

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

МИНЕРАЛЫ

СПРАВОЧНИК

ТОМ III

Выпуск 3

СИЛИКАТЫ С ЛЕНТАМИ
КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1981

Третий выпуск тома III справочника «Минералы» содержит характеристику ленточных силикатов. Как и в предыдущих выпусках справочника при составлении статей критически использованы опубликованные в СССР и за рубежом результаты новейших исследований (рентгеноструктурных, химических, оптических и других), указаны условия образования и главные месторождения минералов, приведены данные об их синтезе и практическом использовании.

Справочник предназначен для широкого круга специалистов, имеющих дело с изучением и использованием минерального сырья. Илл. 119. Библ. 2965 назв.

Главный редактор
академик Ф. В. ЧУХРОВ

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

ПРЕДИСЛОВИЕ

Третий выпуск тома III справочника «Минералы» включает характеристику силикатов с бесконечными лентами кремнекислородных тетраэдров (ленточные силикаты). Их кристаллохимическая классификация разработана Ф. В. Чухровым. Материал изложен в том же порядке, что и в предыдущих томах.

Авторы выпуска — сотрудники ИГЕМ АН СССР, Минералогического музея им. А. Е. Ферсмана АН СССР и некоторых других институтов (ГЕОХИ, ИМГРЭ).

Г. А. Анненкова — виноградовит, ксонотлит.

Э. М. Бонштедт-Куплетская — пломбиерит, риверсайдит, тоберморит, группа хауита.

Ю. К. Воробьев — тухуалит.

М. Д. Дорфман — канасит, фенаксит.

В. И. Кудряшова — агреллит, группа антофиллита (холмквистит — совместно с И. В. Гинзбург), клинохолмквистит, цектерит.

Н. С. Кулиш — составление списков минералов по элементам (совместно с И. В. Рождественской).

И. В. Островская — общее введение к амфиболам, введение к кальциевым амфиболам; группа тремолита; группа роговых обманок.

И. В. Рождественская — кайсикхит.

М. Н. Соколова — группа глаукофана, некоит, нордит, окенит.

Н. Н. Смольянинова — инезит, литидионит, тахеренит, чароит, эмелеусит.

Р. П. Тихоненкова — власовит.

М. Б. Чистякова — нарсарсукит, пенквилксит.

М. Е. Яковлева — группа силлиманита.

Т. А. Яковлевская — джосмитит, тинаксит, эльпидит, эпидидимит; совместно с М. Н. Соколовой: группа куммингтонита, группа рихтерита.

В. В. Якубова — планшеит.

Характеристика термодинамических свойств всех минералов составлена И. Л. Ходаковским; пересчеты химических анализов большей части амфиболов выполнены И. Д. Борнеман-Старынкевич. Описания кристаллических структур минералов отредактированы Н. И. Органовой, данные инфракрасной спектроскопии — Е. С. Рудницкой, таблицы межплоскостных расстояний — С. И. Берхин, данные мессбауэровской спектроскопии и ЭПР — А. С. Марфуниным. В редактировании и дополнении ряда статей принимала участие М. Н. Соколова, в редактировании некоторых статей Н. И. Забавникова, в подготовке рукописи к печати — О. А. Арбузова, Т. Н. Бубнова, Н. С. Кулиш, И. В. Рождественская, В. Д. Ширококова. 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):

Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976.

Бетехтин А. Г. Минералогия. М.: Госгеолыздат, 1950.

Болдырев А. К. Курс описательной минералогии. Хим.-тех. изд-во 1926, вып. 1; Кубуч, 1928, вып. 2; ОНТИ, 1935, вып. 3.

- Брэгг У. Л., Кларингбулл Г. Ф.* Структура минералов. М.: Мир, 1967.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г.* Оптическая минералогия./Перевод с англ. под ред. акад. Д. С. Белянкина. М.: Изд-во иностр. лит., 1953.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г.* Оптические свойства искусственных минералов./Перевод с англ. под ред. В. В. Лапина. М.: Мир, 1967.
- Дир. У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы./Перевод с англ. под ред. В. П. Петрова. М.: Мир, 1965, т. 1, 2.
- Григорьев Д. П., Жабин А. Г.* Онтогенез минералов. М.: Наука, 1975.
- Кей Дж., Лэби Т.* Таблицы физических и химических постоянных./Перевод с англ., изд. 12-е, под ред. К. П. Яковлева. М.: Гос. изд-во физ.-мат. лит., 1962.
- Кокшаров Н. И.* Материалы для минералогии России. СПб., 1852—1877.
- Ларсен Е., Берман Г.* Определение прозрачных минералов под микроскопом./Перевод с англ. под ред. Д. С. Белянкина. ОНТИ, 1937; то же под ред. В. П. Петрова. М.: Недра, 1965.
- Лодочников В. Н.* Главнейшие породообразующие минералы. Изд. 4-е. М.: Госгеолиздат, 1955.
- Михеев В. И.* Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолиздат, 1957.
- Михеев В. И., Сальдау Э. П.* То же, т. 2. М.: Недра, 1965.
- Поваренных А. С.* Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев: Наукова думка, 1966.
- Трёгер В. Е.* Таблицы для оптического определения породообразующих минералов./Перевод с нем. под ред. Н. Д. Соболева. М.: Госгеолиздат, 1958.
- Ферсман А. Е.* Пегматиты, их научное и практическое значение. Т. 1. Изд. 3-е, испр. и доп. М.: Изд-во АН СССР, 1940.
- Шафрановский И. И.* Кристаллы минералов. Изд. ЛГУ, 1957, ч. 1; Госгеолиздат, 1961, ч. 2.
- Шафрановский И. И.* Лекции по кристалломорфологии минералов. Изд. Львовск. ун-та, 1960.
- Штрунц Х.* Минералогические таблицы. Гос. научн.-тех. изд-во, 1962.
- Dana E. S.* System of Mineralogy. New York, 1892—1915, 6-th Edition. Appendices I—III.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J.* Rock-forming Minerals. London, 1963, 2; 1978, 2A.
- Doelter C.* Handbuch der Mineralchemie. Bd. 1—9. Dresden-Leipzig, 1912—1931.
- Goldschmidt V.* Atlas der Kristallformen. Bd. 1—9. Heidelberg, 1913—1923.
- Goldschmidt V.* Krystallographische Winkeltabellen. 1897.
- Hey M. H.* An index of mineral species and varieties arranged chemically. London, 1955; Appendix to the Second edition. London, 1963.
- Hintze C.* Handbuch der Mineralogie. Leipzig—Berlin, 1897—1939; *Hintze C.—Linck G.* Ergänzungsband I, 1938; *Hintze C.—Chudoba C.* Ergänzungsband II, 1954—1959; Ergänzungsband III, 1965.
- Leak B. E.* Am. Min., 1978, 63, N 11-12, 1023; Min. Mag., 1978, 42, N 324, 533; Bull. miner., 1978, 101, N 4, 453.
- Niggli P.* Lehrbuch der Mineralogie. Bd II. Spezielle Mineralogie. Berlin, 1926.
- Rosenbusch H., Mügge O.* Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. Bd. 1, 2-te Hälfte, spezieller Teil. Stuttgart, 1927.
- Strunz H.* Mineralogische Tabellen. 5-te Aufl. Leipzig, 1970.
- Tröger W. E.* Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart, 1952.
- Winchell A. N., Winchell H.* The microscopical characters of artificial inorganic solid substances: optical properties of artificial minerals. 3th Edition. New York—London, 1964.
- Wyckoff R. W. G.* Crystal structures. 1968, 4.

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)
a₀, b₀, c₀ — параметры элементарной ячейки
a_{rh} — ребро ромбоэдрической ячейки
a_h, c_h — параметры гексагональной ячейки тригональных минералов
 α, β, γ — углы между кристаллографическими осями
L₂ = 2, L₃ = 3, L₄ = 4, L₆ = 6 — оси симметрии в старом обозначении и в обозначении Германа — Могена
L₂₃ = 3, L₄₄ = 4, L₆₆ = 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 двuosных минералов
Ne, No — оси индикатрисы одноосных минералов
n_g, n_m, n_p — показатели преломления двuosных 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 двuosных минералов
Ro, Re — отражательная способность одноосных минералов
 λ — длина волны
- Анал. — аналитик
 Бл. — блеск
 Восст. пл. — восстановительное пламя
 Вып. — выпуск
 Вычисл. — вычисленный
 Гексаг. с. — гексагональная сингония (система)
 Гексаоктаэдр. — гексаоктаэдрический
 Гексатетраэдр. — гексатетраэдрический
 Дв. ось — двойниковая ось
 Дв. пл. — двойниковая плоскость
 Диагн. исп. — диагностические испытания (название раздела)
 Дигексаг. — дигексагональный
 Дидодекаэдр. — дидодекаэдрический
 Дипирамнд. — 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
 Коэфф. — коэффициент
 Куб. с. — кубическая сингония (система)
 Микр. — микроскопическая характеристика (название раздела)
 Монокл. с. — моноклиная 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)
 Отраж. — отраженный, отражательная способность
 Пирамид. — пирамидальный
 Плавл. — плавление
 Пл. опт. осей — плоскость оптических осей
 Повед. при нагр. — поведение при нагревании (название раздела)
 Полир. — полированный
 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)
 Сион. — синонимы (название раздела)
 Скаленоэдр. — скаленоэдрический
 Ст. — следы
 Сп. — спайность
 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)

Характ. выдел.— характер выделений (название раздела)
 Хим.— химизм, химический состав (название раздела)
 Хр.— хребет
 Цв.— цвет
 Шт.— штат

ТИПОВЫЕ СОКРАЩЕНИЯ В СПИСКАХ ЛИТЕРАТУРЫ

АН— Академия наук (АН СССР, АН АрмССР, АН УССР и т. д.)
 Бюлл.— бюллетень
 Вестн.— вестник
 ВИМС— Всесоюзный институт минерального сырья
 ВСЕГЕИ— Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт
 Геол.— геологический, геология
 Геол.-разв.— геологоразведочный
 Горн.— горный
 Гос.— государственный
 Д.— доклады
 ДАН— Доклады Академии наук
 Дана, 1892— Dana, System of Mineralogy, 6-th Ed.
 Журн.— журнал
 Зап.— записки
 ИГЕМ— Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР
 ИГН— Институт геологических наук АН СССР
 Изв.— Известия
 ИМГРЭ— Институт минералогии и геохимии редких элементов
 Ин-т— институт (за исключением сокращенных названий институтов, указанных в этом списке)
 Информ.— информационный
 КЕПС— Комиссия по изучению естественных производительных сил
 Кн.— книга
 Ком-т— комитет
 Конф.— конференция
 Крист.— кристаллография
 Лаб.— лаборатория
 Ломон. ин-т— Ломоносовский институт геохимии, кристаллографии и минералогии АН СССР
 Матер.— материалы
 Мин.— минералогический, минералогия
 М-ние— месторождение
 Муз.— музей
 НИГРИ— Научно-исследовательский геологоразведочный институт
 Об-во— общество
 Об-во ест.— общество естествоиспытателей
 Об-во исп. природы— общество испытателей природы
 Политехн.— политехнический
 РЖ Гео— Реферативный журнал «Геология»
 Сб.— Сборник
 СО— Сибирское отделение АН СССР
 Сообщ.— сообщение
 СОПС— Совет по изучению производительных сил
 Технол.— технологический
 Тр.— труды
 Ун-т— университет

Упр.— управление
 УФАН— Уральский филиал АН СССР
 Уч.— ученые
 Физ.— физический, физика
 Фил.— филиал
 Хим.— химический, химия
 ЦНИГРИ— Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт
 Abstr.— Abstracts
 Am.— American
 Am. Min.— American Mineralogist
 Ann.— Annales, Annalen
 Arch.— Archiv, Archiwum
 Ark.— Arkiv
 ASTM— American Society for Testing Materials
 Beitr.— Beiträge
 Ber.— Berichte
 Bol.— Boletin
 Boll.— Bollettino
 Bull.— Bulletin
 Canad. Min.— Canadian Mineralogist
 Chem.— Chemical, Chemie
 C. R.— Comptes Rendus, Academie des sciences
 Econ.— Economic
 Geol.— Geological, Geology, Geologie
 Geol. för. förhandl.— Geologiska föreningens i Stokholm förhandlingar
 Ges.— Gesellschaft
 Fortschr.— Fortschritte
 J.— Journal
 Jb.— Jahrbuch
 Krist.— Kristallographie
 Mag.— Magazine
 Medd.— Meddelelser
 Mem.— Memoir, Mémoire
 Met.— Metall
 Min.— Mineralogical, Minéralogie etc.
 Min. Mag.— Mineralogical Magazine
 Mitt.— Mitteilungen
 N.— Neues, New
 Nation.— National
 Natur.— Natural
 Phys.— Physical
 Pt— Part
 Proc.— Proceedings
 Rep.— Report
 Rev.— Revue
 Sci.— Science, Sciential, Scientific
 Soc.— Society, Société
 Surv.— Survey
 Struct.— Structure
 Trans.— Transactions
 Verh.— Verhandlungen
 Zbl.— Zentrablatt, Centrablatt
 Zs.— Zeitschrift
 Ztng.— Zeitung
 U. S.— United States

СИЛИКАТЫ С ЛЕНТАМИ КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

Силикаты, для структуры которых характерны бесконечные двойные кремнекислородные цепочки (ленты), как и силикаты с простыми цепочками (т. III, вып. 2), отличаются по числу тетраэдров на период идентичности вдоль цепочки. Соответственно различаются радикалы (в скобках — число групп SiO_4 на один период идентичности): $\text{Si}_2\text{O}_5(2)$, $\text{Si}_4\text{O}_{11}(4)$, $\text{Si}_6\text{O}_{17}(6)$, $\text{Si}_8\text{O}_{20}(8)$, $\text{Si}_{10}\text{O}_{28}(10)$, $\text{Si}_{12}\text{O}_{30}(12)$.

Искусственно получены силикаты с тройными, четверными и пятерными цепочками SiO_4 -тетраэдров. Силикаты с тройными цепочками SiO_4 -тетраэдров недавно обнаружены в природе; они рассматриваются как переходные от ленточных к слоистым. Минералы этого структурного типа будут описаны в следующем томе справочника.

СИЛИКАТЫ С ЛЕНТАМИ СДВОЕННЫХ КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

Структура типа силлиманита

Группа силлиманита

Силлиманит $\text{Al}[\text{AlSiO}_5]$

Муллит $\text{Al}[\text{Al}_x\text{Si}_{2-x}\text{O}_{5,5-0,5x}]$

СИЛИКАТЫ С ЛЕНТАМИ ЧЕТЫРЕХЧЛЕННЫХ ГРУПП КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

Структура типа амфиболов

Моноклинные амфиболы

Магнезиально-железистые моноклинные амфиболы

Группа *куммингтонита*

Магнезиокуммингтонит $\text{Mg}_7[\text{Si}_8\text{O}_{22}] (\text{OH})_2$

Куммингтонит $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn})_7[\text{Si}_8\text{O}_{22}] (\text{OH})_2$

Грюнерит $\text{Fe}_7^{2+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}] (\text{OH})_2$

Кальциевые моноклинные амфиболы

Группа *тремолита*

Тремолит $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}] (\text{OH})_2$

Актинолит $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}] (\text{OH})_2$

Ферроактинолит $\text{Ca}_2\text{Fe}_5^{2+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}] (\text{OH})_2$

Группа *роговых обманок*

Тремолит-ферроактинолитовые роговые обманки

Тремолитовые роговые обманки $\text{Na}_{c-0,85}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,50-7,15}\text{Al}_{0,5c-0,85}\text{O}_{22}] (\text{OH})_2$

Актинолитовые роговые обманки $\text{Na}_{c-0,85}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,50-7,15}\text{Al}_{0,5c-0,85}\text{O}_{22}] (\text{OH})_2$

Ферроактинолитовые роговые обманки $\text{Na}_{c-0,85}\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,50-7,15}\text{Al}_{0,5c-0,85}\text{O}_{22}] (\text{OH})_2$

Обыкновенные роговые обманки

Магнезиальные обыкновенные роговые обманки

$\text{Na}_{c-1}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,15-6,50}\text{Al}_{0,85-1,50}\text{O}_{22}] (\text{OH})_2$

Магнезиально-железистые обыкновенные роговые обманки

$\text{Na}_{c-1}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,15-6,50}\text{Al}_{0,85-1,50}\text{O}_{22}] (\text{OH})_2$

Железистые обыкновенные роговые обманки

$\text{Na}_{c-1}\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,15-6,50}\text{Al}_{0,85-1,50}\text{O}_{22}] (\text{OH})_2$

- Высокоглиноземистые роговые обманки
- Паргасит $\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Al}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}] (\text{OH})_2$
- Магнезиочермакит $\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}] (\text{OH})_2$
- Гастингсит $\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
- Чермакит $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
- Феррогастингсит $\text{NaCa}_2\text{Fe}_3^{2+}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
- Феррочермакит $\text{Ca}_2\text{Fe}_3^{2+}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
- Керсутит $\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_4\text{Ti}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})\text{O}$
- Феррокерсутит $\text{NaCa}_2\text{Fe}_4\text{Ti}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})\text{O}$
- Базальтические роговые обманки
- $\text{Na}_{3-1}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Ti})_5[(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{22}](\text{O}, \text{OH})_2$
- Кальциево-натриевые моноклинные амфиболы
- Группа *рихтерита*
- Рихтерит $\text{NaCaNa}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$
- Винчит $\text{CaNa}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4\text{Al}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
- Катофорит $\text{NaCaNa}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_4\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$
- Тарамит $\text{NaCaNa}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
- Баррузит $\text{CaNa}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$
- Натриевые моноклинные амфиболы
- Группа *глаукофана*
- Глаукофан $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
- Рибекит $\text{Na}_2\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$
- Магнезиорибекит $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Fe}_2^{3+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$
- Арфведсонит $\text{NaNa}_2\text{Fe}_4^{2+}\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$
- Экерманит $\text{NaNa}_2\text{Mg}_4\text{Al}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$
- Коцулит $\text{NaNa}_2\text{Mn}_4(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
- Литиевые моноклинные амфиболы
- Клинохолмквистит $(\text{Li}, \text{Ca})_2(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{O}, \text{F})_2$
- Ромбические амфиболы
- Магнезиально-железистые ромбические амфиболы
- Группа *антофиллита*
- Антофиллит $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_7[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
- Жедрит $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_{6-5}\text{Al}_{1-2}[\text{Si}_6(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
- [Пикроамозит] $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Ca}, \text{Fe}^{3+})_7[(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
- [Бидалотит] $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Ti})_7[(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{22}](\text{O}, \text{OH})_2$
- Литиевые ромбические амфиболы
- Холмквистит $\text{Li}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Al}_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
- Структура типа джосмитита*
- Джосмитит $(\text{Ca}, \text{Pb})\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_5[\text{Si}_6\text{Be}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
- Структура типа планшеита*
- Планшеит $\text{Cu}_3[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2 (\text{OH})_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
- Структура типа власовита*
- Власовит $\text{Na}_2\text{Zr}[\text{Si}_4\text{O}_{11}]$

СИЛИКАТЫ С ЛЕНТАМИ ШЕСТИЧЛЕННЫХ ГРУПП КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

- Структура типа эпидидимита*
- Эпидидимит $\text{Na}_2\text{Be}_2[\text{Si}_6\text{O}_{15}] \cdot \text{H}_2\text{O}$
- Структура типа эльпидита*
- Эльпидит $\text{Na}_2\text{Zr}[\text{Si}_6\text{O}_{15}] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
- Структура типа тоберморита*
- Группа *тоберморита*
- Тоберморит $\text{Ca}_5[\text{Si}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_2] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
- Пломбиерит $\text{Ca}_5[\text{Si}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_2] \cdot 11\text{H}_2\text{O}$
- Риверсайдит $\text{Ca}_5[\text{Si}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_2] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

[Тахеренит] $(Ca, Mg, Al)(Si, Al)O_3 \cdot H_2O$

[Окениит] $Ca_3[Si_6O_{15}] \cdot 6H_2O$

[Некоит] $Ca_3[Si_6O_{15}] \cdot 6H_2O$

Структура типа нордита

Нордит $Na_2(Na, Mn)(Sr, Ca)TR(Zn, Mg, Fe, Mn)[Si_6O_{17}]$

Структура типа хауита

Группа хауита

Хауит $Na(Fe^{2+}, Mg, Mn, Fe^{3+})_{12}[Si_6O_{17}]_2 (O, OH)_{10}$

Дирит $Fe_8^{2+}Fe_3^{3+}O_3[Si_6O_{17}] (OH)_5$

Структура типа ксонотлиита

Ксонотлиит $Ca_6[Si_6O_{17}] (OH)_2$

Структура типа тинаксита

Тинаксит $NaK_2Ca_2Ti[Si_7O_{19}] (OH)$

СИЛИКАТЫ С ЛЕНТАМИ ВОСЬМИЧЛЕННЫХ ГРУПП
КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

Структура типа нарсарсукита

Группа нарсарсукита

Нарсарсукит $Na_4(Ti, Fe)_2[Si_8O_{20}] (O, OH, F)_2$

Кайсикхит $Y_4(Ca_3TR)(OH)(H_2O)_5[Si_8O_{20}](CO_3)_6 \cdot 2H_2O$

[Пенквилксит] $Na_4Ti_2[Si_8O_{22}] \cdot 5H_2O$

Структура типа фенаксита

Группа фенаксита

Фенаксит $K_2Na_2Fe_2[Si_8O_{20}]$

Литидионит $K_2Na_2Cu_2[Si_8O_{20}]$

СИЛИКАТЫ С ЛЕНТАМИ ДЕСЯТИЧЛЕННЫХ ГРУПП
КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

Структура инезита

Инезит $Mn_7Ca_2[Si_{10}O_{28}](OH)_2 \cdot 5H_2O$

СИЛИКАТЫ С ЛЕНТАМИ ДВЕНАДЦАТИЧЛЕННЫХ ГРУПП
КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

Структура типа тухуалита

Группа тухуалита

Тухуалит $(Na, K)_2Fe_3^{3+}Fe_2^{2+}[Si_{12}O_{30}] \cdot H_2O$

Эмелеусит $LiNa_2Fe^{3+}[Si_6O_{15}]$

Цектцерит $LiNaZr[Si_6O_{15}]$

Структура типа канасита

Группа канасита

Канасит $Ca_5K_3Na_3[Si_{12}O_{30}] (F, OH)_4$

[Чароит] $(Ca, Ba, Sr)_5(K, Na)_{3-4}[Si_{12}O_{30}](OH, F)_{2-1} \cdot nH_2O$

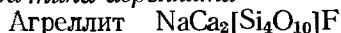
СИЛИКАТЫ С ЛЕНТАМИ ЧЕТЫРЕХЧЛЕННЫХ ГРУПП
И ЦЕПОЧКАМИ СДВОЕННЫХ
КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

Структура типа виноградовита

Виноградовит $Na_4Ti_4[(Si, Al)_4O_{10}][Si_2O_6]_2 (O, OH)_4 \cdot nH_2O$

СИЛИКАТЫ С ЛЕНТАМИ ВОСЬМИЧЛЕННЫХ И ШЕСТИЧЛЕННЫХ ГРУПП КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

Структура типа агреллита



СИЛИКАТЫ С ЛЕНТАМИ СДВОЕННЫХ КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

СТРУКТУРА ТИПА СИЛЛИМАНИТА

ГРУППА СИЛЛИМАНИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Силлиманит $\text{Al}[\text{AlSiO}_5]$	Ромб.	7,48	7,67	5,77	3,314
Муллит $\text{Al}[\text{Al}_x\text{Si}_{2-x}\text{O}_{5,5-0,5x}]$	Ромб.	7,54	7,65	2,89	3,106

Силлиманит, кианит и андалузит являются полиморфными модификациями Al_2SiO_5 ; муллит структурно близок к силлиманиту.

