункаруайв и Непха; в линейных зонах гидротермального изменения нефелиновых щелочных пород (Аллауайв, Карнасурт, Вавнбед) образовался при гидротермальном разложении пироксена, богатого геденбергитовым компонентом; установлен в пустотах среди выделений цеолитов и альбита [35].

В небольших количествах обнаружен в Норвегии в наиболее легкой магнитной фракции, выделенной из «темных» ларвикитов — своеобразных щелочных сиенитов главной интрузивной фазы, давшей серию пород района Осло. В шлифах представлен эвгедральными зернами в агрегате олигоклаза, биотита, роговой обманки и титанавгита с незначительными количествами акцессорных апатита, магнетита и титанита [14].

Является обычным продуктом изменения оливина в габброидных породах комплекса Бивер-Бей в шт. Миннесота, США (первоначально описан как боулингит и хлорофенит); близ Баббита в Восточном Мезаби (США) широко распространен в породах железистой формации, богатых фаялитом и гиперстеном [15].

В Румынии обнаружен в оливинсодержащих породах района Скринд Рахитель в горах Владеаза [40]; алюмосодержащий (аморфный до скрытокристаллического) гизингерит находится в ассоциации с тальком, хлорофенитом и окислами железа, все они образовались при изменении кнебелита.

В магматических породах гизингерит установлен также в ряде мест на Украинском щите. В зеленовато-серых крупнозернистых гранитах у станции Корсунь-Шевченковская на глубине 10—15 м от поверхности он слагает гнездообразные скопления (от 1—2 до 3—7 см в поперечнике) в пустотах выщелачивания и трещинах в пегматоидных шлирах; граниты совершенно не затронуты процессами выветривания. Встречается с кальцитом, хлоритом (корродирует его), флюоритом и сидеритом. С последним, возможно, одновременно, об этом свидетельствуют гизингерит-сидеритовые сотовидные образования (стенки сот сложены сидеритом, содержимое — гизингеритом) [7]. В Коростеньском плутоне на Волыни в окрестностях д. Паромовки встречен в пегматоидных гнездах габбро-лабродоритов, обогащенных апатитом, титаномagnetитом, микропертитом, кальцитом, дымчатым кварцем, аметистом. Заполняет межзерновые пространства, замещает микропертит, содержит включения дендритов магнетита [41]. В этом же регионе встречается как продукт замещения оливина в габбро-норите [42].

В числе поздних минералов некоторых пегматитовых жил установлен на Малом Ильменском хребте. Встречается в минерализованных жилах и полостях пироксен-полевошпатовых фенитов наряду с кальцитом, кварцем, хлоритом и сульфидами; на стенках полостей и в зальбаидах жил наблюдаются эгири-

авгит и пертитовый калиевый полевой шпат; гизингерит отлагался на других минералах без реакционных взаимодействий; позже образовались карбонаты и сульфиды [2].

В трещинах базальтов вблизи Гилонга в Австралии обнаружен в виде черных стекловатых корок толщиной 2—15 мм, гомогенных, а также включающих субпараллельные тонкие сидеритовые прослои или находящихся в окружении массивного сидерита; предполагается образование из раствора при относительно низкой температуре [43].

В риолитовых туфах Ои (Япония) описан как конечный продукт разложения железистого сапонита, происходящего в следующей последовательности: Fe^{2+} -сапонит (обогащенный Fe^{2+}) \rightarrow Fe^{3+} -сапонит \rightarrow гизингерит [3, 44].

В скарновых месторождениях разных типов гизингерит встречается преимущественно как продукт гидротермального изменения геденбергита, волластонита, ильваита и других минералов, реже образуется по сульфидам.

В скарновом свинцово-цинковом месторождении Дальнегорское в Приморье гизингерит — самый поздний продукт гидротермального изменения мангангеденбергита, проходящего в последовательности даннеморит \rightarrow стильпномелан \rightarrow гизингерит [21]. Наблюдается в ядрах, по периферии и по плоскостям отдельности сферолитовых, полосчатых, радиально-лучистых и шестоватых агрегатов геденбергита, в результате чего вписывается в общий рисунок кокардовых фестончато-полосчатых и других скарновых текстур [45]. Встречены полные псевдоморфозы гизингерита по геденбергиту (см. Микр.) [21]. Иногда цементирует брекчию сульфидов (галенита, сфалерита, халькопирита и др.), слагает темно-коричневые полосчатые корки в пустотах («продушинах») на раннем кальците, кварце, сульфидах, местами покрыт выделениями дипирамидального кварца и кальцита. Отмечалось образование колломорфных корочек гизингерита, содержащих редкие пластинки кальцита и покрытых мелкокристаллическим кварцем, в пробирке при длительном хранении геля, собранного на дне «продушин». Возможно, в результате современного минералообразования под действием вадозных вод отложились и гизингеритовые корки с нарощими на них кристаллами кварца и кальцита, а также гизингерит, цементирующий обломки скарна на дне «продушин» [39].

Как продукт замещения диопсида, иногда с образованием полных псевдоморфоз, найден в пров. Квебек (Канада) в свинцово-цинковом месторождении Монтобан в жиле, залегающей среди известняков и сложенной в основном диопсидом и тремолитом; реже развивался по сидериту и плагиоклазу; сеется тонкими прожилками пирита и кальцита (выполнения трещин дегидратации) [34].

В одном из скарновых датолитовых месторождений Дальнего Востока [46] образовался в результате гидротермального изменения марганцевисто-железистого волластонита (с MnO \sim 5% и FeO \sim 5%), пироксена, реже граната; кроме того, слагает натечные корки в трещинах и полостях. Характеризуется широкими вариациями состава (до \sim 9—10% MnO). Встречены псевдоморфозы по волластониту с сохранением лучисто-шестоватого строения его агрегатов; в тех же псевдоморфозах обнаруживаются датолит, кварц, кальцит, опал. Гизингеритизация волластонита связывается с воздействием слабощелочных, близких к нейтральным растворов (рН суспензии гизингерита 7,47 и 7,67), на низкотемпературном этапе гидротермального процесса и наиболее интенсивно проявилась в тектонических зонах.

В скарновых месторождениях Курусайского рудного поля (Средняя Азия) встречен в свинцово-цинковых и магнетитовых рудах в виде неправильных выделений, гнезд, прожилков (мощностью до нескольких сантиметров), а также в виде цемента дробленных свинцово-цинковых руд, обволакивает выделения сфалерита, граната и пироксена, частично отлагался путем их замещения [47]. Замещался галенитом (который иногда заполняет трещины усыхания в гизингерите), халькопиритом, гематитом, кварцем и другими минералами. Предположительная температура образования этого гизингерита 200. В южных участках скарнового магнетитового месторождения Дашкесан (АзССР)

вместе с ильваитом и дашкесанитом является типичным минералом ассоциации высокожелезистых минералов, тесно связанных с кальцит-магнетитовыми рудами. Представлен стекловатыми смоляно-черными, красновато-черными и светло-бурыми выделениями и колломорфными корочками с жирным блеском, а также зеленовато-черными порошковатыми выделениями. Стекловатый гизингерит наблюдается в трещинах и пустотах среди крупнокристаллического кальцита, иногда в тесной ассоциации с кварцем и кальцитом, а также как продукт замещения ильваита до образования почти полных псевдоморфоз. Землистый гизингерит представлен тонкими налетами, неправильными выделениями и псевдоморфозами по пириту, ильваиту и магнетиту. Одни авторы [26, 48] предполагают, что образование гизингерита происходило в низкотемпературную стадию гидротермальной процесса и связано с окислением железа (почти одновременно с кристаллизацией поздних прожилков кальцита), другие [49] — относят его к вторичным минералам.

Как гипогенный и гипергенный минерал указывается в рудах разных типов. В северо-западной части Сибирской платформы распространен в медно-никелевых месторождениях Талнахского рудного узла (особенно в Талнахском месторождении, в меньшей степени в Октябрьском) в качестве продукта изменения магнезиально-железистых силикатов и рудных минералов базальтов, долеритов, габбро-долеритов, метасоматитов и руд. Корродирует или нацело замещает оливин, пироксен, плагиоклаз, роговую обманку, биотит, гранат, серпентин, хлорит. В трещинных зонах является одним из главных минералов измененных пород, образует сростания с хлоритом. Нередко находится в миндалинах с хлоритом, опалом, халцедоном, цеолитами, кальцитом и другими минералами. Отмечалось замещение гизингерита хлоритом. В сульфидных рудах наиболее характерен для поздних ассоциаций (кубанитовых, халькопиритовых и талнахитовых); в ассоциациях ранних сульфидов (преимущественно с пирротинном) встречается в незначительных количествах. Вместе с хлоритом и кварцем слагает прожилки, секущие агрегаты сульфидов, также корродирует их и развивается по границам зерен. В кварце образует вроски и прожилки, покрывает щетки его кристаллов. В сплошных рудах наиболее распространены красно-коричневые разности, в окварцеванных участках — желто-оранжевые и светло-зеленые, в габбро-долеритах и метасоматитах — светло-коричневые и зеленые. Температура образования гизингерита 160—165° (по гомогенизации включений в кварце). Предполагается, что отложение гизингерита происходило в конце метасоматического процесса из гидротермальных растворов при их нейтрализации [16].

В медно-свинцово-цинковом месторождении Кавааяма (Япония) отмечен как продукт изменения сульфидов; в рудах, состоящих из пирротина, халькопирита, сфалерита, пирита и марказита с небольшим количеством кубанита, арсенопирита и галенита, представлен темно-коричневыми и темно-зелеными разностями. Количество гизингерита с глубиной не изменяется [31].

В свинцово-цинковом месторождении Южное (Приморье) образовался при изменении кнебелита, пироксмангита, родонита, пироксена и других минералов; представлен изотропными и анизотропными разностями; слагает мелкие гнезда и тонкие прожилки [50].

В зоне гипергенеза нередко возникает при окислении сульфидных руд; иногда этот процесс сопровождается интенсивной миграцией алюминия и образованием незначительных количеств магнетита [27].

В некоторых скарновых месторождениях Узбекистана гизингерит обычно указывается как гипергенный минерал, образующийся при разложении пироксена и сульфидов железа (пирита и пирротина) [10]. В зоне окисления скарново-шеелитового месторождения Лянгар (Нуратинский хребет) наблюдался в виде корочек и пленок на стенках пустот в выделениях пирита и сидерита [51, 52].

В свинцово-цинковых месторождениях Алтая отмечался в пирротиновых рудах (секущие прожилки), а также в зоне окисления. На Анайском свинцово-цинковом рудопроявлении в Западном Прибайкалье гипергенный темно-корич-

новый гизингерит образует псевдоморфозы по халькопириту, который ранее подвергся частичному замещению борнитом, слагает тонкие прожилки в кальците [53]. В медных рудах Риддархиттана (Швеция) встречается вместе с пиритом в виде неправильных выделений и образовался при выветривании руд; в Дегере близ Хельсинки (Финляндия) обнаружен в серебряных рудах [33].

В пров. Онтарио (Канада) в свинцово-цинковом месторождении района Пэри-Саунд гизингерит (частью скрытокристаллический) наблюдается в массивных и вкрапленных пиритовых и халькопиритовых рудах среди докембрийских гранат-биотитовых сланцев. Предположительно является продуктом гипергенного изменения гиперстена, реже — пирита и халькопирита [12]. Отмечался в зоне разлома рудника Хорн, а также в других местах Канады [54].

В руднике Николсон, Голдфилд (Канада) [23, 55], находится в тесной ассоциации с урановой смолкой и сульфидами в минерализованных брекчиях доломитов и в кварцитах. Вместе с железным блеском и колломорфным гематитом замещал (иногда псевдоморфно) доломит и цементировал его обломки. Отмечено развитие гизингерита по колломорфному гематиту и гётиту. Встречаются существенно гизингеритовые руды с урановой смолкой и реликтами доломита. Предполагается, что гизингерит образовался при температуре ниже 130°.

В Западной Австралии встречен с кварцем, сидеритом, небольшим количеством пирита и сапонитоподобным минералом в трещинах, секущих золоторудные кварцевые жилы в гранодиоритовых гнейсах и амфиболитах; представлен линзами, частью слагает корки на марказите и пирите; предполагается, что отложение гизингерита связано с действием на сидерит разбавленных сернокислых растворов, образовавшихся при выветривании сульфидных руд [38].

Установлен в ряде золото-, вольфрамо- и оловорудных месторождений; например, на Северо-Востоке СССР — в Аляскитовом, Бургачане, Валькумее, Днепровском, Чапаевском и др. [56, 57], в Боливии — в Льяльягуа и Чоина-Кота; в последнем он характерный продукт гипергенного изменения пирротина [22].

Наблюдался в метаморфических и неметаморфизованных железоносных породах. В Криворожском железорудном поясе [24, 27] гизингерит широко распространен в северной части Сакаганской полосы в породах, образовавшихся метасоматически за счет тектонических брекчий, состоящих из обломков железистых кварцитов и хлорит-биотит-кварцевых сланцев; в меньших количествах встречен в породах Желтореченской полосы. Представлен двумя генерациями. Гизингерит-1 характерен для цемента брекчий; находится в тесной ассоциации с кварцем; замещал эгирин, биотит, амфибол, гидрослюды и другие минералы; в шлифах грязно-зеленый со слабым двупреломлением, в сноповидных сферолитовых агрегатах; напоминает хлорит. Гизингерит-2 слагает жилки и выделения неправильной формы (до 4—5 см), цвет смоляно-черный, под микроскопом ярко-зеленый или зеленовато-желтый, вдоль трещин дегидратации заметны волокнистые и сферолитовые микрокристаллы. Гизингеритизация пород рассматривается как метасоматический процесс, проявившийся после стильпномеланизации. В метаморфических породах архей в карьере Завальевского графитового месторождения (Среднее Побужье) гизингерит с арагонитом и халцедоном образует параллельные сланцеватости прожилки мощностью до 1 см в кварцитовых сланцах. Образование его предполагается [6] при низкотемпературных постмагматических изменениях пород, что обосновывается низкими содержаниями тяжелого изотопа углерода в арагоните. Отложение гизингерита связывается с действием углекислых растворов и разрушением нестойких в этих условиях пироксенов.

В неметаморфизованных, преимущественно слабо сцементированных песчано-глинистых отложениях мезокайнозой Западно-Сибирской низменности гизингерит с лептохлоритом образуют цемент песчаников. Оба они распре-

лены в цементе неравномерно. Гизингерит представлен трещиноватыми корками толщиной 0,01—0,1 мм на нерудных и рудных обломках, частью они обособляются от цемента, иногда перекрываются лептохлоритовыми корками. Предполагается аутигенное образование гизингерита [58]. Гизингерит Бакчарского месторождения оолитовых железных руд Западно-Сибирской низменности отнесен [19] к регрессивным эпигенетическим образованиям (под воздействием кислых вод) в тектонических зонах. Широко распространен в цементе руд и железоносных пород, замещал песчинки и гальки, реже обломки хлоритоглинистых пород. В цементе в виде волокнистых корочек заполняет поры, покрывает их стенки и оолиты. Отмечается гизингеритовый цемент с реликтами хлорита. В трещинах дегидратации гизингерита отлагался сидерит, реже — франколит. Возможно, образование путем преобразования других силикатов.

Как минерал, связанный с подводным вулканизмом [17], обнаружен в железо-марганцевой породе на склоне подводного вулкана в Японском море (~1100 м ниже уровня моря). Слагает плотно прилегающие друг к другу ярко-оранжевые мелкие почки (0,5—1,5 см), находящиеся в основании корок; их верхняя часть, обмываемая придонной водой, черная, рыхлая и сложена «псиломелан-вадом»; также образует маломощные (до 0,01) прожилки в скоплениях последнего. Представлен зеленоватой и оранжевой разновидностями. Первая содержит меньше железа и больше SiO_2 , а также щелочи (хим. анализ 26). В составе второй больше железа, меньше SiO_2 и щелочных металлов; зеленоватый к поверхности корок переходит в оранжевый. Вокруг зеленоватых изотропных участков имеются анизотропные каемки с волокнистым погасанием. Предполагается, что отложение гизингерита могло происходить при реакции нейтрализации раствора.

Изм. Не изучено. Предполагалось [15], что гизингерит может превращаться в смесь окислов.

Искусств. Получен [13] в опытах по электрохимическому закреплению пород при действии постоянного электрического тока на железисто-монтмориллонитовую глину с 0,1%-ным раствором жидкого стекла; в кислой среде выпадают железистые темные разности, в нейтральной — менее железистые, более светлые, нередко с аллофаном.

Очевидно, гизингеритом следует считать синтетический нонтронит Гамильтона и Фуртвенглера [59], о чем свидетельствует сходство их состава, оптических свойств, поведения при нагревании, отношения к действию HCl , а также отсутствие на рентгеновских порошкограммах рефлекса с $d = 14\text{—}15 \text{ \AA}$. Синтезирован из сосажденных смешанных гелей, полученных из растворов хлорного железа и метасиликатов натрия при реакции нейтрализации раствора с помощью NaOH . При гидротермальной обработке смешанного геля в течение 24 ч при температуре от 100 до 350° в интервале 175—290 образовалась смесь ближе не определенного зелено-бурого и зеленого вещества; второе авторами названо нонтронитом, но по свойствам является гизингеритом. Под микроскопом в этом веществе различимы радиально-лучистые агрегаты сильно дупреломляющих волокон с $n_g = 1,640$, $n_p = 1,617$, $n_g - n_p = 0,023$.

Практ. знач. Не имеет.

Отл. От неотокита и чинглусуита отличается по составу. При значительных содержаниях Na , Al , Ca близок к хлорофенту и гуллиту, от которых отличается отсутствием рефлекса с $d = 15\text{—}14 \text{ \AA}$ на порошковых рентгенограммах [15]. От минералов группы монтмориллонита также отличается отсутствием на дифрактограммах рефлекса с межплоскостным расстоянием 15—14 \AA и значительно меньшей способностью к катионному обмену [15, 60].

Некоторые гизингериты и гизингеритоподобные (по внешнему виду или по составу) природные вещества описаны под особыми названиями. Их краткая характеристика приводится ниже.

К а н б и т — canbyite. Назван по имени американского ученого Каибн [9]. Первоначально описан как самостоятельный минерал с формулой $\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_1 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ или $\text{H}_1\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_2\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ [9]; происходит из контактового месторождения Уилмингтон (шт. Делавэр, США), где приурочен к выделениям кварца в габбро; встречается с борнитом, халь-

копиритом, халькозином, пирротинном, пиритом, марказитом, гранатом, апатитом, кварцем, кальцитом, шабазитом, натролитом, стильбитом. Образует на грубокристаллическом кварце пластинчатые темно-коричневые выделения (толщиной 1—2 мм), которые покрыты зеленовато-коричневым гранатом; на гранате отлагались сульфиды и на них — более поздний гизингерит [9]. По рентгеновским, оптическим и термическим данным, а также по составу (хим. анализ 5) канбит существенно не отличается от гизингерита [31]. Выделение его в качестве разновидности гизингерита нецелесообразно.

Н а т р о г и з и н г е р и т — natrohisingerite [36], содержит повышенные количества Na (Na_2O — до 1,68%; хим. анализ 23) — переходная разновидность к чинглуситу. Другие свойства обычны для гизингерита. Установлен в Хибинском массиве в скважине на глубине 79 м в полевошпат-нефелиновом пегматите с гакманитом, лампрофиллитом, эгирином; встречен во многих пегматитовых телах и эпигенетических жилах в Апатитовом цирке (гора Расвучорр) с измененным эвдиалитом, арфведсонитом, гидратированным дельхайелитом, лампрофиллитом, беталомоносовитом, щербаковитом и др. Пропитывает породу и образует темные пятнистые выделения главным образом в участках развития зеленого эгирина. Однородные выделения (размером от 0,5 до 2 см), темно-бурые иногда со слабой индигово-синей побежалостью. Спектральным анализом установлены Be, Sr, Cu, Ba, Zr и V. Образование связывается с выветриванием пироксенов [5, 36, 37].

М а н г а н г и з и н г е р и т — manganhisingerite (Вейбулл, 1884). Назван по составу (MnO — до 16%; хим. анализ 14). Переходная разновидность к неотокиту. В гизингерите из месторождения Рэзоаре (Румыния) [61] установлено от 6,7 до 13,42% MnO ; уд. в. 2,85—2,88; минерал частично представлен чешуйками с двупреломлением $\sim 0,025$, оптически (—), плеохроизм слабый, n — от 1,520 до 1,601. На кривах ДТА проявлен эндотермический эффект при 170—190° (выделение воды) и экзотермический (слабый) — около 600° (окисление Mn). Установлен в марганцевых рудах, образовался при изменении кнебелита. Наблюдается в прожилках с последовательностью отложения мангангизингерит—марганцевый ферродолмит—меланолит (делессит)—родохрозит, гётит. В сходных условиях мангангизингерит встречен [44] в месторождении Делинешть (Румыния) на глубине 133 м, где кнебелитовые и родохрозитовые агрегаты превращены в мангангизингеритовые, расщепленные прожилками манганстильпномелана; образование мангангизингерита связывается с циркуляцией глубинных растворов (см. также Наход.).

С к о т и о л и т — scotiolite (Арппе, 1857). Название от греч. σκότης (скотнос) — темный. Характеризуется повышенным содержанием магния (MgO до $\sim 15,5\%$) и несколько пониженным воды $\sim 16\%$ (хим. анализы 19,25). Цв. темно-зеленый до черного; тв. 3; уд. в. 3,09.

П ё х и т (пехит) — pöschite [62]. Назван по имени директора одного из рудников Югославии Г. Пёха. Обогащен MnO и Fe_2O_3 , обеднен SiO_2 . Возможно, представляет смесь окислов марганца с минералами кремнезема и железа. Встречен в Боснии (Югославия) в виде коллоидных массных выделений с плоскораковистым изломом. Бл. жирноватый, смолистый; цв. красновато-бурый, бурый или черный; тв. 3,5—4,5; уд. в. 3,65—3,75. Прилипает к языку. Черный пёхит на воздухе становится антрацитоподобным. Состав красновато-бурого и черного пёхита соответственно (%): MgO — 0,84 и 0,78; CaO — 1,96 и 1,38; MnO — 14,77 и 16,44; Al_2O_3 — 3,66 и 0,00; Fe_2O_3 — 49,50 и 49,06; SiO_2 — 15,28 и 15,30; P_2O_5 — 0,96 и не обн.; SO_3 — 0,08 и не обн.; BaSO_4 — 0,86 и не обн.; H_2O — 12,06 и 12,32; сумма — 99,97 и 95,28 [63].

Д ж о л л и т — jollyte (Кобелл, 1865). **Синон.** Джоллит — jollyite. Название дано по имени физика Г. Джолли. Обогащен глиноземом. Крайний член предполагаемого ряда гизингерит—джоллит с замещением Fe^{3+} на Al. Цв. бурый; уд. в. 2,61; тв. 3. Анализ, анал. Кобелл [11] (%): MgO — 6,66; FeO — 16,67; Al_2O_3 — 27,77; SiO_2 — 35,55; H_2O — 13,18; сумма — 99,83; SiO_2 : Al_2O_3 : RO = 2,2 : 1,0 : 1,45. К гизингериту отнесен условно.

Г л и н о з е м и с т ы й г и з и н г е р и т — aluminian hisingerite (Лазаренко, Вынар, 1975) — назван по составу (до 10% Al_2O_3), промежуточный член предполагаемого ряда гизингерит—джоллит.

Х р о м о в о - а л ю м и н и е в ы й г и з и н г е р и т — chrome-aluminium hisingerite [32]. Назван по составу (до 3,76% Cr_2O_3 , 16,77 Al_2O_3 ; хим. анализ 18). Возможно, является промежуточным членом предполагаемого ряда гизингерит—джоллит. Установлен в нижнеюрских железистых породах бассейна р. Малки (Кавказ), перекрывающих кору выветривания змеевиков. Найден среди монтмориллонит-нонтронитовых агрегатов, образующих точные прерывистые прослойки между слоями других осадков; также слагает цемент кварцево-железисто-оолитовых песчаников и глинистые пласты (мощностью до 40—50 см), чередующиеся с пластами песчаников и углей. Предполагается [32], что образование происходило в прибрежно-болотных условиях, а также при разложении в этих условиях змеевикового шламма.

Н е м е ц и т — némesite [63]. Местное название гизингерита из Северной Румынии. Характеризуется повышенным содержанием воды ($\Sigma \text{H}_2\text{O} \sim 30\%$). Образует лимонитоподобные корки на пирротине в ассоциации с сидеритом, кронштедтитом и кварцем. Тв. 2,5. Уд. в. 2,075. n — 1,608 [63]. По составу очень близок к гизингериту из Японии (хим. анализы 2 и 3).

А в а з и т — avasite (Креннер, 1881) (или железная смоляная руда). По сравнению с обычным гизингеритом обогащен Fe_2O_3 и обеднен SiO_2 . Возможно, является соединением, переходным к гётиту. Лазаренко и Вынар (1975) считают авазит «лимонитом» с примесью кремнезема. Авазит — происходит из Венгрии [11], наблюдается в виде сплошных масс.

Цв. черный; изл. раковистый; хрупок; уд. в. 3,33; тв. 3,5. Эмпирическая формула $2,5\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot 4,5\text{H}_2\text{O}$.

Меланосидерит — melanosiderite (Кук, 1875). Название дано аморфным сплошным массивным выделениям из Пенсильвании (США). Цв. черный. Бл. стеклянный или слегка смолистый; тв. 4,5; уд. в. 3,30. Анализ (%): Al_2O_3 — 4,34; Fe_2O_3 — 75,13; SiO_2 — 7,42; H_2O^+ — 7,68; H_2O^- — 6,17; сумма — 100,74. Молекулярное отношение: $\text{R}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 = 4,2 : 1,0$ [11].

Недостаточно изученные аморфные минералы, близкие к гизингериту по составу:

Алоизит — aloisiite (Коломба, 1908) — $(\text{Ca}, \text{Fe}, \text{Mg}, \text{Na}_2, \text{H}_2)_4\text{O}_2(\text{SiO}_4)$. Назван по имени итальянского принца Алоизауса. Цв. бурый и фиолетово-голубой. Анализ (10): Na_2O — 9,96; MgO — 11,08; CaO — 26,50; FeO — 20,56; SiO_2 — 24,52; H_2O — 6,95; сумма — 99,57. Разлагается HCl . Встречен в туфах форта Портал в Уганде. Содержит включения кальцита, биотита, магнетита, авгита.

Полигидрит — polyhydrite (Брайтхаупт, 1841) — $(\text{Ca}, \text{Mn})_3(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{Si}_4\text{O}_{14} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Назван по высокому содержанию воды. Цв. бурый. Бл. тусклый; тв. 3; уд. в. 2,095—2,201. Разлагается HCl . Встречен в Чехии (Чехословакия) и Саксонии (ГДР). Анализы полигидрита из Чехии и Саксонии соответственно [1] (%): K_2O — 0,87, не обн.; MgO — 1,17, 0,33; CaO — 1,46, 3,33; MnO — 0,25, 2,60; Al_2O_3 — 23,28, 6,92; Fe_2O_3 — 10,95, 25,65; SiO_2 — 41,58, 26,81; п. п. — 20,21, 34,60; сумма — 99,77, 100,24.

Межплоскостные расстояния гизингерита *

| <i>hkl</i> | <i>l</i> | ¹ <i>d</i> (Å) | ² | | ³ | |
|----------------|----------|------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | | | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) | <i>l</i> | <i>d</i> (Å) |
| | 5 | 4,81—4,08 | Сильн. | 4,44 | Сл. | 7,53 |
| 130 } 200 } | 10 | 2,64—2,57 | Сильн. | 3,54 | Сл. | 4,33 |
| 060 | | | 8 | 1,514 | Сильн. | 2,56 |
| | | | Сл. | 1,70 | Сл. | 2,55 |
| | | | Сильн. | 1,54 | Сл. | 1,55 |

* 1 — из Дальнегорского месторождения (оригинал хим. анализа 7) [29]; сходная рентгеновская порошковаяграмма — у «синтетического ионитрита» [59]; 2 — канбит из Уилмингтона (оригинал хим. анализа 5) [23]; 3 — из железистон формации Бивабик (оригинал хим. анализа 21) [15].

Межплоскостные расстояния гизингерита см. также в [3, 6, 14—17, 23, 31, 40, 46, 50, 64].

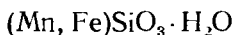
Рефлекс с $d \sim 7,3 \text{ \AA}$, отмечавшийся на порошковых рентгенограммах некоторых гизингеритов, объясняется примесью хлорита [6, 15, 30].

Л и т е р а т у р а

1. Курнаков Н. С., Черных В. В. // Зап. Минерал. о-ва. 1928. Т. 57, вып. 1. С. 61.
2. Попов В. А., Баженова Л. Ф., Толдин В. А., Берсенева П. А., Дудина Р. С. // Материалы к минералогии Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. Вып. 13. С. 68.
3. Kohyama N., Sudo T. // Clays and Clay Miner. 1975. Vol. 23, N 3. P. 215.
4. Briggatti M. F. // Proc. VII Intern. Clay Conf., 1981. Amsterdam; Oxford; N. Y.: Elsevier, 1982. P. 97.
5. Соклаков А. И., Дорфман М. Д. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1964. Вып. 15. С. 167.
6. Мельник Ю. М. // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1974. № 3. С. 222.
7. Литвин А. Л. // Теоретические и генетические вопросы минералогии и геохимии. Киев: Изд-во АН УССР, 1963. С. 134.
8. Eggleton R. A., Pennington J. H., Freeman R. S., Threadgold I. M. // Clay Miner. 1983. Vol. 18, N 1. P. 21.
9. Hawkins A. C., Shannon E. V. // Amer. Miner. 1924. Vol. 9, N 1/2. P. 1.
10. Моисеева М. И. // Минералы Узбекистана. Ташкент: Фан, 1976. С. 364.
11. Чухров Ф. В. // Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 621.
12. Schwartz C. M. // Amer. Miner. 1924. Vol. 9, N 7. P. 141.
13. Титков Н. И., Петров В. П., Неретина А. Я. // Формирование минералов и структур при электрохимическом закреплении неустойчивых горных пород. М.: Наука, 1964. С. 76.
14. Dietrich R. V. // Norsk. geol. tidsskr. 1961. Bd. 41, h. 2/4. S. 95.
15. Whelan J. A., Goldich S. S. // Amer. Miner. 1961. Vol. 46, N 11/12. P. 1412.
16. Рябов В. В., Кулаков Б. А. // Геология и геофизика. 1974. № 4. С. 44.
17. Сребродольский Б. И., Липкина М. И., Победонос Ю. Г. // ДАН СССР. 1980. Т. 250, № 2. С. 431.
18. Голубова Г. Л., Григорьева Т. Н. и др. // III Сиб. совещ. по спектроскопии. Красноярск, 1964. С. 15.

19. Николаева И. В. // Бочкарское месторождение оолитовых железных руд. Новосибирск: Наука, 1967. С. 24.
20. Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П. // Тр. ИМГРЭ. 1962. Вып. 9. С. 15.
21. Мозгова Н. Н. // Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 279.
22. Gordon S. G. // Proc. Acad. Natur. Sci. Philadelphia. 1944. Vol. 96. P. 355.
23. Bowie S. H. U. // Bull. Geol. Surv. Gr. Brit. 1955. N 10. P. 45.
24. Елисеев Н. А., Никольский А. П., Кушев В. Г. // Метасоматиты Криворожского рудного пояса. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. Вып. 13. С. 204.
25. Бетехтин А. Г. // Минералогия. М.: Госгеолиздат, 1950. С. 865.
26. Грудев А. П., Ратникова Г. И. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1960. № 5. С. 89.
27. Никольский И. П. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1953. № 7. С. 127.
28. Clark A. M., Easton A. J., Mount M. // Miner. Mag. 1978. Vol. 42, N 322. P. 279
29. Мозгова Н. Н. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1957. № 4. С. 273.
30. Lindqvist B., Jansson S. // Amer. Miner. 1962. Vol. 47, N 11/12. P. 1356.
31. Sudo T., Nakamura T. // Ibid. 1952. Vol. 37, N 7/8. P. 618.
32. Сердюченко Д. П. // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1952. Вып. 1. С. 23.
33. Dana J. D., Dana E. S. The system of mineralogy. N. Y.: J. Willey, 1920. 1513 p.
34. Osborne F. F., Archambault M. // Natur. Canad. 1950. Vol. 77. P. 283.
35. Семенов Е. И. // Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972. С. 201.
36. Дорфман М. Д. // Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртитак горы Юкспор Хибинского массива. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 134.
37. Костылева-Лабунцова Е. Е., Боруцкий Б. Е., Соколова М. Н., Шлюкова З. В. и др. // Минералогия Хибинского массива. М.: Наука, 1978. Т. 2. С. 537.
38. Simpson E. S. // Minerals of Western Australia, Perth, Wyatt Gov. print, 1951. Vol. 2. P. 577.
39. Мозгова Н. Н. // Зап. ВМО. 1963. Т. 92, вып. 6. С. 645.
40. Panaite M., Bita I., Hurezeanu E. // Stud. și cerc. geol., geofiz., geogr. Ser. geol. 1975. Vol. 20, N 1. P. 53.
41. Иванов Л. Л. // Тр. О-ва исследователей Волыни. Житомир, 1911. С. 6.
42. Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 715 с.
43. Shayan A. // Clays and Clay Miner. 1984. Vol. 32, N 4. P. 272.
44. Kohyama N., Shimoda S., Sudo T. // Ibid. 1973. Vol. 21, N 4. P. 229.
45. Мозгова Н. Н. // Онтогенические методы изучения минералов. М.: Наука, 1970. С. 98.
46. Мельницкая Е. Ф. // Зап. ВМО. 1967. Т. 96, вып. 3. С. 297.
47. Саюнов В. Д. // Тр. Ин-та геологии ТаджССР. 1964. Т. 8. С. 182.
48. Кашкай М. А. // Петрология и металлогения Дашкесана и других железорудных месторождений Азербайджана. М.: Недра, 1965. С. 560.
49. Махмудов А. И. // Минералогия и условия формирования кобальтовых руд Южно-Дашкесанского месторождения. Баку: Азернешр, 1968. С. 132.
50. Казаченко В. Т. // Марганцовистые и железистые метасоматиты Южного Приморья. М.: Наука, 1979. С. 159.
51. Мясников В. С. // Минералогия скарнов Лянгарского месторождения в Средней Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 96.
52. Абдуллаев Х. М. // Геология шелитонсных скарнов Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1947. С. 288.
53. Алевшин С. М. // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Иркутск: Геол. упр., 1960. Вып. 6. С. 139.
54. Traill R. J. A. // Canad. Geol. Surv. Pap. 1970. N 69—45. P. 69.
55. Robinson S. C. // Bull. Canad. Geol. Surv. 1955. N 31. P. 67.
56. Орлова З. В. // Тр. Всесоюз. Магадан. НИИ. 1956. Вып. 2. С. 159.
57. Грачева О. С., Аксенова В. Д. // Тр. ВСГЕИ. Н. С. 1961. Т. 60. С. 73.
58. Белоус Н. Х., Казанский Ю. П., Вдовин В. В. и др. // Западно-Сибирский железорудный бассейн. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1964. С. 1—448.
59. Hamilton G., Furtwängler W. // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1951. Bd. 2, N. 4. S. 397.
60. Wilshire H. G. // Amer. Miner. 1958. Vol. 43, N 1/2. P. 120.
61. Gusca D. // Stud. și cerc. geol., geofiz., geogr. Ser. geol. 1962. Vol. 7, N 3/4. P. 541.
62. Katzer F. // Zentr.-Bl. Miner. A. 1921. S. 616, 738.
63. Kappas J. V. // Rozpr. Ceske Akad. věd. Mat.-přirod. 1941. Sv. 51. S. 14.
64. Gruner J. W. // Amer. Miner. 1935. Vol. 20, N 7. P. 475.

Неонокит Neotocite



Название от греч. νεοτοκος (неотоκος) — недавно рожденный (Норденшельд, 1849).

Синон. Клипштейнит — klipsteinite, неоцит, Neotokit (Норденшельд, 1849), опсимоз — orsimose (Кобелл, 1865), пенвитит — penwithite (Коллинс, 1878), стратоцит —

stratopelite (Игельстрём, 1851), виттингит — wittingite (Норденшельд, 1849) — местные названия неотокита и других плохо окристаллизованных Мп—Fe-силикатов, различающихся по содержанию марганца и железа. Решением Комиссии по новым минералам Международной Минералогической Ассоциации все они признаны излишними [1].

Разнов. Опаловый пенвитит.

Характ. выдел. Плотные стекловидные массы, натечные корки, пластинчатые выделения.

Структ. и морф. крист. В некоторых случаях скрытокристаллический, на порошковой рентгенограмме имеется до 4—6 широких диффузных линий. Высказано предположение, что причиной аморфизации неотокита является несовершенство слоев, образованных крупными кислородными октаэдрами Мп, с тетраэдрическими слоями [2].

Физ. св. Цв. черный, красновато-коричневый, коричневатожелтый, бурый, буровато-черный, реже темно-янтарный (указывался для «пенвитита» [3]); свежий иногда бесцветен, но на воздухе быстро сменяется бурый или черным [4]. Черта и цвет порошка коричневые. Бл. смолистый, жирный, стеклянный. Изл. раковистый. Хрупок. В некоторых образцах более хрупки наиболее темные участки [5]. Уд. в. 1,7—2,98. Характерно возрастание уд. веса с увеличением содержания Fe [1]. Тв. 3—4. Микротвердость 153 кгс/мм² [6]. Прозрачен в тонких сколах и пластинках, напоминает цветное стекло.

На ИК-спектре неотокита отмечается типичная для минералов монтмориллонитовой группы полоса поглощения 1020 см⁻¹, обусловленная валентными колебаниями связи Si—O; полосы 625 и 454 см⁻¹ отвечают деформационным колебаниям Si—O—Me и Si—O, полоса 1620 см⁻¹ — деформационным колебаниям H₂O и полосы 3640 и 3390 см⁻¹ — валентным колебаниям OH [6].

На ИК-спектре образцов, содержащих CO₂, фиксируются полосы при 1430, 885 и 715 см⁻¹, которые соответствуют полосам CO₃²⁻ в кальците; у некоторых образцов эти максимумы ближе к характерным для родохрозита [1]. В абсорбционном рентгеновском спектре того же образца обнаружено поглощение при 26,5 эВ, обусловленное ионами Fe³⁺ в октаэдрическом окружении [2]. В тех же образцах анализом радиального распределения электронной плотности, полуценного методом рентгеновской дифракции, установлены три главных максимума при 1,6; 2,0 и 3,25 Å, отвечающие расстояниям катион—кислород в тетраэдре, катион—кислород в октаэдре и катион—катион соответственно. Fe и Si являются ближайшими катионами [2].

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветный, светло-желтый до коричнево-желтого, коричневый (иногда с красноватым оттенком), буровато-черный. Сп. и плеохроизм не установлены. Изотропный, частью анизотропный. У анизотропного [5, 7] коричневатожелтого неотокита из месторождения Ушкатын-III, КазССР (хим. анализ 18), 2V = 20°; согласно Радулеску и Игнату [7], одноосный. На оптические свойства влияет механическая обработка. *n* обычно от 1,45 [8] до 1,650; по данным Кларка и Истона [1], *n* возрастает с увеличением содержания Fe; $n_g - n_p = 0,02$ [8]; у анизотропного неотокита из Ушкатына-III $n_g \simeq n_m = 1,408$, $n_p \simeq 1,397 - 1,398$, $n_g - n_p \simeq 0,01$ [5].

Хим. Состав непостоянный. Содержание основных компонентов (MnO, SiO₂, Fe₂O₃) колеблется в широких пределах. Кроме того, отмечаются Al₂O₃ до ~4% (хим. анализ 9); CaO до ~3,6—4,6% (хим. анализы 9, 18); MgO обычно до 3—4%, реже до 9—9,5% (хим. анализы 2, 14, 17); Na₂O до 0,3—0,4% (хим. анализы 8, 15), в единичных случаях до 0,9% (хим. анализ 9); K₂O до 0,3 (хим. анализ 8), изредка до ~0,8 (хим. анализ 15); CO₂ до 13,4% (хим. анализ 1). Не исключено, что часть указанных второстепенных компонентов связана с механическими примесями. Предполагалось включение CO₂ в структуру неотокита, что обосновывалось отсутствием на рентгенограммах линий карбонатов [1], хотя на ИК-спектрах таких образцов имеются полосы поглощения, отвечающие полосам поглощения CO₃²⁻ в кальците или родохрозите. Спектральным анализом установлено, что неотокит из офиолитовой формации Северных Апеннин [9] содержит Co, Cr, Cu, Ni, Pb, V, Y, Zn, Zr; неотокит из родонит-карбонатных пород Среднего Урала [10] — Pb, Cu, P, Sn, Zn; буровато-черный

изотропный «пенвитит» из гидротермально-осадочных железных и железо-марганцевых руд месторождения Ушкатын-III — Ва (0,0n%), Pb (0,0n%), Be и Ti (0,00n%); желто-коричневый анизотропный из того же месторождения — Pb, Zn, As и Ti — 0,00n%, Ba, Be, Cu и Ni — 0,000n%, Ge — сл. [5]; из осадочных пород Болгарии [11] — V, Sp, Ni, Ti, B, Cu, Co, Cr, Bi, Be, Ba.

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|------|-------|-------|-------|------|-------|-------|------|-------|
| Na ₂ O | <0,1 | 0,02 | — | 0,08 | 0,1 | — | — | 0,3 | 0,89 |
| K ₂ O | 0,1 | 0,01 | — | 0,18 | 0,1 | — | — | 0,3 | 0,16 |
| MgO | 1,6 | 9,55 | 0,65 | 0,65 | 3,9 | 5,90 | 6,02 | 1,3 | 2,48 |
| CaO | 0,3 | 0,28 | 2,19 | 2,71 | 1,3 | 1,23 | — | 2,3 | 3,64 |
| MnO | 10,4 | 12,29 | 25,18 | 42,68 | 19,1 | 32,56 | 36,85 | 37,2 | 30,80 |
| FeO | — | — | — | — | 9,6 | — | — | — | — |
| Mn ₂ O ₃ | 33,2 | 27,05 | — | 3,56 | — | — | — | — | — |
| Al ₂ O ₃ | <0,2 | 0,50 | 0,44 | 0,20 | 0,2 | — | 1,07 | 2,9 | 4,21 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,5 | 1,88 | 10,22 | 0,41 | 18,7 | 10,13 | 1,47 | 3,3 | 0,71 |
| SiO ₂ | 30,0 | 31,74 | 32,35 | 33,08 | 35,7 | 36,22 | 36,50 | 36,6 | 36,80 |
| CO ₂ | 13,4 | — | — | 5,01 | 2,8 | — | — | 6,2 | — |
| H ₂ O ⁺ | 8,2 | 8,86 | 5,15 | 11,05 | 9,0 | 9,45 | 11,87 | 9,7 | — |
| H ₂ O ⁻ | — | 7,04 | 23,01 | — | — | 4,44 | 6,72 | — | 20,00 |

| | | | | | | | | | |
|--------|-------|----------|---------------------|---------------------|-------|-----------------|-----------------|-------|-----------------|
| Сумма | 97,6 | 100,01 * | 99,98 ^{2*} | 99,99 ^{3*} | 100,4 | 99,93 | 100,50 | 100,1 | 99,69 |
| Уд. в. | 2,67 | 2,43 | — | 2,54 | 2,73 | 2,79 | 2,44 | 2,07 | 2,04— 1,90 |
| n | 1,548 | 1,62 | — | — | 1,656 | 1,520— 1,572 | 1,548— 1,569 | 1,475 | 1,530— 1,527 |

* В том числе TiO₂—0,01, CuO—0,78. ** В том числе н. о.—0,79. *** В том числе TiO₂—0,10, BaO—0,20, B₂O₃—0,08.