Характерная особенность кристаллической структуры типа силлиманита состоит в наличии двух типов атомов Al [1]. Половина их входит в решетку с координационным числом 6. Для другой половины атомов Al в силлиманите (и муллите) характерно координационное число 4 (в кианите — 6, в андалузите — 5). Сдвиг K_γ линий рентгеновского спектра (разность сдвигов $1s$ и $2p$ уровней алюминия), обусловленный различием зарядов разнокоординированного алюминия, составляет для силлиманита $0,37 \pm 0,01$, для андалузита $0,38 \pm 0,01$ и кианита $0,42 \pm 0,01$ эВ [2]. Сдвиг $2p$ линий Al для силлиманита 2,7, андалузита 2,7 и кианита 2,5 эВ, сдвиг $2p$ линий Si для всех трех модификаций отвечает 3,4 эВ [3]. По Сиивола [4], расстояние между линиями K_β и K'_β рентгеновских спектров кианита, андалузита и силлиманита зависит от расстояния Al — O; разность энергетических уровней Al и O в этих минералах обнаруживает линейную корреляцию с межатомными расстояниями.

Облик кристаллов полиморфных модификаций Al_2SiO_5 и муллита, а также их физические свойства сопоставлены в справочнике «Минералы» 1972, том III, вып. I, стр. 441 и в [5, 6].

Результаты экспериментальных исследований с целью выявления условий образования и установления областей устойчивости полиморфных модификаций Al_2SiO_5 и муллита, опубликованные до 1968 г., см. в справочнике «Минералы», 1972, том III, вып. I, стр. 441 и [7]. Позднее Пугин и Хитаров [8], анализируя экспериментальные данные, пришли к выводу, что из них достоверны те, которые установлены по реакциям без жидкой фазы [9]; равновесия же, установленные в присутствии жидкой фазы (воды), могут нарушаться гидролизом и реакциями с образованием метастабильных фаз. Ричардсон с соавторами [10] считают, что присутствие воды в экспериментах не влияет на $P - T$ условия перехода полиморфных модификаций, хотя от них зависит скорость установления равновесия. По Файфу [11], на точность экспериментальных исследований оказывает большое влияние степень упорядоченности — неупорядоченности, микропримеси, поверхностная энергия и другие факторы, которые не могут быть устранены [12], и он предлагает к исследованию равновесий в системе $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ применять метод, основанный на определении растворимости минералов и концентрации кремнезема в растворе для разных полиморфных разновидностей. По новым данным Ричардсона с соавторами [10], координаты тройной точки кианит — силлиманит — андалузит: 622° и 5,5 кбар. Элементы-примеси не могут оказывать влияния на сосуществование в горных породах различных модификаций Al_2SiO_5 [13, 14]. Причину совместного на-

хождения двух или даже трех из них объясняют чрезвычайно малыми скоростями реакций при многофазовом метаморфизме [13, 14]. Пугин [15], основываясь на экспериментальных и теоретических данных о равновесиях между кианитом, силлиманитом и андалузитом, а также о равновесии этих минералов с пиррофиллитом, муллитом, корундом и расплавом, сделал вывод, что, несмотря на расхождения результатов по определению полей стабильного их существования, кианит, силлиманит и андалузит по-прежнему могут рассматриваться как геобарометры и геотермометры процессов метаморфизма.

Силлиманит — широко распространенный в природе минерал, устойчивый в продуктах регионального и контактового метаморфизма, образовавшийся при высоких температурах и высоких давлениях. Муллит в природе встречается очень редко и только в породах, образовавшихся путем пирометаморфизма. Шрайер и Зайферт [16], принимая во внимание экспериментальные данные о системах $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ и $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ при давлениях 4—11 кбар и разных температурах, пришли к выводу, что при самом высоком давлении кианит и силлиманит могут сосуществовать в присутствии кварца, талька, жедрита, энстатита и флогопита. Фазовая диаграмма системы $Al_2O_3-SiO_2$ в условиях высоких температур и давлений, основанная на термодинамических данных, получена Пугиным и Кусковым [9]. На основании совместного нахождения силлиманита и муллита в некоторых метаморфических и метасоматических породах Камерон [17] выделяет на $P-T$ диаграмме узкую зону от 900° и 1 кбар до 1200° и 5 кбар, в пределах которой могут кристаллизоваться обе фазы или любая из них, а также в редких случаях метастабильная фаза промежуточного состава. Устойчивое сосуществование силлиманита и муллита доказывает [17] наличие перерыва в смесиности между ними. Диаграммы фазовых равновесий см. в справочнике «Минераль», 1974 г., вып. 1.

Литература

1. Taylor W. H. *Zs. Krist.*, 1928, 68, 503; Hey J. S., Taylor W. H. *Zs. Krist.*, 1931, 80, 428; Брэгг В. Л. Структура силикатов/Перевод с англ. ОНТИ, 1934, 21; Брэгг В. Л. Основные идеи геохимии. Госхимтехиздат, 1937, вып. 3, 47 и 66; Шибольд Э. Там же, 132; Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. Изд-во АН СССР, 1947, 144; Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1956, № 10, 10; Skinner B., Clark S. P., Appleman D. E. *Am. J. Sci.*, 1961, 259, N 9, 651; Sadanaga R., Tokonami M., Takeuchi J. *Acta Cryst.*, 1962, 15, pt 1, 65; Durovic S. *Acta Cryst.*, 1962, 15, pt 10, 1051; Burnham C. *Geol. Soc. Am., Spec. paper*, 1963, N 73, 125; Burnham C. W. *Zs. Krist.*, 1963, 118, N. 1—2, 127.
2. Лапутина И. П., Нарбутт К. И. *Изв. АН СССР. Сер. физ.*, 1967, 31, № 6, 912.
3. Нефедов В. И., Урусов В. С., Кахана М. М. *Геохимия*, 1972, № 1, 11.
4. Stivola J. *Bull. Geol. Soc. Finl.*, 1971, 43, N 1, 1.
5. Поваренных А. С., Продайвода Г. Т., Серга А. Ю. Мин. сб., Львов, 1972, № 26, вып. 1, 46; Поваренных А. С., Продайвода Г. Т. *Геол. журн. АН УССР*, 1972, 32, вып. 6, 39.
6. Brace W. F., Scholz C. H., Mori P. N. *J. Geophys. Res.*, 1969, 74, N 8, 2089.
7. Farmer D. G. *J. Univ. Sheffield. Geol. Soc.*, 1969, 5, N 6, 121 по РЖ Гео, 1970, 4В496.
8. Пугин В. А., Хитаров Н. И. *Геохимия*, 1970, № 7, 796.
9. Пугин В. А., Кусков О. Л. *Геохимия*, 1968, № 8, 970.
10. Richardson S. W., Bell P. M., Gilbert M. C. *Am. J. Sci.*, 1968, 266, N 7, 513.
11. Fyfe W. S. *Am. J. Sci.*, 1969, 267, N 3, 291.
12. Zen E. A. *Am. J. Sci.*, 1969, 267, N 3, 297; Newton R. Там же, 278; Althaus E. Там же, 273.
13. Albee A. L., Chodos A. A. *Am. J. Sci.*, 1969, 267, N 3, 310.
14. Seifert F., Langer K. *Contrib. min., petrol.*, 1970, 28, N 1, 9.
15. Пугин В. А. В кн.: Физико-химические проблемы гидротермальных и метаморфических процессов. М.: Наука, 1975, 228.
16. Schreyer W., Seifert F. *Am. J. Sci.*, 1969, 267, N 3, 371.
17. Cameron W. E. *Geol. Mag.*, 1976, 113, N 6, 497.

Силлиманит Sillimanite



Назван по имени проф. Б. Силлимана (Боуэн, 1824).

Синон. Волокнистый кремьен — Faserkiesel (Линдакер, 1792), фибролит — fibrolite (Бурнон, 1802), бурнонит — bournoinite (Лукас, 1813), бухольцит — bucholzite (Брандес, 1819), монролит — monrolite (Силлиман, 1849), блестящий шпат — Glanzspath (Пар, 1872). По-видимому, измененным силлиманитом являются: вёртит — wörthite (Хес, 1830), гидробухольцит — hydrobucholzite (Томсон, 1836), бамлит — bamlite (Эрдман, 1842), ксенолит — xenolite (Норденшельд, 1842), вестанит — westanite (Бломстранд, 1868).

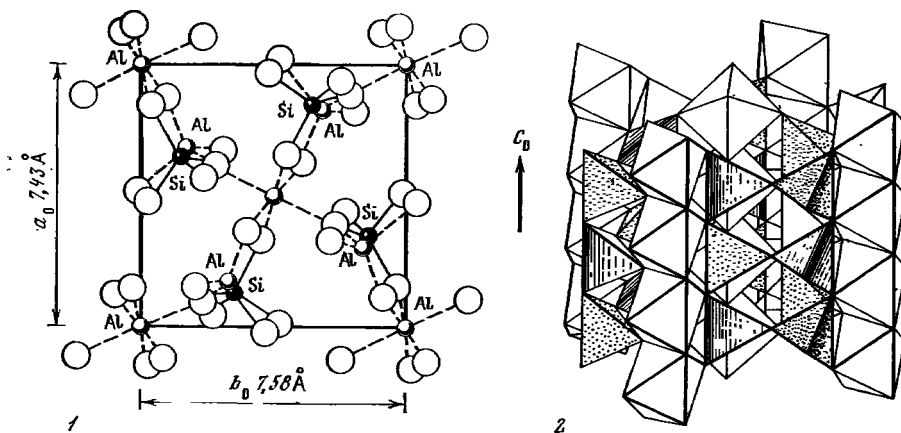
Характ. выдел. Удлиненные призмы, игольчатые, шестоватые и волосовидные образования, лучистые, спутанно-волокнистые, параллельно-волокнистые, сноповидные, радиально-лучистые агрегаты; плотные спутанно-волокнистые агрегаты описаны под названием фибролита.

Структ. и морф. крист. Ромб.с. D_{2h}^{16} — $Pbnm$. $a_0 = 7,4856$, $b_0 = 7,6738$, $c_0 = 5,7698$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,9754 : 1 : 0,7518$; $Z = 4$ [1] (см. также [2—5]). Силлиманит с $a_0 = 7,498$, $b_0 = 7,690$, $c_0 = 5,797$ Å встречен в ксенолите из вулкана Асамо, Япония [6, 7].

В структуре силлиманита [1, 8, 9] (фиг. 1) цепочки AlO_6 -октаэдров, вытянутые параллельно оси c , соединены сдвоенными цепочками тетраэдров с чередующимися катионами Al и Si, также вытянутыми параллельно оси c . Октаэдры Al в цепочках имеют общие ребра. Атомы кислорода в силлиманите образуют плотнейшую гексагональную упаковку. Расстояния Al—O в октаэдрах = 1,957, 1,919, 1,861 Å; Al_{II}—O в тетраэдрах = 1,758, 1,800, 1,800, 1,721 Å; Si—O = 1,629, 1,633, 1,633, 1,564 Å; угол Si—O—Al = 171,6° [1].

Измерены тензоры ядерного квадрупольного взаимодействия для двух неэквивалентных положений Al в силлиманите, которые равны: Al(1) 2,40, 6,53, 8,93; Al(2) 1,59, 5,19, 6,77 Мгц для $i = x, y, z$ [10]. Арамаки и Рой [11], основываясь на замерах параметров решетки силлиманита, пришли к заключению, что в нем при одинаковом составе может меняться степень упорядоченности структуры. К такому же выводу пришли другие исследователи [12, 13, 14]. Холдзвэй [14], Заль и Зайферт [12] выделили тонковолокнистый силлиманит — фибролит как разновидность, для которой характерно неупорядоченное распределение Al^{3+} и Si^{4+} в тетраэдрах. Однако по Камерону и Эшворту [15], структура тонкоигольчатого силлиманита является упорядоченной. Произведено [16] сопоставление рефракции природного силлиманита с рефракциями, полученными путем теоретического расчета.

Ромбо-дипирамид. кл. D_{2h} — mmm ($3L_23PC$). $a : b : c = 0,9696 : 1 : 0,8808$ (по Гольдшмидту).



Фиг. 1. Структура силлиманита

1 — в проекции на плоскость ab (по Бреггу и Кларингбуллу); 2 — общий вид структуры (по Белову)

Формы (по Гольдшмидту):

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<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'
<i>g</i>	120	27 15	90 00	0 00	62 45	90 00
<i>h</i>	230	34 31	90 00	0 00	55 29	90 00
<i>m</i>	110	45 53	90 00	0 00	44 07	90 00
<i>q</i>	021	0 00	60 25	29 35	90 00	0 00

$mm(110):(\bar{1}0) = 88^\circ 14'$ $hh(230):(\bar{2}30) = 69^\circ 02'$

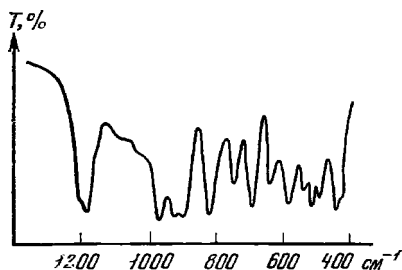
Наиболее обычные формы *a*, *m*, *b*.

Кристаллы — удлиненные по оси *c* псевдотетрагональные призмы и иглы. Конечные грани редки. Призматические грани с вертикальной штриховкой, нередко закругленные. Величина кристаллов до $10 \times 0,5$ см [17]. Характерны закономерные сростания с кианитом, мусковитом. На плоскостях спайности мусковита обнаружены 12-лучевые звезды силлиманита: грань (010) лежит в плоскости спайности слюды, а ось *c* силлиманита в них совпадает с направлением удлинения его индивидов. Иглы силлиманита параллельны лучам фигуры удара или лучам фигуры давления на листочках мусковита [18]. В некоторых образцах силлиманита установлены жидкие водно-солевые включения [19].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (010) совершенная. Хрупок. Изл. неровный. Тв. $6\frac{1}{2}$ — $7\frac{1}{2}$. Микротвердость 1425 кгс/мм² [20]. Уд. в. 3,23—3,25 (вычисл. 3,314). Цв. бесцветный, зеленоватый, серый, бурый, синий. Черта бесцветная. Бл. стеклянный, на (010) перламутровый. Прозрачный до просвечивающего.

В ультрафиолетовых лучах не люминесцирует [21], в катодных лучах иногда обнаруживает розоватое свечение от очень слабого до яркого [22]. В ИК-спектре силлиманита (фиг. 2) имеются полосы сильного поглощения при 1180, 1100, 970, 920, 820, 750, 700, 640, 590, 520, 450 см⁻¹ [20, 23—25]. Уд. магнитная восприимчивость $+0,46 \cdot 10^{-6}$ см³/г [20]. Энергия активации 0,77 эВ [26]. Термическое расширение (в %) в пределах 20—100° || оси *a* 0,019, || оси *b* 0,039, || оси *c* 0,042; объемное расширение 0,088 [3, 27]. Тодд [28] измерил теплоемкость силлиманита от 54,4 до 296,5 К и вычислил значение его стандартной энтропии: $S_{293,15}^\circ = 22,97 \pm 0,10$ ккал/моль·град. На основании измерений энтальпии силлиманита Панкратц и Кели [29] рекомендовали уравнение температурной зависимости теплоемкости: C_p (кал/моль·град) = $39,30 + 8,04 \cdot 10^{-3} T - 11,02 \cdot 10^{-5} T^{-2}$ (298—1500 К). Энтальпии растворения ряда природных образцов силлиманита, содержащих различные количества примесей в расплаве состава 2PbO · V₂O₅ при 965—970 К, измерены Клепшой с сотрудниками [30, 31]. Для реакции Al₂O₃ (корунд) + SiO₂ (α-кварц) = Al₂[SiO₄]O (силлиманит) $\Delta H_{298,15}^\circ = 0,35 \pm 0,14$ ккал/моль [31]. Последнему значению соответствует стандартная энтальпия образования силлиманита из элементов: $\Delta H_{f; 298,15}^\circ = -617,85 \pm 0,40$ ккал/моль.

Микр. В шлифах большей частью бесцветный, редко пятнистый коричневатый со слабым плеохроизмом. В толстых пластинках плеохроизм: по *Ng* — темно-бурый, фиолетово-синий, сапфирово-синий; по *Nm* — бурый, серовато-зеленый, бесцветный или зеленоватый; по *Np* — серовато-бурый, буровато-желтый, очень светло-желтый; $Ng > Nm > Np$. Двуосный (+). Пл. опт. осей (010). $Ng = c$, $Nm = b$, $Np = a$. Удлинение (+). $n_g = 1,668$ — $1,684$,



Фиг. 2. ИК-спектр силлиманита (по Тарту)

$n_m = 1,649-1,670$, $n_p = 1,647-1,661$. Показатели преломления несколько варьируют с изменением цвета; например, у светло-бурого силлиманита (Чехословакия) $n_g = 1,6837$, $n_p = 1,6612$, у темно-бурого $n_g = 1,6773$, $n_p = 1,6549$. У фибролита и сходного с ним «бухольцита» из Тироля показатели преломления ниже (у «бухольцита» n_g не выше 1,635 и n_p до 1,629) [32]. $n_g - n_p = 0,020-0,024$. $2V = 30-21^\circ$ до 41° [33]. Дисперсия $r > v$, сильная. У очень тонковолокнистого фибролита в шлифах наблюдается псевдохроизм — буроватая окраска дисперсионной природы (Людочников, 1955). Волосовидные выделения силлиманита, часто изогнутые, образуют включения в кварце, полевых шпатах, турмалине. Отмечены эпитаксические выделения силлиманита на слодах [34].

Хим. Теор. состав: $Al_2O_3 - 62,93$, $SiO_2 - 37,07$. Промежуточный состав между силлиманитом и муллитом имеют минералы из ксенолита лавы Асамо, Япония ($Al_2O_3 - 64,69$ и $65,6$; $SiO_2 - 32,72$ и $31,6$) [7] и из метаморфизованного литомаржа с о-ва Ратлин, Ирландия ($Al_2O_3 - 64,8$ и $64,1$; $SiO_2 - 32,9$ и $32,8$) [35]. Одними авторами высказано мнение о существовании непрерывной изоморфной серии силлиманит — муллит [9, 13, 36], другими — о существовании разрыва в этой серии [11, 37]. Fe^{3+} замещает Al. Спектроскопическое исследование образцов из зарубежных месторождений показало [38], что силлиманит в среднем содержит (в %): Mg — 0,068, Ti — 0,039, V — 0,012, Li — 0,011, B — 0,0073, Cr — 0,0067, Ga — 0,0066, Zr — 0,0065, Ba — 0,0038, Mn — 0,0014, Be — 0,0009, Cu — 0,0005; по другим данным, содержание Ga в силлиманите не превышает 0,001%, а Be составляет 0,0021% [39, 40]; обнаружены также следы Ni, Sc, Y, Sr, Pb [39, 40]. Встречен зеленоватого цвета силлиманит, содержащий до 3% Cr [41]. Методом ИК-спектроскопии в прозрачном силлиманите из Шри Ланки установлено незначительное количество гидроксильной воды [42]. В сосуществующих андалузите и силлиманите первый содержит больше Ti и Mg и меньше Cr и V [43]. Из механических трудно отделимых примесей в силлиманите присутствуют кварц, рутил, циркон, магнетит, графитоподобное вещество; наблюдаются газовой-жидкие включения [22, 44].

Анализы:

	1	2	3	4	5
Na_2O	—	Не обн.	0,20	0,52	0,02
K_2O	—	0,62	0,02	0,38	Не обн.
MgO	—	0,10	0,1	Не обн.	Не обн.
CaO	—	0,14	0,1	—	0,05
MnO	—	—	0,02	—	Не обн.
FeO	—	—	Сл.	—	—
Al_2O_3	62,8	60,11	63,36	59,68	62,27
Fe_2O_3	0,72	0,26	0,13	0,47	0,45
SiO_2	36,4	37,64	35,84	38,18	37,32
TiO_2	0,3	0,003	Сл.	—	0,07
H_2O^+	—	} 0,03	0,43	0,79	—
H_2O^-	—		Не обн.	Не обн.	—
П. п.	—	0,94	—	—	0,28
Сумма	100,22	99,84	100,20	100,02	100,46
Уд. в.	3,2	—	3,255	3,221	3,23—3,25
n_g	—	—	1,678	—	1,678—1,682
n_p	—	—	1,658	—	1,657—1,658
$2V$	—	—	25°	—	—

1 — водяно-прозрачный, Кяхтинское месторождение, Бурятская АССР [45]; 2 — Тасеевское месторождение, Красноярский край, анал. Кухарчик, BeO 0,0056% [40]; 3 — волокнистый, Брандывайн, округ Делавэр, шт. Пенсильвания (США), анал. Харамура и Катшура, $a_0 = 7,481$, $b_0 = 7,672$, $c_0 = 5,769$ Å [11]; 4 — кристалл из пегматита долины Вальпеллин в Пеннинских Альпах (Италия), анал. Джекоб [17]; 5 — бесцветный, из третичных россыпей Среднего Приднепровья (УССР), анал. Ромаренко [22].

Хим. анализы см. также в работах [7, 18, 22, 35, 44, 46—60]. Отношение $Al_2O_3 : SiO_2$ в разных силлиманитах очень незначительно отклоняется от стехиометрического, поэтому Куэк [52] считает, что в природных силлиманитах содержание муллита не превышает 3% и отвергает допущение о существовании непрерывного ряда твердых растворов между силлиманитом и муллитом в природных образцах.

Диagn. исп. П. п. тр. не плавится. Стоек к действию кислот. Разлагается сплавлением с едкими щелочами и с карбонатами щелочей. С раствором азотно-кислого кобальта дает реакцию на Al.

Повед. при нагр. Силлиманит при обжиге разлагается с образованием муллита и кремнеземистого стекла [61, 62]. Температура превращения в муллит зависит от условий нагревания и содержания в силлиманите различных примесей [63].

По Грейгу [61], нагревание силлиманита при 1345° в течение 150 часов не вызывает его изменения, тогда как нагревание при 1665° уже в течение 1 часа приводит к полному его разложению с образованием муллита; по Де Кейзеру [61], превращение в муллит наступает при нагревании силлиманита при 1450° в течение 5 часов, при 1600° — 3 часов, при 1750° — 20 мин. Примесь дюмортьерита способствует более быстрому переходу силлиманита в муллит [64].

На основании измерения теплового эффекта растворения силлиманита [65] высказано мнение о том, что при нагревании в минерале происходят внутриструктурные перегруппировки. Разложение силлиманита при нагревании сопровождается увеличением объема на 7,2% и понижением уд. веса до 3,02. Нагревание тонко измельченного силлиманита во вращающейся бомбе в присутствии воды при температуре 350 — 450° и давлении 138—690 атм приводит к его полному разложению (около 400° основной продукт разложения — каолинит) [66]. Линейное расширение материала, нагретого до 1000° , 0,37—0,42% [67].

Находж. Силлиманит встречается главным образом в метаморфических породах. Образуется в условиях следующих фаций [68]: пироксен-роговообманковой — при контактовом метаморфизме, альмандин-амфиболитовой (силлиманит-альмандиновая субфация) и гранулитовой (роговообманково-гранулитовая и пироксен-гранулитовая субфации) — при региональном метаморфизме.

Мияширо, а также Добрецов, Соболев и Хлестов [69] выделяют андалузит-силлиманитовую и кианит-силлиманитовую устойчивые фации регионального метаморфизма. По Семененко [70], кристаллизация силлиманита связана с метаморфизмом алюмосиликатных пород в условиях: 1) плутонометаморфизма с образованием высокотемпературных гранулитов и среднетемпературных роговообманковых гнейсов и амфиболитов, 2) термального метаморфизма с образованием высокотемпературных роговиков и микрогнейсов, 3) миграционно-контактового (гидротермально-пневматолитического) метаморфизма с широко развитыми метасоматическими процессами и образованием слюдяно-гранатовых сланцев. Пугин и Хитаров [71] выделяют силлиманит-альмандин-мусковитовую и силлиманит-альмандин-ортоклазовую субфации регионального метаморфизма и отмечают присутствие силлиманита в породах роговообманково-роговиковой фации контактового метаморфизма. Чаттерджи [72] и Олдермэн [73] в образовании силлиманита при метаморфизме горных пород ведущую роль отводят растворам. Кориковский [74, 75] выделяет кварц-силлиманитовую фацию, для которой характерно проявление кислотного выщелачивания в глубинных гранито-гнейсовых комплексах. Маракушев [76], рассматривая среди минеральных фаций метаморфические породы с недостаточным содержанием кальция, выделяет гиперстен-силлиманитовую и гранит-биотит-силлиманитовую фации больших глубин. Тесная ассоциация силлиманита и муллита возникает при разрушении мусковита под влиянием термального метаморфизма; при этом первоначально образующаяся фаза метастабильна [77]. Сосуществование силлиманита и муллита в разных ассоциациях принимается за доказательство разрыва смесимости между ними [37].

Наиболее распространен силлиманит в сланцах и гнейсах; для этих пород типично его сонахождение с кварцем, слюдами, гранатом, полевыми шпатами,

ставролитом, кианитом, андалузитом, корундом, дюмортьеритом, турмалином, рутилом, кордиеритом, гиперстеном [33, 55, 57, 60, 78, 79]. В Западных Кейвах (Мурманская обл.) [80, 81] развиты силлиманитовые и ставролит-силлиманитовые сланцы с кварцем, мусковитом, плагиоклазом, биотитом, кианитом, ильменитом, углеродистым веществом и иногда с гранатом. В Соломоновском месторождении (УССР) силлиманит содержится в гнейсах с кварцем, полевым шпатом, гранатом, графитом, рутилом и цирконом [82]. В верховьях р. Баксан (Кабардинская АССР) развиты сланцы и гнейсы, содержащие силлиманит, биотит, мусковит, кварц, кислый плагиоклаз, калиевый полевой шпат, иногда андалузит и акцессорные циркон, апатит, рутил [83]. В западной и южной частях Алданского кристаллического комплекса развиты архейские кварциты, гнейсы и сланцы, в которых наряду с силлиманитом присутствуют кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кордиерит, гранат, биотит, иногда встречаются гиперстен, корунд, андалузит; акцессорные минералы представлены рутилом, шпинелью, хёбмомитом, цирконом, монацитом, апатитом [55, 76, 84—86]. Зарубежные месторождения [87, 88]: в районе Бриант-Понд в шт. Мэн (США) развиты силлиманитовые и силлиманит-микроклиновые гнейсы, в которых кроме того присутствуют мусковит, кварц, плагиоклаз, гранат, биотит [89]; в районе Болз-Бьют в шт. Айдахо (США) гнейсы и сланцы состоят из силлиманита, кианита, кордиерита, андалузита, плагиоклаза, слюды, кварца, ставролита, граната, корунда и ильменита [90]. Крупнейшими мировыми месторождениями силлиманита являются Хаси-Хилс и Пипра в Индии, где, помимо силлиманитовых, развиты и корундовые породы; спутниками силлиманита являются рутил, гематит, биотит, мусковит, турмалин [91]. В Форфаре (Шотландия) развиты гнейсы с силлиманитом, кварцем, гранатом, слюдами, олигоклазом и (нередко) с ортоклазом [92]. В долине Читтеринг (Западная Австралия) в сланцах встречаются крупные сегрегации почти чистого силлиманита (приведен хим. анализ) [47]. В Намакваленде (ЮАР) в метаморфической толще корунд-силлиманитовая порода слагает огромную линзу [93].

В контактовых роговиках, образование которых местами сопровождалось метасоматическими явлениями [81, 94, 95, 96], силлиманит ассоциируется с гранатом, андалузитом, ставролитом, биотитом, мусковитом, кварцем, плагиоклазом, ортоклазом, кордиеритом. В районе Кейв Мурманской обл. в контакте с амфиболитами развиты силлиманит-лабрадорные роговики, содержащие ставролит, кианит, кварц, биотит, мусковит, хлорит, ильменит, рутил, реже апатит [97]. В Мурманской обл. в фенитах зоны экзоконтакта ультраосновных и щелочных интрузий силлиманит ассоциируется с эгирином-авгитом (в Африканде) или с альбитизированным плагиоклазом, эгирином, биотитом, нефелином и шпинелью (в Ковдоре) [98]. В Сигангойском месторождении наждака в Красноярском крае магнетит-силлиманитовые роговики образуют ксенолиты в основных породах; они содержат корунд, плагиоклаз, реже шпинель и бурую слюду [99]. В Житомирской обл. (УССР) ксенолиты силлиманит-кордиерит-шпинелевых роговиков наблюдаются в пегматитовых жилах; сопутствующими минералами являются микроклин, кислый плагиоклаз, корунд [95]. В нагорье Аргайл (Шотландия) на контакте гранодиоритового массива и кристаллических сланцев отмечаются силлиманит-кордиерит-биотитовые роговики с андалузитом [92]. В Сейланне (Северная Норвегия) встречаются гранат-силлиманит-альбитовые роговики [100]. В районе Куойк (Британская Колумбия, Канада) в породах контактово-метаморфической зоны обнаружены признаки перехода андалузита в кианит и кианита в силлиманит, а также развития по андалузиту тонковолокнистого силлиманита — фибролита [101].

В ущелье Харти-Дзор в Горисском районе АрмССР силлиманит встречается во вторичных кварцитах, сопровождается мусковитом, серицитом, рутилом [102]. В Кяхтинском месторождении (Бурятская АССР) развиты кварц-силлиманитовые сланцы (хим. анализ 1) и силлиманитсодержащие гнейсы с калиевым полевым шпатом, альбитом, мусковитом, биотитом, рутилом, пиритом,

гематитом, иногда лазулитом и топазом [44, 45, 103—105]. Отмечен в массиве вторичных кварцитов Ргайлы в КазССР [106].

Обнаружен в некоторых грейзенах в ассоциации с андалузитом, кварцем, ортоклазом, биотитом, мусковитом, серицитом, турмалином, цирконом, пиритом; месторождения расположены в западном и северо-восточном Забайкалье [107] и на Украине [108]. Наряду с кианитом встречен в эклогитах Танганьики [109]. Ксенолиты пироксенита и метагаббро в кимберлитах Стокдейля, шт. Канзас (США) содержат силлиманит (1%), который в первом случае, тесно сростаясь с диопсидом, развивается по плагиоклазу, а во втором — образует каемки вокруг шпинель-сапфириновых выделений [56].

Нередок в мигматитах. На Украине мигматиты и чарнокиты в контакте с гранитами содержат силлиманит, кордиерит, гранат, графит; эти же минералы входят в состав гранитов [110]. В северо-восточной части Кольского п-ова мигматиты микроклиновых гранитоидов Саамского интрузивного комплекса состоят из плагиоклаза, кварца, микроклин-пертита, биотита, граната, силлиманита [111]. В Кении силлиманит отмечен в мигматитах среди пород фундамента [112]; найден в мигматитах Килдонана (Шотландия) [113]. Силлиманит гранитов, пегматитов и аплитов рассматривается как минерал нормальной магматической кристаллизации [113—115], как продукт ассимиляции вмещающих пород [110, 116] или (в аплитах и пегматитах) как метасоматическое и метаморфическое образование [111, 117]. По Коржинскому [118], силлиманит может присутствовать лишь в мигматитах и в метасоматически измененных кислых породах и отсутствует в нормальных изверженных породах. В Лейнскерском граните (Ирландия) силлиманит встречается вместе с мирмекитовыми прорастаниями кварца и плагиоклаза [119].

В пегматитах силлиманит ассоциируется с мусковитом, плагиоклазом, микроклином, кварцем, топазом, касситеритом, турмалином, леонгардитом, гранатом, андалузитом, кианитом, ставролитом, корундом, фергусонитом, шпинелью, ильменитом, рутилом, пиритом, триплитом, вивианитом, кальцитом [112, 113, 119]. Пегматиты Гнилого Тичика (УССР) слагаются плагиоклазом, микроклином, кварцем, гранатом, биотитом, силлиманитом, мусковитом, апатитом, магнетитом, гематитом, шпинелью, ильменитом, титанитом, рутилом, турмалином, пиритом [48]. В Енском месторождении (Мурманская обл.) силлиманит в основном приурочен к зальбандам пегматитовых жил, сопровождается мусковитом, олигоклазом, гранатом, апатитом, турмалином и др. [18]. В долине Вальпеллин в Пеннинских Альпах (Италия) силлиманит (хим. анализ 4) встречается в пегматитах с цирконом [17]; вблизи Босмена в шт. Монтана (США) силлиманитом обогащены некоторые пегматиты, содержащие корунд, микроклин-пертит, ортоклаз, плагиоклаз, биотит и акцессорные турмалин, циркон, магнетит, кианит, кварц, бадделейт [115]. Около Диллона в шт. Монтана (США) развиты пегматиты, состоящие из силлиманита, кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, мусковита; вмещающие породы в контакте с мощными пегматитовыми телами содержат до 90% силлиманита [115, 120]. Пегматиты Силвер-Хила в шт. Вашингтон (США) содержат большое количество силлиманита, андалузита, ортоклаза и касситерита, спорадически встречаются микроклин, альбит, апатит, магнетит и графит [117].

Силлиманитсодержащие кварцевые жилы имеются у дер. Михайловки в Челябинской обл.; в них содержатся также кианит, андалузит, корунд, мусковит, каолинит [121]. Мономинеральные силлиманитовые прожилки, секущие гнейсы и силлиманитсодержащие пегматиты, встречаются в Енском месторождении (Мурманская обл.); силлиманит плотный, сфероидально-конкреционный [18]. В Кяхтинском месторождении (Бурятская АССР) в силлиманит-микроклиновых гнейсах наблюдаются ветвистые жилки почти чистого силлиманита (фибролита) [105]. В районе Кортленда, шт. Нью-Йорк (США) силлиманит образовался как реакционный продукт (при взаимодействии шпинели и кремнезема) около кварцевых жил, секущих шпинелевые наждаки; сопровождается сапфирином, гранатом и кордиеритом [122].

В эруптивных выбросах вулкана Асамо (Япония) имеются породы, состоящие из стекла, силлиманита, андалузита, корунда, кордиерита, осумилита, гиперстена, диопсида, волластонита, полевых шпатов, окислов железа; силлиманит образовался при высокой температуре и низком давлении, по составу он занимает промежуточное положение между идеальным силлиманитом и мулллитом [7].

Известны параморфозы силлиманита по кианиту и андалузиту [18, 49, 80, 81, 90, 123]. Иногда силлиманит возникает путем замещения мусковита, биотита, кордиерита, граната, корунда, полевых шпатов, ставролита, шпинель-сапфириновых образований [41, 49, 56, 74, 124—126]. В гнейсах с реки Сутам (южная окраина Алданского щита) установлены гиперстен-силлиманитовые и кварц-силлиманитовые структуры распада [55]. Реакционное взаимодействие силлиманита с гранатом приводит к образованию кордиерита и шпинели, а за счет силлиманита и кварца (с привнесом калия) может образоваться калиевый полевой шпат [86].

При выветривании пород силлиманит переходит в россыпи; их пример — пески Среднего Приднепровья (УССР) — оригинал анализа 5 [22, 59, 127]. В шт. Траванкур-Кочин (Индия) производится попутное извлечение силлиманита из ильменит-монацитовых песков [128]; в шт. Джорджия (США) силлиманит добывается из россыпей вместе с кианитом [129].

Изм. Известны параморфозы кианита и андалузита по силлиманиту; замещается шпинелью, корундом, кварцем, полевым шпатом, мусковитом, гидромусковитом, гранатом, диккитом, каолинитом, реже монтмориллонитом [41, 51, 73, 80, 81, 98, 130].

Искусств. Силлиманит, синтезированный до 1941 г., не вполне достоверен, так как не определялся рентгенометрически [131, 132]. В 1941 г. Балконни [133] синтезировал силлиманит из Al_2O_3 и SiO_2 (в эквимолекулярных пропорциях) с добавками NaF , буры и MgO при нагревании до 950° и выдержке в реакционной смеси при 850° в течение 24 часов. Мишель Леви [134] получила тонкие иглы силлиманита из смеси глинозема и кремнезема с добавкой буры при температуре $400\text{—}450^\circ$ и давлении водяных паров 50 бар. Кос [135] синтезировал силлиманит из каолинита в присутствии фторидов при 700° и 10000 атм. В виде кристаллов до 4—5 мм силлиманит получен [136] при осуществлении транспортной химической реакции при температуре горячей зоны от 1290 до 1140° и температурном градиенте 50° . За счет корунда и кварца в гидротермальных условиях силлиманит образуется при 750° и 2,5—5 кбар [137]. О синтезе силлиманита см. также [138]. В 1955 г. Робертсон с соавторами [139] впервые наметили границу полей устойчивости кианита — силлиманита. Дальнейшими исследованиями [30, 140—148] граница фаз кианит — силлиманит установлена в интервале температур $400\text{—}1500^\circ$ и давлений 5—25 кбар. Показано [141, 142], что на положение этой границы существенное влияние оказывают различные примеси (особенно Fe_2O_3) в исходных соединениях. Продолжительное измельчение кианит-силлиманитовой смеси сильно уменьшает ее реакционную способность при температуре 750° и давлении 8—11,5 кбар; силлиманит при этом образуется за счет кианита при давлении на 2 бара выше, чем в опытах со слабо измельченной смесью. Силлиманит с малым содержанием хрома и обогащенный хромом кианит благодаря чрезвычайно малой скорости реакции перехода могут сосуществовать при 20 кбар до 80° , а при 25 кбар почти до 150° [149].

Превращение кианит — силлиманит при температуре 1130° и давлении 18,5 кбар сопровождается резким изменением электропроводности и энергии активации [26]. Превращение силлиманит—андалузит исследовано в интервале температур $1400\text{—}1900^\circ$ и давлений 25—54 кбар в системе Al_2SiO_5 [150] и с участием воды в интервалах: $590\text{—}620^\circ$ и 2—7 кбар [151]; $500\text{—}600^\circ$ и 4,04—9,09 кбар [144]; $597\text{—}972^\circ$ и 0,5—4,02 кбар [145]. Экспериментально установлено положение тройной точки кианит—андалузит—силлиманит для реакции в твердых фазах в условиях умеренных температур и давлений [146, 147] и для

реакций при участии воды [14, 144, 145]. На положение тройной точки кианит—андалузит—силлиманит так же, как на изменение границы фазового равновесия кианит—силлиманит влияет различная степень упорядоченности Al и Si, при этом достаточно небольшое изменение свободной энергии, связанного с размещением Al и Si в тетраэдрах [14, 148]. Исследование взаимоотношений между силлиманитом и муллитом в интервале температур 800—1500° и давлении до 20 кбар показало, что с увеличением давления при высоких температурах муллит постепенно переходит в силлиманит [36]. В системе $2\text{MgO} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ силлиманит образуется из муллита между 650 и 1050° и давлении около 10 кбар [152]. При изучении системы $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ установлено [13], что в силлиманите в интервале давлений 12—20 кбар при возрастании температуры происходит разупорядочение Al—Si с приближением к структуре муллита, но без изменения стехиометрического соотношения SiO_2 и Al_2O_3 . Фазовое равновесие пирофиллит—силлиманит—муллит при 800° и 20 кбар изучено Кеннеди [143].

Практ. знач.— Такое же, как у кианита (см. справочник «Минераль», 1972, т. III, вып. I, стр. 445). Незначительное изменение объема при обжиге благоприятно для использования силлиманита в керамической промышленности [67]. Употребляется также как ювелирный камень [153] (бесцветный до ярко-голубого силлиманит из Бирмы, Бразилии, Колумбии, Шри Ланки).

Отл. От андалузита отличается положительным удлинением и значительно более высоким двупреломлением, иной спайностью, отсутствием двойников; в инфракрасном спектре силлиманита имеется сильная полоса при 1180 см^{-1} , которой нет в спектрах андалузита и кианита [154]; от муллита отличается по параметрам элементарных ячеек [5], характеру инфракрасных спектров [23, 24, 25, 155] и по электронограммам [78].