1—«клипштейнит», Клапперуд (Швеция), анал. не указан [1]; 2—рудник Монреаль, шт. Висконсин (США), анал. Темлитц [12]; 3—стёртит, Брокен-Хилл (Австралия) [13]; 4—Валь-Гравелья (Италия) [3]; 5—рудник Эрик-Эрс (Швеция), анал. не указан [1]; 6—Якобени (Румыния), анал. Игнат [7]; 7—бурый «пенвитит», Казо (Япония), анал. Йошимура [4]; 8—рудник Нант (Англия), анал. не указан [1]; 9—«пенвитит», буровато-черный, Ушкатын-III (КазССР), анал. не указан [5].

| | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|--------------------------------|------|-------|-------|------|------|--------|-------|-------|---------|
| Na ₂ O | <0,1 | — | — | 0,1 | 0,1 | 0,41 | — | — | — |
| K ₂ O | 0,1 | — | — | 0,1 | 0,1 | 0,77 | — | — | — |
| MgO | 0,5 | 2,33 | 2,64 | 1,3 | 9,6 | 2,07 | 1,21 | 8,76 | 2,24 |
| CaO | 0,1 | 0,61 | 1,30 | 0,2 | 0,4 | — | 0,69 | 2,18 | 4,66 |
| MnO | 27,5 | 37,96 | 27,13 | 33,7 | 24,5 | 46,20 | — | 32,18 | 26,10 |
| MnO ₂ | — | 2,47 | 3,33 | — | — | — | — | — | — |
| Mn ₂ O ₃ | 14,1 | — | — | 5,1 | 1,6 | — | 34,76 | — | — |
| Al ₂ O ₃ | 0,4 | — | 2,85 | 1,5 | <0,1 | Неопр. | — | 1,62 | 3,42 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,2 | 1,08 | 6,50 | <0,1 | 8,8 | 2,34 | 2,06 | сл. | 0,94 |
| SiO ₂ | 38,4 | 39,19 | 39,45 | 39,8 | 39,8 | 39,64 | 39,72 | 41,12 | 44,00 |
| CO ₂ | 6,3 | 2,95 | 0,12 | 7,4 | 3,9 | — | — | 0,80 | — |
| H ₂ O ⁺ | 11,8 | 6,28 | 8,44 | 10,4 | 10,8 | — | 12,25 | 13,00 | } 18,10 |
| H ₂ O ⁻ | — | 8,17 | 7,86 | — | — | — | 9,73 | — | |
| П. п. | — | — | — | — | — | 7,87 | — | — | — |

| | | | | | | | | | |
|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-----------------|--------|---------------------|--|
| Сумма | 99,4 | 100,04 | 99,62 | 99,4 | 99,6 | 100,06 * | 100,42 | 99,72 ^{2*} | 99,46 |
| Уд. в. | 2,39 | — | — | 2,08 | 2,67 | — | — | 2,54— 2,80 | 1,7 |
| n | 1,548 | 1,548 | — | 1,500 | 1,568 | 1,522— 1,561 | — | 1,534— 1,545 | n _g = 1,408 n _p = 1,398 |

* В том числе P₂O₅—0,76. ** В том числе P₂O₅—0,06.

10—«пенвитит», Вилл-Оулс, Корнуэлл (Англия), анализ не указан [1]; 11—тонкие черные прожилки, Ва-Фан-Зы (КНР), анализ. Алексеева [6]; 12—черный, Биджанское (Малый Хинган), анализ. Нисенбаум [6]; 13—рудник Гамбеза (Италия), анализ не указан [1]; 14—«стратопент», Пайсберг (Швеция), анализ не указан [1]; 15—Варненский район (Болгария), анализ. Бояджиева [11]; 16—«виттингит», Брэдвик (Норвегия), анализ. Бар [3]; 17—Мало-Седельниковское (Средний Урал), анализ не указан [10]; 18—«пенвитит», коричнево-желтый, Ушкатын-111 (КазССР), анализ не указан [5].

Хим. анализ минерала типа неотокита из месторождения Мазульское (Западная Сибирь) см. в работе [14].

Диагн. исп. Растворяется в HCl с образованием скелета кремнезема. При нагревании растрескивается, тускнеет и становится серым или белым. П. п. тр. не плавится, с бурой дает реакцию на Mn и Fe. В закр. тр. выделяет много воды [3].

Повед. при нагрев. На кривых ДТА фиксируются эндотермический эффект в интервале 50—300° (максимум при ~150°), отвечающий потере воды, и экзотермический эффект при 700—820°, связанный с образованием браунита [6, 7, 10—12]. В образцах, содержащих значительные количества CO₂ и переменные количества Fe, температура экзотермического эффекта намного ниже — 280—330° (предполагается окисление Mn²⁺ до Mn³⁺), в этом интервале она возрастает с увеличением содержания Fe [1]. Основываясь на кривой потери веса и данных рентгеновского исследования трех образцов неотокита из Швеции при разных температурах, Линдквист и Янсон [15] пришли к выводу, что вся вода (включая гидроксильную) удаляется при нагревании до 500°; при этом почти полностью разрушаются двухмерные структурные связи в минерале (ослабляются рефлексы *hk* на рентгеновских порошкограммах). При нагревании до 1000° образуется браунит, затем появляется родонит, который остается доминирующей фазой до 1100—1200°, «Стратопент» при 1090° дал диффузные рефлексы, при 1135° — рефлексы пироксмангита. В неотоките с максимальным количеством железа при 1000° образовалась шпинель [1, 16]. Наибольшая потеря веса происходит от 100 до 200° (при дегидратации). Общая потеря веса составляет от 14 до 23%. Легко адсорбирует и отдает воду [1].

Находж. Довольно обычен в родонитовых и родонит-родохрозитовых породах, образуется при гипогенном и гипергенном изменении родонита и других силикатов Mn. Как гидротермальный минерал встечается в виде натечных корок в пустотах и прожилках с кварцем, баритом и другими минералами; установлен в некоторых осадочных марганцевых рудах вместе с манганитом (манганит-неотокитовая фация марганцеворудных пород).

Содержание железа в неотоките из вулканогенно-осадочных марганцевых месторождений указывает на быстрое окисление и повышение щелочности среды, способствовавшие совместному отложению железа и марганца [17].

В Мало-Седельниковском месторождении родонита на Среднем Урале [10] неотокит представлен редкой вкрапленностью и выделениями с поперечником до нескольких сантиметров в родонит-карбонатных породах; также слагает прожилки в кварцевых жилах, секущих родонитовые и родонит-родохрозитовые породы; предположительно является гидротермальным. В Мазульском карбонатно-марганцевом месторождении (Западная Сибирь) [14] образует прожилки и стяжения неправильной формы в рудоносной породе. Очевидно, к неотокиту можно отнести и минерал из этого месторождения, описанный под названием «мазулит».

Под названием «пенвитит» описан неотокит из железных и железо-марганцевых руд месторождений Ушкатын-III и Ушкатын-I в западной части Атасуйского района (КазССР); руды относятся к кремнисто-карбонатной цинково-марганцево-железородной гидротермально-осадочной формации [5]. На Ушкатыне-III является важной составной частью гаусманит-браунитовых и марганцевистых карбонатно-кремнистых руд; образует густую сеть различно ориентированных прожилков мощностью до 2 см. Наблюдается в виде двух разновидностей: буровато-черной (очень хрупкий, в шлифе бесцветен, изотропный) и коричневатожелтой (со смолистым блеском, менее хрупок, анизотропен). На Ушкатыне-I мало распространен, представлен мономинеральными прожилками

мощностью до 0,5 см в гематитовой и якобит-гематитовой руде или в карбонатной породе.

В Болгарии в значительных количествах установлен в олигоценовых марганецсодержащих рудных алевролитах и песчаниках к северу от г. Варны и в окрестностях д. Шаблы [11]. Представлен пизолитами (до 10 мм в диаметре) и выделениями неправильной формы; вместе с глинистыми частицами слагает цемент. Сопровождается следующими аутигенными минералами: манганитом (также представлен пизолитами), карбонатами марганца (корродируют неотоцит и манганит), пиритом, баритом, глауконитом, опалом и др.; из терригенных минералов в той же ассоциации наблюдаются кварц, полевые шпаты, биотит, апатит, титанит, циркон. Образование неококита связывается с поступлением в водный бассейн пирокластического материала при подводной вулканической деятельности. Имеются указания [11] на наличие неококита в осадочных марганцевых рудах Чиатуры, Никополя и Полуночного месторождения.

Вблизи Якобени (Румыния) неококит обнаружен [7] в виде плотных черных корок, образовавшихся при выветривании на родонит-родохрозитовой породе. В руднике Гамбазета в Лигурии (Италия) коричневатый неококит («пенвитит») слагает прожилки в кварце и мангано-кальците, а также красновато-коричневые натечные корки на стенках пустот в ассоциации с триплоидитом, кварцем и родохрозитом [1].

В Северных Апеннинах (Италия) обнаружен в Валь-Гравелья в марганцевом горизонте пород офиолитовой формации вместе с кварцем, Са-кутнагоритом, рансеитом, бементитом, браунитом, родонитом, инезитом, Мп-аксинитом, карфолитом и др.; образование марганцевых минералов связывается с офиолитовым магматизмом [9]. На руднике Гивор (Корнуэлл, Англия) найден среди гранитов в темно-коричневых железистых яшмах, которые местами обогащены марганцевыми минералами и самородной медью, а в лежащем боку содержат касситерит и гематит или кварц-турмалиновые агрегаты [1].

Под разными названиями описан из ряда мест в Швеции: как неококит на руднике Эрик-Эрс, под названием «опсимоз» — в Клапперуде (Клапрот, 1807), как «стратопейт» — в Пайсберге (плотные корки на родоните) [1]. В Японии на юге о-ва Хонсю неококит («пенвитит») встречается в ряде мелких родонит-родохрозитовых месторождений в палеозойских кремнистых породах: Козука — в родоните с рассеянной вкрапленностью граната, пирофанита, ортита, кварца и карбоната; Нагашима — вместе с баритом в тонких прожилках, секущих тонкозернистые гаусманнит и карбонат с рассеянной вкрапленностью граната; Нода-Томагава — с карбонатом, баритом, ортитом и другими минералами, образовался после родонита, граната и пирофанита [16, 18]. Широко распространен на месторождении Казо, где представлен тремя разновидностями: бурый (хим. анализ 7) — часто развивается по плоскостям спайности или отдельности мангангеденбергита; черный — с характерной натечной поверхностью в дуровых полостях с опалом (см. **Разнов.**); частью является продуктом изменения тефрита или аллеганита [4]. Найден в марганцевом месторождении Тойогучи, руды которого образуют пластовую залежь в палеозойских породах и состоят в основном из родохрозита с подчиненным количеством родонита, тефрита, гаусманнита и манганокальцита.

В США известен [19] в марганцевом рудном районе вблизи Бромайда (шт. Оклахома), где залегающие в силурийских известняках рудные тела в основном состоят из окислов и карбонатов марганца с подчиненным количеством силикатов и окислов железа, кварца, кальцита, пирита и барита. Наблюдается в прожилках и в пустотах вместе со спутанно-волоконистым бементитом, образующим в неококите двупреломляющие участки. Совместно с бементитом установлен также в марганцевых месторождениях шт. Вашингтон [8].

Изм. В восстановительных условиях под действием богатых CO_2 растворов может замещаться карбонатами марганца [11]; при раскристаллизации превращается в бементит [4, 8, 20]. Аутигенный осадочный неококит в поздние этапы диагенеза преобразуется в карбонаты марганца и опал [11].

В месторождении Тойогучи при выветривании марганцевых руд, в состав

которых входит неотокит («пенвитит»), последовательно образовались: гель MnO_2 — бёрнессит — рамсделлит — пиролюзит [19].

Искусств. Не получен.

Практ. знач. При значительных скоплениях используется как марганцевая руда [4].

Отл. Отличается от гизингерита и чинглусуита по составу. Раствор порошка неотокита в 1 : 1 H_2SO_4 после нагревания окрашивается в лиловый цвет; гизингерит в тех же условиях придает раствору бурю окраску. Характерен парагенезис с марганцевыми минералами.

Для неотокита из рудника Монреаль, шт. Висконсин (США), приводятся следующие межплоскостные расстояния (λ) [12]: 4,36 — сл., 3,59 — сл., 2,59 — сл., 1,54 — сл.; для неотокита из офиолитовой формации Италии [9, 13, 46; 2,80; 2,67; 2,14; 1,39; 1,29, последние практически идентичны с межплоскостными расстояниями гроутита — $H.MnO_2$ 3,462 (2), 2,798 (7), 2,675 (7), 2,21 (3), 1,398 (2), 1,286 (2).

Разнов. Опаловый пенвитит — opalin penvithite [4] — отличается высоким содержанием кремнезема. Анализ (анал. Иошимура) (%): MgO — 3,97; MnO — 4,35; Al_2O_3 — 1,02; Fe_2O_3 — 0,99; SiO_2 — 83,06; H_2O^+ — 5,37; H_2O^- — 2,96; сумма — 101,72. Тв. 6; уд. в. 2,24; n — 1,450. Бесцветен, иногда со светлым зеленоватым или желтоватым оттенком. Установлен на месторождении Казо в Японии, где с коричневым и черным «пенвититом» слагает аморфные марганцевые руды [4]. Возможно, существуют переходные различия между опаловым и нормальным неотокитом («пенвититом») с промежуточными содержаниями SiO_2 и MnO .

Недостаточно изученные минералы, по составу близкие к неотокиту:

Стёртит — sturtite [13]. Назван по имени капитана Стёрта. Предлагалась формула $Mn_3^{2+}Fe^{3+}Si_4O_{11}(OH)_3 \cdot 10H_2O$ (хим. анализ 3). Обнаружен в Брокен-Хилле (Австралия). По составу, виду под электронным микроскопом высокого разрешения и рентгеновским характеристикам оказался неотокитом. Предложено рассматривать его как промежуточный член гизингерит-неотокитового ряда, а название «стёртит» считать излишним [2].

Неясно соотношение с неотокитом штюбелита и мазулита.

Штюбелит — stübelite (Брайтхаупт, 1865) — $Cu(Fe^{3+}, Mn^{3+})_2Si_2O_8 \cdot 4H_2O$. Назван в честь доктора А. Штюбеля. **Синон.** стюбелит. Образует натечные агрегаты с раковистым изломом. Цв. бархатно-черный до смоляно-черного. Бл. стеклянный. Тв. 4—5; уд. в. 2,223—2,263. Анализ (%): MgO — 1,03; CuO — 15,25; Al_2O_3 — 5,37; Fe_2O_3 — 10,18; Mn_2O_3 — 21,89; SiO_2 — 26,99; H_2O — 16,85; Cl — 0,77; сумма — 98,33 (анал. Штюбель). Найден на Липарских островах.

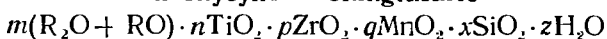
Мазулит — mazulite [14]. Назван по находке в Мазульском железо-марганцевом месторождении (Западная Сибирь). Недостаточно изученный минерал с формулой $R_2O_3 \cdot 5-6SiO_2 \cdot 5-7RO \cdot 8-10H_2O$, где R_2O_3 — Al_2O_3 , RO — CaO и MgO ; предполагается также содержание щелочей и железа (Fe^{2+} и Fe^{3+}). Формула выведена при пересчете трех химических анализов мазулитсодержащих карбонатных пород (с вычетом карбонатных составляющих). Образует рыхлые землистые массы сероватого, желтоватого, коричневатого и зеленоватого цвета. В главной массе изотропен, частично двупреломляет (предполагается, что двупреломление вызвано натяжением при высыхании геля). $n \sim 1,6$. Возможно, представляет смесь минералов.

Л и т е р а т у р а

1. Clark A. M., Easton A. J., Mount M. // Miner. Mag. 1978. Vol. 42, N 322. P. 279.
2. Eggleton R. A., Pennington J. H., Freeman R. S., Threadgold I. M. // Clay Miner. 1983. Vol. 18, N 1. P. 21.
3. Dana J. D., Dana E. S. // The system of mineralogy. N. Y.: J. Willey, 1920. P. 707.
4. Yosimura T. // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV. 1939. Vol. 4, N 4. P. 435.
5. Каюпова М. М. // Минералогия железных и марганцевых руд Западного Атасу (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1974. С. 227.
6. Андрущенко П. Ф., Суллов А. Т., Габашвили Н. В. // Вулканогенно-осадочные и гидротермальные марганцевые месторождения (Центральный Казахстан, Малый Кавказ, Енисейский Кряж). М.: Недра, 1985. С. 115.
7. Rädülesku D. P., Ignat V. G. // Neues Jb. Mineral. Monatsh. 1958. H. 2/3. S. 55.
8. Pardee J. T., Larsen E. S. (Jr.), Steiger G. J. // J. Wash. Acad. Sci. 1921. Vol. 11, N 2. P. 25.

9. Cortesogno L., Lucchetti G., Penko A. M. // Rend. Soc. miner. e petrol. 1979. Vol. 35, fasc. 1. P. 151.
10. Симонов А. И. // Тр. Горно-геол. ин-та УФАН СССР. 1953. Вып. 20. С. 140.
11. Алексиев Б. // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1960. № 14. С. 208.
12. Whelan J. A., Goldich S. S. // Amer. Miner. 1961. Vol. 46, N 11/12. P. 1412.
13. Hodge T. // Smithsonian. Rec. Austral. Mus. 1930. Vol. 17. P. 410.
14. Борисевич И. В. // Тр. ИГН АН СССР. 1940. Вып. 44. С. 15.
15. Lindqvist B., Jansson S. // Amer. Miner. 1962. Vol. 47, N 11/12. P. 1356.
16. Ito K. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1961. Vol. 46, N 2. P. 17.
17. Roy S. // Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. 1976. Vol. 7. P. 395.
18. Lee D. E. // Stanford Univ. Publ. Geol. Ser. 1955. Vol. 5. P. 18.
19. Nambu M., Tanida K. // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1961. Vol. 45, N 2. P. 39.
20. Ham W. I., Oakes M. C. // Econ. Geol. 1944. Vol. 39. P. 412.

Чинглузит Chinglusuite



Назван по месту находки в долине Чинглусуай в Ловозерском щелочном массиве на Кольском полуострове [1].

Разнов. Манганчинглузит, ферричинглузит.

Характ. выдел. Выделения неправильной формы (до 0,5 см).

Структ. и морф. крист. Рентгеноаморфный [2, 3]. Первоначально считался метамиктным [1].

Физ. св. Сп. отсутствует. Изл. раковистый, неровный. Хрупок. Тв. 2—3 (у манган- и ферричинглузита около 3) [4, 5].

Согласно Власову и др. [6], указанный Герасимовским [1] уд. в. 2,151 характерен для измененных разностей, у неизменных уд. в. 2,78 [6], у манганчинглузита — 2,276, у ферричинглузита — 2,483 [4, 5]. Цв. свежего минерала (изредка встречающегося в ассоциации с виллиомитом) желтый и бурый [6], у затронутого изменением (наиболее распространенного) черный до буровато-черного, у железистых и марганцевистых разностей индигово-синий. Черта коричнево-бурая. Бл. смолистый, у измененного — металлоидный. Непрозрачен, просвечивает в сколах и шлифах. На ИК-спектре имеются три основные полосы поглощения — при 1650, 1050 и 450 см^{-1} и слабая полоса при 750 см^{-1} [4, 7].

Микр. В шлифах в прох. свете бледно-желтый. Вдоль трещинок желтовато-бурый до черного. Изотропен. $n = 1,571$ — $1,584$ для марганцевистого, $n = 1,563$ — $1,575$ для железистого [4].

Хим. Водный марганцево-железистый титаносиликат, содержащий щелочи и редкие земли. Проанализирован лишь измененный чинглузит. Первоначально предложен а эмпирическая формула $2(\text{Na}, \text{K})_2\text{O} \cdot 5(\text{Mn}, \text{Ca})\text{O} \cdot 3(\text{Ti}, \text{Zr})\text{O}_2 \cdot 14\text{SiO}_2 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ [1]. Позже доказано, что весь марганец четырехвалентный (хим. анализ 2), и предложена эмпирическая формула $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{MnO}_2 \cdot \text{TiO}_2 \times 4\text{SiO}_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ [6]. Отдельными определениями установлено 0,46% U_3O_8 . Соотношение редкоземельных элементов по данным рентгеноспектрального анализа [6]: $\text{Ce} : \text{La} : \text{Nd} : \text{Pr} = 1 : 0,2 : 1,35 : 0,2$; также содержит Y (значительное количество), Sm, Gd, Dy, Tb, Er, Yb. В разновидностях установлены разные степени окисления марганца (см. ниже). Согласно ИК-спектрам вся вода является слабо связанной [4]. В образце из места первой находки спектроскопически установлены Al, Be, Sr, Sn, в состав группы элементов редких земель входят Yb, Y (ср.) и Ho (сл.) [1].

Анализы:

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|-----------------------|---------|-------|-------|-------|------|
| Na_2O | 5,52 | 5,02 | 3,36 | 3,79 | 4,85 |
| K_2O | 0,41 | 0,51 | 3,51 | 3,21 | 6,46 |
| MgO | Не обн. | Сл. | 0,45 | 0,16 | 1,21 |
| CaO | 1,75 | 1,90 | 0,42 | 0,30 | 0,64 |
| MnO | 14,53 | — | 23,91 | 0,47 | 4,36 |
| MnO_2 | — | 13,54 | 8,95 | 34,84 | 3,69 |

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|--------------------------------|---------|--------|-------|----------|--------|
| Al ₂ O ₃ | — | сл. | 2,96 | 2,25 | 1,70 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,84 | 4,92 | 1,44 | 2,03 | 17,37 |
| Th ₂ O ₃ | 1,18 | 0,94 | — | — | — |
| SiO ₂ | 39,50 | 37,24 | 35,08 | 33,71 | 40,53 |
| TiO ₂ | 9,62 | 9,56 | 0,22 | 1,25 | 1,84 |
| ZrO ₂ | 3,02 | 2,80 | — | — | — |
| H ₂ O ⁺ | 7,92 | 6,78 | 5,86 | 3,29 | 17,61 |
| H ₂ O ⁻ | 13,92 | 16,96 | 13,73 | 16,01 | |
| Сумма | 100,39* | 100,17 | 99,89 | 102,12** | 100,26 |
| Уд. в. | 2,151 | — | 2,276 | — | 2,483 |

n 1,53—1,58 — 1,571—1,584 — 1,563—1,578

* В том числе ThO₂—0,06, Cl—0,12. ** В том числе Σ(Ta, Nb)₂O₅—0,35, P₂O₅—0,19, BeO—0,27.

1, 2—чинглусунт, Ловозеро: 1—анал. Бурова [1], 2—анал. Казакова [6]; 3, 4—манганчинглусунт, Хибинь, гора Юкспор, анал. Горощенко [4]; 5—ферричинглусунт, Хибинь, гора Юкспор, анал. Горощенко [4].

Диагн. исп. Растворяется в крепких кислотах: в HCl — легко без нагревания, в HNO₃ — с нагреванием, в H₂SO₄ — очень медленно даже при нагревании. В кислотах не желатинизирует, зерна обесцвечиваются полностью в HCl и частично в HNO₃ и H₂SO₄ [1]. П. п. тр. вспучивается и легко сплавляется в темно-коричневое стекло. В окисл. пл. с бурой дает бледный фиолетово-розовый перл (в горячем и холодном состоянии), обесцвечивающийся в восст. пл. Перл фосфорнокислой соли в окисл. и восст. пл. приобретает бледную желтовато-зеленую окраску, исчезающую при охлаждении [1].

Повед. при нагр. На кривых ДТА фиксируются: у чинглусунта — эндотермический эффект (60—155°) [6], у манганчинглусунта — 4 эндотермических эффекта (50—170, 445—475, 620 и 690—740) и один экзотермический (570°) [7].

Находж. Очень редок. Встречен в пойкилитовых содалитовых сиенитах Ловозерского массива (составляет 1,5% породы) и в их пегматитах (до 5—10%). Распределен в породах неравномерно. Свежий находится вместе с виллиомитом, ломоносовитом и содалитом; выполняет промежутки между зернами содалита, эгирина, эвдиалита, ломоносовита и мурманита. В пегматитах и пегматоидных участках сиенитов встречается в основном измененный чинглусунт с содалитом, уссингитом, ломоносовитом, нордитом, шизолитом, нептунитом, молибденитом, сфалеритом и др. Размеры зерен в породе 0,2×0,2×0,1 см, в пегматитах до 1,5×1×0,8 см [6].

Изм. На поверхностных условиях неустойчив — с периферии выделений и по трещинам замещается черными окислами марганца [6].

Искусств. Не получен.

Отл. От гизингерита отличается главным образом по составу, от нептунита и астрофиллита — характером агрегатов и рентгеноаморфностью.

Разнов. М а н г а н ч и н г л у с у н т — manganchinglusuite [4]. Назван по составу. Содержит значительные количества Mn в разной степени окисления и пониженное количество TiO₂; характерны очень близкие содержания Na₂O и K₂O (хим. анализы 3,4). Встречен в небольших количествах в полостях выщелачивания в нефелин-полевошпатовых эгириносодержащих пегматитах горы Юкспор (Хибинский массив). Представлен выделениями неправильной формы (до 3 см в поперечнике) среди продуктов выветривания эвдиалита и мурманита.

Ферричинглусунт—ferrichinglusuite [4]. Назван по составу. Характеризуется значительным содержанием Fe₂O₃, а также K₂O и Na₂O (хим. анализ 5). Возможно, правильнее рассматривать его как щелочную разновидность гизингерита. Найден в зонах выветривания пегматитов горы Юкспор в Хибинах. Образует скопления неправильной формы (8×15 см) в зоне

адуляризации, приурочен к межзерновым промежуткам в агрегатах нефелина, гакманита и эгирина или к полостям выщелачивания. Некоторые трещинки дегидратации выполнены окислами марганца. В виде включений отмечены мелкие кристаллики эгирина, расвумита и перовскита (0,5 мм) [4].

Л и т е р а т у р а

1. Герасимовский В. И. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1938. № 1. С. 153.
2. Семенов Е. И. // Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972. С. 307.
3. Чухров Ф. В. // Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 671.
4. Дорфман М. Д. // Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртите горы Юкспор Хибинского массива. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 131.
5. Соклаков А. И., Дорфман М. Д. // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1964. Вып. 15. С. 167.
6. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. // Ловозерский щелочной массив. М.: Изд-во АН СССР, 1959, С. 623.
7. Костылева-Лабунцова Е. Е., Боруцкий Б. Е., Соколова М. Н., Шлюкова З. В. // Минералогия Хибинского массива. М.: Наука, 1978. Т. 2. С. 585.

СПИСОК МИНЕРАЛОВ ПО ЭЛЕМЕНТАМ

В список вошли минералы и их разновидности, в которых элементы значатся в формуле. В скобках указаны некоторые минералы, для которых отмечалось содержание примеси редких элементов. Элементы и минералы приведены в алфавитном порядке.

Алюминий

| | |
|---------------------------------|--|
| Ахоит | $\text{Cu}_6\text{Al}_2\text{Si}_{10}\text{O}_{29} \cdot 5,5\text{H}_2\text{O}$ |
| Бейделлит | $\text{M}_y^+\text{Al}_2[(\text{Si}_{4-y}\text{Al}_y)^{-y}\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Бейлихлор | $(\text{Zn}_{2,50}\text{Fe}_{1,20}^{2+}\text{Mg}_{0,76}\text{Mn}_{0,01}\text{Al}_{1,17}\square_{0,36})[\text{Si}_{3,55}\text{Al}_{0,45}\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ |
| Беннистерит | $(\text{Na}, \text{K})\text{Ca}(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Zn}, \text{Mg})_{20}[(\text{Si}, \text{Al})_{32}\text{O}_{76}](\text{OH})_{16} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ |
| Вермикулит | $\text{Mg}_{0,5}(\text{Mg}, \text{Fe}^{3+})_3[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ |
| Волконскоит | $\text{M}_{x+y}^+(\text{Cr}_{2-x}\text{Mg}_x)^{-x}[(\text{Si}_{4-y}\text{Al}_y)^{-y}\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Ганофиллит | $(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca})_x\text{Mn}_8(\text{Si}, \text{Al})_{12}(\text{O}, \text{OH})_{32}(\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Гидродельхайелит | $\text{KCa}_2\text{H}_2(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{19} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ |
| Гидроферрихлорит | $\text{Fe}_2^{2+}\text{Fe}_3^{3+}[\text{Si}_3(\text{Al}, \text{Fe})\text{O}_{10}](\text{OH})_8 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Дельхайелит | $\text{K}_3\text{Na}_2\text{Ca}_2[(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{19}](\text{F}, \text{Cl})_2$ |
| Донбассит | $\text{Al}_{4+x/3}[\text{Si}_{4-x}\text{Al}_x\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ |
| Железистые хлориты | $(\text{Fe}^{2+}, \text{Al})_6[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ |
| Зусманит | $\text{K}(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})_{13}[(\text{Si}, \text{Al})_{18}\text{O}_{42}](\text{O}, \text{OH})_{14}$ |
| Икерит | $\text{Ca}_2\text{Sn}[(\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18})](\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ |
| Иллит—сметиты | $\text{K}_{0,33-0,75}(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_2[(\text{Si}, \text{Al})_4(\text{O}, \text{OH})_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Кимрит | $\text{Ba}[(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)] \cdot \text{H}_2\text{O}$ |
| Клинохлор | $(\text{Mg}, \text{Al})_6[\text{Si}_{3,1-2,8}\text{Al}_{0,9-1,2}\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ |
| Корренситы | $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K}, \text{Mg})_x(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_6[(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{20}](\text{OH})_{10} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Кукеит | $\text{LiAl}_4[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_8$ |
| Кулькеит | $\text{Mg}_6\text{Al}[\text{Si}_7\text{AlO}_{20}](\text{OH})_{10}$ |
| Латиумит | $(\text{K}_{0,85}\square_{0,15})\text{Ca}_3(\text{Si}_{2,15}\text{Al}_{2,85}\text{O}_{11}(\text{SO}_4)_{0,7}(\text{CO}_3)_{0,3})$ |
| Магнезиально-железистые хлориты | $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al})_6[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ |
| Магнезиопеннантит | $(\text{Mg}, \text{Mn})_{6-n}\text{Al}_n[(\text{Si}_{4-n}\text{Al}_n\text{O}_{10})](\text{OH})_8$ |
| Майнхиллит | $(\text{K}, \text{Na})_{2-3}(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg}, \text{Zn})_{28}[\text{Zn}_{-4}\text{Al}_4\text{Si}_{40}\text{O}_{112}(\text{OH})_4](\text{OH})_{12}$ |
| Манандонит | $\text{Li}_2\text{Al}_4[\text{Si}_2\text{AlBO}_{10}](\text{OH})_8$ |
| Мауритцит | $(\text{Ca}_{0,14}\text{Na}_{0,03})(\text{Fe}_{0,93}\text{Fe}_{0,43}^{3+}\text{Mg}_{1,14}^2)[(\text{Si}_{3,72}\text{Al}_{0,12}\text{Fe}_{0,26}^{3+})\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ |
| Монтмориллонит | $\text{M}_{x+y}^+(\text{Al}_{2-x}\text{Mg}_x)^{-x}[(\text{Si}_{4-y}\text{Al}_y)^{-y}\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Науяказит | $\text{Na}_6\text{Fe}^{2+}[\text{Al}_4\text{Si}_8\text{O}_{26}]$ |
| Нефедьевит | $\text{Ca}_{0,23}(\text{Mg}_{0,52}\text{Fe}_{0,01}^{3+}\text{Al}_{1,49})[\text{Si}_{3,90}\text{Al}_{0,10}\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Никелевые гидрохлориты | $(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Ni}, \text{Al})_6[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Нимит | $\text{Mg}_2\text{Ni}_3\text{Al}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_8$ |
| Нонтронит | $\text{M}_y^+\text{Fe}_2^{3+}[(\text{Si}_{4-y}\text{Al}_y)^{-y}\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Пальгорскит | $(\text{Mg}, \text{Al})_5[\text{Si}_8\text{O}_{20}](\text{OH})_2(\text{H}_2\text{O})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Парсеттенсит | $\text{K}_{<1}\text{Mn}_8[\text{Si}_8\text{AlO}_{21}](\text{O}, \text{OH})_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ |
| Пеннантит | $\text{Mn}_{6-n}\text{Al}_n[(\text{Si}_{4-n}\text{Al}_n\text{O}_{10})](\text{OH})_8$ |
| Пеннин | $(\text{Mg}, \text{Al})_6[\text{Si}_{3,3-3,1}\text{Al}_{0,5-0,9}\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ |
| Петалит | $\text{LiAl}[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ |
| Пренит | $\text{Ca}_2\text{Al}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$ |
| Рейерит | $(\text{Na}, \text{K})_2\text{Ca}_{14}[\text{Si}_8\text{O}_{29}][\text{Si}_{14}\text{Al}_2\text{O}_{38}](\text{OH})_8 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ |
| К-ректорит | $(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_x\text{K}_{0,5}\text{Al}_2[\text{Si}_{3,5-x}\text{Al}_{0,5-x}\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Na-ректорит | $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K})_x\text{Na}_{0,5}\text{Al}_2[\text{Si}_{3,5-x}\text{Al}_{0,5-x}\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |

| | |
|--------------------|--|
| Сапонит | $Mg_{y-x}^{+}(Mg, Fe^{2+})_{3-x}(Al, Fe^{3+})_x]^{+}x[(Si_{4-y}Al_y)^{-y}O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ |
| Свайнфордит | $(Li, Na, K, 1/2Ca, 1/2Mg)(Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg, Li)_{-2,5}[(Si, Al)_4O_{10}](OH, F)_2$ |
| Соботкит | $(Ca_{0,13}K_{0,01})(Mg_{1,91}Al_{0,95})(Si_{3,06}Al_{0,94})O_{10}(OH)_2 \cdot 5,18H_2O$ |
| Соконит | $Mg_{y-x}^{+}(Zn_{3-x}Al_x)^{+}x[(Si_{4-y}Al_y)^{-y}O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ |
| Стильпноmelан | $(K, Na, Ca)_{<1}(Fe^{2+}, Mn, Mg, Fe^{3+}, Al)_6[Si_8Al(O, OH)_{27}] \cdot 2 - 4H_2O$ |
| Судоит | $Mg_2Al_3[Si_3AlO_{10}](OH)_8$ |
| Сурит | $(Pb_{1,90}Cu_{0,01}Ca_{0,25})(CO_3)_2(Al_{1,75}Fe_{0,05}^{3+}Mg_{0,30})(Si_{3,68}Al_{0,32})O_{10}(OH)_2$ |
| Тарасовит | $(Na, K, H_3O)Al_2[(Si, Al)_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ |
| Тосудиты | $(K, Na, Ca)_x(Al, Li, Mg)_{6-7}[(Si, Al)_6O_{20}](OH)_{10} \cdot nH_2O$ |
| Тусканит | $[K_{0,88}Sr_{0,04}(H_2O)_{1,08}](Ca_{5,25}Na_{0,51}Fe_{0,10}^{3+}Mg_{0,11})(Si_{6,34}Al_{3,66})O_{22}[(SO_4)_{1,38}(CO_3OH)_{0,55}(OH)_{0,44}]$ |
| Уикенбергит | $Pb_3CaAl_2Si_{10}O_{24}(OH)_6$ |
| Ферропеннантит | $(Fe, Mn)_{6-n}Fe_n^{3+}[Si_{4-n}Al_nO_{10}](OH)_8$ |
| Хромовые хлориты | $(Mg, Cr, Al)_6[(Si, Al)_4O_{10}](OH)_8$ |
| Цинковый пеннантит | $(Mn_{2,6}Zn_{1,3}Al_{1,3}Mg_{0,6}Fe_{0,2}^{3+})[Si_{2,7}Al_{1,3}O_{10}](OH)_8$ |
| Шериданит | $(Mg, Al)_6[Si_{2,8-2,2}Al_{1,2-1,8}O_{10}](OH)_8$ |
| Экманит | $(Fe^{2+}, Mg, Mn, Fe^{3+})_{<3}[(Si, Al)Si_3O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O (?)$ |
| Ягоит | $(Pb, Na)_{11}(Fe^{3+}, Mg)_4(Si, Al)_{13}(O, OH)_{41}Cl_3$ |
| Яхонтовит | $Ca_{0,18}Na_{0,01}K_{0,01}(Cu_{0,94}Mg_{1,20}Fe_{0,48}^{3+})(Si_{3,90}Al_{0,30}Fe_{0,07}^{3+})O_{10}(OH)_2 \cdot 2,8H_2O$ |

Барий

| | |
|--------------|---|
| Джиллеспит | $BaFe[Si_4O_{10}]$ |
| Илимаусит | $(Ba, Na, K)_7Ce(Nb, Ti, Fe)_3Si_8(O, OH)_{28} \cdot 4 - 5H_2O$ |
| Кимрит | $Ba[Al_2Si_2O_8] \cdot H_2O$ |
| Лейкосфенит | $Na_4BaTi_2O_2[Si_8(Si, B)_4O_{28}]$ |
| Макдональдит | $BaCa_4H_2[Si_{16}O_{38}] \cdot 10H_2O$ |
| Санборнит | $Ba_2[Si_4O_{10}]$ |
| Тяньшанит | $KNa_9Ca_2Ba_6(Mn, Fe)_6(Ti, Nb, Ta)_6Si_{36}B_{12}(O, OH)_{125} (?)$ |

Бериллий

| | |
|-----------|---|
| Лейкофан | $CaNa[BeSi_2O_6F]$ |
| Мелинофан | $Ca(Na, Ca)[BeSi_2O_6(F, O)]$ |
| Семеновит | $Na_8Ca_2TR_2Fe^{2+}[Si_{14}Be_6O_{40}F_6]$ |
| Эвидимит | $Na_2Be_2[Si_6O_{15}] \cdot H_2O$ |

Бор

| | |
|-------------|---|
| Лейкосфенит | $Na_4BaTi_2O_2[Si_8(Si, B)_4O_{28}]$ |
| Манандонит | $Li_2Al_4[Si_2AlBO_{10}](OH)_8$ |
| Сирлезит | $Na[BSi_2O_5(OH)_2]$ |
| Тяньшанит | $KNa_9Ca_2Ba_6(Mn, Fe)_6(Ti, Nb, Ta)_6Si_{36}B_{12}(O, OH)_{125} (?)$ |

Ванадий

| | |
|----------------------|----------------------------------|
| Каванснт | $Ca(VO)[Si_4O_{10}] \cdot 4H_2O$ |
| Пентагонит | $Ca(VO)[Si_4O_{10}] \cdot 4H_2O$ |
| (Ванадновый смектит) | |
| (Ванадиевый судоит) | |

Железо

| | |
|-----------|--|
| Авазит | $2,5Fe_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot 4,5H_2O$ |
| Алоизинит | $(Ca, Fe, Mg, Na_2H_2)_4O_2(SiO_4)$ |
| Бейлхлор | $(Zn_{2,50}Fe_{1,20}^{2+}Mg_{0,76}Mn_{0,01}Al_{1,17}^{+})[Si_{3,55}Al_{0,45}O_{10}](OH)_8$ |

| | |
|---------------------------------|---|
| Беннистерит | $(\text{Na}, \text{K})\text{Ca}(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Zn}, \text{Mg})_{20}(\text{Si}, \text{Al})_{32}\text{O}_{76}(\text{OH})_{16} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ |
| Вермикулит | $\text{Mg}_{0.5}(\text{Mg}, \text{Fe}^{3+})_3(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ |
| Гидроферрихлорит | $\text{Fe}_2^{2+}\text{Fe}_3^{3+}[\text{Si}_3(\text{Al}, \text{Fe})\text{O}_{10}](\text{OH})_8 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Гизингерит | $m\text{RO} \cdot n\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot p\text{SiO}_2 \cdot x\text{H}_2\text{O}$ |
| Гоньерит | $(\text{Mn}, \text{Mg}, \text{Fe}^{3+})_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ |
| Джиллеспит | $\text{BaFe}[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ |
| Железистые хлориты | $(\text{Fe}^{2+}, \text{Al})_6[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ |
| Зусманит | $\text{K}(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})_{13}(\text{Si}, \text{Al})_{18}\text{O}_{42}(\text{O}, \text{OH})_{14}$ |
| Илимаусит | $(\text{Ba}, \text{Na}, \text{K})_7\text{Ce}(\text{Nb}, \text{Ti}, \text{Fe})_3\text{Si}_6(\text{O}, \text{OH})_{28} \cdot 4-5\text{H}_2\text{O}$ |
| Иллит-сметтиты | $\text{K}_{0.33-0.75}(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_2[(\text{Si}, \text{Al})_4(\text{O}, \text{OH})_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Корренситы | $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K}, \text{Mg})_x(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_9[(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{20}](\text{OH})_{10} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Магнезиально-железистые хлориты | $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al})_6[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ |
| Майнхиллит | $(\text{K}, \text{Na})_{2-3}(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg}, \text{Zn})_{28}[\text{Zn}_{\sim 4}\text{Al}_4\text{Si}_{40}\text{O}_{112}(\text{OH})_4](\text{OH})_{12}$ |
| Мэколэит | $\text{Fe}_{24}^{3+}[\text{Si}_4\text{O}_{43}](\text{OH})_2$ |
| Мауритцит | $(\text{Ca}_{0.14}\text{Na}_{0.03})(\text{Fe}^{3+}_{0.88}\text{Fe}^{0.45}\text{Mg}_{1.43})[(\text{Si}_{3.32}\text{Al}_{0.42}\text{Fe}_{0.26}^{3+})\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ |
| Науяказит | $\text{Na}_6\text{Fe}^{2+} + [\text{Al}_4\text{Si}_8\text{O}_{26}]$ |
| Неленит | $(\text{Mn}, \text{Fe})_{16}[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}](\text{OH})_{11}[\text{As}_3^{3+}\text{O}_6](\text{OH})_3$ |
| Неотокиит | $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{SiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ |
| Нефедьевит | $\text{Ca}_{0.23}(\text{Mg}_{0.52}\text{Fe}_{0.04}\text{Al}_{1.49})[\text{Si}_{3.90}\text{Al}_{0.10}\text{O}_{10}(\text{OH})_2] \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Никелевые гидрохлориты | $(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Ni}, \text{Al})_6[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Ноитронит | $\text{M}_y^+\text{Fe}_2^{3+}[(\text{Si}_{4-y}\text{Al}_y)^{-y}\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Пиросмалиит | $(\text{Fe}, \text{Mn})_8[\text{Si}_6\text{O}_{16}](\text{OH}, \text{Cl})_{10}$ |
| Салонит | $\text{M}_{y-x}^+[(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3-x(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_x] + x[(\text{Si}_{4-y}\text{Al}_y)^{-y}\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Свайнфордит | $(\text{Li}, \text{Na}, \text{K}, 1/2\text{Ca}, 1/2\text{Mg})(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Li})_{\sim 2.5}[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$ |
| Семеновит | $\text{Na}_8\text{Ca}_2\text{TR}_2\text{Fe}^{2+} + [\text{Si}_{14}\text{Be}_6\text{O}_{40}\text{F}_8]$ |
| Стильпноделан | $(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca})_{\leq 1}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_6[\text{Si}_8\text{Al}(\text{O}, \text{OH})_{27}] \cdot 2-4\text{H}_2\text{O}$ |
| Сурит | $(\text{Pb}_{1.90}\text{Cu}_{0.01}\text{Ca}_{0.25})(\text{CO}_3)_2(\text{Al}_{1.75}\text{Fe}_{0.05}\text{Mg}_{0.30})(\text{Si}_{3.88}\text{Al}_{0.32}\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ |
| Тунгусит | $\text{Ca}_4\text{Fe}_2^{2+}[\text{Si}_6\text{O}_{15}](\text{OH})_6$ |
| Туперсуатсианит | $\text{NaFe}_3[\text{Si}_9\text{O}_{20}](\text{OH})_2(\text{H}_2\text{O})_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ |
| Тусканит | $[\text{K}_{0.88}\text{Sr}_{0.04}(\text{H}_2\text{O})_{1.08}](\text{Ca}_{5.25}\text{Na}_{0.51}\text{Fe}_{0.10}^{3+}\text{Mg}_{0.11})(\text{Si}_{6.34}\text{Al}_{3.66}\text{O}_{22})[\text{SO}_4]_{1.38}(\text{CO}_3\text{OH})_{0.55}(\text{OH})_{0.44}$ |
| Тяньшанит | $\text{KNa}_9\text{Ca}_2\text{Ba}_6(\text{Mn}, \text{Fe})_6(\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Ta})_6\text{Si}_3\text{B}_{12}(\text{O}, \text{OH})_{125} (?)$ |
| Ферропеннантит | $(\text{Fe}, \text{Mn})_{6-n}\text{Fe}_n^{3+}[\text{Si}_{4-n}\text{Al}_n\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ |
| Франклинфариейсит | $\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+} + \text{Mn}^{3+} + \text{Mn}_2^{3+}[\text{Si}_2\text{Zn}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ |
| Цинковский пеннантит | $(\text{Mn}_{2.6}\text{Zn}_{1.3}\text{Al}_{1.3}\text{Mg}_{0.6}\text{Fe}_{0.2}^{3+})[\text{Si}_{2.7}\text{Al}_{1.3}\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ |
| Экманит | $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe}^{3+})_{\leq 3}[(\text{Si}, \text{Al})\text{Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Ягоит | $(\text{Pb}, \text{Na})_{11}(\text{Fe}^{3+}, \text{Mg})_4(\text{Si}, \text{Al})_{13}(\text{O}, \text{OH})_{41}\text{Cl}_3$ |
| Яхонтовит | $\text{Ca}_{0.18}\text{Na}_{0.01}\text{K}_{0.01}(\text{Cu}_{0.94}\text{Mg}_{1.20}\text{Fe}_{0.48}^{3+})(\text{Si}_{3.90}\text{Al}_{0.03}\text{Fe}_{0.07}^{3+})\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 2.8\text{H}_2\text{O}$ |