Межплоскостные расстояния силлиманита из Кении *

			CuK α -излучение					
<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
110	70	5,35	202	60	2,28	420	70	1,679
101	30	4,56	122	100	2,20	042	70	1,595
200	50	3,73	230	60	2,10	402	60	1,567
120	90	3,41	320	30	2,09	142	30	1,559
210	100	3,36	231	20	1,980	412	20	1,535
021	10	3,19	222	20	1,959	332	90	1,516
121	10	2,93	400	50	1,868	242	10	1,467
002	70	2,88	312	60	1,829	422	40	1,450
220	80	2,67	410	20	1,815	004	70	1,440
112	90	2,53	113	10	1,807	250	20	1,418
130	60	2,42	330	30	1,783	520	50	1,392
310	10	2,37	240	50	1,705	342	10	1,343
022	30	2,30	322	60	1,690	440	20	1,337

* ASTM, 10-369.

Л и т е р а т у р а

1. Burnham C. W. Geol. Soc. Am., Spec. paper, 1963, N 73, 125; Zs. Krist., 1963, 118, H. 1-2, 127.
2. Mark H. R., Rosbáud P. N. Jb. Min., 1926, B.-Bd. 54, A, 127.
3. Skinner B. J., Clark S. P., Appleman D. E. Am. J. Sci., 1961, 259, N 9, 651.
4. Wyckoff R. W. G., Grieg J. W., Bowen N. L. Am. J. Sci., 1926, 11, 459.
5. Agrell S. O., Smith J. V. J. Am. Ceram. Soc., 1960, 43, N 2, 69.
6. Aramaki S., Roy R. Bull. Geol. Soc. Am., 1959, 70, N 12, pt 2, 1562.
7. Aramaki S. Am. Min., 1961, 46, N 9-10, 1154.
8. Taylor W. H., Zs. Krist., 1928, 68, 503; Hey J. S., Taylor W. H. Zs. Krist., 1931, 80, 428; Брэгг В. Л. Структура силикатов. Гос. науч.-тех. горно-геол., нефт. изд., 1934, 21; в кн.: «Основные идеи геохимии. Госхимтехиздат, 1937, вып. 3, 66; Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. Изд-во АН СССР, 1947, 144; Брэгг В. Л., Кларингбулл. Г. Структура минералов. М.: Мир, 1967, 190.

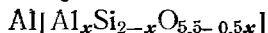
9. *Dürovič S., Davidova S.* Acta Cryst., 1962, 15, pt 10, 1051; J. Am. Ceram. Soc., 1962, 45, N 4, 157; *Burnham C. W.* Carnegie Inst. Washington, 1963—1964, Year book N 63, 227.
10. *Raymond M., Hefner S. S.* J. Chem. Phys., 1970, 53, N 10, 4110.
11. *Aramaki S., Roy R.* Am. Min., 1963, 48, N 11-12, 1322.
12. *Sahl K., Seifert F.* Nature Phys. Sci., 1973, 241, N 106, 46.
13. *Chatterjee N. D., Schreyer W.* Contrib. min., petrol., 1972, 36, N 1, 49.
14. *Holdaway M. J.* Am. J. Sci., 1971, 271, N 1, 97.
15. *Cameron W. E., Ashworth J. R.* Nature Phys. Sci., 1972, 235, N 59, 134.
16. *Бокий Г. Б., Бацанов С. С.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1957, 86, вып. 4, 421.
17. *Masson R.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1938, 18, N 1, 206.
18. *Янулов К. П., Янулова М. К.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1948, 77, вып. 4, 280.
19. *Долгов Ю. А.* В кн.: Проблемы петрографии и генетической минералогии. М.: Наука, 1970, 11, 272.
20. *Болдырев А. И., Морозова Л. И.* Мин. сб., Львов, 1966, № 20, вып. 2, 272; *Болдырев А. И.* Инфракрасные спектры минералов. М.: Недра, 1976, 104, 155.
21. *Deutschbein O.* Ann. Phys., 1932, 5 Folge, 14, N 6-7, 712; *Барсанов Г. П., Швелелева В. А.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 3.
22. *Полжанов Ю. А.*, Мин. сб., Львов, 1966, № 20, вып. 1, 126.
23. *Tarte P.* Silicates industriels, 1959, 24, N 1, 7; *Omori K. J.* Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1961, 46, N 3, 89.
24. *Roy R., Francis E. E.* Am. Min., 1953, 38, N 7-8, 725.
25. *Muan A. J.* Am. Ceram. Soc., 1957, 40, N 4, 121.
26. *Слуцкий А. Б.* ДАН СССР, 1968, 179, № 4, 963.
27. *Скиннер Б. Дж.* В кн.: Науки о Земле. М.: Мир, 1969, 79.
28. *Todd S. S. J.* Am. Chem. Soc., 1950, 72, N 4742.
29. *Pankratz L. B., Kelley K. K. U. S. Bur. Mines. Rep. Invest.*, 1964, N 6370; *Anderson P. A. M., Kleppa O. J.* Am. J., Sci., 1969, 267, N 3, 285.
30. *Holm J. L., Kleppa O. J.* J. Phys. Chem., 1966, 70, N 5, 1690; *Holm J. L., Kleppa O. J.* Am. Min., 1966, 51, N 11, 1608; *Shearer J. A., Kleppa O. J.* J. Inorg., Nucl. Chem., 1973, 35, N 4, 1073.
31. *Charlu T. V., Newton R. C., Kleppa O. J.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1975, 39, N 11, 1487.
32. *Shannon E. V.* U. S. Nation. Mus. Proc., 1921, 58, 437.
33. *Халтурина И. И.* Тр. Каз. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1959, вып. 1, 100.
34. *Chinner G. A. J.* Petrology, 1961, 2, N 3, 312.
35. *Cameron W. E.* Am. Min., 1976, 61, N 9-10, 89.
36. *Hariya Y., Dollase W. A., Kennedy G. C.* Am. Min., 1969, 54, N 9-10, 1419.
37. *Cameron W. E.* Geol. Mag., 1976, 113, N 6, 497.
38. *Pearson G. R., Shaw D. H.* Am. Min., 1960, 45, N 7-8, 808.
39. *Вериковская О. В., Краснова В. С., Салтыкова В. С., Первухина А. Е.* Галлий. Изд-во АН СССР, 1960, 3.
40. *Салтыкова В. С.* Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 209.
41. *Шергин И. В.* В кн.: Онтогенетические методы изучения минералов. М.: Наука, 1970, 104.
42. *Wilkins R. W. T., Sabine W.* Am. Min., 1973, 58, N 5-6, 508.
43. *Okrusch M., Evans B.* Lithos, 1970, 3, N 3, 261.
44. *Феоктистов Г. Д.* Зап. Вост.-Сиб. отд. Всес. мин. об-ва, 1959, вып. 1, 114.
45. *Ли А. Ф., Брагинская Е. М.* Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, 1959, 3, вып. 24, 80.
46. *Hedde F.* Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1898, 39, 341; Zs. Krist., 1900, 32, 289; *Walker T. L., Parsons A. L.* Contrib. Canad. Min., 1923, N 16, 29; *Jakob J.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1937, 17, N 2, 528; *Hall A. L.* Geol. Surv. South Africa, Mem., 1938, N 32, 1; Katalog analiz chemicznych Skal i mineralow Polski, Warszawa, 1959, 120.
47. *Simpson E. S.* Minerals of Western Australia. Perth, 1952, 3, 555.
48. *Юрк Ю. Ю., Рябokonь С. М.* Геол. журн. АН УССР, 1952, 12, вып. 1, 50.
49. *Gordon S. G.* Acad. natur. sci. Philadelphia, Mineralogy of Pennsylvania, 1922, 90.
50. *Rao S. V. L. N.* Quart. J. geol., mining, metallurg. Soc. India, 1955, 27, N 3, 151.
51. *Петрусенко С.* Изв. Геол. ин-та Болг. АН. Сер. геохим., минерал., петрогр., 1968, 17, 201.
52. *Kwak T. A. P.* Am. Min., 1971, 56, N 9-10, 1750; 1973, 58, N 5-6, 558.
53. *Горошников Б. И.* Петрология высокоглиноземистых кристаллических пород докембрия Украины. Киев: Наукова думка, 1971, 116.
54. *Dodge F. C. W.* Am. Min., 1971, 56, N 7-8, 1443.
55. *Кастрыкина В. М.*, Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, геол., 1973, № 4, 35.
56. *Meuer H. O. A., Brookins D. G.* Am. Min., 1976, 61, N 11-12, 1194.
57. *Крылова М. Д., Прияткина Л. А.* ДАН СССР, 1976, 226, № 3, 661.
58. *Белковский А. И., Локтина И. Н.* ДАН СССР, 1974, 215, № 5, 1206.
59. *Цымбал С. Н., Полжанов Ю. А.* Минералогия титано-циркониевых россыпей Украины. Киев: Наукова думка, 1975, 200.
60. *Виноградов А. Н., Виноградова Г. В.* В кн.: Интрузивные чарнокиты и порфириовидные граниты Кольского полуострова. Апатиты. 1975, 15.
61. *Peck A. V.* Am. Min., 1925, 10, N 9, 253; *Greig J. W.* Am. J. Sci., 1926, 11, N 61, 1; *Riddle F. H., Peck A. V.* Chem. Abstr., 1935, 29, 6716; *De Keyser W. L.* Bull. Soc. fr. ceram., 1957, N 35, 9; *De Keyser W. L.* Ber. Dtsch. keram. Ges., 1963, 40, N 5, 304; *Patzak I., Kopenicky K.* Tonind. Ztg., 1969, 93, N 2, 43.

62. Красников Н. П., Гершман Б. Л. Керамика и стекло, 1937, № 6, 24; Дрижерук М. Е., Лысак С. В. Тезисы докладов 8-го Всес. совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Новосибирск, 1968, 15.
63. Scholze H. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1956, 33, N. 8, 257.
64. Singh U. B., Misra M. L. Refractories J., 1953, N 4, 140.
65. Navrotsky A., Newton R. C., Kleppa O. J. Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 37, N 11, 2497.
66. Roy R., Osborn E. F. Am. Min., 1954, 39, N 11-12, 853.
67. Thomas M. C., Fournau M. R. Refractories J., 1955, 31, N 1, 2; Федосеев А. Д. Тр. Бурятск. комплексн. научно-исслед. ин-та. Сер. геол., 1960, вып. 2, 122.
68. Тернер Ф. Дж. В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Изд-во АН СССР, 1961, 1, 24.
69. Miyashiro A. J. Petrology, 1961, 2, N 3, 277; Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Геология и геофизика, 1969, № 3, 3.
70. Семенов Н. П. Парагенетический анализ и систематика метаморфических горных пород. Изд-во АН УССР, 1954, 5; Матер. к 2-му Всес. петрограф. совещанию. Изд-во АН УзССР, 1958, 241.
71. Пугин В. А., Хитаров Н. И., Геохимия, 1968, № 9, 1019.
72. Chatterjee K. S. Rec. Geol. Surv. India, 1931, 65, pt 2, 285.
73. Alderman A. R. Trans. Roy. Soc. South Australia, 1942, 66, 3; Min. Mag., 1950, 29, N 211, 271; Intern. Geol. Congress report of the 18-th session. Great Britain, 1948, pt 3, London, 1950, 125.
74. Кориковский С. П. ДАН СССР, 1963, 152, № 1, 187.
75. Кориковский С. П. Образование некоторых кианитовых и силлиманитовых пород путем кислотного выщелачивания. Проблемы изучения геол. докембрия Л.: Наука, 1967, 258.
76. Marakushev A. A. Intern. Geol. Congress Report. 22-nd session, India, 1964, pt 13, New Delhi, 1964, 206; Маракушев А. А. Вестн. МГУ, 1973. Сер. IV геол., № 5, 3.
77. Smith D. G. W., McConnell J. D. C. Min. Mag., 1966, 35, N 274, 810.
78. Надарейшвили О. Ш. Бюлл. Кавказск. ин-та минеральн. сырья, 1959, № 2, 29; Костов Ив., Бресковска В., Минчева-Стефанова Й., Киров Г. Н., Минералите в България. Изд-во Българск. АН, София, 1964, 228; Dalziel I. W. D., Brown R. L. Scottish Journ. geol., 1965, 1, pt. 3, 304; Брадинская Е. М. Научн. тр. Иркутск. научно-исслед. ин-та редких металлов, 1966, вып. 14, 29; Brown C. Q. Geol. Notes Div. Geol. State Developm. Board S. C., 1966, 10, N 1, 5; Горошников Б. И. В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Недра, 1967, вып. 2, 276; Kahan S. Acta geol., geogr. Univ. Comeniana, 1968, N 13, 191; Losert J. Intern. Geol. Congress report 23-rd session Czechosl., 1968, Proc. Ses. 4, Prague, 1968, 109; Моисеева М. И. Минералы Узбекистана. Ташкент: Изд-во ФАН УзССР, 1976, 84.
79. Питчер У. С. В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967, 339.
80. Суслова С. Н. Вестн. Ленингр. ун-та, 1957, № 12. Сер. геол., геогр., вып. 2, 60.
81. Суслова С. Н. В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1960, вып. 2, 58.
82. Байраков В. В., Быков Ю. А., Горошников Б. И., Каратаев В. К., Кудашева Т. С. Разведка и охрана недр, 1966, № 7, 17.
83. Соловьев С. П. Зап. Мин. об-ва, 1938, 67, вып. 2, 307; Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 6, 633.
84. Лазько Е. М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Изд-во Львовск. ун-та, 1956, 5.
85. Судовиков Н. Г., Другова Г. М., Крылова М. Д., Михайлова Д. А. В кн.: Петрография Вост. Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 2, 320.
86. Лавренко Е. И. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1952, № 6, 279.
87. Currie K. L. Contrib. min., petrol., 1971, 33, N 3, 215; Foster Ch. Th. Am. Min., 1977, 62, N 7-8, 727.
88. Robinson P., Jaffe H. W. Am. J. Sci., 1969, 267, N 3, 389; Felix C. Ann. Soc. géol. Belg., 1968, 91, N 4, 569; Froese E., Gasparrini E. Canad. Min., 1975, 13, N 2, 162; Wenk H. R., Wenk E., Wallace J. H. Schweiz. min., petr. Mitt., 1974, 54, N 2-3, 517.
89. Guidotti C. V. Am. Min., 1963, 48, N 7-8, 772.
90. Nietanen A. Am. Min., 1956, 41, N 1-2, 1.
91. Озеров К. Н. Курс нерудных месторождений. Горгеолнефтиздат, 1934, 1, 157; Misra M. L., Gupta M. M., Upadhyaya V. G. Refractories J., 1955, 31, N 7, 399.
92. Харкер А. Метаморфизм. ОНТИ, 1937, 65, 230, 328.
93. Jager D. H. de, Backström J. W. von. Bull. Geol. Surv. Republ. South Africa, 1961, N 33, 1; Mining J., London, 1961, 257, N 6584, 425.
94. Pitcher W. S., Read H. S. Quart. J. Geol. Soc. London, 1960, 116, pt 1, N 461, 1; Compton R. R. Bull. Geol. Soc. Am., 1960, 71, N 9, 1383; Exner C. Karinthin, 1966, N 55, 228; Vejnar Z. N. Jb. Min., Abhandl., 1966, 104, N. 2, 172; Карасева Т. А. Научн. тр. Ташкентск. ун-та, 1968, вып. 337, геол., 88; Okrusch M. Contrib. mit., petrol., 1969, 22, N 1, 32.
95. Соболев В. Уч. зап. Львовск. ун-та, 1947, 6, Сер. геол., вып. 5, 43, 93, 94, 96.
96. Moore J. M., Best M. G. Am. Min., 1969, 54, N5-6, 975.
97. Соколов П. В. Геология СССР. Мурманская обл., 1958, 27, ч. 1, 222; Мирская Д. Д. В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1960, вып. 2, 94—153, 127, 131.

98. 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. Л.: Недра, 1965, 403.
99. Рубцова А. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1956, 85, вып. 4, 550; Наседкина В. Х. Месторождения корундовых и шпинелевых пород Юго-Западного склона Бегеневского кряжа. М.: Наука, 1973, 1.
100. Barth Tom F. W. Bull. Geol. inst. Upsala, 1961, 40, 17.
101. Hollister L. S. Am. J. Sci., 1969, 267, N 3, 352.
102. Межлумян Г. Б. Изв. АН АрмССР. Сер. геол.-геогр., 1961, 14, № 2, 63.
103. Беренгилова В. В., Федоров Е. Е. Разведка и охрана недр, 1958, № 12, 10.
104. Шергин И. В. Научн. тр. Иркутск. научно-исслед. ин-та редких металлов, 1959, вып. 8, 80; Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, 1959, вып. 24, 63.
105. Хлестов В. В., Ушакова Е. Н. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1963, вып. 15, 197.
106. Срайлов Т. Д. Тр. ИГН АН КазССР, 1968, 25, 60.
107. Александров Г. В., ДАН СССР, 1964, 154, № 5, 1108; Рокачук Т. А., Степченко С. Б. В кн.: Материалы по геологии, геофизике и геохимии Украины, Казахстана, Забайкалья. Изд-во Киевск. ун-та, 1968, № 4, 105.
108. Зинченко О. В., Латыш В. Т., Бишовцев Н. С. В кн.: Материалы по геологии, гидрогеологии, геохимии и геофизике Украины, Казахстана и Камчатки. Киев, 1975, № 11, 54.
109. Tilley C. E. Min. Mag., 1936, 24, N 155, 422.
110. Лучицкий В. И. Тр. ИГН АН СССР, 1950, вып. 107, 7 и 9.
111. Бондаренко Л. П. Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1963, вып. 15, 116.
112. Sanders L. D. Geol. Mag., 1954, 91, N 2, 144.
113. Watson J. Geol. Mag., 1948, 85, N 3, 149.
114. Hills E. S. Geol. Mag., 1938, 75, N 889, 296; Schermerhorn L. J. G. Am. J. Sci., 1956, 254, N 6, 329.
115. Heinrich E. W. Econ. Geol., 1949, 44, N 4, 307.
116. Brammell A., Harwood H. F. Min. Mag., 1923, 20, N 101, 39; Павлович С., Николай Д., Миложковий, Николай В. Гласник Српска АН, одел. прир.-мат. наук, Београд, 1958, 231, кн. 14, 47.
117. Lincoln R. P. U. S. Geol. Surv. Bull., 1942, N 931-H, 177.
118. Корженский Д. С. В кн.: Акад. Д. С. Белянкину. Изд-во АН СССР, 1946, 253 и 258.
119. Anderson A. L., J. Geology, Chicago, 1928, 36, N7, 646; Murdoch J. Am. Min., 1936, 21, N 68, 69; Калинин П. В. Тр. ВИМС, 1939, вып. 150, 211; Аранов Ю. А. Тр. ИГН АН СССР, 1941, вып. 54, 14; Hjelmqvist S. Geol. Förl. Förhandl. 1944, 66, H. 4, N 439, 753; Lorz O. N. Jb. Min., 1949, 1, 110; Banerji A. K. Science. Culture, 1954, 20, N 5, 241; Černý P. Časop. Moravsk. musea Brně, Vědy přírod., 1954, 39, 78; Калафати Л. В. В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1960, вып. 2, 54; Kennan P. S. Min. Mag., 1972, 38, N 298, 763.
120. Heinrich E. W. Montana Bur. Mines geol., Mem., 1950, N 30, 1 (по Chem. Abstr., 1950, 44, 9878).
121. Вертушков Г. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1948, 77, вып. 2, 142.
122. Friedman G. M. J. Geology, Chicago, 1954, 62, N 4, 366.
123. Постоев К. И. В кн.: Минералы Ильменского заповедника. Изд-во АН СССР, 1949, 343; Bever J. E. Am. Min., 1953, 38, N 1-2, 138.
124. Raghava Rao K. V. Current Science, 1953, 22, N 11, 330; Macaudière J. Bull. Soc. géol. France, 1964, 6, N 3, 437.
125. Ратман И. П. Вестн. Ленингр. ун-та, 1967, № 24, геол.-геогр., вып. 4, 60.
126. Кано Х., Курода Й. В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1969, 1, 95.
127. Середа В. И., Игнаткин В. А., Веригин М. И. В кн.: Природные и трудовые ресурсы Левобережной Украины и их использование. Недра, 1965, 6, 320.
128. Narayanastamy S. Min. Mag., 1947, 76, N 2, 113, 116; Indian Minerals, 1954, 8, N 3, 153.
129. Espenshade G. H., Potter D. B. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1960, N 336, 121.
130. Rao B. R. Min. Abstr., 1947, 10, N 1, 7; Noakes L. C. Min. resources Australia. Summary report 1946, N 26, Canberra, 1949, 5—20; Байраков В. В., Горсишнев Б. И. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1966, сб. 1, 78.
131. Землячненский П. А. Тр. СПб. об-ва ест., 1896, 24, вып. 2, отд. геол., мин., 305.
132. Белянкин Д. С. Геол. вестн., 1929, 7, № 1—3, 70.
133. Valconi M. Rend. Soc. min. Ital., 1941, 1, 82; N. Jb. Min., 1942, 1, H. 1—3, 100.
134. Michel-Levy M. Ch. C. R., Paris, 1950, 230, N 25, 2213.
135. Coes J. Jr. Am. Ceram. Soc., 1955, 38, N 8, 298.
136. Новоселова А. В., Бабин В. Н., Соболев В. П. Кристаллография, 1966, 11, вып. 3, 477.
137. Григорьев А. П. ДАН СССР, 1973, 208, № 4, 938.
138. Synthetic Sillimanite. Ceramic Age, 1946, 48, N 6, 263; Барзаковский В. П. Природа, 1951, № 3, 52; Farmer D. G. J. Univ. Sheffield Geol. Soc., 1969, 5, N 6, 121.
139. Robertson E. C., Birch F., McDonald G. J. F. Bull. Geol. Soc. Am., 1955, 66, N 12, 1608.
140. Griggs D., Kennedy G. Am. J. Sci., 1956, 254, N 12, 722; Clark S. P., Robertson E. C., Birch F. Am. J. Sci., 1957, 255, N 9, 628; Clark S. P. Am. J. Sci., 1961, 259, N 9, 641; Кларк С. П., Робертсон Е. К., Бёрч Ф. В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной

- ной петрологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, 223; *Newton R. C. Science*, 1966, 151, N 3715, 1222; *Richardson S. W., Bell P. M., Gilbert M. C. Carnegie Inst. Washington*, 1966, Year Book N 65, 247; *Matsushima S., Kennedy G. C., Akella J., Haygarth J. Am. J. Sci.*, 1967, 265, N 1, 28; *Richardson S. W., Gilbert M. C., Bell P. M. Trans. Am. Geophys. Union*, 1967, 48, N 1, 223; *Richardson S. W., Bell P. M., Gilbert M. C. Am. J. Sci.*, 1968, 266, N 7, 513; *Newton R. Am. J. Sci.*, 1969, 267, N 3, 278; *Anderson P. A. M., Kleppa O. J. Am. J. Sci.*, 1969, 267, N 3, 285.
141. *Althaus E. Am. J. Sci.*, 1969, 267, N 3, 273.
142. *Strens R. G. J. Min. Mag.*, 1968, 36, N 282, 839.
143. *Miyashiro A. J. Geol. Soc. Japan*, 1949, 55, 218; *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1953, 4, N 4, 179; *Thompson J. B. Am. J. Sci.*, 1955, 253, N 2, 65; *MacDonald G. J. F. Am. J. Sci.*, 1957, 255, N 4, 266; *Kennedy G. C. Bull. Geol. Soc. Am.*, 1955, 66, N 12, 1584; *Карпов И. К. ДАН СССР*, 1967, 174, № 2, 438; *Пугин В. А., Кусков О. Л. Геохимия*, 1968, № 8, 970; *Zen E. Am. J. Sci.*, 1969, 267, N 3, 297; *Albee A. L., Chodos A. A. Am. J. Sci.*, 1969, 267, N 3, 310; *Пугин В. А.* В кн.: Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. 1975, 228; *Остапенко Г. Т. Тимошкова Л. П.* В кн.: Вопросы региональной и генетической минералогии. Киев: Наукова думка, 1977, 155.
144. *Пугин В. А., Хитаров Н. И. Геохимия*, 1968, № 2, 157.
145. *Richardson S. W., Gilbert M. C., Bell P. M. Am. J. Sci.*, 1969, 267, N 3, 259.
146. *Хитаров Н. И., Пугин В. А., Чжао Бин, Слуцкий А. Б. Геохимия*, 1963, № 3, 219.
147. *Bell P. M. Science*, 1963, 139, N 3539, 1055.
148. *Saxena S. K. Contrib. min., petrol.*, 1974, 45, N 2, 161.
149. *Seifert F., Langer K. Contrib. min., petrol.*, 1970, 28, N 1, 9.
150. *De Vries R. C. J. Am. Ceram. Soc.*, 1964, 47, N 5, 230.
151. *Althaus E. Naturwissenschaften*, 1966, 53, N 5, 129.
152. *Schreyer W., Loder H. S. N. Jb. Min., Abhandl.*, 1964, 101, N 3, 271.
153. *Артамонов В. С. Природа*, 1964, № 2, 75.
154. *Saksena B. D. Trans. Faraday Soc.*, 1961, 57, 242.
155. *Wiegmann J., Horte C. H., Sücker I. Silikattechnik*, 1958, 9, N 8, 358.

Муллит Mullite



Назван по месту находки на о-ве Мулл (Малл) в Шотландии [1].

Синон. γ -муллит (Рокби и Патридж, 1939), порцеланит — *porcelainite* (Русин, 1932), порцит — *porzite* (Брэдли, Русин, 1932).

Разнов. Железистый муллит.

Характ. выдел. Микроскопически призматические и игольчатые кристаллики, редко длиною до 1—2 мм; спутанно-волокнистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. По-видимому, D_{2h}^6 — *Pbam* [2]. $a_0 = 7,5461$, $b_0 = 7,6976$, $c_0 = 2,8912$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,980 : 1 : 0,376$; $Z = 1$ (оригинал анализа 4) [3]. Искусственный муллит состава $1,71 \text{ Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ ромб. с., *Pbam*, $a_0 = 7,549$, $b_0 = 7,681$, $c_0 = 2,884$ Å [4]; состава $2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ ромб. с., *Pbam*, $a_0 = 7,583$, $b_0 = 7,681$, $c_0 = 2,884$ Å [5]. Установлена прямая зависимость a_0 и показателей преломления не содержащих железа искусственных муллитов от величины отношения Al/Si [6]. Вместе с тем отмечается, что параметры решетки искусственного муллита зависят от способа его термической обработки в такой же степени, как и от содержания Al_2O_3 [7]. На величину параметров ячейки влияет также содержание Fe^{3+} и Ti^{4+} ; при вхождении в решетку искусственного муллита 10% Fe_2O_3 c_0 увеличивается почти на 0,6% по сравнению с муллитом без примеси железа [8, 9].

Кристаллическая структура муллита весьма сходна со структурой силлиманита [3, 4, 5, 8, 10—14]. По Дюровичу [4], различие заключается в характере распределения атомов кислорода и в перемещении атомов Si и Al из положений, занимаемых ими в силлиманите, в новые тетраэдрические положения, которые в силлиманите вакантны. Согласно Бёрнхэму [15] и Саданага с соавторами [5], структура искусственного муллита отличается от структуры силлиманита беспорядочным распределением Al и Si в тетраэдрах и смещением атомов кислорода вокруг катионов. Бёрнхэм [15] установил, что искусственный муллит состава $1,92 \text{ Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ характеризуется отсутствием 19% атомов кислорода в тетраэдрических позициях. По сравнению с силлиманитом муллит характеризуется дефектами структуры и неупорядочным рас-

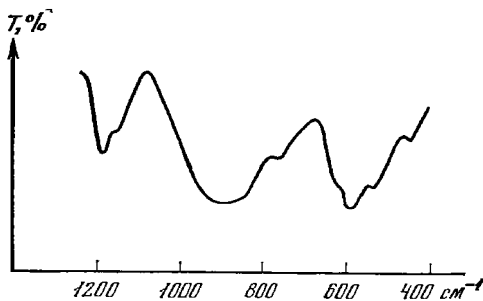
пределением катионов. Дюрович [11], Бёрнхэм [16] и другие [17] считают, что между муллитом и силлиманитом существует непрерывный изоморфный ряд, однако измерения параметров решетки большого количества муллитов и силлиманитов указало [7] на отсутствие непрерывного перехода между ними, по крайней мере при давлении до 5 кбар. В муллите степень упорядоченности структуры может меняться без изменения состава; при давлении до 20 кбар и температуре 800—1500° увеличение давления приводит к непрерывному переходу муллитоподобной структуры в структуру силлиманита [17].

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - mmm (3L_2 3PC)$; $a : b : c = 0,980 : 1 : 0,376$ (рентгеновские данные). Главные формы искусственного муллита [18]: $c(001)$, $b(010)$, $a(100)$ и $m(110)$ с $\varphi = 44^\circ 49'$. Дунин-Барковским и др. [19] получены также кристаллы, представляющие комбинацию ромбической призмы с очень острой ромбической дипирамидой.

Физ. св. Сп. по (010) ясная. Хрупок. Тв. 6—7. Уд. в. 3,155—3,158 [9,20] (вычисл. 3,106). Цвет в порошке лиловато-розовый, лиловый, белый с желтым оттенком, коричневатый.

Хром окрашивает искусственный муллит в бледно-зеленый цвет, железо сообщает ему нежную кремовую окраску; кобальт, видимо, не входит в решетку муллита, так как даже значительные добавки его не влияют на окраску минерала [19].

Черта белая. Бл. стеклянный. Просвечивает до прозрачного. Резко выражено поглощение инфракрасных лучей при $\lambda = 1099 \text{ см}^{-1}$ (второстепенный максимум при $\lambda = 1163 \text{ см}^{-1}$) [21]. ИК-спектр муллита характеризуется полосами: 1178, 1145, 915, 845, 750, 620, 585, 550, 510, 435 см^{-1} (фиг. 3) [22]. Термическое расширение (в %) в пределах 200—100° \perp оси c — 0,024, \parallel оси c — 0,032; объемное расширение 0,088 [23]. Искусственный чистый муллит имеет низкую диэлектрическую проницаемость ($\epsilon = 7$); ее незначительные колебания определяются различиями в плотности и микроструктуре вещества [24]; примесь щелочных металлов повышает плотность и диэлектрическую проницаемость [25].



Фиг. 3. ИК-спектр муллита (по Тарту)

Модуль Юнга синтетического муллита уменьшается с увеличением пористости и с уменьшением чистоты материала [26]. По данным измерений теплоемкости от 53,48 до 296,35 К, для синтетического муллита вычислена $S_{298,15}^{\circ} - S_{0\text{K}}^{\circ} = 60,8 \pm 0,8 \text{ кал/моль} \cdot \text{град}$, а по результатам измерений энтальпии (398,2—1799,6 К) определены коэффициенты в уравнении $C_p (\text{кал/моль} \cdot \text{град}) = 111,29 + 13,06 \cdot 10^{-3} T - 33,12 \cdot 10^5 T^{-2}$ [27]. По данным калометрических измерений энтальпии растворения муллита в расплаве $2\text{PbO} \cdot \text{V}_2\text{O}_5$ при 968 К стандартная энтальпия образования составляет $H_f^{\circ} 298,15 = -1630,0 \text{ ккал/моль}$. [28, 29]. Для реакции $3\text{Al}_2\text{O}_3 + 2\text{SiO}_2 = \text{Al}_6[\text{SiO}_4]_2\text{O}_8$ (муллит) $\Delta G_{1695\text{K}}^{\circ} = -5,8 \text{ ккал/моль}$ [30] и $\Delta G_{1823\text{K}}^{\circ} = -5,7 \pm 0,1 \text{ ккал/моль}$ [31].

Микр. В шлифах бесцветный, светлс-желтый, светло-розовый. Плеохроизм: по Ng — светло-розовый, фиолетовс-розовый, по Nm и Np — бесцветный; $Ng > Nm = Np$. Двуосный (+). Пл. опт. осей (010), $Ng = c$, $Nm = b$, $Np = a$. Удлинение (+). $n_g = 1,664$ —1,690, $n_p = 1,650$ —1,666; $n_g - n_p = 0,014$ —0,024, $2V = 45$ —50°. Дисперсия $r > v$, ясная. Для искусственного муллита, не содержащего Fe_2O_3 и TiO_2 [32]: $n_g = 1,654$, $n_p = 1,642$. В иголочках муллита иногда обнаруживаются включения стекла, корунда, кристобалита.

Хим. Теор. состав: Al_2O_3 — 71,80, SiO_2 — 28,20. Al замещается Fe^{3+} и Ti^{4+} [9]. В кристаллическую решетку искусственного муллита может вхо-

диль до 2—4% TiO_2 (при температуре 1600°), до 10—12% Fe_2O_3 (при 1300°), до 8—10% Cr_2O_3 (при 1600°) [8, 33].

Анализы:

	1	2	3	4		1	2	3	4
Na_2O	0,18	—	—	—	SiO_2	29,04	29,93	31,93	27,38
K_2O	0,06	—	—	—	TiO_2	0,79	1,29	2,27	0,69
MgO	—	—	—	0,31	Сумма	100,20	100,00*	100,00*	100,15
Al_2O_3	69,63	68,16	64,86	68,59	n_g	1,668	1,666	1,671	—
Fe_2O_3	0,50	0,62	0,94	3,18	n_p	1,651	1,650	1,653	—

* Анализ пересчитан на 100% после исключения адсорбированной воды.

1 — лилово-розовый, о-в Малл (Шотландия), анал. Зейс (содержит 0,51% корунда и 0,1% рутила) [1]; 2 — лиловый, о-в Малл Шотландия, анал. Хэслоп [9, 34]; 3 — лиловый, графство Антрим (Северная Ирландия), анал. Хэслоп (содержит 0,42% адсорбированной воды и менее 0,5% рутила [9, 34]; 4 — Аргайл (Шотландия) [3].

Диagn. исп. П.п.тр. не плавится. В кислотах не растворяется. Разлагается сплавлением с едкими щелочами и карбонатами щелочей. С раствором азотно-кислого кобальта дает реакцию на Al.

Повед. при нагр. Устойчив при высоких температурах [35]. Плавится, по мнению одних исследователей, инконгруэнтно с разложением на корунд и стекло [9, 36], по мнению других, конгруэнтно [37]. Диаграмма плавления $Al_2O_3-SiO_2$ не чисто бинарная [38]. Эксэй и Паск [39] показали, что муллит ($3Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$) плавится инконгруэнтно при 1828°, при метастабильном равновесии он плавится конгруэнтно около 1890°. При нагревании искусственного муллита выше 1700° в токе водорода на поверхности его зерен образуется $\alpha-Al_2O_3$, количество которого с течением времени возрастает [40]. Коэфф. линейного расширения $5,5-5,8 \cdot 10^{-6}$. Прогревание при 330—450° и давлении водяного пара 138—690 атм сопровождалось образованием по муллитгу каолинита, пирофиллита и, по-видимому, гидральсита [41].

Находж. Муллит в природе встречается очень редко. Обнаружен только в продуктах пирометаморфизма — породах санидиновой фации, а также в породах пироксен-роговообманковой фации (в них часто принимается за силлиманит) [42, 43]. В тесной ассоциации с силлиманитом муллит может образоваться при разложении мусковита под влиянием термального метаморфизма. Смит и Макконел [3] считают возможным, что при этом одна из фаз (силлиманит или муллит) образуется первоначально при перестройке решетки мусковита и является метастабильной, а другая стабильно образуется при полной реорганизации вещества; муллит и силлиманит, находящиеся в тесной ассоциации, рассматриваются как антифазы доменной структуры. В районе устья р. Архара в Амурской обл. (СССР) муллит встречается в ксенолитах песчаника (бухитах) в сопровождении полевого шпата, кварца, кристобалита, кордиерита и стекла, а также в порцелланитах вместе с кварцем, кристобалитом, рутилом, хлоритом и стеклом; в бухитах муллит образует войлок тонких иголок в полевошпатовых зернах; в порцелланитах он, как и стекло, возник за счет глинистых минералов [44]. В так называемых горелых породах Центральной Сибири муллит ассоциируется с воластонитом, кордиеритом и плагиоклазом [45]. Встречен в нескольких местах в Шотландии: на о-ве Малл ксенолит филлита (бухит) в долеритах состоит из муллита (хим. анализ 1), стекла, небольшого количества корунда и рутила, а ксенолит сланца (бухит) в толеитах состоит из муллита (хим. анализ 2), стекла, кордиерита, шпинели и рутила [9, 34, 43, 46]; в Аргайле бухит содержит шпинель и муллит (хим. анализ 4) [3]. Установлен в графстве Антрим в Северной Ирландии: в Каррике развиты роговики, состоящие из муллита (хим. анализ 3), кордиерита и рутила [9, 34, 43], близ Кушендала встречен порцелланит, содержащий муллит, гематит, кристобалит, псевдобрукит, корунд, герцинит, кордиерит, рутил, кварц, пирит [9, 34].

Искусств. Впервые соединение состава муллита получено в 1865 г. Сен-Клер Девиллем и Катонем, пропускавшими SiF_4 над прокаленным глиноземом при высокой температуре. В 1924 г. Боуэн и Грейг [32] при исследовании двухкомпонентной системы $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ получили соединение $3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$, которое по аналогии с природным минералом, исследованным ими же [1], называли муллитом. В 1939 г. Руксби и Партридж [47] установили, что муллит может дать с глиноземом твердые растворы (максимальное содержание Al_2O_3 около 77,6%); синтезированные образцы составили ряд от $3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ — α -муллита до $2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ — β -муллита (природный муллит назван γ -муллитом). В 1956 г. высказано мнение [48] о существовании в системе $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ ряда минералов от силлиманита до муллита. Однако последующее исследование системы $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ Тороповым и Галаховым [37], Нейхаузом и Рихартцем [36], Арамаки и Роем [7], Лысак и др. [49] показало отсутствие непрерывного ряда между этими минералами. В 1961 г. Вейл с соавторами [50] установили, что в формировании муллита внутренняя структура исходных компонентов и температура играют более важную роль, чем изменения в составе минерализующих смесей. Образование и устойчивость муллита изучены в системах $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ [36, 37], $2\text{MgO} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ [51], $\text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ [52], $\text{Al}_6\text{Si}_2\text{O}_{13} - \text{Al}_6\text{Ge}_2\text{O}_{13}$ [53]. Дыбань и Меркулов [54] показали, что при твердофазовом синтезе муллита из кристаллического глинозема и аморфного кремнезема давление (50 кг/см^2) понижает температуру образования муллита до 1400° (вместо 1540° без давления). Согласно расчетам равновесие андалузит + силлиманит + муллит + кварц отвечает 1143° и 2900 бар [55].

Муллит образуется при обжиге каолинита [13, 49, 56] при температуре выше $950 - 1000^\circ$ и является составной частью фаянса и фарфора; в фарфоре минерал состава $11 \text{ Al}_2\text{O}_3 \cdot 8\text{SiO}_2$ впервые установлен в 1890 г. Вернадским [57]; в 1923 г. соединение состава $3,16\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ выделено из фарфора Землячинским [58]. Накрит переходит в муллит при 900° [59]. Муллит возникает при обжиге кианита, андалузита, силлиманита [60], дюмортьерита, топаза, пирофиллита [61]. По данным Кеннеди [62], муллит образуется из пирофиллита при 500° и давлении водяного пара 150 бар , а также при 550° и 450 бар . При нагревании зуниита муллит появляется при 800° [63]. По серициту муллит развивается при 1000° [64]. Из смеси кварца или кремнекислоты с глиноземом или гидратом глинозема муллит образуется при температуре 1300° и выше [65]. В процессе обжига смеси металлического алюминия, железной окалины и кварцевого песка возникает «термито-муллит» [66]. Путем плавления смеси чистого геля кремнезема и алюмоаммониевых квасцов в кислородно-водородном пламени выращены монокристаллы муллита длиной до $2 - 2,5 \text{ см}$ и толщиной 1 см [67]. При использовании в качестве катализатора молибденового ангидрида кристаллы муллита длиной до 5 см , толщиной $0,2 - 0,5 \text{ мм}$ выращены в течение 10 суток при $1470 - 1250^\circ$ [19]. Методом Чохральского кристаллы длиной 6 см выращены в азотной среде при нормальном давлении из смеси 77,32% Al_2O_3 и 22,7% SiO_2 [68]. Оссаки [69] из аллофана и соосаженных гелей Al_2O_3 и SiO_2 получил при $910 - 1100^\circ$ новую тетрагональную кристаллическую фазу, близкую по структуре к муллитам и переходящую в него выше 1250° .

Практ. знач. [49, 70]. Муллит является составной частью фарфора, фаянса, алюмосиликатных огнеупоров, кислотоупоров. В промышленных количествах получается путем сплавления в электропечах и конверторах смесей Al_2O_3 и SiO_2 в соответствующих пропорциях, а также из кианита, силлиманита, андалузита, дюмортьерита; применяется в качестве нейтрального сверхогнеупора.

Отл. От апатита отличается положительным удлинением; от силлиманита отличить можно лишь используя специальные методы исследования: дифракцию электронов [3], определение параметров элементарной ячейки на монокристаллах [9, 10, 47, 71], инфракрасную спектроскопию (силлиманит характеризуется большим числом максимумов) [22, 72].

Разнов. Железистый муллит — iron-mullite — бесцветный или светло-желтый в шлифе и белый до желтого в порошке. Впервые под этим

названием описан железистый муллит из порцелланита графства Антрим в Северной Ирландии [34]; содержит 5,93% Fe_2O_3 ; $n_g = 1,688-1,692$.

Межплоскостные расстояния искусственного муллита *

$^{\circ}\text{CuK}\alpha_1$ -излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
110	50	5,39	320	8	2,106	411	2	1,5461
200	8	3,774	221	2	1,969	331	35	1,5242
120	95	3,428	040	2	1,923	150	<2	1,5067
210	100	3,390	400	8	1,887	510	<2	1,4811
001	20	2,886	140	<2	1,863	241	<2	1,4731
220	40	2,694	311	10	1,841	421	8	1,4605
111	50	2,542	330	<2	1,7954	002	18	1,4421
130	14	2,428	240	6	1,7125	250	4	1,4240
310	<2	2,393	321	14	1,7001	520	8	1,4046
021	4	2,308	420	10	1,6940	112	<2	1,3932
201	20	2,292	041	20	1,5999	341		1,3494
121	60	2,206	401	12	1,5786	440	6	1,3462
230	25	2,121	141	2	1,5644	151	12	1,3356

Кроме того, 24 линии до 1,0065

* ASTM, 15-776.