Иттрий

Монтереджианит $(\text{Na}, \text{K})_6\text{Y}_2[\text{Si}_{16}\text{O}_{38}] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$

Калий

Апофиллит $\text{KCa}_4[\text{Si}_8\text{O}_{20}](\text{F}, \text{OH}) \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
 Беннистерит $(\text{Na}, \text{K})\text{Ca}(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Zn}, \text{Mg})_{20}(\text{Si}, \text{Al})_{32}\text{O}_{76}(\text{OH})_{16} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
 Ганофиллит $(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca})_x\text{Mn}_8(\text{Si}, \text{Al})_{12}(\text{O}, \text{OH})_{32}(\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
 Гидродельхалфелит $\text{KCa}_2\text{H}_2[(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_{19}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

| | |
|----------------|---|
| Даванит | $K_2Ti[Si_6O_{15}]$ |
| Делиит | $K_2Zr[Si_6O_{15}]$ |
| Дельханелит | $K \cdot Na_2Ca_2[(Si_7Al)O_{19}](F, Cl)_2$ |
| Зусманит | $K(Fe, Mn, Mg)_{13}[(Si, Al)_{18}O_{42}](O, OH)_{14}$ |
| Илимаусит | $(Ba, Na, K)_7Ce(Nb, Ti, Fe)_3Si_8(O, OH)_{28} \cdot 4-5H_2O$ |
| Иллит—сметиты | $K_{0,33-0,75}(Al, Mg, Fe)_2[(Si, Al)_4(O, OH)_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ |
| Карлтонит | $KNa_4Ca_4[Si_8O_{18}](CO_3)_4(F, OH) \cdot H_2O$ |
| Корренситы | $(Ca, Na, K, Mg)_x(Mg, Fe, Al)_9[(Si, Al)_8O_{20}](OH)_{10} \cdot nH_2O$ |
| Латиумит | $(K_{0,85} \square_{0,15})Ca_3(Si_{2,15}Al_{2,85})O_{11}(SO_4)_{0,7}(CO_3)_{0,3}$ |
| Лемуанит | $(Na, K)_2Ca[Zr_2(Si_5O_{13})_2] \cdot nH_2O$ |
| Майнхиллит | $(K, Na)_{2-3}(Ca, Mn, Fe, Mg, Zn)_{28}[Zn \sim 4Al_4Si_{40}O_{112}(OH)_4](OH)_{12}$ |
| Маунтинит | $K_3Na_2Ca_2[Si_8O_{19}](OH)_2 \cdot 4H_2O$ |
| Монтереджианит | $(Na, K)_6Y_2[Si_{16}O_{38}] \cdot 10H_2O$ |
| Парсеттенсит | $K_{<1}Mn_6[Si_8AlO_{21}](O, OH)_6 \cdot 3H_2O$ |
| Рейерит | $(Na, K)_2Ca_{14}[Si_8O_{20}][Si_{14}Al_2O_{38}](OH)_8 \cdot 6H_2O$ |
| К-ректорит | $(Na, K, Ca)_xK_{0,5}Al_2[Si_{3,5-x}Al_{0,5+x}O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ |
| На-ректорит | $(Na, Ca, K)_xNa_{0,5}Al_2[Si_{3,5-x}Al_{0,5+x}O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ |
| Родезит | $Na_2K_2Ca_4[Si_{16}O_{38}] \cdot 12H_2O$ |
| Свайнфордит | $(Li, Na, K, 1/2Ca, 1/2Mg)(Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg, Li)_{-2,5}[(Si, Al)_4O_{10}](OH, F)_2$ |
| Соботкит | $(Ca_{0,13}K_{0,01})(Mg_{1,91}Al_{0,95})(Si_{3,06}Al_{0,94})O_{10}(OH)_2 \cdot 5,18H_2O$ |
| Стильпноделан | $(K, Na, Ca)_{<1}(Fe^{2+}, Mn, Mg, Fe^{3+}, Al)_6[Si_8Al(O, OH)_{27}] \cdot 2-4H_2O$ |
| Тарасовит | $(Na, K, H_3O)Al_2[(Si, Al)_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ |
| Тосудиты | $(K, Na, Ca)_x(Al, Li, Mg)_{6-7}[(Si, Al)_8O_{20}](OH)_{10} \cdot nH_2O$ |
| Тусканит | $[K_{0,88}Sr_{0,04}(H_2O)_{1,08}(Ca_{2,25}Na_{0,51}Fe_{0,10}^{3+}Mg_{0,11})(Si_{6,34}Al_{3,66})O_{22}[(SO_4)_{1,38}(CO_3OH)_{0,55}(OH)_{0,44}]$ |
| Тяньшанит | $KNa_9Ca_2Ba_6(Mn, Fe)_6(Ti, Nb, Ta)_6Si_{36}B_{12}(O, OH)_{125} (?)$ |
| Уиксит | $K_2(UO_2)_2(Si_2O_5)_3 \cdot 4H_2O$ |
| Федорит | $(K, Na)_{2,5}(Ca, Na)_7[Si_{16}O_{38}](OH, F)_2 \cdot H_2O$ |
| Яхонтовит | $Ca_{0,18}Na_{0,01}K_{0,01}(Cu_{0,94}Mg_{1,20}Fe_{0,48}^{3+})(Si_{3,90}Al_{0,03}Fe_{0,07}^{3+})O_{10}(OH)_2 \cdot 2,8H_2O$ |

Кальций

| | |
|------------------|---|
| Алоизнит | $(Ca, Fe, Mg, Na_2, H_2)_4O_2(SiO_4)$ |
| Апофиллит | $KCa_4[Si_8O_{20}](F, OH) \cdot 8H_2O$ |
| Армстронгит | $CaZr[Si_6O_{15}] \cdot 2,5H_2O$ |
| Беннистерит | $(Na, K)Ca(Mn^{2+}, Fe^{2+}, Zn, Mg)_{20}[(Si, Al)_{32}O_{76}](OH)_{16} \cdot 12H_2O$ |
| Ганофиллит | $(K, Na, Ca)_xMg_8(Si, Al)_{12}(O, OH)_{32}(OH)_4 \cdot nH_2O$ |
| Гидродельхайелит | $KCa_2H_2[(Si_7Al)O_{19}] \cdot 6H_2O$ |
| Гиролит | $Ca_{16}[Si_8O_{20}][Si_8O_{20}]_2(OH)_8 \cdot 14H_2O$ |
| Дельхайелит | $K_3Na_2Ca_2[(Si_7Al)O_{19}](F, Cl)_2$ |
| Икерит | $Ca_2Sn[Al_2Si_6O_{18}](OH)_2 \cdot 2H_2O$ |
| Кавансит | $Ca(VO)[Si_4O_{10}] \cdot 4H_2O$ |
| Кальцийурсилит | $Ca_4(UO_2)_4(Si_2O_6)_5(OH)_6 \cdot 15H_2O$ |
| Карлтонит | $KNa_4Ca_4[Si_8O_{18}](CO_3)_4(F, OH) \cdot H_2O$ |
| Корренситы | $(Ca, Na, K, Mg)_x(Mg, Fe, Al)_9[(Si, Al)_8O_{20}](OH)_{10} \cdot nH_2O$ |
| Купрориваит | $CaCu[Si_4O_{10}]$ |
| Латиумит | $(K_{0,85} \square_{0,15})Ca_3(Si_{2,15}Al_{2,85})O_{11}(SO_4)_{0,7}(CO_3)_{0,3}$ |
| Лейкофан | $CaNa[BeSi_2O_6F]$ |
| Лемуанит | $(Na, K)_2Ca[Zr_2(Si_5O_{13})_2] \cdot nH_2O$ |
| Майнхиллит | $(K, Na)_{2-3}(Ca, Mn, Fe, Mg, Zn)_{28}[Zn \sim 4Al_4Si_{40}O_{112}(OH)_4](OH)_{12}$ |
| Макдональдит | $BaCa_4H_2[Si_{16}O_{38}] \cdot 10H_2O$ |
| Маунтинит | $K_2Na_2Ca_2[Si_8O_{19}](OH)_2 \cdot 4H_2O$ |
| Мауритцит | $(Ca_{0,14}Na_{0,03})(Fe_{0,88}^{3+}Fe_{0,45}^{2+}Mg_{1,43})[(Si_{3,32}Al_{0,42}Fe_{0,26}^{3+})O_{10}](OH)_2$ |
| Мелинофан | $Ca(Na, Ca)[BeSi_2O_6(F, O)]$ |
| Натроапофиллит | $NaCa_4[Si_8O_{20}]F \cdot 8H_2O$ |

| | |
|-------------------|---|
| Нефедьевит | $\text{Ca}_{0,23}(\text{Mg}_{0,52}\text{Fe}_{0,04}\text{Al}_{1,19})[\text{Si}_{3,90}\text{Al}_{0,10}\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Пентагонит | $\text{Ca}(\text{VO})[\text{Si}_4\text{O}_{10}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ |
| Пренит | $\text{Ca}_2\text{Al}[\text{Si}_3\text{AlO}_4](\text{OH})_2$ |
| Рейерит | $(\text{Na}, \text{K})_2\text{Ca}_{14}[\text{Si}_6\text{O}_{20}][\text{Si}_{14}\text{Al}_2\text{O}_{38}](\text{OH})_8 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ |
| К-ректорит | $(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_x\text{K}_{0,5}\text{Al}_2[\text{Si}_{1,5-x}\text{Al}_{0,5+x}\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| На-ректорит | $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K})_x\text{Na}_{0,5}\text{Al}_2[\text{Si}_{3,5-x}\text{Al}_{0,5+x}\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Родезит | $\text{Na}_2\text{K}_2\text{Ca}_4[\text{Si}_{16}\text{O}_{38}] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ |
| Свайнфордит | $(\text{Li}, \text{Na}, \text{K}, 1/2\text{Ca}, 1/2\text{Mg})(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Li})_{-2,5}[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{F}, \text{OH})_2$ |
| Семеновит | $\text{Na}_6\text{Ca}_2\text{TR}_2\text{Fe}^{2+}[\text{Si}_{14}\text{Be}_6\text{O}_{40}\text{F}_8]$ |
| Соботкит | $(\text{Ca}_{0,13}\text{K}_{0,01})(\text{Mg}_{1,91}\text{Al}_{0,95})(\text{Si}_{3,06}\text{Al}_{0,94})\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 5,18\text{H}_2\text{O}$ |
| Стильпомелан | $(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca})_{<1}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_6[\text{Si}_8\text{Al}(\text{O}, \text{OH})_{27}]2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ |
| Суриг | $(\text{Pb}_{1,90}\text{Cu}_{0,01}\text{Ca}_{0,25})(\text{CO}_3)_2(\text{Al}_{1,75}\text{Fe}_{0,06}\text{Mg}_{0,30})(\text{Si}_{3,68}\text{Al}_{0,32})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ |
| Тосудиты | $(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca})_x(\text{Al}, \text{Li}, \text{Mg})_{6-7}[(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{20}](\text{OH})_{10} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Трускоттит | $\text{Ca}_{14}[\text{Si}_8\text{O}_{20}][\text{Si}_{16}\text{O}_{38}](\text{OH})_8 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ |
| Тунгусит | $\text{Ca}_4\text{Fe}_2^{2+}[\text{Si}_6\text{O}_{15}](\text{OH})_6$ |
| Тусканит | $[\text{K}_{0,88}\text{Sr}_{0,04}(\text{H}_2\text{O})_{1,08}](\text{Ca}_{5,25}\text{Na}_{0,51}\text{Fe}_{0,10}^{3+}\text{Mg}_{0,11})(\text{Si}_{6,34}\text{Al}_{3,66})\text{O}_{22}[(\text{SO}_4)_{1,38}(\text{CO}_3\text{OH})_{0,55}(\text{OH})_{0,44}]$ |
| Тяньшанит | $\text{KNa}_9\text{Ca}_2\text{Ba}_6[\text{Mn}, \text{Fe}]_6(\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Ta})_6\text{Si}_8\text{B}_{12}(\text{O}, \text{OH})_{125} (?)$ |
| Уикенбергит | $\text{Pb}_3\text{CaAl}_2\text{Si}_{10}\text{O}_{24}(\text{OH})_6$ |
| Федорит | $(\text{K}, \text{Na})_{2,5}(\text{Ca}, \text{Na})_7[\text{Si}_{16}\text{O}_{38}](\text{OH}, \text{F})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ |
| Франклинфарнейсит | $\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}\text{Mn}^{3+}\text{Mn}^{2+}[\text{Si}_2\text{Zn}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ |
| Хейвит | $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{Si}_2\text{O}_5)_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ |
| Цеофиллит | $\text{Ca}_1[\text{Si}_{10}\text{O}_{28}]\text{F}_6(\text{OH})_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ |
| Яхонтовит | $\text{Ca}_{0,18}\text{Na}_{0,01}\text{K}_{0,01}(\text{Cu}_{0,94}\text{Mg}_{1,20}\text{Fe}_{0,48}^{3+})(\text{Si}_{3,90}\text{Al}_{0,03}\text{Fe}_{0,07}^{3+})\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 2,8\text{H}_2\text{O}$ |

Литий

| | |
|-------------|--|
| Гекторит | $\text{M}_x^+(\text{Mg}_{3-x}\text{Li}_x)^{-x}[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Кукцит | $\text{LiAl}_4[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_8$ |
| Манандонит | $\text{Li}_2\text{Al}_4[\text{Si}_2\text{AlBO}_{10}](\text{OH})_8$ |
| Петалит | $\text{LiAl}[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ |
| Свайнфордит | $(\text{Li}, \text{Na}, \text{K}, 1/2\text{Ca}, 1/2\text{Mg})(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Li})_{-2,5}[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{F}, \text{OH})_2$ |
| Тосудиты | $(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca})_x(\text{Al}, \text{Li}, \text{Mg})_{6-7}[(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{20}](\text{OH})_{10} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |

Магний

| | |
|---------------------------------|--|
| Алоизиит | $(\text{Ca}, \text{Fe}, \text{Mg}, \text{Na}_2\text{H}_2)_4\text{O}_2(\text{SiO}_4)$ |
| Бейлихлор | $(\text{Zn}_{2,50}\text{Fe}_{1,20}\text{Mg}_{0,76}\text{Mn}_{0,01}\text{Al}_{1,17}\text{Li}_{0,36})[\text{Si}_{3,55}\text{Al}_{0,45}\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ |
| Беннистерит | $(\text{Na}, \text{K})\text{Ca}(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Zn}, \text{Mg})_{20}[(\text{Si}, \text{Al})_{32}\text{O}_{76}](\text{OH})_{16} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ |
| Вермикулит | $\text{Mg}_{0,5}(\text{Mg}, \text{Fe}^{3+})_3[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ |
| Волконскоит | $\text{M}_x^{+y}(\text{Cr}_{2-x}\text{Mg}_x)^{-x}[(\text{Si}_{4-y}\text{Al}_y)^{-y}\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Гекторит | $\text{M}_x^+(\text{Mg}_{3-x}\text{Li}_x)^{-x}[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Гоньерит | $(\text{Mn}, \text{Mg}, \text{Fe}^{3+})_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ |
| Зусманит | $\text{K}(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})_{13}[(\text{Si}, \text{Al})_{18}\text{O}_{42}](\text{O}, \text{OH})_{14}$ |
| Иллит-сметиты | $\text{K}_{0,33-0,75}(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_2[(\text{Si}, \text{Al})_4(\text{O}, \text{OH})_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Йофортъерит | $\text{Mg}_5[\text{Si}_8\text{O}_{20}](\text{OH})_2(\text{H}_2\text{O})_4 \cdot 4-5\text{H}_2\text{O}$ |
| Клинохлор | $(\text{Mg}, \text{Al})_6[\text{Si}_{3,1-2,8}\text{Al}_{0,9-1,2}\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ |
| Корренситы | $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K}, \text{Mg})_x(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_9[(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{20}](\text{OH})_{10} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Кулькеит | $\text{Mg}_8\text{Al}[\text{Si}_7\text{AlO}_{20}](\text{OH})_{10}$ |
| Лохлинит | $\text{Na}_3\text{Mg}_6[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}](\text{OH})_4(\text{H}_2\text{O})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Магнезиально-железистые хлориты | $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al})_6[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ |
| Магнийурсилит | $\text{Mg}_4(\text{UO}_2)_4(\text{Si}_2\text{O}_5)_5(\text{OH})_6 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$ |
| Магнезиопеннантит | $(\text{Mg}, \text{Mn})_{6-n}\text{Al}_n[\text{Si}_{4-n}\text{Al}_n\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ |

| | |
|------------------------|--|
| Майнхиллит | $(K, Na)_{2-3}(Ca, Mn, Fe, Mg, Zn)_{28}[Zn_{-4}Al_4Si_{40}O_{112}](OH)_4(OH)_{12}$ |
| Мауритцит | $(Ca_{0,14}Na_{0,03})(Fe_{0,88}^{3+}Fe_{0,45}^{2+}Mg_{1,43})(Si_{3,32}Al_{0,42}Fe_{0,26}^{3+})O_{10}(OH)_2$ |
| Монтгориллонит | $M_{x+y}^+(Al_{2-x}Mg_x)^{-x}(Si_{4-y}Al_y)^{-y}O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$ |
| Мразекит | $Mg_{5,67}[Si_8O_{20}](OH)_4 \cdot nH_2O + nSiO_{2,5} (?)$ |
| Нефедьевит | $Ca_{0,23}(Mg_{0,52}Fe_{0,04}^{3+}Al_{1,46})[Si_{3,90}Al_{0,10}O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ |
| Никелевые гидроклориты | $(Mg, Fe, Ni, Al)_6[(Si, Al)_4O_{10}](OH)_8 \cdot nH_2O$ |
| Нимит | $Mg_2Ni_3Al[Si_3AlO_{10}](OH)_8$ |
| Палыгорскит | $(Mg, Al)_5[Si_8O_{20}](OH)_2(H_2O)_4 \cdot nH_2O$ |
| Пеннин | $(Mg, Al)_6[Si_{3,5-3,1}Al_{0,5-0,9}O_{10}](OH)_8$ |
| Сапонит | $M_y^{+x}(Mg, Fe^{2+})_{3-x}(Al, Fe^{3+})_x + x[(Si_{4-y}Al_y)^{-y}O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$ |
| Свайнфордит | $(Li, Na, K, 1/2Ca, 1/2Mg)(Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg, Li)_{-2,5}[(Si, Al)_4O_{10}](OH, F)_2$ |
| Сепиолит | $Mg_8[Si_{12}O_{30}](OH)_4(H_2O)_4 \cdot 8H_2O$ |
| Соботкит | $(Ca_{0,13}K_{0,01})(Mg_{1,91}Al_{0,95})(Si_{3,06}Al_{0,94})O_{10}(OH)_2 \cdot 5,18H_2O$ |
| Стивенсит | $M_{2x}^+(Mg_{3-x}^{2-})^{-2x}[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ |
| Стильпномелан | $(K, Na, Ca)_{<1}(Fe^{2+}, Mn, Mg, Fe^{3+}, Al)_6[Si_8Al(O, OH)_{27}] \cdot 2-4H_2O$ |
| Судоит | $Mg_2Al_3[Si_3AlO_{10}](OH)_8$ |
| Сурит | $(Pb_{1,90}Cu_{0,01}Ca_{0,25})(CO_3)_2(Al_{1,75}Fe_{0,05}^{3+}Mg_{0,30})(Si_{3,68}Al_{0,32})O_{10}(OH)_2$ |
| Тосудиты | $(K, Na, Ca)_x(Al, Li, Mg)_{6-x}[(Si, Al)_8O_{20}](OH)_{10} \cdot nH_2O$ |
| Тусканит | $[K_{0,88}Sr_{0,04}(H_2O)_{1,06}](Ca_{5,25}Na_{0,51}Fe_{0,10}^{3+}Mg_{0,11})(Si_{6,34}Al_{3,66})O_{22}[(SO_4)_{1,38}(CO_3OH)_{0,55}(OH)_{0,44}]$ |
| Фалкондоит | $(Ni, Mg)_8[Si_{12}O_{30}](OH)_4(H_2O)_4 \cdot 8H_2O$ |
| Хромовые хлориты | $(Mg, Cr, Al)_6[(Si, Al)_4O_{10}](OH)_8$ |
| Цинковый пеннантит | $(Mn_{2,6}Zn_{1,3}Al_{1,3}Mg_{0,6}Fe_{0,2}^{3+})[Si_{2,7}Al_{1,3}O_{10}](OH)_8$ |
| Шериданит | $(Mg, Al)_6[Si_{2,8-2,2}Al_{1,2-1,8}O_{10}](OH)_8$ |
| Экманит | $(Fe^{2+}, Mg, Mn, Fe^{3+})_{<3}[(Si, Al)Si_3O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ |
| Ягонт | $(Pb, Na)_{11}(Fe^{3+}, Mg)_4(Si, Al)_{1,3}(O, OH)_{41}Cl_3$ |
| Яхонтовит | $Ca_{0,18}Na_{0,01}K_{0,01}(Cu_{0,84}Mg_{1,20}Fe_{0,38}^{3+})(Si_{3,90}Al_{0,03}Fe_{0,07}^{3+})O_{10}(OH)_2 \cdot 2,8H_2O$ |