Л и т е р а т у р а

1. Bowen N. L., Greig J. W., Zeis E. G. J. Washington Acad. Sci., 1924, 14, N 9, 183.
2. Nahmias M. E., Zs. Krist., 1933, 85, 355.
3. Smith D. G. W., McConnell J. D. C. Min. Mag., 1966, 35, N 274, 810.
4. Дюровиц С. Кристаллография, 1962, 7, вып. 3, 339.
5. Sadanaga R., Tokonami M., Takeuchi Y. Acta Cryst., 1962, 15, pt 1, 65.
6. Majumdar A. J., Welch J. H. Trans. British Ceram. Soc., 1963, 62, N 8, 603.
7. Aramaki S., Roy R. Am. Min., 1963, 48, N 11-12, 1322.
8. Murthy M. K., Hummel F. A. J. Am. Ceram. Soc., 1960, 43, N 5, 267.
9. Agrell S. O., Smith J. V. J. Am. Ceram. Soc., 1960, 43, N 2, 69.
10. Taylor W. H. Zs. Krist., 1928, 68, 503; Taylor W. H., Hey J. S. Zs. Krist., 1931, 80, 428.
11. Durović S. J. Am. Ceram. Soc., 1962, 45, N 4, 157; Chem. Zvesti, 1960, 14, N 7, 547; Ber. Dtsch. keram. Ges, 1963, 40, N 5, 287.
12. Брэге В. Л. Структура силикатов. Горно-геол.-нефт. издат., 1934, 23; Брэге В. Л. Основные идеи геохимии. Л.: Госхимтехиздат, 1937, вып. 3, 70.
13. Эйтель В. Физическая химия силикатов. М.: Изд-во иностр. лит., 1962, 458, 740.
14. Cameron W. E. Am. Min., 1977, 62, N 7-8, 747.
15. Burnham C. W. Carnegie Inst. Washington, Ann. Rep. Geophys. Lab., 1962—1963, 158; Carnegie Inst. Washington, Ann. Rep. Geophys. Lab., 1963—1964, 223.
16. Burnham C. W. Carnegie Inst. Washington, Ann. Rep. Geophys. Lab., 1963—1964, 227.
17. Hariya Y., Dollase W. A., Kennedy G. C. Am. Min., 1969, 54, N 9-10, 1419.
18. Григорьев Д. П., Шафрановский М. И. ДАН СССР, 1939, 23, № 9, 929.
19. Дукин-Барковский Р. Л., Клиентова Г. П., Лисицина Е. Е. Кристаллография, 1969, 14, вып. 4, 750.
20. De Keyser W. L. Trans. British Ceram. Soc., 1951, 50, N 9, 349.
21. Roy R. Francis E. E. Am. Min., 1953, 38, N 7, 725.
22. Tarte P. Silikates industriels, 1959, 24, N 1, 7.
23. Austin J. Am. Ceram. Soc., 1931, 14, 795; Скиннер Б. Дж. В кн.: Науки о Земле. М.: Мир, 1969, 79.
24. Kolar D., Guha J. P., Buh M. Conf. Elec. Magn. Opt. Ceram. London, 1972, Prepr. pap. Stoke-on-Trent s. a., 152 (по РЖ Гео, 1973, 4В610).
25. Кириллова Г. К. Журн. техн. физ., 1958, 28, N 10, 2188; Perry G. S., Aldermaston A. W. R. E. Conf. Elec. Magn. Opt. Ceram. London, 1972, Prepr. pap. Stoke-on-Trent, s. a., 11.
26. Penty R. A., Hasselman D. P. H., Spiggs R. M. J. Am. Ceram. Soc., 1972, 55, N 3, 169.
27. Pankratz L. B., Weller W. W., Kelly K. K. U. S. Bur. Mines Report Invest., 1963, N 6287; Holm Y. L., Kleppa O. J. J. Phys. Chem., 1966, 70, N 5, 1690.
28. Holm J. L., Kleppa O. J. Am. Min., 1966, 51, N 11, 1608.
29. Термические константы веществ. М.: Изд-во ВИНТИ, 1971, вып. 5, 150.
30. Dayal R. R., Johnson R. E., Arnulf A. J. Am. Ceram. Soc., 1967, 50, N 10, 537; Kay D. A. R., Taylor J. Trans. Farad. Soc., 1960, 56, 1372.
31. Rein R. H., Chipman J. Trans. Met. Soc., AIME, 1965, 233, 415.
32. Bowena N. L., Greig J. W. J. Am. Ceram. Soc., 1924, 7, N 4, 238.
33. Müller-Hasse H., Schwiete H. E. Sprechsaal Keramik Glas.-Email, 1960, 93, N 6, 147; Gelsdorf G., Müller-Hasse H., Schwiete H. E. Sprechsaal Keramik Glas.-Email, 1961, 94, N 19, 502; Gree C. R., White J. Trans. J. Brit. Ceram. Soc., 1974, 73, N 3, 73.

34. Agrell S. O., Langley J. M. Proc. Roy. Irish Acad., 1958, 59, Sect. B, N 7, 93.
35. Галахов Ф. Я. Тр. 6-го совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1962, 332; Müller-Hesse H. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1963, 40, N 5, 281.
36. Shears E. C., Archibald W. A. Iron a. Steel, 1954, 27, N 1-2, 26, 61; Trömel G., Obst K. H., Koporicky K., Bauer H., Patzak I. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1957, 34, N 12, 397; Филоненко Н. Е., Лааров И. В. ДАН СССР, 1953, 89, № 1, 141; Welch J. H. Nature, 1960, 186, N 4724, 545; Müller H. R. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1963, 40, N 5, 316; Боуэн Н. Л., Грейс Дж. В. В кн.: Классические работы по физико-химии силикатов. Химтеоретиздат, 1937, 69; Neuhaus A., Richartz W. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1958, 35, N 4, 108.
37. Торопов Н. А., Галахов Ф. Я. Тр. 5-го совещания по эксперим. и технич. минералогии и петрографии 1956 года. Изд-во АН СССР, 1958, 505; Будников П. П., Тресвятский С. Г., Кушаковский В. И. ДАН СССР, 1953, 93, № 2, 281; Будников П. П., Кушаковский В. И. Журн. прикладн. химии, 1962, 35, вып. 10, 2146; Aramaki S., Roy R. J. Am. Ceram. Soc., 1962, 45, N 5, 229.
38. Koporicky K. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1963, 40, N 5, 286.
39. Aksay I. A., Pask J. A. Science, 1974, 183, N 4120, 69.
40. Davis R. F., Aksay I. A., Pask J. J. Am. Ceram. Soc., 1972, 55, N 2, 98.
41. Roy R., Osborn E. F. Am. Min., 1954, 39, N 11-12, 853.
42. Семенов Н. П. Парагенетический анализ и систематика метаморфических пород. Киев: Изд-во АН УССР, 1954, 9, 10, 41; Тернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1951, 87; Елисеев Н. А. Метаморфизм. Изд-во Ленингр. ун-та, 1959, 74; Пучин В. А., Хитаров Н. И. Геохимия, 1968, № 9, 1019.
43. Cameron W. E. Geol. Mag., 1976, 113, N 6, 497.
44. Петров В. П., Финько В. И. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 17, 11.
45. Меньшилов А. А., Лапин В. В., Лебедев А. П. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 3, 106.
46. Thomas H. N. Quart. J. Geol. Soc. London, 1922, 78, pt 3, N 311, 229.
47. Rooksby H. P., Partridge J. H. J. Soc. Glass Technology, 1939, 23, N 100, 338.
48. Барта Р., Барта Ч. Журн. прикл. химии, 1956, 29, вып. 3, 341.
49. Белянкин Д. С., Иванов Б. В., Лапин В. В. Петрография технического камня. Изд-во АН СССР, 1952, 3—584; Грошева В. М., Панасевич В. М., Донец И. Г., Огнеупоры, 1967, № 9, 55; Лысак С. В., Алапин Б. Г., Питак Н. В. ДАН СССР, 1975, 223, № 1, 162.
50. Wahl F. M., Grim R. E., Graf R. B. Am. Min., 1961, 46, N 9-10, 1064.
51. Schreyer W., Ysder H. S. N. Jb. Min., Abhandl., 1964, 101, № 3, 271.
52. Жариков В. А., Иванов И. П., Фонарев В. И., Дюжикова Т. Н., Шмонов В. М. ДАН СССР, 1968, 180, № 4, 955.
53. Торопов Н. А., Андреев И. Ф., Орлов В. А., Шмитт-Фогелевич С. П. Изв. АН СССР. Сер. неорганич. матер., 1970, 6, № 6, 1136.
54. Дыбань Ю. П., Меркулов А. Г. Изв. АН СССР. Сер. неорганич. матер. 1972, 8, N 7, 1338.
55. Карпов И. К. ДАН СССР, 1967, 174, № 2, 438.
56. Stefano J. E., Fischer R. V., Bradley W. F. J. Am. Ceram. Soc., 1948, 31, N 9, 254; Августиник А. И., Ушакова Е. Ф. ДАН СССР, 1945, 48, № 7, 522; Белянкин Д. С., Феодотьев К. М. ДАН СССР, 1949, 65, № 3, 357; Яковлева М. Е., Безносикова А. В. Стекло и керамика, 1957, № 8; De Keyser W. L. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1963, 40, N 5, 304; Schuller K. Keram. Z., 1962, 14, № 2, 68; Nemetchek Th. Kolloid Zeitschrift, 1958, Bd. 156, N 1, 46; Gehlen K. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1962, 39, N 6, 315; Mackenzie K. J. D. Trans. British. Ceram. Soc. 1969, 66, N 3, 97; Будников П. П., Геворкян Х. О. Обжиг фарфора. Стройиздат, 1972; Грум-Гржимайло О. С. Стекло и керамика, 1973, № 10, 17; 1974, № 5, 26.
57. Вернадский В. И. Bull. Soc. fr. min., 1890, 13, N 7, 256.
58. Землячинский П. А. Тр. отдела глиняных материалов КЭПС. Петрография, 1923, 41.
59. Brindley G. W., Hunter K. Min. Mag., 1955, 30, N 228, 574.
60. Willson H. H. Bull. Am. Ceram. Soc., 1969, 48, N 8, 796.
61. Heller L. Am. Min., 1962, 47, N 1-2, 156.
62. Kennedy G. C. Bull. Geol. Soc. Am., 1955, 66, N 12, pt 2, 1584.
63. Turco G. C. R., Paris, 1961, 253, N 10, 1169.
64. Verduch A. G., Estrada D. A. Sci. Ceram., London-New York, Acad. Press., 1962, 1, 285.
65. Безносикова А. В., Полубояриков Д. Н. ДАН СССР, 1955, 100, № 4, 761; Безносикова А. В., Полубояриков Д. Н. Тр. Всес. научно-исслед. ин-та строит. керамики, 1958, вып. 13, 51; Ghate V. B., Hasselmann D. P. H., Spriggs R. M. Bull. Am. Ceram. Soc., 1973, 52, N 9, 670.
66. Певзнер Р. Л. Изв. АН СССР. Сер. техн., 1946, № 10, 1431.
67. Bauer W. H., Gordon I., Moore C. H. Am. Min., 1950, 35, N 1-2, 128.
68. Guse W., Mateika D. J. Cryst. Growth, 1974, 22, N 3, 237.
69. Otsaka J. Nature, 1961, 191, N 4792, 1000.
70. Гинзберг А. С., Запорожцева А. С., Макеев Г. Т., Осипов М. В., Семенов Ф. Г. В кн.: Акад. Белянкину. М.: Изд-во АН СССР, 1946, 518; Sargeant G. K., Isherwood T. H., Atthis P. W. Refract. J., 1973, 48, N 12, 15.
71. Scholze H. Ber. Dtsch. keram. Ges. 1955, 32, N 12, 381; Gelsdorf G. Philips Serv. Sci. and industry, 1961, 8, N 2, 29, 45, 47; Kurylenko C. Ensayo sobre la Estructure de la Mullita pR (Montevideo), 1952, 2, (5—6), 107; Ceram. Abstr., 1954, June, 117 f.
72. Wiegmann J., Horte C. H., Sücker I. Silikattechnik, 1958, 9, N 8, 358; Tarte P. Silicates industriels, 1959, 24, N 1, 713; Müller-Hesse H. Fortschr. Min., 1960, 38, N 2, 173.

СИЛИКАТЫ С ЛЕНТАМИ ЧЕТЫРЕХЧЛЕННЫХ ГРУПП КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

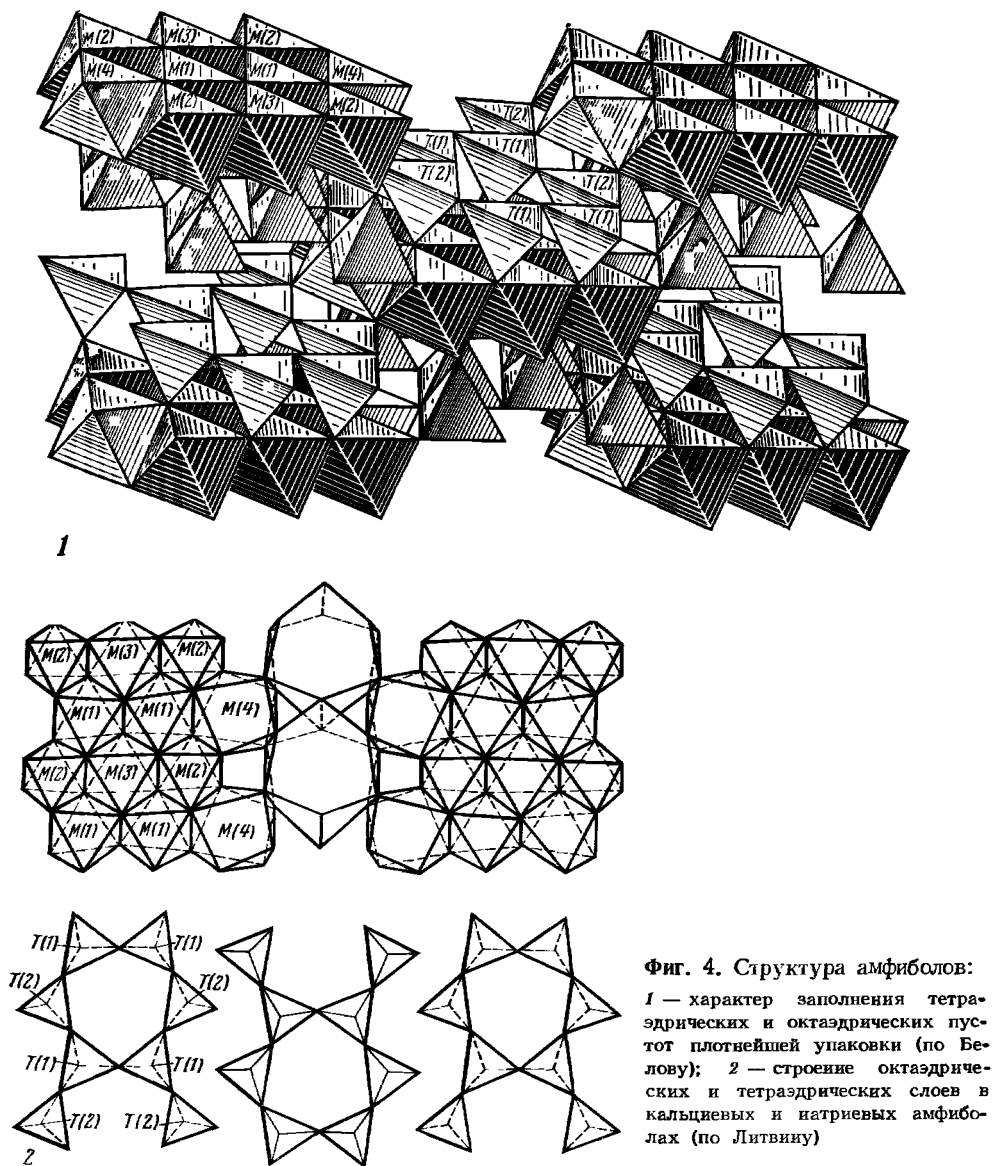
СТРУКТУРА ТИПА АМФИБОЛОВ

Название амфиболы (amphiboles) — от греч. ἀμφίβολος (амфиболос) — неясный, сомнительный (Аюи, 1801), так как легко принимались за другие минералы.

Амфиболы являются важнейшими породообразующими минералами. По распространенности в земной коре они существенно уступают только полевым шпатам и кварцу и незначительно — пироксенам и слюдам. Кристаллизуются в широком интервале температур и давлений, содержатся в магматических (от ультраосновных до кислых) и метаморфических горных породах. Формула амфиболов в обобщенном виде: $X_{2-3}Y_5[Z_6O_{22}]_2(OH)_2$ или, по Лику, $A_{0-1}B_2C_5^{VI}T_8^{IV}O_{22}(OH, F, Cl)_2$ [1]. Структурная формула $A(M4)_2(M2)_2(M1)_2(M3)_2[(T1)_4(T2)_4O_{22}]_2(OH, F, Cl)_2$. Природные амфиболы в целом представляют собой многокомпонентный твердый раствор. Катионное распределение в идеализированных формулах:

	A	M(4)	M(1—3)	T
Куммингтонит—грюнерит } Антофиллит	—	(Mg, Fe) ₂	(Mg, Fe) ₅	Si ₈
Тиродит—даннеморит	—	Mn ₂	(Mg, Fe) ₅	Si ₈
Жедрит	—	(Mg, Fe) ₂	(Mg, Fe) ₃ Al ₂	Si ₆ Al ₂
Холмквистит	—	Li ₂	(Mg, Fe) ₃ Al ₂	Si ₈
Тремолит—актинолит	—	Ca ₂	(Mg, Fe) ₅	Si ₈
Чермакит	—	Ca ₂	(Mg, Fe) ₃ Al ₂	Si ₆ Al ₂
Эденит	Na	Ca ₂	(Mg, Fe) ₅	Si ₇ Al
Паргасит—гастингсит	Na	Ca ₂	(Mg, Fe) ₄ Al	Si ₆ Al ₂
Керсутит	Na	Ca ₂	(Mg, Fe) ₄ Ti	Si ₆ Al ₂
Барруазит	—	CaNa	(Mg, Fe) ₃ Al ₂	Si ₇ Al
Катофорит	Na	CaNa	(Mg, Fe) ₄ Fe ³⁺	Si ₇ Al
Тарамит	Na	CaNa	(Mg, Fe) ₃ Fe ³⁺ ₂	Si ₆ Al ₂
Рихтерит	Na	CaNa	Mg ₅	Si ₈
Винчит	—	CaNa	Mg ₄ Al	Si ₈
Глаукофан—рибекит	—	Na ₂	(Mg, Fe) ₃ (Al, Fe ³⁺) ₂	Si ₈
Экрманит—арфведсонит	Na	Na ₂	(Mg, Fe) ₄ (Al, Fe ³⁺)	Si ₈
Коцулит	Na	Na ₂	Mn ₄ (Fe ³⁺ , Al)	Si ₈

Реальные минералы с теми же названиями в большинстве случаев лишь приближаются по составу к теоретическим конечным членам, отличаясь большим набором компонентов и дробными коэффициентами в формулах. Несмотря на структурную близость, амфиболы по составу очень разнообразны и представлены значительным количеством минералов. Так же как и пироксены, их обычно разделяют на моноклинные и ромбические, более дробное деление проводится по химическому составу (Лодочников, 1950; Ларсен, Берман, 1965; Бегехтин, 1950; Винчел, 1953). В последних сводных работах (Дир и др., 1965, и [1]) в качестве главного признака при классификации амфиболов принимается характер катионов в позиции M (4). Дир и др. (1965) разделяют все амфиболы на: 1 — магнезиально-железистые и литиевые (антофиллит-куммингтонитовая серия); 2 — кальциевые (тремолиты — актинолиты и роговые обманки); 3 — натриевые (щелочные). Лик (1978), кроме того, выделяет кальциево-натриевые амфиболы, содержащие в позиции M (4) приблизительно равные количества Ca и Na [1]. В настоящем справочнике принято деление амфиболов на моноклинные и ромбические. По характеру катионного заполнения позиции M (4) моноклинные амфиболы подразделяются на магнезиально-желе-



Фиг. 4. Структура амфиболов:
 1 — характер заполнения тетраэдрических и октаэдрических пустот плотнейшей упаковки (по Белову); 2 — строение октаэдрических и тетраэдрических слоев в кальциевых и натриевых амфиболах (по Литвину)

зистые, кальциевые, кальциево-натриевые, натриевые и литиевые. Среди ромбических амфиболов выделены магниально-железистые и литиевые.

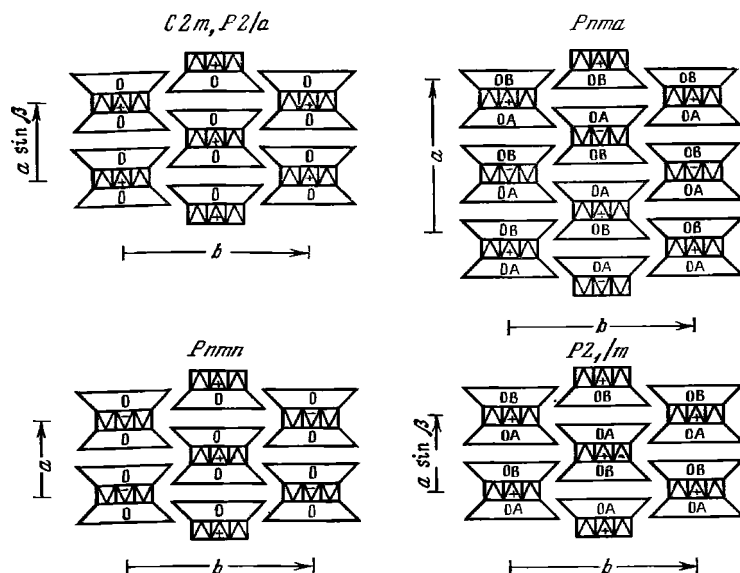
Основные черты кристаллической структуры амфиболов были впервые определены на примере тремолита и антофиллита в 1929—1930 гг. Уореном и Моделом [2, 3, 4]. Последующие исследования уточнили их особенности (см. статьи по отдельным минералам). Характерными элементами структуры амфиболов являются бесконечные в направлении оси c ленты из SiO_4 - и AlO_4 -тетраэдров состава $[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}]_\infty$ с периодом повторяемости около 5,3 Å (фиг. 4). Тетраэдры каждой ленты одинаково ориентированы свободными вершинами, одна из сторон ленты составлена основаниями тетраэдров, другая — их вершинами. Тетраэдры двух типов: T(1) O_4 содержат три мостиковых (общих для 2 атомов Si) и один немостиковый кислороды; T(2) O_4 имеют два немостиковых кислорода (аналогично тетраэдрам в структуре пироксенов), они более крупные и менее правильные. Трехвалентные катионы (Al^{3+} , иногда Fe^{3+}), замещающие Si в тетраэдрах, в основном локализуются в положениях T(1).