Марганец

| | |
|--------------------|---|
| Бейлихлор | $(Zn_{2,56}Fe_{1,20}Mg_{0,76}Mn_{0,01}Al_{1,17}□_{0,36})[Si_{3,55}Al_{0,45}O_{10}](OH)_8$ |
| Бементит | $Mn_7[Si_6O_{15}](OH)_8$ |
| Беннистерит | $(Na, K)Ca(Mn^{2+}, Fe^{2+}, Zn, Mg)_{20}[(Si, Al)_3O_7](OH)_{16} \cdot 12H_2O$ |
| Ганофиллит | $(K, Na, Ca)_xMn_8(Si, Al)_{12}(O, OH)_3(OH)_4 \cdot nH_2O$ |
| Гоньерит | $(Mn, Mg, Fe^{3+})_6[Si_4O_{10}](OH)_8$ |
| Зусманит | $K(Fe, Mn, Mg)_3[(Si, Al)_{16}O_{42}](O, OH)_{14}$ |
| Магнезиопеннантит | $(Mg, Mn)_{6-n}Al_n[Si_{4-n}Al_nO_{10}](OH)_8$ |
| Майнхиллит | $(K, Na)_{2-3}(Ca, Mn, Fe, Mg, Zn)_{28}[Zn_{-4}Al_4Si_{40}O_{112}](OH)_4(OH)_{12}$ |
| Макгиллит | $Mn_8[Si_6O_{15}](OH)_8Cl_2$ |
| Неленит | $(Mn, Fe)_{16}[Si_{12}O_{30}](OH)_{14}[As_3^{3+}O_6](OH)_3$ |
| Неотокит | $(Mn, Fe)SiO_3 \cdot H_2O$ |
| Парсеттенсит | $K_{<1}Mn_8[Si_8AlO_{21}](O, OH)_6 \cdot 3H_2O$ |
| Пеннантит | $Mn_{6-n}Al_n[Si_{4-n}Al_nO_{10}](OH)_8$ |
| Пиросмалит | $(Fe, Mn)_8[Si_6O_{15}](OH, Cl)_{10}$ |
| Стильпномелан | $(K, Na, Ca)_{<1}(Fe^{2+}, Mn, Mg, Fe^{3+}, Al)_6[Si_8Al(O, OH)_{27}] \cdot 2-4H_2O$ |
| Тяньшанит | $KNa_9Ca_2Ba_6(Mn, Fe)_6(Ti, Nb, Ta)_6Si_3B_{12}(O, OH)_{125} (?)$ |
| Ферропеннантит | $(Fe, Mn)_{6-n}Fe_n^{3+}[Si_{4-n}Al_nO_{10}](OH)_8$ |
| Франклинфарнейсит | $Ca_2Fe^{3+}Mn^{3+}Mn_3^{2+}[Si_2Zn_2O_{10}](OH)_8$ |
| Фриделит | $Mn_8[Si_6O_{15}](OH, Cl)_{10}$ |
| Цинковый пеннантит | $(Mn_{2,6}Zn_{1,3}Al_{1,3}Mg_{0,6}Fe_{0,2}^{3+})Si_{2,7}Al_{1,3}O_{10}(OH)_8$ |
| Чинглусуит | $m(R_2O + RO) \cdot nTiO_2 \cdot pZrO_2 \cdot qMnO_2 \cdot xSiO_2 \cdot zH_2O$ |

| | |
|------------------|--|
| Шаллерит | $Mn_{16}[Si_{12}O_{30}](OH)_{14}[As_3^{3+}O_6](OH)_3$ |
| Экманит | $(Fe^{2+}, Mg, Mn, Fe^{3+})_{<3}[Si, Al]Si_3O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$ (?) |
| Медь | |
| Ахоит | $Cu_6Al_2Si_{10}O_{29} \cdot 5,5H_2O$ |
| Купоривант | $CaCu[Si_4O_{10}]$ |
| Сурит | $(Pb_{1,90}Cu_{0,01}Ca_{0,26})(CO_3)_2(Al_{1,76}Fe_{0,05}^{3+}Mg_{0,30})(Si_{3,66}Al_{0,32})O_{10} \cdot (OH)_2$ |
| Хризоколла | $Cu_2H_2[Si_2O_5](OH)_4$ |
| Яхонтовит | $Ca_{0,18}Na_{0,01}K_{0,01}(Cu_{0,94}Mg_{1,20}Fe_{0,48}^{3+})(Si_{3,90}Al_{0,03}Fe_{0,07}^{3+})O_{10}(OH)_2 \cdot 2,8H_2O$ |
| Мышьяк | |
| Неленит | $(Mn, Fe)_{16}[Si_{12}O_{30}](OH)_{14}[As_3^{3+}O_6](OH)_3$ |
| Шаллерит | $Mn_{16}[Si_{12}O_{30}](OH)_{14}[As_3^{3+}O_6](OH)_3$ |
| Натрий | |
| Алоизинт | $(Ca, Fe, Mg, Na_2, H_2)_4O_2(SiO_4)$ |
| Бенистерит | $(Na, K)Ca(Mn^{2+}, Fe^{2+}, Zn, Mg)_{20}[(Si, Al)_{32}O_{76}](OH)_{16} \cdot 12H_2O$ |
| Ганофиллит | $(K, Na, Ca)_xMn_8(Si, Al)_{12}(O, OH)_{32}(OH)_4 \cdot nH_2O$ |
| Дельхайелит | $K_3Na_2Ca_2[(Si_7Al)O_{19}](F, Cl)_2$ |
| Илимаусит | $(Ba, Na, K)_7Ce(Nb, Ti, Fe)_3Si_8(O, OH)_{28} \cdot 4-5H_2O$ |
| Қанемит | $NaHSi_2O_5 \cdot 3H_2O$ |
| Карлтонит | $KNa_4Ca_4[Si_8O_{18}](CO_3)_4(F, OH) \cdot H_2O$ |
| Кенияит | $Na_2Si_{22}O_{41}(OH)_8 \cdot 6H_2O$ |
| Корреиситы | $(Ca, Na, K, Mg)_x(Mg, Fe, Al)_9[(Si, Al)_8O_{20}](OH)_{10} \cdot nH_2O$ |
| Лейкофан | $CaNa[BeSi_2O_6F]$ |
| Лейкосфениит | $Na_4BaTi_2O_2[Si_8(Si, B)_4O_{28}]$ |
| Лемуанит | $(Na, K)_2Ca[Zr_2(Si_5O_{13})_2] \cdot nH_2O$ |
| Лохлинит | $Na_4Mg_6[Si_{12}O_{30}](OH)_4(H_2O)_4 \cdot nH_2O$ |
| Магадиит | $NaSi_7O_{13}(OH)_3 \cdot 3H_2O$ |
| Майнхиллит | $(K, Na)_{2-3}(Ca, Mn, Fe, Mg, Zn)_{28}[Zn_{-4}Al_4Si_{40}O_{112}(OH)_4](OH)_{12}$ |
| Макатит | $Na[Si_2O_4(OH)] \cdot 2H_2O$ |
| Маунтинит | $K_2Na_2Ca_2[Si_8O_{19}](OH)_2 \cdot 4H_2O$ |
| Мауритцит | $(Ca_{0,14}Na_{0,03})(Fe_{0,88}^{3+}Fe_{0,45}^{2+}Mg_{1,43})(Si_{3,32}Al_{0,42}Fe_{0,26}^{3+})O_{10}(OH)_2$ |
| Мелинофан | $Ca(Na, Ca)[BeSi_2O_6(F, O)]$ |
| Монтереджианит | $(Na, K)_6Y_2[Si_{16}O_{38}] \cdot 10H_2O$ |
| Натроапофиллит | $NaCa_4[Si_8O_{20}]F \cdot 8H_2O$ |
| Натросилит | $Na_2[Si_2O_5]$ |
| Науяказит | $Na_6Fe^{2+}[Al_4Si_8O_{26}]$ |
| Ревдит | $Na_2[Si_2O_5] \cdot 5H_2O$ |
| Рейерит | $(Na, K)_2Ca_{14}[Si_8O_{20}][Si_{14}Al_2O_{38}](OH)_8 \cdot 6H_2O$ |
| К-ректорит | $(Na, K, Ca)_xK_{0,5}Al_2[Si_{3,5-x}Al_{0,5+x}O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ |
| На-ректорит | $(Na, Ca, K)_xNa_{0,5}Al_2[Si_{3,5-x}Al_{0,5+x}O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ |
| Родезит | $Na_2K_2Ca_4[Si_{16}O_{38}] \cdot 12H_2O$ |
| Сажинит | $Na_2Ce[Si_6O_{14}](OH) \cdot 1,5H_2O$ |
| Свайифордит | $(Li, Na, K, 1/2Ca, 1/2Mg)(Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg, Li)_{-2,5}[(Si, Al)_4O_{10}](OH, F)_2$ |
| Семеновит | $Na_6Ca_2TR_2Fe^{2+}[Si_{14}Be_6O_{40}F_8]$ |
| Сирлезит | $Na[BSi_2O_5(OH)_2]$ |
| Стильпноменал | $(K, Na, Ca)_{<1}(Fe^{2+}, Mn, Mg, Fe^{3+}, Al)_6[Si_8Al(O, OH)_{27}]_2 \cdot 4H_2O$ |
| Тарасовит | $(Na, K, H_3O)Al_2[(Si, Al)_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ |
| Терскит | $Na_4Zr[Si_6O_{15}](OH)_2 \cdot nH_2O$ |
| Тосудиты | $(K, Na, Ca)_x(Al, Li, Mg)_{6-7}[(Si, Al)_8O_{20}](OH)_{10} \cdot nH_2O$ |
| Туперссуатсианит | $NaFe_3[Si_8O_{20}](OH)_2(H_2O)_4 \cdot H_2O$ |

| | |
|-----------|--|
| Тусканит | $[K_{0,88}Sr_{0,04}(H_2O)_{1,08}](Ca_{5,25}Na_{0,51}Fe_{0,10}^{3+}Mg_{0,11})[(Si_{6,34}Al_{3,66})O_{22}[(SO_4)_{1,38}(CO_3OH)_{0,55}(OH)_{0,44}]]$ |
| Тяньшанит | $KNa_9Ca_2Ba_6(Mn, Fe)_6(Ti, Nb, Ta)_6Si_3B_{12}(O, OH)_{125} (?)$ |
| Федорит | $(K, Na)_{2,5}(Ca, Na)_7[Si_{16}O_{38}](OH, F)_2 \cdot H_2O$ |
| Эвидимит | $Na_2Be_2[Si_6O_{15}] \cdot H_2O$ |
| Ягоит | $(Pb, Na)_{11}(Fe^{3+}, Mg)_4(Si, Al)_{13}(O, OH)_{41}Cl_3$ |
| Яхонтовит | $Ca_{0,18}Na_{0,01}K_{0,01}(Cu_{0,94}Mg_{1,20}Fe_{0,48}^{3+})(Si_{3,90}Al_{0,03}Fe_{0,07}^{3+})O_{10}(OH)_2 \cdot 2,8H_2O$ |

Никель

| | |
|------------------------|--|
| Никелевые гидрохлориты | $(Mg, Fe, Ni, Al)_6[(Si, Al)_4O_{10}](OH)_8 \cdot nH_2O$ |
| Нимит | $Mg_2Ni_3Al[Si_3AlO_{10}](OH)_8$ |
| Фалкондонит | $(Ni, Mg)_8[Si_{12}O_{30}](OH)_4(H_2O)_4 \cdot 8H_2O$ |

Ниобий

| | |
|-----------|--|
| Илимаусит | $(Ba, Na, K)_7Ce(Nb, Ti, Fe)_3Si_8(O, OH)_{28} \cdot 4-5H_2O$ |
| Тяньшанит | $KNa_9Ca_2Ba_6(Mn, Fe)_6(Ti, Nb, Ta)_6Si_3B_{12}(O, OH)_{125} (?)$ |

Олово

| | |
|--------|--|
| Икерит | $Ca_2Sn[Al_2Si_6O_{18}](OH)_2 \cdot 2H_2O$ |
|--------|--|

Редкие земли

| | |
|---|---|
| Семеновит (Армстроигит, илимаусит, лейкофан, мелинофан, TR- апофиллит, чинглусуит) | $Na_8Ca_2TR_2Fe^{2+}[Si_{14}Be_6O_{40}F_8]$ |
|---|---|

Свинец

| | |
|-------------|---|
| Сурит | $(Pb_{1,90}Cu_{0,01}Ca_{0,25})(CO_3)_2(Al_{1,75}Fe_{0,05}^{3+}Mg_{0,30})(Si_{3,68}Al_{0,32})O_{10}(OH)_2$ |
| Уикенбергит | $Pb_3CaAl_2Si_{10}O_{24}(OH)_6$ |
| Ягоит | $(Pb, Na)_{11}(Fe^{3+}, Mg)_4(Si, Al)_{13}(O, OH)_{41}Cl_3$ |

Сера

| | |
|----------|--|
| Л тиумит | $(K_{0,85} \square_{0,15})Ca_3(Si_{2,15}Al_{2,85})O_{11}(SO_4)_{0,7}(CO_3)_{0,3}$ |
| Тусканит | $[K_{0,88}Sr_{0,04}(H_2O)_{1,08}](Ca_{5,25}Na_{0,51}Fe_{0,10}^{3+}Mg_{0,11})(Si_{6,34}Al_{3,66})O_{22}[(SO_4)_{1,38}(CO_3OH)_{0,55}(OH)_{0,44}]$ |

Стронций

| | |
|----------|--|
| Тусканит | $[K_{0,88}Sr_{0,04}(H_2O)_{1,08}](Ca_{5,25}Na_{0,51}Fe_{0,10}^{3+}Mg_{0,11})(Si_{6,34}Al_{3,66})O_{22}[(SO_4)_{1,38}(CO_3OH)_{0,55}(OH)_{0,44}]$ |
|----------|--|

Тантал

| | |
|-----------|--|
| Тяньшанит | $KNa_9Ca_2Ba_6(Mn, Fe)_6(Ti, Nb, Ta)_6Si_3B_{12}(O, OH)_{125} (?)$ |
|-----------|--|

Титан

| | |
|-------------|--|
| Даванит | $K_2Ti[Si_6O_{15}]$ |
| Илимаусит | $(Ba, Na, K)_7Ce(Nb, Ti, Fe)_3Si_8(O, OH)_{28} \cdot 4-5H_2O$ |
| Лейкосфенит | $Na_4BaTi_2O_2[Si_8(Si, B)_4O_{28}]$ |
| Тяньшанит | $KNa_9Ca_2Ba_6(Mn, Fe)_6(Ti, Nb, Ta)_6Si_3B_{12}(O, OH)_{125} (?)$ |
| Чинглусуит | $m(R_2O + RO) \cdot nTiO_2 \cdot pZrO_2 \cdot qMnO_2 \cdot xSiO_2 \cdot zH_2O$ |

Углерод

| | |
|-----------|---|
| Карлтонит | $KNa_4Ca_4[Si_8O_{18}](CO_3)_4(F, OH) \cdot H_2O$ |
| Латиумит | $(K_{0,85} \square_{0,15})Ca_3(Si_{2,15}Al_{2,85})O_{11}(SO_4)_{0,7}(CO_3)_{0,3}$ |
| Сурит | $(Pb_{1,90}Cu_{0,01}Ca_{0,25})(CO_3)_2(Al_{1,75}Fe_{0,05}^{3+}Mg_{0,30})(Si_{3,68}Al_{0,32})O_{10}(OH)_2$ |

| | |
|--------------------|--|
| Тусканит | $[K_{0,88}Sr_{0,04}(H_2O)_{1,08}](Ca_{5,25}Na_{0,51}Fe_{6,10}^{3+}Mg_{0,11})(Si_{6,34}Al_{3,66})O_{22}$ $[(SO_4)_{1,38}(CO_3OH)_{0,55}(OH)_{0,44}]$ |
| Уран | |
| Кальцийурсилит | $Ca_4(UO_2)_4(Si_2O_5)_6(OH)_6 \cdot 15H_2O$ |
| Магнийурсилит | $Mg_4(UO_2)_4(Si_2O_5)_6(OH)_6 \cdot 20H_2O$ |
| Уиксит | $K_2(UO_2)_2(Si_2O_5)_3 \cdot 4H_2O$ |
| Хейвинит | $Ca(UO_2)_2(Si_2O_5)_3 \cdot 5H_2O$ |
| Фтор | |
| Апофиллит | $KCa_4[Si_8O_{20}](F, OH) \cdot 8H_2O$ |
| Гекторит | $M_x^+(Mg_{8-x}Li_x)^{-x}[Si_4O_{10}](OH, F)_2 \cdot nH_2O$ |
| Дельхайелит | $K_3Na_2Ca_2[(Si_7Al)O_{19}](F, Cl)_2$ |
| Карлтонит | $KNa_4Ca_4[Si_3O_{18}](CO_3)_4(F, OH) \cdot H_2O$ |
| Лейкофан | $CaNa[BeSi_2O_6F]$ |
| Мелинофан | $Ca(Na, Ca)[BeSi_2O_8(F, O)]$ |
| Натроапофиллит | $NaCa_4[Si_8O_{20}]F \cdot 8H_2O$ |
| Свайифордит | $(Li, Na, K, 1/2Ca, 1/2Mg)(Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg, Li)_{\sim 2,5}[(Si, Al)_4O_{10}](OH, F)_2$ |
| Семеновит | $Na_8Ca_2TR_2Fe^{2+}[Si_{14}Be_6O_{40}F_8]$ |
| Федорит | $(K, Na)_{2,5}(Ca, Na)_7[Si_{16}O_{38}](OH, F)_2 \cdot H_2O$ |
| Цеофиллит | $Ca_{12}[Si_{10}O_{28}]F_8(OH)_2 \cdot 6H_2O$ |
| Хлор | |
| Дельхайелит | $K_3Na_2Ca_2[(Si_7Al)O_{19}](F, Cl)_2$ |
| Макгиллит | $Mn_8[Si_6O_{15}](OH)_8Cl_2$ |
| Пиросмалит | $(Fe, Mn)_6[Si_6O_{15}](OH, Cl)_{10}$ |
| Фриделит | $Mn_8[Si_6O_{15}](OH, Cl)_{10}$ |
| Ягонт | $(Pb, Na)_{11}(Fe^{3+}, Mg)_4(Si, Al)_{13}(O, OH)_{41}Cl_3$ |
| Хром | |
| Волкоискоит | $M_{x+y}^+(Cr_{2-x}Mg_x)^{-x}[(Si_{4-y}Al_y)^{-y}O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ |
| Хромовые хлориты | $(Mg, Cr, Al)_6[(Si, Al)_4O_{10}](OH)_8$ |
| Церий | |
| Илимаусит | $(Ba, Na, K)_7Ce(Nb, Ti, Fe)_3Si_8(O, OH)_{28} \cdot 4-5H_2O$ |
| Сажинит | $Na_2Ce[Si_6O_{14}](OH) \cdot 1,5H_2O$ |
| Цинк | |
| Бейлихлор | $(Zn_{2,50}Fe_{1,20}Mg_{0,76}Mn_{0,01}Al_{1,17} \square_{0,36})[Si_{3,55}Al_{0,45}O_{10}](OH)_8$ |
| Беннистерит | $(Na, K)Ca(Mn^{2+}, Fe^{2+}, Zn, Mg)_{20}[(Si, Al)_3O_{76}](OH)_{18} \cdot 12H_2O$ |
| Майнхиллит | $(K, Na)_{2-3}(Ca, Mn, Fe, Mg, Zn)_{28}[Zn_{\sim 4}Al_4Si_{40}O_{112}(OH)_4](OH)_{12}$ |
| Соконит | $M_{y-x}^+(Zn_{3-x}Al_x)^{+x}[(Si_{4-y}Al_y)^{-y}O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ |
| Франклинфарнеймит | $Ca_2Fe^{3+}Mn^{3+}Mn^{2+}[Si_2Zn_2O_{10}](OH)_8$ |
| Цинксилит | $Zn_3[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O (?)$ |
| Цинковый пениантит | $(Mn_{2,6}Zn_{1,3}Al_{1,3}Mg_{0,6}Fe_{0,2}^{3+})Si_{2,7}Al_{1,3}O_{10}(OH)_3$ |
| Цирконий | |
| Армстронгит | $CaZr[Si_6O_{15}] \cdot 2,5H_2O$ |
| Делнит | $K_2Zr[Si_6O_{15}]$ |
| Лемуанит | $(Na, K)_2Ca[Zr_2(Si_5O_{13})_2] \cdot nH_2O$ |
| Терскит | $Na_4Zr[Si_6O_{15}](OH)_2 \cdot nH_2O$ |
| Чинглуеусит | $m(R_2O + RO) \cdot nTiO_2 \cdot pZrO_2 \cdot qMnO_2 \cdot xSiO_2 \cdot zH_2O$ |

- Авазит 631
 Аеринит 192
 Азур-малахит* 382
 Азур-халцедон 381
 Алнеттит 248
 Алимпит 350
 Ализтит 237, 248
 Аллевардит 251
 Аллофан-хризоколла* 388
 Алоизиит 632
 Альбии 459
 Альфа-сепиолит 350
 Алюминиевый клинохлор 150
 Алюминиевый сапонит 73, 82
 Алюминиевый сепиолит 350, 370
 А1-сепиолит 370
 А1-тосудит 271
 А1-хлорит 156, 162
 Алюминиевый шамозит 150
 Алюмононтронит 59
 Алюмосепиолит 370
 Алюмоферрихризоколла 382, 388
 Алюмохризоколла 382, 388
 Амаргозит** 15
 Аммерсунт 44
 Амфитан 381
 Анггаралит 191
 Ангидросапонит 79
 Аномальный монтмориллонит 34
 Апофиллит 297, 458, 459
 α-апофиллит 459
 β-апофиллит 459
 Ардморит** 15
 Армстроигит 298, 532, 536
 Аскангель** 15
 Асканглина**
 Асперолит 381
 Атапульгит 322
 Ауксит 86
 Афросидерит 207
 Ахонт 299, 608
 Аэринит 192
- Бавалит 207
 Бардолит 192
 Барийсодержащий β-апофиллит 466
 Барийсодержащий фторапофиллит 466
 Бастонит 267
 Батавит 111
 Бейделлит 6, 14, 44
 Бейлихлор 7, 232
 Бементит 298, 552, 568
 Бенистерит 299, 602
 Бентонит** 15
 Берлаунит 192
- Берцеллит 395
 Бета-сепиолит 350
 Биотит—хлорит 237, 292
 Богословскит 381
 Бомонит Джексона 382
 Боулингит 73
 Бравезит 259, 322
 Брунсвигит 191, 207
 Брюнникит 459
 Брюннихит 459
 Булдимит 111, 267
 Бунгонит 217
- Ваалит 111
 Вальклера 73
 Валькерит 86
 Ванадиевый смектит 102
 Ванадиевый хлорит 165
 Вануксемит* 96
 Вермикулит 6, 111
 Виксит 611
 Вилкинит** 15
 Вилконит** 15
 Виридит 81, 207
 Виттингит 634
 Водная слюда 174
 Волкоискоит 6, 53, 68
 Восковидное вещество 350
 Восковой камень 322
- Галапектит 15
 Галапецтит 15
 Галлит 112
 Гаиофиллит 298, 587
 Ганушит* 86
 Гассулит 91
 Гастунит (Хаберланд, Шинер) 614
 Гастунит (Хони) 611
 Гекторит 6, 73, 91
 Гельминт 191
 Гель-хлорофент 106
 Гепатиновая руда* 382
 Гидратированный иллит 259
 Гидробиотит 267
 Гидровермикулит 111
 Гидродельхайелит 297, 481, 487
 Гидрокесторит 403
 Гидроксилапофиллит 459
 Гидрокукеит 167
 Гидромонтмориллонит 35
 Гидронауяказит 450, 453
 Гидроферрипрофиллит 10
 Гидроферрихлорит 7, 215
 Гидрохлориты 271
 Гизингерит 299, 617, 620

¹ Полужирным шрифтом выделены названия минералов и их разновидностей, светлым — обозначены недостаточно изученные минералы, неупотребляемые синонимы, устаревшие и лишние названия. Названия смесей даны с одной звездочкой, технические и коммерческие названия — с двумя звездочками. Если одно название предложено для разных минералов, в скобках указаны фамилия автора, давшего название.

- Гиллеспит 454
 Гиллингит 620
 Гильма** 15
 Гиляби** 15
 Гиrolит 296, 307, 311
 Глазурит 54
 Глациолит** 15
 Глиноземистая хризоколла 388
 Глиноземистый гизингерит 631
 Гоньерит 234
 Горная бумага 322
 Горная зелень 382
 Горная кожа 322
 Горная пробка 322
 Горная шерсть 322
 Горное дерево (Глокер) 350
 Горное дерево (Честер) 322
 Горное дерево (Дана) 322
 Горное дерево (Прейзингер) 368
 Горный асбест 350
 Граменит 54
 Граминит 54
 Грастит 179
 Гренгезит 191
 Гренгесит 191
 Гриффитит 73, 82
 Гровезит (гровесит, гроувесит) 229
 Грохаунт (грохонт) 186
 Грузинскит** 15
 Гуллит 102
 Гумбрин** 15
 Гуннбьярнит 368
 Гуrolит 311
- Даванит** 298, 532, 5 42
 Дадлиит 111
 Далиит 533
 Дауниалит** 15
 Дафнит 207
 Дегеронит 620
 Делановит 15
 Деланцит 15
 Делессит 191, 207
 Делиит 298, 532, 533
 Дельхайелит 297, 481, 484
 Демидовит 382, 389
 Дериберит 251
 Дедлеит 111
 Джебелит** 15
 Джексоит 406
 Джефферизит 112, 224
 Джиллеспит 454
 Джиллеспит 297, 454
 Жоллиит 631
 Жоллит 631
 Диабантахроннин 192
 Диабантин 192
 Диабантит 192
 Дилленбургит 382
 Диоктаэдрические смешанослойные хлорит—вермикулиты с островковым строением межслоевых сеток 277
 Дитриоктаэдрический магнезиально-железистый хлорит — разбухающий хлорит 279
 Диоктаэдрический хлорит 156
 Доибассит 6, 156
 Донбассит—смектит 237, 271
 Донналит** 15
 Дэлиит 533
 Дэлит 533
 Дюбуиссонит 15
 Дюмазит 192
- Железистая хризоколла** 388
 Железисто-алюминиевый клинохлор 151
 Железисто-алюминиевый шамозит 151
 Железисто-глиноземистая хризоколла 388
 Железисто-медистый сапонит 73, 83
 Железистые хлориты 6, 207
 Железистый бейделлит 46
 Железистый клинохлор 151
 Железистый корундофиллит 207
 Железистый пренит 406, 417
 Железистый сапонит 73, 82
 Железистый сепиолит 350, 368
 Fe-сепиолит 368
 Железистый фриделит 561, 564
 Железная смоляная руда 631
 Железистый и алюминиевый шамозит 151
 Железосодержащий сепиолит 368
 Жирная глина 96
- Замбонинит 54
 Златоклей 382
 Зусманит 297, 445
 Зуссманит 445
- Икерит** 297, 508
 Илимаусит 299, 605
 Илимауссит 605
 Иллидрослюда 259
 Иллит—гидрослюда 259
 Иллит—смектиты 237, 259
 Иллит—хлорит 237, 292
 Истонит (Хамильтон) 112
 Ихтиофальм 459
 Ихтифталмит 459
- Йофортьерит** 296, 318, 380
- Кавансит** 297, 458, 479
 Кайерит 251
 К-аллевардит 256
 Калиевый монтмориллонит, К-монтмориллонит 22
 К-ректорит 237, 256
 Калькурсилит 615
 Кальциевый вермикулит 112, 116
 Кальциевый монтмориллонит, Са-монтмориллонит 22
 Кальциевый сепиолит 350
 Са-содержащий ректорит 237, 258
 Кальцийурсилит 299, 610, 615
 Кальциопальгорскит* 322
 Кабинит 630
 Каиемит 296, 425, 431
 Каолинит—бейделлит 238
 Каолинит—монтмориллонит 237, 238
 Каолинит—смектит 238
 Карденит* 73
 Карлтонит 297, 496
 Кастор 395
 Касторит 395
 Катагит 382
 Каткинит 73
 Квинсит 350
 Кейстоненит 382
 Кеммерегит 217
 Кенияит 296, 425, 437
 Керрит 112
 Кессикел* 73
 Кеффекелит** 15
 Кеффекил 350
 Кил** 15
 Кимолит* 15

- Кимрит** 296, 390, 391
Кинсит 350
Китайский тальк 96
Клементит 192
Клинохлор 6, 173, 179
Клипштейнит 633
Колераннит 186
Колеренит 186
Кольскит* 350
Комарит 350
Конфоленсит* 15
Корнуит 382
Корнюит 382
Корренситы 237, 281
α-корренсит 281
β-корренсит 281
Корундофиллит (Шепард) 186
Коуфолит 406
Кочубейт 217
«Красный Мп-силикат» 370
Кременчугит 207
Кремнистая медь 382
Ксилотил (Глокер) 322
Ксилотил (Штруиц) 368
Ксилохлор 459
Кукейт 6, 161, 167
Кукейт—сметит 237, 271
Кукит 167
Куккейт 167
Кульзагеит 112
Кулькейт 237, 250
Купрориванит 297, 454, 457
- Лабит (?)** 350
Ландеванит** 15
Ланка 382
Лапонит 94
Лассалит 322
Латумит 298, 546, 548
Лафлинит 376
Лейдит 192
Лейкопеннин 174
Лейкосфен 511
Лейкосфенит 298, 511
Лейкофан 298, 518, 519
Лейкофанит 519
Лейкоциклит 459
Лейхтенбергит 179
Лембергит 73, 82
Лемуанит 297, 500
Лениленапент 583
Леннит 112
Лепидохлор* 192
Лепидохлорит 192
Лептохлорит 207
Лептохлориты 150
Лернит 112
Липарит (Касорна) 382
Li-тосудит 271
Литий-фтор-гекторит 94
Литит 395
Логанит 174
Лоуглинит 376
Лофонит 192
Лохлинит 296, 318, 376
Люказит 112, 268
Люцианит 86
Люцианит 86
- Магадит** 296, 425, 433
Магадит 433
Mg-Al-хлорит 162
- Магнезиально-алюминиевый шамозит** 151
Магнезиально-железистые хлориты 6, 191
Магнезиально-кремнистый клинохлор 150
Магнезиально-кремнистый шамозит 151
Магнезиальные хлориты 6, 173
Магнезиальный бейделлит 46, 91
Магнезиальный бентонит 91
Магнезиальный монтмориллонит 22, 73
Магнезиальный шамозит 151
Магнезиобейделлит 46
Магнезиопектолит 86
Магнезиопеиантит 229, 230
Магнезит (Бедеи) 350
Магниево-вермикулит 112
Магниево-сепиолит 350
Магниево-стильпомелан 571, 583
Магниймонтмориллонит (Mg-монтморилло-нит) 22
Магнийурсилит 299, 610, 615
Магностильпомелан 583
Магурсилит 615
Мазулит 638
Майхиллит 296, 307, 317
Макатит 296, 425, 426
Макгиллит 298, 552, 560
Макдоальдит 297, 481, 482
Макенсенит 207
Маккензит 207
Маккенсит 207
Маконит 112, 192, 268
Малахит кремнекислый 382
Малахит кремнистый 382
Малахитовый кремьен 382
Мальтектит** 15
Мальгхацит** 15
Манаидонит 172
Мангангизингерит 631
Манганостильпомелан 583, 601
Манганпальгорскит 342
Манганпеннин 174, 177
Манганпиромалит 554
Мангансепиолит 369
Манганхлорит 177
Манганцинглусит 639, 640
Марганцевые хлориты 7, 229
Марганцевый α-апофиллит 466
Марганцевый гидроксилапофиллит 466
Марганцевый пальгорскит 322, 342
Мп-пальгорскит 342
Марганцевый сепиолит 350, 369
Мп-сепиолит 369
Марганцевый стильпомелан 571, 584
Мп-феррипальгорскит 342
Мп-феррисепиолит 369
Марганцевый хлорит 177
Марганцовистый пюрингит 229
Маулеонит 179
Мауитинит 297, 481, 492
Мауритцит 85
Медистые галлуазиты* 382
Медмонит* 382
Медная зелень 382
Медная синь 382
Медносколяная руда 382
Медный вермикулит 112, 124
Медный сепиолит 350
Мезотип эпванте 459
Меланолит 192
Меланосидерит 632
Мелинофан 298, 518, 526
Мелинофанит 526
Мелифан 526

- Мелифанит 526
 Мескителит 15
 Метабентониты ** 15
 Метамонтмориллонит 25
 Метаксейнит 614
 Метаклорит 207
 Меташамозит 208
 «Минерал 38 А» 265
 Минерал — ZU_2 445, 449
 Мискейит 179
 Монтереджианит 297, 481, 493
 Моитмориллонит 6, 14, 15
 Монтмориллонит—галлуазит—метагаллуазит 238
 Монтмориллонит—каолин 238
 Монтмориллонит—каолинит 238
 Монтмориллоноиды 7
 Моравит 192, 208
 Моренсит 54
 Мореснетит * 96
 Морская пенка 350
 Моуитейнит 492
 Мохелнит 179
 Мохленит 179
 Мразекит 91
 Мыльная глина ** 15
 Мыльный камень 73
 Мэколэит 299, 607
 Мюллерит 54
- Нагольнит 156
 Нальчкин ** 15
 Na-аллевардит 251
 Натриевый апофиллит 459, 472
 Натриевый вермикулит 112, 116
 Na-канемит 431
 Na-магадит 433
 Натриевый монтмориллонит, Na-монтмориллонит 22
 Na-рекорит 237, 251
 Натриевый сепиолит, Na-сепиолит 376
 Натроапофиллит 297, 458, 476
 Натрогизингерит 631
 Натросилит 296, 421
 Науязкит 297, 450
 Неленит 298, 552, 567
 Немецит 631
 Неотокит 299, 617, 633
 Неоцит 633
 Неупорядоченный иллит—хлорит—моитмориллонит 295
 Неустойчивый («дефектный») хлорит 271
 Нефедьевит 15, 36
 Никелевые гидрохлориты 7, 224
 Никелевые хлориты 7, 223
 Ni-аналог сапонита 350
 Никелевый вермикулит 112, 124
 Никелистый палыгорскит 340
 Ni-палыгорскит 322
 Никелькорренсит 287
 Никельсепиолит, Ni-сепиолит 350
 Ni-стльпнономелан 576
 Нимит 7, 223
 Нонтроит 6, 53, 54
 Нумейт 322, 350
- Овенит 208
 Огкоит 192
 Огконкоит 192
 Огланли ** 15
 Окисленный дитриоктаэдрический упорядоченный 1 : 1 хлорит—монтмориллонит 280
- Оксаверит 459
 Оксихлориты 139
 Онкоит 192
 Опаловый псевдит 634, 638
 Опсимум 633
 Орависцит 96
 Оравитцит 96
 Оравицит 96
 Ортохлориты 150
 Основной пластинчатый цеолит 459
 Открытый иллит 259
 Оуэнит 208
- Палагонит 6, 102, 107
 Палыгорскит 226, 318, 322
 α -палыгорскит 322
 β -палыгорскит 322
 Палыгорскитовый асбест 322
 Парагаллуазит 44
 Парагонит—смектиты с соотношением компонентов 1 : 1 или < 1 : 1 266
 Парамонтмориллонит 321, 322
 Парасеполиит 350
 Параторингит 208
 Парафан 617
 Парсеттеисит 299, 601
 Пейнтерит 112
 Пельгамит 112
 Певнитит 633
 Пениантит 7, 229
 Пенин 6, 173, 174
 Пеннинит 174
 Пеитагонит 296, 302
 Петалит 296, 395
 Пехит (пехит) 631
 Пикнохлорит 192
 Пикроколлит 350
 Пиларит * 388
 Пилолит 322
 α -пилолит 322
 β -пилолит 322
 Пилогический асбест 322, 350
 Пингуит 54
 Пиотин 73
 Пиродмалит 554
 Пиросклерит 112
 Пиросмалит 298, 552, 554
 Пластинчатый магнезит 350
 Пластинчатый тальк 350
 Пломбьерит 350
 Полигидрит 632
 Прекорренсит 281
 Пренит 296, 406
 Пренитоид * (Бэхи) 406
 Пробковый асбест 322
 Протовермукулит 112
 Протохлорит 192
 Прохлорит 192
 Псевдопирофиллит 161
 Псевдотурингит 208
 Псевдофит 174, 179
 Пузакит 179
 Пуцакит 179
- Радиофиллит 504
 Разбухающий иллит 259
 Разбухающий комплекс гематит—слоистая силикатная фаза 607
 Разбухающий хлорит 271
 Ранквилит 614
 Ранкилит 614
 Растолит 112

- Расширяющийся иллит 259
 Рацевинит * 44
 Ревдит 296, 425, 429
 Редкоземельный апофиллит 459, 473
 TR-апофиллит 473
 Резаит 382
 Рейерит 296, 307, 308
 Рейсвинит * 44
 Рейсевинит * 44
 Ректориты 237, 251
 Риландит * 44
 Рипидолит 192
 Ритгизит 350
 Родезит 297, 481, 489
 Родзит 489
 Родофиллит 217
 Родохром 217
 Розент 112
 Рубеллан 268
 Румпфит 179
- Сажинит 298, 532, 540
 Самоит (Росс и Керр) 15
 Санборнит 296, 299
 Сангарит 288
 Сапонит 6, 73
 Сароспатакит 259
 Саукоинит 96
 Свайнфордит 6, 14, 51
 Семеновит 298, 518, 529
 Сепиолит 296, 318, 350
 α -сепиолит 350
 β -сепиолит 350
 γ -сепиолит 350
 δ -сепиолит 350
 Сепиолит—Mg-хлорит 294
 Сепиолитовая кожа 350
 Сепиолитовый асбест 350
 Серицит—судоит 237, 291
 Серошпатакит 259
 Серошпатит 259
 Серпохлорит 173
 Синий тальк 174
 Сирлезит 197, 441
 Сколит 264
 Скотиолит 631
 Слюда—вермикулиты 237, 267
 Слюда—монтмориллонит—вермикулит 267
 Слюда—хлориты 237, 291
 Слюдяной цеолит 308, 311
 Смергатит 73
 Сметтиты 7
 Смешанослойный 1:1 дегидратированный Na-сметтит—гидратированный Na-сметтит 295
 Смешанослойный диоктаэдрический каолинит—монтмориллонит—разбухающий хлорит 238
 Смешанослойный упорядоченный 2:1:1 парагонит—донбассит—монтмориллонит 294
 Смоляная медь Гаусманна 382
 Сботкит 73, 83
 Сокоит 6, 73, 96
 Сомервиллит 382
 Спадаит 86
 Стеаргиллит * 15
 Стеатаргиллит 192
 Стеатит (Кирвен) 73
 Стелларит * 382
 Стёртит 638
 Стивенсит 6, 73, 85
- Стильномелан 298, 570, 571
 Стильнохлоран 54
 Стратопеит 633
 Стрейчелит 449
 Стриговит 208
 Стюбелит 638
 Суббентониты ** 15
 Субделессит 192
 Судоит 6, 161
 Судоит—сметтит 237, 271
 Сукновальные глины ** 15
 Сулуинит * 156
 Сурит 234
 Сфрагдит 15
- Табергит * 174
 Табулит 251
 Тавсабани-мица ** 15
 Талит 73
 Тарасовит 237, 265
 Тартаркаит 192
 Татаркаит 192
 Тейлорит (Найт) ** 15
 Термьерит * 15
 Терра Лемниа * 15
 Терра-сигиллата * 15
 Терскит 298, 532, 543
 Тесселит 459
 Тибискумит 37
 Титаноопениинит 174, 177
 Толиптит 208
 Тосудиты 237, 271
 Тошовуи ** 15
 Траверсоит * 382
 Траулит 620
 Трисиликат магния 350
 Трускоттит 296, 307, 314
 Туигусит 299, 604
 Туперсуатсиант 296, 318, 379
 Тусканит 298, 546, 550
 Тэйлорит ** 15
 Тюрингит 208
 Тяньшайит 297, 439
- Ункейбергит 297, 481, 495
 Уиксит 299, 610, 611
 Унгварит 54
 Уонезит—хлорит 237, 294
 Урсилит 615
- «Фаза А» 587
 Фалкоидит 296, 318, 381
 Фарасихит * 54
 Федорит 296, 303, 304
 Феррибейделлит 46
 Ферримонтмориллонит, Fe-монтморилло-
 нит 21
 Ферринонтронит 59
 Феррипальгорскит 322
 Феррисапонит 82
 Феррисепиолит 368
 Ферримальномелан 571
 Феррихлорит 215
 Феррихризоколла 382, 388
 Ферричинглусуит 639, 640
 Ферроамезит 208
 Ферропениантит 229, 231
 Ферропиромалит 554
 Ферросапонит 82
 Ферростильномелан 571
 Феррофриделит 567
 Феттбол 54