Возможность замещения Si на Al обусловлена наличием в тетраэдрах SiO₄ атомов кислорода, которые пересыщены положительным зарядом по формальному расчету методом Полинга. Частичное замещение Si на Al приводит к более равномерному распределению зарядов и упрочнению структуры [5]. Увеличение содержания Al в позиции T(1) до 2 на формульную единицу приводит к образованию связей Al^{IV}—O—Al^{IV}, обладающих значительно меньшей прочностью, чем связи Si—O—Al, и к исчезновению плоскости симметрии [6], что ограничивает замещение Si на Al. Отдельная лента может рассматриваться как две пироксеновые цепочки из чередующихся тетраэдров T(1)O₄ и T(2)O₄, соединенные в ленту одним из атомов кислорода тетраэдров T(1)O₄. При этом между цепочками возникают дитригональные кольца из шести атомов кислорода. Тупой угол дитригона имеет характерное для каждого амфибола значение и определяет степень дитригонального разворота тетраэдров. Кремнекислородные ленты попарно обращены друг к другу сторонами со свободными вершинами тетраэдров и связаны атомами Mg, Fe, Al, Mn и Ti таким образом, что последние находятся в октаэдрическом окружении атомов кислорода кремнекислородных лент. При этом катионы Mg, Fe, Al и Ti занимают три неэквивалентные позиции: M(1), M(2) и M(3). Позиции M(2) находятся в крайних частях лент и координированы только атомами кислорода. Позиции M(1) и M(3) располагаются в центральных частях лент. Их координационная сфера дополняется до шести группами OH, не входящими в кремнекислородный радикал. Катионы Al³⁺, Fe³⁺ и Ti⁴⁺, как правило, локализуются в октаэдрах M(2). Группы OH располагаются в плоскости симметрии, протон не участвует в водородных связях, что обуславливает возможность полного замещения OH на F [6].

Октаэдрические катионы в позициях M(1), M(2) и M(3) образуют октаэдрическую ленту, располагающуюся между двумя тетраэдрическими. Такая трехслойная лента имеет форму бруска, две параллельные стороны которого ограничены основаниями тетраэдрических лент, т. е. сложены атомами кислорода, валентность которых полностью скомпенсирована при заполнении всех тетраэдров Si. Химические связи внутри брусков значительно прочнее, чем между ними, этим и обуславливается характерная призматическая спайность амфиболов. Ориентировка октаэдрической ленты по отношению к тетраэдрическим лентам в пределах бруска одинакова для всех известных амфиболов: треугольные грани оснований тетраэдров и параллельные им треугольные грани октаэдров, с которыми эти тетраэдры связаны общими атомами кислорода, имеют противоположную ориентировку вершин. Соответственно, дитригоны кремнекислородных лент одного бруска всегда направлены вершинами в противоположные стороны, однако, углы дитригонального разворота обеих лент могут быть различными и определяются степенью геометрического несоответствия средних размеров тетраэдров и октаэдров.

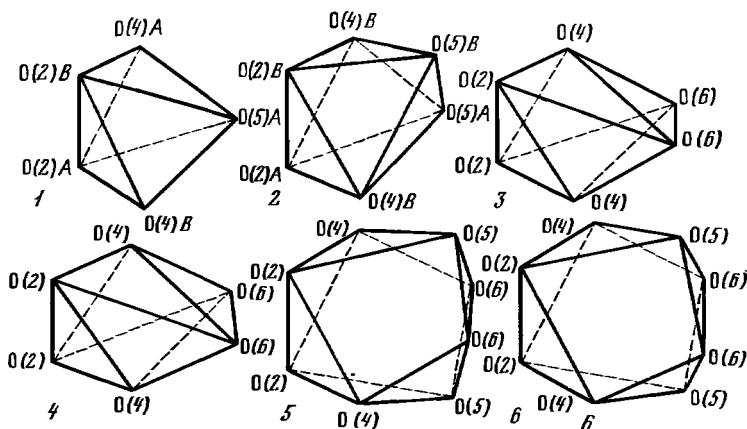
Подобная взаимная ориентировка октаэдрических и тетраэдрических лент в амфиболох определяется как O-вращение [7, 8, 9]. Теоретически возможна также ориентировка, при которой треугольные грани тетраэдров и октаэдров, параллельные (100), направлены вершинами в одну сторону (S-вращение). Направление дитригонального разворота тетраэдров (S- или O-вращение) зависит от специфики катионного отталкивания и валентных усилий, приходящихся на различные атомы кислорода. При отсутствии какого-либо вращения кольца из атомов кислорода в кремнекислородных лентах имеют форму гексагонов, цепочки тетраэдров, составляющих ленту, максимально выпрямлены, дитригональный разворот равен 180°. В результате вращения цепочки искривляются, кольца кремнекислородных лент из гексагональных становятся дитригональными, а при полном вращении — треугольными. При полном O-вращении расположение атомов кислорода соответствует плотнейшей кубической упаковке, при полном S-вращении — плотнейшей гексагональной упаковке.

В структурах всех амфиболов трехслойные бруски плотно упакованы, каждый из них окружен шестью другими; плоскости тетраэдрических и октаэдрических лент ориентированы параллельно (100) (фиг. 5). Между каждой тройкой соседних брусков располагаются полиэдры M(4), форма которых может быть различной в зависимости от свойств заселяющих их катионов. Между



Фиг. 5. Диаграмма структурных типов амфиболов (по Пэпику):

O, O_A и O_B — различные типы кремнекислородных лент



Фиг. 6. Формы координационных полиэдров M(4) в структурах амфиболов (по Литвину):

1 — в автофаллите; 2 — в жедрите; 3 — в протоамфиболе; 4 — в куммингтоните; 5 — в щелочных амфиболах; 6 — в кальцевых амфиболах

каждой парой соседних брусков, обращенных друг к другу основаниями тетраэдрических лент, имеется колонка двенадцати- или восьмивершинников вокруг позиций A, которые заполняются крупными щелочными катионами или остаются вакантными.

Упаковка атомов кислорода в структуре амфиболов приближается к плотнейшей. Слои плотнейшей упаковки располагаются параллельно (100). Заполнение пустот катионами послойное: слои, в которых заселена только часть тетраэдрических пустот, чередуются со слоями, в которых заселена только часть октаэдрических пустот. В каждом тетраэдрическом слое чередуются ленты, принадлежащие соседним трехслойным брускам, но имеющие всегда одинаковый дитригональный разворот. В пределах каждого октаэдрического слоя октаэдрические ленты чередуются с колонками M(4)- и A-полиэдров, которые представляют собой искаженные в той или иной степени октаэдрические

пустоты плотнейшей упаковки (фиг. 6). Структуру амфиболов можно считать переходной между структурами пироксенов и слюд, плоскопараллельные элементы этих структур чередуются параллельно (010): к первым принадлежат позиции $M(4)$, $M(2)$ и $T(2)$, ко вторым — $M(1)$, $M(3)$, $T(1)$, A и группы OH [7].

Среди природных амфиболов выделяются три структурных типа, из которых два принадлежат к моноклинной сингонии ($C2/m$ и $P2_1/m$) и один — к ромбической ($Pnma$). Структурные типы различаются направлением сдвига трехслойных брусков вдоль оси c , относительно ориентировкой дитригонов в тетраэдрических лентах соседних трехслойных брусков, формой координационного полиэдра вокруг $M(4)$ и углами дитригонального разворота. Последние наиболее чувствительны к изменению состава [8, 9, 10]. В моноклинных $C2/m$ -амфиболах все тетраэдрические ленты однотипны (тип O) и имеют одинаковый дитригональный разворот. В октаэдрических лентах в проекции на плоскость (100) нижние грани октаэдров ориентированы вершинами по $+c$, соответственно в связанных с ними тетраэдрических лентах дитригоны ориентированы острыми углами в том же направлении (см. фиг. 5). Тетраэдрические ленты двух соседних трехслойных брусков, между которыми находятся позиции A , направлены остриями дитригонов в противоположные стороны. При заполнении позиций $M(4)$ Na и Ca соответствующие координационные полиэдры имеют форму восьмивершинников, приближающихся к томсоновскому кубу (натриевые, кальциево-натриевые и кальциевые амфиболы), при заполнении тех же позиций Fe^{2+} и Mg — это неправильные шестивершинники (амфиболы ряда куммингтонит — грюнерит) (см. фиг. 6). Форма координационной сферы вокруг позиций $M(4)$ обусловлена различной величиной смещения соседних трехслойных брусков друг относительно друга вдоль оси c . Величины параметров элементарных ячеек $C2/m$ -амфиболов: $a_0 = 9,48-10,17$, $b_0 = 17,74-18,32$, $c_0 = 5,26-5,40$ Å, $\beta = 101^\circ 50' - 105^\circ 04'$.

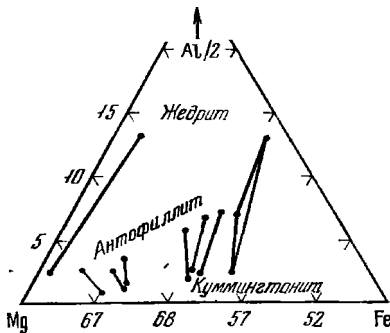
В ряде работ для этого структурного типа вместо гранецентрированной ячейки $C2/m$ принимается объемноцентрированная ячейка $I2/m$, более удобная для сравнения структур амфиболов и пироксенов и более соответствующая морфологическим особенностям амфиболов [2, 11, 12]. Формула перехода от установки $C2/m$ к $I2/m$: $101/\bar{0}10/001$. Обе ячейки равнообъемны; их параметры b_0 и c_0 совпадают.

В ромбических $Pnma$ -амфиболах тетраэдрические ленты относятся к типам OA и OB с различной величиной угла дитригонального разворота. В каждом трехслойном бруске имеется по одной ленте типа OA и типа OB . Бруски ориентированы так, что ленты каждого типа располагаются в разных тетраэдрических слоях. Ленты OA в каждом слое ориентированы остриями дитригонов в одном направлении, а ленты OB — попеременно в разных направлениях. Тетраэдрические слои с OA и OB чередуются через один (см. фиг. 5). Октаэдрические ленты ориентированы попеременно в двух направлениях: как в амфиболах $C2/m$ (знак $+$) и в противоположном (знак $-$) (см. фиг. 5), вдоль октаэдрического слоя они чередуются в порядке $(- - + +)$. В соседних брусках, между которыми находятся позиции A , острия дитригонов в лентах ориентированы в одном направлении. Координационный полиэдр вокруг $M(4)$ имеет форму тригональной дипирамиды (антофиллит и холмквистит) или слабо искаженного октаэдра (жедрит) (см. фиг. 6). Параметры b_0 и c_0 у ромбических амфиболов такие же, как у моноклинных, но a_0 приблизительно вдвое больше ($a_{0 \text{ ромб.}} + 2 a_{0 \text{ монокл.}} \sin \beta_{\text{монокл.}}$). Структурный тип $P2_1/m$, представленный примитивными куммингтонитом, даннеморитом и тиродитом, является промежуточным между главными структурными типами — $C2/m$ и $Pnma$. Для него характерны тетраэдрические ленты OA и OB с различными углами дитригонального разворота, подобно $Pnma$ -амфиболам, октаэдрические ленты ориентированы только в направлении $(+)$ как в структурном типе $C2/m$ (см. фиг. 5). Форма полиэдра $M(4)$ аналогична куммингтонитовому.

Искусственно получен Mg - Li -амфибол, структурно отличающийся от природных [13, 14]. Он назван протоамфиболом по аналогии с протоэнстатитом и относится к структурному типу $Pnma$. Тетраэдрические ленты в структуре протоамфибола однотипны и направлены «остри-

ями» дитригонов попеременно в противоположные стороны. Октаэдрические ленты ориентированы в двух направлениях, как в структурном типе $Pnma$, но чередование их иное (+ — + —) (см. фиг. 5). Координация позиции M(4) шестерная. Полиэдры M(4) по форме близки к полиэдрам M(4) куммингтонита и грюнерита (см. фиг. 6).

Все кальциевые, кальциево-натриевые и натриевые амфиболы относятся к одному структурному типу $C2/m$ и характеризуются одинаковым координационным числом катионов M (4), равным 8; их составы связаны постепенными переходами. Между ними и магнезиально-железистыми амфиболами, в которых координационное число M (4) равно 5 или 6, в обычных условиях наблюдается



Фиг. 7. Распределение Mg, Fe и Al в сосуществующих магнезиально-железистых амфиболах из кварц- и плагиоклазсодержащих пород (по Стауту)

разрыв смесимости. Магнезиально-железистые амфиболы принадлежат к трем структурным типам, переходы между которыми обусловлены, главным образом, изменением состава [9, 15, 16]. Обратимый полиморфный переход наблюдался от ячейки $P2_1/m$ к $C2/m$ для марганцевого куммингтонита при нагревании выше 45° [17]. Обратимое полиморфное превращение, вероятно, возможно также в некоторых случаях между $P2_1/m$ -амфиболами (магнезиокуммингтонит) и $Pnma$ -амфиболами (антофиллит) [18]. Благодаря различиям в составе и структуре железо-магнезиальные амфиболы могут встречаться в виде двух- и трехамфиболовых равновесных ассоциаций (фиг. 7). При этом $C2/m$ -амфиболы более железистые, чем $Pnma$ - и $P2_1/m$ -амфиболы; в сосуществующих куммингтоните и антофиллите второй всегда обогащен Al_2O_3 ; наиболее высоким содержанием CaO и Na_2O отличаются жедриты, повышенное содержание CaO более характерно для куммингтонитов, чем для антофиллита [19, 20, 21, 22].

Л и т е р а т у р а

1. Leake B. E. Bull. miner., 1978, 107, N 4, 453; Am. Min., 1978, 63, N 11-12, 1023.
2. Warren B. E. Zs. Krist., 1929, 72, 42.
3. Warren B. E., Medell D. J. Zs. Krist., 1930, 75, 161.
4. Warren B. E. Zs. Krist., 1930, 72, 493.
5. Пятенко Ю. А., Воронков А. А., Пудовкина З. В. Минералогическая кристаллохимия титана. М.: Наука, 1976, 25.
6. Papike J. J., Ross M., Clark J. R. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 117.
7. Thompson J. B. Am. Min., 1970, 55, N 1-2, 292.
8. Papike J. J., Ross M. Am. Min., 1970, 55, N 11-12, 1945.
9. Литвин А. Л. Кристаллохимия и структурный типоморфизм амфиболов. Киев: Наукова думка, 1977, 1.
10. Kawahara A. Mem. geol. Soc. Japan, 1974, N 11, 331.
11. Jaffe H. W., Robinson P., Klein C. Science, 1968, 160, N 3829, 776.
12. Robinson P., Jaffe H. W., Ross M., Klein C. Am. Min., 1971, 56, N 5-6, 909.
13. Gibbs G. V., Bloss F. D., Shell H. R. Am. Min., 1960, 45, N 9-10, 974.
14. Gibbs G. V. Miner. Soc. Amer. Spec. Pap., 1969, N 2, 101.
15. Kisch H. J. Contrib. min., petrol., 1969, 21, N 4, 319.
16. Барабанов А. В., Томилов С. Б. Геохимия, 1973, № 11, 1669.
17. Prewitt C. T., Papike J. J., Ross M. Am. Min., 1970, 55, N 1-2, 305.
18. Rice J. M., Evans B. W., Trommsdorff V. Contrib. min. petrol., 1974, 43, N 4, 245.
19. Stout J. H. J. Petrology, 1972, 13, N 1, 99.
20. Mueller R. F. Am. J. Sci., 1973, N 2, 152.
21. Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1975, 101.
22. Layton W., Phillips R. Min. Mag., 1960, 32, N 251, 659.

МОНОКЛИННЫЕ АМФИБОЛЫ

Моноклинные амфиболы (clin amphiboles) включают подавляющее большинство всех амфиболов. Наиболее существенные различия между отдельными моноклинными амфиболами связаны с характером катионов группы В, заполняющих позицию М (4) структуры. В этой позиции обычно преобладают Са и Na, в некоторых амфиболах Mg, Fe, Mn (см. с. 29). По содержанию (Са + Na) в позиции М (4) моноклинные амфиболы подразделяются следующим образом (Лик, 1978):

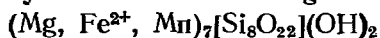
Магнезиально-железистые амфиболы	$(Ca + Na)_B < 1,34$
Кальциевые амфиболы	$(Ca + Na)_B \geq 1,34; Na_B < 0,67$
Кальциево-натриевые амфиболы	$(Ca + Na)_B \geq 1,34; 0,67 < Na_B < 1,34$
Натриевые амфиболы	$Na_B \geq 1,34$
Литиевые амфиболы	$(Ca + Na)_B < 1,34; Li \geq 1,00$

Магнезиально-железистые моноклинные амфиболы

ГРУППА КУММИНГТОНИТА

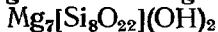
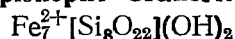
	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Магнезиокуммингтонит $Mg_7[Si_8O_{22}](OH)_2$	9,485	18,001	5,292	101°54'	2,98
Куммингтонит $(Mg, Fe^{2+}, Mn)_7[Si_8O_{22}](OH)_2$	9,51	18,19	5,33	101 55	3,22
Грюнерит $Fe_7^{2+}[Si_8O_{22}](OH)_2$	9,564	18,30	5,40	101 50	3,44

В соответствии с классификацией Лика (1978) под куммингтонитом понимаются средние члены изоморфного ряда с магнезиальностью 30,0—70,0%. Магнезиокуммингтонитом считаются минералы с $mg \geq 70\%$; грюнеритом — минералы с $mg < 30\%$. Некоторыми авторами предлагаются несколько иные границы между отдельными минералами группы куммингтонита [1—5].

Куммингтонит *Cummingtonite*

Магнезиокуммингтонит

Magnesiocummingtonite

Грюнерит *Grunerite*

Название куммингтонита — по месту первой находки (Куммингтон в шт. Массачусетс, США (Дьон, 1824). Магнезиокуммингтонит назван по составу [6], название восстановлено Кишем [4]. Грюнерит — по имени французского профессора Э. Грюнера (Кеннгтон, 1853).

Синон. Куммингтонита: амфибол-антофиллит — *amphibole-antophyllite* (Деклуазо, 1867), антолит — *antholite* (Дана, 1868); куммингтонит Раммельсберга (Раммельсберг, 1860) — родонит.

Сичон. Магнезиокуммингтонита: купфферит — *kupfferite* (Кокшаров, 1862). Название предложено для конечного магнезиального члена изоморфного ряда. Позднее установлено, что купфферит Кокшарова представляет антофиллит (Дана, 1868) или актинолит (Хинце, 1897); купфферит Лоренцена (Лоренцен, 1884) — гиперстен; купфферит Олена и Климента (Олен, Климент, 1908) — магнезио-антофиллит; купфферит, описанный Симпсоном — смесь антофиллита и куммингтонита (Винчел, 1938).

Синоч. Грюнерита: грунерит; киевит — *kievite* (частично, Лучицкий, 1912).

Разнов. По морфологии выделений — амозит; по составу — даннеморит, тиродит, цинк-манган-куммингтонит.

Характ. выдел. Пластинки, иголки, мелкозернистые массы, радиально-лучистые и волокнистые агрегаты, сферолиты.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$ и $C_{2h}^2 - P2_1/m$. $a_0 = 9,51$, $b_0 = 18,19$, $c_0 = 5,33$ Å, $\beta = 101^\circ 55'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,523 : 1 : 0,293$ (куммингтонит) [7]; $a_0 = 9,564$, $b_0 = 18,30$, $c_0 = 5,48$ Å, $\beta = 101^\circ 50'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,523 : 1 : 0,292$ (грюнерит) [8]. $Z = 2$. Параметры элементарной ячейки минералов куммингтонитового ряда находятся в пределах: $a_0 = 9,45-10,00$, $b_0 = 17,8-18,4$, $c_0 = 5,29-5,4$ Å, $\beta = 101^\circ 30' - 110^\circ 00'$ (см. при хим. анализах).