- Фибропалагонит 107
 Фиброхлорофенит 103
 Филадельфит 112, 268
 Филлохлорит 208
 Фишаугенштейн 459
 Флогопит—хлорит 237, 293
 Флоридин ** 15
 Фошаллассит 504
 Фрайклинфарнейсит 233
 Фриделит 298, 552, 561
 Фторапофиллит 459
 Фуллеровые земли** 15
- Халлит 112, 192
 Халькодит 571
 Халькописсит* 382
 Халькостактит 382
 Ханушит* 86
 Хейвиит 299, 610, 614
 Хлорит—вермикулит 237, 281
 Хлорит—смектит 237, 281
 Хлоритит 156, 161
 α -хлоритит 156
 Хлоритовый гарниерит 224
Хлориты 131
 Хлоропал* 54
 Хлоропит 192
 Хлорофенит 6, 102
 Хоферит 54
Хризоколла 296, 381
 Хризоколла фосфористая 389
 Хризоколлит 382
 Хризолит (Zare) 406
 Хромамезит 217
 Хромбейделлит 46
 Ст-иллит—бейделлит 265
 Хромнонтронит 59
 Хромово-алюминиевый гизингерит 631
Хромовые хлориты 7, 217
 Хромовый клинохлор 151
 Хромофиллит 192
 Хромоциклит 459
- Цебедассит 73
 Централлассит 311
- Цеофиллит 297, 504**
 Церинит* 311
 Цианолит* 311
 Цианохальцит 382, 389
 Цинмолит* 15
 Цинкмонтмориллонит 96
 Zn-бейделлит 46
 Zn-монтмориллонит 46
Цинковые хлориты 7, 232
Цинковый пениантит 229, 230
 Цинксапонит 96
Цинксилит 101
- Черная железная руда 207
Чинглузит 299, 617, 639
- Шаллерит 298, 552, 565**
 Шамозит (Штудер) 208
 Шамуазит (Бертье) 208
 Шеллерит 565
Шериданит 6, 173, 186
 Штольпенит 15, 37
 Штюбелит 638
 Шухардит* 224
 Шухардитит 224
- Эвдидимит 299, 594**
 Эвнисит 15
 Эвралит 192
 Эгглетонит 593
 Эделит 406
 Экерит (Бонштедт-Куплетская) 508
 Экманит 299, 609
 Экманнит 609
 Эльбрусит 44
 Зокамптит 112
 Эпифанит 192
 Эпихлорит 192
 Эринит (Томсон) 15
 Эррит 601
 Эуралит 192
- Ягоит 299, 599**
 Япанит 174
Яхонтовит 73, 83

INDEX

- Adelit 406
Aerinite 192
Ajoite 608
Albin 459
Al-chlorite 156
Aliettite 248
Alipite 350
Allewardite 251
Allophane-chrysocolla * 388
Aloisiite 632
Alpha-sepiolite 350
Aluminian clinochlore 150
Aluminian hisingerite 631
Aluminian saponite 82
Aluminian shamosite 150
Aluminian sepiolite 370
Al-sepiolite 370
Aluminous sepiolite 370
Alumochrysocolla 388
Alumoferrychrysocolla 388
Alumonontronite 59
Alumosepiolite 370
Amargosite ** 15
Amfitan 381
Ammersooite 44
Angaralite 191
Anhydrosaponite 79
Anormal montmorillonite 34
Aphrosiderite 207
Apophyllite 459
Ardmorite ** 15
Armstrongite 536
Asbestos suberiformes 322
Asperolite 381
Attapulgitite 322
Auxite 86
Avasite 631
Azurchalcedony 381
Azuralachite * 382
- Baillychlore** 232
Bannisterite 602
Bardolite 192
Bariumferous β -apophyllite 466
Bariumferous fluorapophyllite 466
Bastonite 267
Batavite 111
Bavalite 207
Beaumontite of Jackson 382
Beidellite 44
Bementite 568
Bentonite ** 15
Bergasbest 350
Berggrün 382
Bergholz 322, 350
Bergkork 322
Bergleder 322
Bergwolle 322
Berlauite 192
Berzelliite 395
Beta-sepiolite 350
Biotite—chlorite 292
Black iron ore 207
- Blue talk 174
Bogoslovskite 381
Bowlingite 73
Bravaisite 259, 322
Brawesite 322
Brunnichite 459
Brünnikite 459
Brunsvigite 191, 207
Buldymite 111, 267
Bungonite 217
- Ca-bearing rectorite** 258
Caillerite 251
Calciomontmorillonite 22
Ca-montmorillonite 22
Calciopalygorskite * 322
Calcoursilite 615
Calcium sepiolite 350
Calcium vermiculite 116
Canbyite 630
Cardenite * 73
Carletonite 496
Castor 395
Castorite 395
Cathkinite 73
Cavansite 479
Centrallasite 311
Cerinite * 311
Chalcodite 571
Chalcopissite * 382
Chalkostaktite 382
Chamoisite (Berthier) 208
Chamosite (Studer) 208
Chinese talk 96
Chinglusuite 639
Chlorite garnierite 224
Chloritite 156, 161
 α -chloritite 156
Chloropal * 54
Chlorophaeite 102
Chloropite 192
Chromamesite 217
Cr-illite—beidellite 265
Chrome-aluminium hisingerite 631
Chrome-beidellite 46
Chromian clinochlore 151
Chromnontronite 59
Chromocyclite 459
Chromophillite 192
Chrysocolla 381
Chrysocollite 382
Chrysolite (Sage) 406
Cimolite * 15
Clinochlore 179
Colerainite 186
Confolensite * 15
Cookeite 167
Cookeite—smectite 271
Cookite 167
Cooper vermiculite 124
Copper green 382
Copperhalloysites with > 5% CuO * 382
Copper pitch ore 382

- Cornuile** 382
Corundophillite (Shepard) 186
Culsageeite 112
Cuprorivaite 457
Cyanocalcite 382, 389
Cyanolite * 311
Cymrite 391
- Dalyite** 533
Daphnite 207
Daunialite ** 15
Davanite 542
Degeröite 620
Delanovite 15
Delanowite 15
Delessite 191, 207
Delhayelite 484
Demidovite 389
Deriberite 251
Diabantachronnyit 192
Diabantite 192
Diabantyn 192
Dillenburgite 382
Diocahedral chlorite * 156
Donbassite 156
Donbassite—smectite 271
Dubuissonite 15
Dudleyite 111
Dumasite 192
- Eakerite** 508
Eastonite (Hamilton) 112
Edelite 406
Eggletonite 593
Ekmanite 609
Ekmannite 609
Elbrussite 44
Epichlorite 192
Epiphanite 192
Frinite (Tomson) 15
Errite 601
Eudidymite 594
Eukamptite 112
Eunicite 15
Eunisite 15
Euralite 192
Expanded illite 259
- Falcondoite** 381
Faratsihite * 54
Fedorite 304
Ferrian and aluminian chamosite 151
Ferribidellite 46
Ferric aluminian chamosite 151
Ferrichinglusuite 640
Ferrichlorite 215
Ferriferous sepiolite 368
Ferrimontmorillonite 21
Fe-montmorillonite 21
Ferrinontronite 59
Ferripalygorskite 322
Ferriprehnite 417
Ferrisaponite 82
Ferrisepiolite 368
Ferristolpnomelane 571
Ferroamesite 208
Ferroan friedelite 564
Ferroan saponite 82
Ferrofriedelite 567
Ferropennantite 231
Ferropyrosmalite 554
Ferrosaponite 82
- Ferrostilpnomelane** 571
Ferrychrysocolla 388
Fe-sepiolite 368
Fettbol 54
Fibrochlorophaeite 103
Fibropalagonite 107
Fischaugenstein 459
Floridin ** 15
Floridine ** 15
Fluorapophyllite 459
Foshallassite 504
Franklinfurnaceite 233
Friedelite 561
Fuller's earth ** 15
- Galapectite** 15
Ganophyllite 587
Gastunite 611, 614
Gel-chlorophaeite 106
Ghassoulite 91
Giliabi ** 15
Gillespite 454
Gillingite 620
Glacialite ** 15
Glasurite 54
Glimmerzeolite 308, 311
Gonyerite 234
Gramenite 54
Graminite 54
Grängesite 191
Grasite 179
Grengesite 191
Griffitite 82
Grochauite 186
Grovesite 229
Gruzinskite ** 15
Gumbrine ** 15
Gunnbjarnite 368
Guroilite 311
Gyrolite 311
- Haiweeite** 614
Hallite 112, 192
Hanušite * 86
Hectorite 91
Helminte 191
Hepalinerz * 382
Hisingerite 620
Hoferite 54
Hullite 102
Hydrated illite 259
Hydrobiotite 267
Hydrocastorite 403
Hydrochlorites 271
Hydrodelhayelite 487
Hydroferrichlorite 215
Hydrokookeite 167
Hydromontmorillonite 35
Hydronaujkasite 453
Hydrovermiculite 111
Hydroxylapophyllite 459
- Ichthyophthalmite** 459
Ilmaussite 605
Illidromica 259
Illite—chlorite 292
Illite—chlorite—montmorillonite 295
Illite—smectites 259
Illithydromica 259
Iohtyophthalm 459
Iron-aluminian clinocllore 151
Iron-beidellite 46
Iron-clinocllore 151

- Iron-sepiolite** 368
Jacksonite 406
Jagoite 599
Japanite 174
Jefferisite 112, 224
Jillespite 454
Jollyite 631
Jollyte 631

K-montmorillonite 22
Kalimontmorillonite 22
Kämmererite 217
Kanemite 431
Kaolinite—beidellite 238
Kaolinite—montmorillonite 238
Kaolinite—smectite 238
Katangite 382
Keffekil 350
Keffekilite ** 15
Kenyaite 437
Kerrite 112
Kessikel * 73
Keystoneite 382
Kieselkupfer 382
Kinsite 350
Klementite 192
Klipsteinite 633
Kolskite * 350
Komarite 350
Korrensites 281
Kotschubeite 217
Koupholite 406
K-rectorite 256
Kremenchugite 207
Kulkeite 250
Kupferblau 382

Labile chlorite 271
Labite 350
Landevanite ** 15
Laponite 94
Lassalite 322
Latiumite 548
Leidyite 192
Lembergite 82
Lemoynite 500
Lemuanite 500
Lennilenapeite 583
Lennilite 112
Lepidochlore * 192
Lepidochlorite 192
Leptochlorite 207
Leptochlorites 150
Lernilith 112
Leuchtenbergite 179
Leucocyclite 459
Leucopennine 174
Leucophan 519
Leucophanite 519
Leucosphenite 511
Leukosphenite 511
Liparite (Casoria) 382
Lithite 395
Lithium-fluor-hectorite 94
Llanca 382
Loganite 174
Lophoite 192
Loughlinite 376
Lucasite 112, 268
Lucianite 86

Macaulayite 607

MacDonaldit 482
Macdonaldite 482
Mackensite 207
Maconite 112, 192, 268
Magadiite 433
Magnesian chamosite 151
Magnesian falcondoite 381
Magnesian siliconian chamosite 151
Magnesian siliconian clinocllore 150
Magnesian stilpnomelane 583
Magnesiobeidellite 46
Magnesiopektolite 86
Magnesiopennantite 230
Magnesite (Beudant) 350
Magnesium aluminian chamosite 151
Magnesium beidellite 46, 91
Magnesium bentonite 91
Magnesium montmorillonite 22, 73
Magnesium pektolite 86
Magnesium sepiolite 350
Magnesium trisilicate 350
Magnesium vermiculite 112
Magnioursilite 615
Magnostilpnomelane 583
Magnymontmorillonite 22
Mg-montmorillonite 22
Major lamollaris zeolite 459
Makatite 426
Makensinite 207
Malachitekiesel 382
Malthacite ** 15
Malthazit ** 15
Manandonite 172
Manganchinglusuite 640
Manganchlorite 177
Manganeschlorite 177
Mn-ferripalygorskite 342
Mn-ferrisepiolite 369
Manganhisingerite 631
Manganian sepiolite 369
Manganiferous stilpnomelane 584
Manganoferios turingite 229
Manganostilpnomelane 584
Manganostilpnomelane (Hutton) 601
Manganpalygorskite 342
Mn-palygorskite 342
Manganpennine 177
Manganpyrosomalite 554
Mangansepiolite 369
Mn-sepiolite 369
Maulconite 179
Mauritzite 85
Mazulite 638
Mcgillite 560
Medmontite * 382
Meerschaum 350
Melanolith 192
Melanosiderite 632
Melinophan 526
Melinophanite 526
Meliphane 526
Meliphanite 526
Mesotype epointee 459
Mesquitelite 15
Metachamosite 208
Metachlorite 207
Metahaiweeite 614
Metamontmorillonite 25
Mica—montmorillonite—vermiculite 267
Minehillite 317
Miskeyite 179
Mohelenite 179

- Mohelnite 179
Monteregianite 493
Montmorillonite 15
 Montmorillonite—halliysite—metahalliysite 238
 Montmorillonite—kaolin 238
 Montmorillonite—kaolinite 238
 Montmorillonoides 7
 Moravite 192, 208
 Morencite 54
 Moresnetite * 96
 Mountain cork 322
Mountainite 492
 Mountain leather 322
 Mountain paper 322
 Mountain wood 322, 368
 Mountain wool 322
 Mrazekite 91
 Müllerite 54

 Nagolnite 156
 Nalchikine ** 15
Natriumapophyllite 472
 Na-montmorillonite 22
Na-rectorite 251
Natrium-sepiolite 376
 Na-sepiolite 376
Natroapophyllite 476
 Natrohisingerite 631
Natrosilite 421
Naujakasite 450
 Nefediewite 15
 Nefedjevite 15
Nefedyevite 15, 36
Nelenite 567
 Nëmecite 631
Neotocite 633
 Neotokit 633
Nickelcorrensite 287
 Nickelsepiolite 350
 Ni-sepiolite 350
Nickelvermiculite 124
Nimite 223
 Ni-palygorskite 322
 Ni-sepiolite 350
 Ni-stilpnomelane 576
 Non-ideal montmorillonite 4
Nontronite 54
 Numeite 322, 350

 Ogkoite 192
 Ogkonkoite 192
 Onkoite 192
Opalin penwithite 638
 Open illite 259
 Opsimose 633
 Oraviczite 96
 Oravitzite 96
 Oravizit 96
 Orawizite 96
 Ortochlorites 150
 Owenite 208
 Oxhaverite 459
 Oxichlorites 139

 Painterite 112
Palagonite 107
Palygorskite 322
 α -palygorskite 322
 β -palygorskite 322
 Palygorskite asbestos 322
 Palygorskite nickelifere 340

 Parahalloysite 44
 Paramontmorillonite 321, 322
Paraphane 617
 Parasepiolite 350
 Parathuringite 208
Parsettensite 601
 Pelhamite 112
Pennantite 229
Pennine 174
 Penninite 174
Pentagonite 302
 Penwithite 633
Petalite 395
 Philadelphite 112, 268
Phlogopite—chlorite 293
 Phosphor-chrysocolla 389
 Phyllochlorite 208
 Picrokollite 350
 Pilarite * 388
 Pilolite 322
 α -pilolite 322
 β -pilolite 322
 Pilotic asbestos 322, 350
 Pinguite 54
 Piotine 73
 Pirodmalite 554
 Pitch copper of Hausmann 382
 Plastic magnesite 350
 Plastic talk 350
 Plombierite 350
 Pochite 631
 Polyhydrite 632
 Potash-montmorillonite 22
 Pouzacite 179
Prehnite 406
 Prehnitoid (Bechi) 406
 Prekorrensite 281
 Prochlorite 192
 Protochlorite 192
 Protovermiculite 112
 Pseudophite 174, 179
 Pseudopirophyllite 161
 Pseudothuringite 208
 Pynochlorite 192
 Pyrosclerite 112
Pyrosmalite 554

 Quincyite 350

 Racewinitite * 44
 Radiophyllite 504
 Ranqulite 614
Rareearth apophyllite 473
 Rastolite 112
Rectorites 251
 Red Mn-silicate 370
 Resanite 382
 Rettizite 350
Revdite 429
Reyerite 308
 Rhipidolith 192
Rhodesite 489
 Rhodochrome 219
 Rhodophyllite 217
 Rilandite * 44
 Ripidolite 192
 Rock cork 322
 Rock leather 322
 Rock wood 322
 Roseite 112
 Rubellan 268
 Rumpfite 179

- Samoite (Ross, Kerr) 15
 Sanbornite 299
 Sangarite 288
 Saponite 73
 Sarospatakite 259
 Sarospatite 259
 Sazhinite 540
 Schallerite 565
 Schuchardtite * 224
 Scotiolite 631
 Searlesite 441
 Seifenstein 73
 Semenovite 529
 Sepiolite 350
 α -sepiolite 350
 β -sepiolite 350
 γ -sepiolite 350
 δ -sepiolite 350
 Sepiolite asbestos 350
 Sepiolite leather 350
 Sepiolite -Mg-chlorite 294
 Sericite—sidoite 291
 Serpochlorite 173
 Sheridanite 186
 Siliceous malachite 382
 Silicie malachite 382
 Skolite 264
 Slatocley 382
 Smectites 7
 Smegmatite 73
 Soapstone 73
 Sobokite 83
 Sodamontmorillonite 22
 Sodium vermiculite 116
 Somervillite 382
 Souconite 96
 Spadaite 86
 Sphragdite * 15
 Steargillite * 15
 Steatargillite 192
 Steatite (Kirwen) 73
 Stellarite * 382
 Stevensite 85
 Stilpnochloran 54
 Stilpnomelane 571
 Stolpenite 37
 Stratopeite 634
 Streichelite 449
 Striegovite 208
 Strigovite 208
 Stübelite 638
 Sturtite 638
 Subdelessite 192
 Sudoite 161
 Sudoite—smectite 271
 Sulunite * 156
 Surite 234
 Swelling chlorite 271
 Swelling hematite—layer-silicate complex 607
 Swelling illite 259
 Swinefordite 51
 Tabergite* 174
 Tabulite 251
 Tallow clay 96
 Tarasovite 265
 Tartarkaite 192
 Tatarakaite 192
 Taylorite** 15
 Termierite* 15
 Terra Lemnia* 15
 Terra sigillata* 15
 Terskite 543
 Tesselite 459
 Thalite 73
 Thraulite 620
 Thuringite 208
 Tibiscumite 37
 Tienshanite 439
 Titano-penninite 177
 Tolypite 208
 Tosudites 271
 TR-apophyllite 473
 Traulite 620
 Traversoite * 382
 Truscottite 314
 Tungusite 604
 Tuperssuatsiaite 379
 Tuscanite 550
 Uinghvarite 54
 Ungwarite 54
 Uingvarite 54
 Ursilite 615
 Uaalite 111
 Vanadium chlorite 165
 Vanadium smectite 102
 Vanuxemite * 96
 Vermiculite 111
 Viridite 81, 207
 Volchonskoite 68
 Volkonskoite 68
V
 Walkerde ** 15
 Walkerite 86
 Walklera 73
 Wasserglimmer 174
 Weeksite 611
 Wickenburgite 495
 Wilkinite ** 15
 Wilkonite ** 15
 Wittingite 634
 Wolchonskite 68
 Wolchonskoite 68
 Wonesite—chlorite 294
 Xilotile 368
 Xylochlore 459
 Xylotile (Glocker) 322
 Yakhontovite 83
 Yofortierite 380
 Zamboninite 54
 Zebedassite 73
 Zeophillite 504
 Zincian pennantite 230
 Zincsaponite 96
 Zinkmontmorillonite 96
 Zinksilite 101
 Zussmanite 445

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|---|-----|
| Предисловие | 3 |
| Условные обозначения и сокращения | 5 |
| Слоистые силикаты | 6 |
| Силикаты со смешанослойной структурой | 236 |
| Слоистые силикаты со сложными тетраэдрическими радикалами | 296 |
| Силикаты с невыясненной структурой | 601 |
| Список минералов по элементам | 642 |
| Указатель минералов | 651 |
| Index | 657 |

МИНЕРАЛЫ

СПРАВОЧНИК

Том IV

Выпуск 2

СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ (смектиты, хлориты, смешанослойные) СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ СО СЛОЖНЫМИ ТЕТРАЭДРИЧЕСКИМИ РАДИКАЛАМИ

Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии АН СССР
Редактор В. И. Бондаренко

Художник В. Г. Виноградов
Художественный редактор Н. Н. Михайлова
Технический редактор Л. И. Куприянова
Корректоры Н. Б. Габасова, Р. З. Землянская, Л. И. Николаева

ИБ № 39883

Сдано в набор 20.02.90
Подписано к печати 17.10.90
Формат 70×108^{1/16}
Бумага типографская № 2
Гарнитура литературная
Печать высокая
Усл. печ. л. 58,1 Усл. кр.-отт. 58,1 Уч.-изд. л. 72,8
Тираж 570 экз. Тип. зак. 2384

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»
117864, ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90

Набрано в ордена Октябрьской Революции и ордена Трудового Красного Знамени
МПО «Первая Образцовая типография» Государственного комитета СССР по печати,
113054, Москва, Валуевая, 28

Отпечатано во 2-й типографии издательства «Наука»
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6