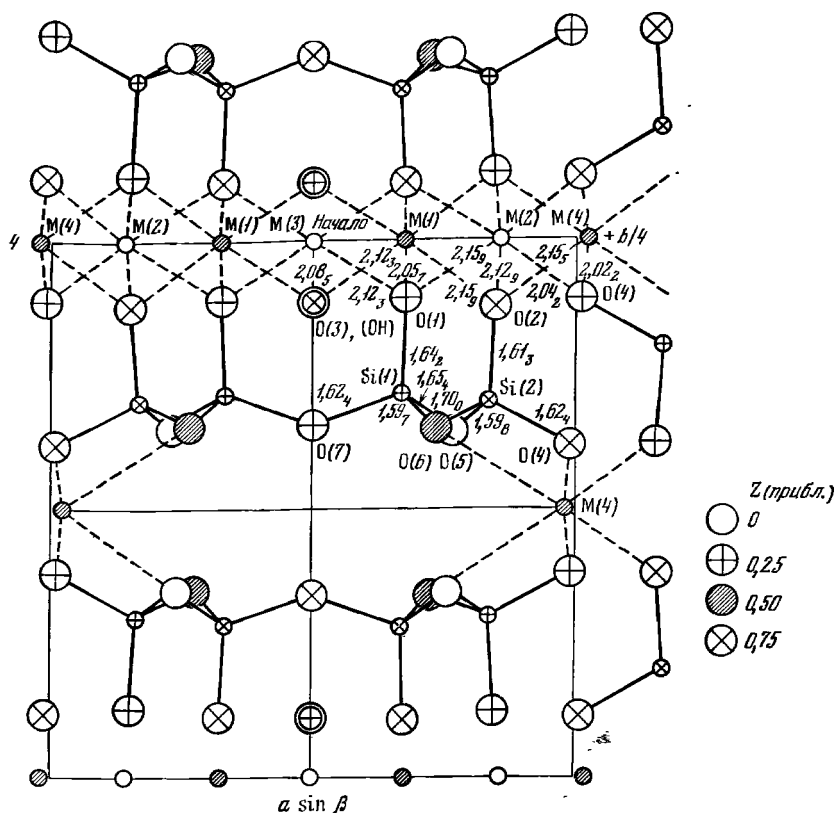
Получены данные о преимущественном изменении параметров a_0 и b_0 при изменении состава катионов в октаэдрических позициях [9]. Клейн [5] впервые установил линейную зависимость между значениями $a_0 \cdot \sin \beta$, b_0 , c_0 и составом (величины $a_0 \cdot \sin \beta$ и c_0 изменяются очень мало). Изменение b_0 связано с замещением Mg на Fe, главным образом в позициях M(2) и M(4), т. е. с увеличением размера октаэдров вдоль оси b [10]. Величина $a_0 \cdot \sin \beta$ увеличивается с возрастанием размера октаэдрического катиона, c_0 — с увеличением изгиба двоясных цепочек [11]. Для ряда куммингтонит—грюнерит выведены соотношения между параметрами ячейки и составом [12]: $a_0 = 9,4578 A + 0,1362 X_{Fe}$, $b_0 = 17,9264 A + 0,5276 X_{Fe}$, $c_0 = 5,2954 A + 0,0488 X_{Fe}$, $\beta = 102,124^\circ - 0,161 X_{Fe}$, где X_{Fe} — содержание железистого конечного члена (мол. %), a_0 , b_0 и c_0 увеличиваются с повышением содержания железистого конечного члена (b_0 увеличивается быстрее), значение угла β при этом уменьшается.

Уравнения регрессий между составом и межплоскостными расстояниями [12]: $X_{Fe} = -45,441 + 16,731d_{(151)}$; $X_{Fe} = -40,946 + 15,823d_{(010)}$; $X_{Fe} = -52,275 + 25,963d_{(351)}$; $X_{Fe} = -34,467 + 21,476d_{(1.11.0)}$; $X_{Fe} = -33,939 + 22,719d_{(0.12.0)}$.

Уравнения регрессий для параметров элементарной ячейки и mg [10]: $a_0 = 9,467 A + 0,00128 (100 - mg) A$; $a_0 \cdot \sin \beta = 9,252 A + 0,0133 (100 - mg) A$; $b_0 = 17,935 A + 0,00517 (100 - mg) A$; $c_0 = 5,292 A + 0,00055 (100 - mg) A$. Из уравнений следует, что a_0 , b_0 и c_0 связаны обратной линейной зависимостью с mg , наиболее подвержена изменениям величина b_0 , менее — c_0 . Межплоскостное расстояние (061) возрастает пропорционально увеличению значения mg [10]: $d_{(061)} = 2,65019 A - 0,000615 A \cdot (mg)$.

Структура минералов группы куммингтонита [7, 8] в общих чертах сходна со структурой тремолита [13]. Уточнению и детализации структуры куммингтонита посвящены многочисленные работы [13—26]. Она характеризуется [7, 8, 21] бесконечными, вытянутыми вдоль оси c двоясными кремнекислородными цепочками $[Si_4O_{11}]_n^{6-}$ с шестичленными звеньями, связанными лентами катионов в октаэдрической координации (фиг. 8). Кремнекислородные ленты слегка изогнуты. По сравнению с тремолитом этот изгиб более выражен из-за различия в характере катионов в позиции M (4). Как и у других амфиболов, катионы находятся в четырех неэквивалентных структурных позициях: M (1), M (2), M (3) и M (4). Позиция M (4) подобна позиции M (2) в пироксенах, в тремолите она занята Ca, в куммингтоните заполнена более мелкими сильно поляризующими и более электроотрицательными Fe^{2+} , Mn^{2+} и Mg; этим создается очень искаженная октаэдрическая координация; координационный полиэдр M (4) сплюснут по оси O (4) — O (4) и вытянут вдоль оси b (фиг. 9). Гхоуз [7] предполагает ковалентную связь M (4) — O (4), что отрицается Радословичем [23]. Расстояние M (4) — O (4) оказывает определяющее влияние на значение угла β [19]. Позиция M (2) заполнена Mg, а M (1) и M (3) неупорядочено заняты Mg и Fe; возможно вхождение Zn [27] во все эти позиции (цинк-манганокуммингтонит). Катионы в позиции M (4) окружены шестью O, четыре из которых связаны с одним Si, и два — с двумя Si [7, 20]. Предполагается также возможность 8-ой координации для M (4) [28]. Позиция M (2) сходна с позицией M (1) в пироксенах, имеет правильную октаэдрическую координацию из шести O, катионы в позициях M (1) и M (3) связаны с четырьмя O и двумя (OH), иногда F; каждый из O, окружающих эти три позиции, связан с одним Si. Позиции A в куммингтоните обычно вакантны [29], но иногда заняты щелочными металлами и, возможно, Ca (сильно искаженные позиции A с координацией 10).

Выделяются две тетраэдрические позиции — Si (1) и Si (2). Характерно упорядоченное распределение Al по позициям Si (1) [30]. Тетраэдрические позиции также могут быть заняты Fe^{3+} и Ti. При замещении Si на Al и при вхождении в позицию M (4) катионов различных размеров тетраэдров Si (1) и

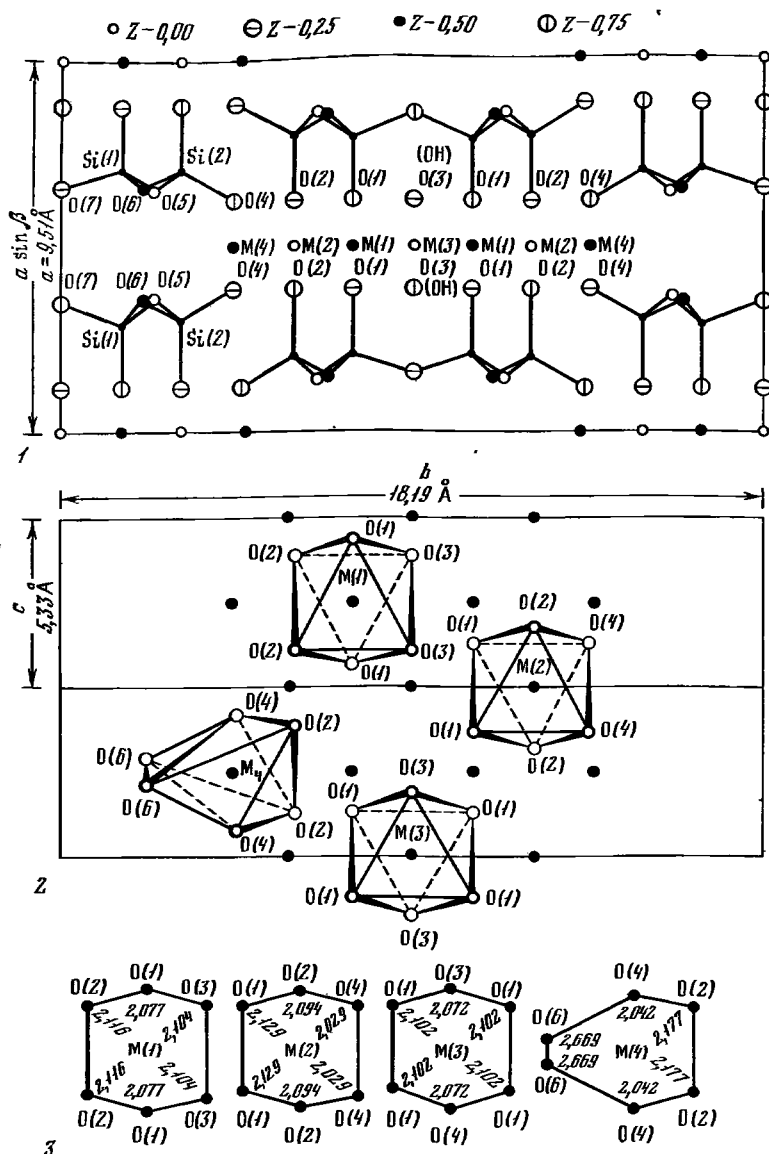


Фиг. 8. Структура грюнерита в проекции на (001) (по Гхоузу и Хелнеру)

Si (2) могут быть несколько повернуты вокруг Si (1) — O (1) или Si (2) — O (2): по часовой стрелке при замещении Si (1) на Al, или против часовой стрелки — при вхождении Ca или Na в M (4), что обуславливает постоянство расстояний в двоянной силикатной цепочке [21]. Si (1)-тетраэдр меньше и более правильный, искажение Si (2)-тетраэдра зависит от заполнения позиций M (4) и A. Структура недостаточно гибкая, на что указывает небольшое содержание Al, Ca и щелочных металлов; угол β отличается от такового других моноклинных амфиболов [7]. Изгиб цепочек приводит к увеличению угла Si—O—Si, который в куммингтоните (141,4—142,2°) больше равновесного значения 140°; дальнейшее растягивание должно вызывать напряжение в структуре и потому ограничено [10]. Возможно, этим обусловлено отсутствие в природе чисто магнезиальных куммингтонитов. Деформация кремнекислородных лент в куммингтоните больше, чем в актинолите, что, по-видимому, объясняет отсутствие твердых растворов членов этих двух амфиболовых серий [20].

Межатомные расстояния (средние, в Å) [14]: M (1) — O = 2,121, M (2) — O = 2,121, M (3) — O = 2,113, M (4) — O = 2,293; в Si (1)-тетраэдре Si (1) — O = 1,627, O — O = 2,656; в Si (2)-тетраэдре Si (2) — O = 1,622, O — O = 2,646; Si (1) — O (6) — Si (2) = 142°06'.

В результате рентгеновского изучения и по данным мессбауэровской и ИК спектроскопии установлена упорядоченность в распределении атомов по октаэдрическим позициям [7, 14, 18, 22, 24, 31—34]. Впервые заселение Fe²⁺ позиций M (4) было установлено в грюнерите [8]. В куммингтонитах Fe²⁺ при железистости 0—15% практически полностью находится в позиции M (4); заселение позиций M (1) и M (3) начинается при содержании грюнеритовой молекулы 15—17%, позиции M (2) — примерно с 30%. Равномерная заселенность Fe²⁺ четырех позиций (около 90% каждой из них) проявляется при железистости около 80% [31, 35].



Фиг. 9. Структура куммингтонита (по Барабанову и Томилову)

1 — проекция структуры на (001); 2 — проекция координационных полиэдров M(1), M(2), M(3), M(4) на (100); 3 — расстояния Me—O в координационных полиэдрах

Распределение Fe^{2+} по M-позициям (в %) в зависимости от содержания в амфиболе грюнеритовой молекулы (определено мессбауэровским методом) [31]

№ обр.	Мол. % грюнерита	M(1) + M(3)	M(2)	M(4)	№ хим. анализа
1	35,4	24,0	5,5	82,5	—
2	51,8	50,0	33,0	73,5	—
3	63,0	65,3	36,0	86,5	16
4	85,0	87,3	83,0	83,6	—
5	87,5	85,3	80,5	98,0	23
6	95,3	98,3	96,0	98,0	—

1—3 — куммингтонит; 4—6 — грюнерит; 1 — из медного месторождения Бэр-Хилс, шт. Мэриленд (США); 2 — из куммингтонит-гранатовых сланцев, Уэстленд (Новая Зеландия); 3—6 — из пород железистой формации: 3, 5 — Убуш, Лабрадор (Канада) 4 и 6 — пров. Квебек (Канада);

Зависимость распределения Fe^{2+} по структурным позициям от железистости куммингтонитов показана на фиг. 10. Возможен обмен ионов между позициями: $Mg [M (1), M (2), M (3)] + Fe [M (4)] \rightleftharpoons Fe [M (1), M (2), M (3)] + Mg [M (4)]$ [24].

Свободная энергия Джибса реакций обмена составляет 3,6—4,1 ккал/мол. При температуре ниже 400—500° они не происходят, Fe^{2+} входит в позиции с более низким абсолютным значением кулоновского потенциала, а Mg — с более высоким [33]. При повышении температуры связь M(4) — O(4) удлиняется и происходит разупорядочение распределения Mg и Fe во всех четырех октаэдрических позициях [7]. Предполагается, что степень упорядоченности может служить геологическим термометром [36], в частности, для метаморфизованных пород железистых формаций [7]. Однако другие данные указывают на незначительное отличие в распределении катионов по позициям в куммингтонитах из метаморфических [31, 32] и вулканических пород [32].

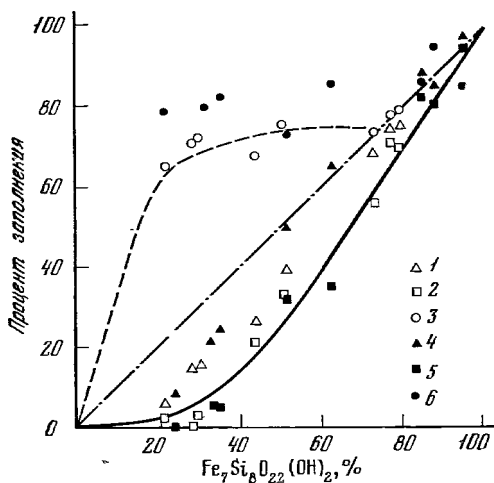
В Мп-куммингтоните в позиции M(4) $Mn > Fe^{2+} > Mg$. По Пэпику и др. [29], позиция M(4) может быть обогащена $Mn + Fe^{2+}$; в небольшом количестве возможно вхождение в нее Ca и Na. Распределение катионов в тиродите (Мп-куммингтоните) из Лабрадора (хим. анализ 6) [29]:

	Mn	Fe^{2+}	Mg	Ca	Na
M(4)	0,78	0,09	0,03	0,09	0,01
M(2)	0,04	0,12	0,64		
M(1)	0,18	0,03	0,79		
M(3)	0,05	0,07	0,88		

Куммингтонит пр. гр. $P2_1/m$ (*P*-куммингтонит — *P*-cumingtonite) описан также под названиями: примитивный куммингтонит — primitive cumingtonite [25], клиноантофиллит — clinanthophyllite [37]. Впервые был обнаружен Боуном [37] на месторождении Уайт-Талк (США). Позже такой куммингтонит был найден в метаморфических породах многих районов [4, 25, 38—43]. В его структуре в отличие от структуры $C2/m$ (фиг. 11) имеется два типа кристаллографически независимых тетраэдрических цепочек А и В, различающихся величиной дитригонального разворота; одна из цепочек (А) относительно прямая, а другая (В) — изогнутая [29, 43]. Кроме того, имеется 22 кристаллографически различных положения Ме-катионов, Si и O вместо 13 в структуре $C2/m$ [29]. Куммингтонит $P2_1/m$ в отличие от куммингтонита $C2/m$ в M(4) содержит больше Mg или Mg и Mn (даннеморит, тиродит) [25] и, возможно, немного Ca или Na [4]; структура $P2_1/m$ предпочтительна для минералов с высоким отношением Mg/Fe [39]. Их поле стабильности ограничено низкой температурой и высоким давлением [25]. При нагревании структура $P2_1/m$ переходит в $C2/m$ [44]. Поле стабильности бедного Мп куммингтонита $P2_1/m$ охватывает диапазон магнезиальности от 71 до 89% [4, 41, 42]; ниже 71% устойчив куммингтонит $C2/m$, выше 89% — антофиллит. Куммингтонит разных кристаллов одних и тех же образцов с горы Руби, шт. Монтана (США), дает рентгенограмму $P2_1/m$ и $C2/m$.

Распространены структуры распада твердого раствора. В них тонкие (3—15 мкм) пластинки $C2/m$ - или $P2_1/m$ -куммингтонита располагаются || (100) и (101) минерала-хозяина (роговой обманки, реже актинолита, тремолита) или наоборот — роговая обманка, актинолит или тремолит образуют тонкие пластинки в куммингтоните с той же ориентировкой по отношению к нему — || (100) и (101) [25]. Такие структуры наблюдались в образцах из метаморфизованных пород шт. Нью-Гэмпшир и Массачусетс (США) [25, 38, 39], из эклогитов Норвегии [25], роговиков Маторс-Фолз (Гайана) [45], из железистых формаций Бивабик, шт. Миннесота (США) [38, 46], и Картер-Крик, шт. Монтана (США) [25], а также из других мест [47—49].

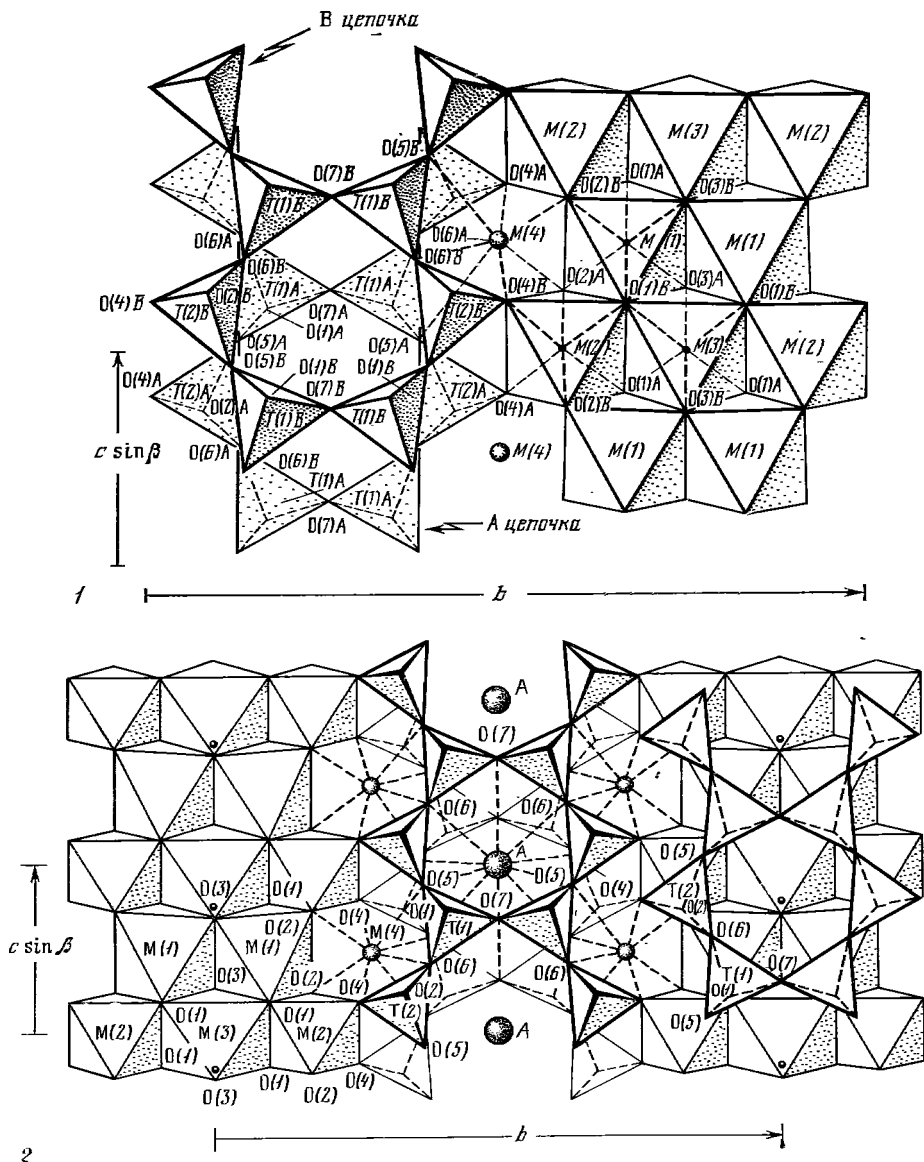
Довольно распространены закономерные сростания куммингтонита с роговой обманкой и другими амфиболами (антофиллитом, актинолитом, жедритом и др.). Например, гомоосевые сростки с роговой обманкой встречаются в амфиболите близ Дюмеса (Квинсленд, Австралия) [50] и в Орнавассо, Оссола

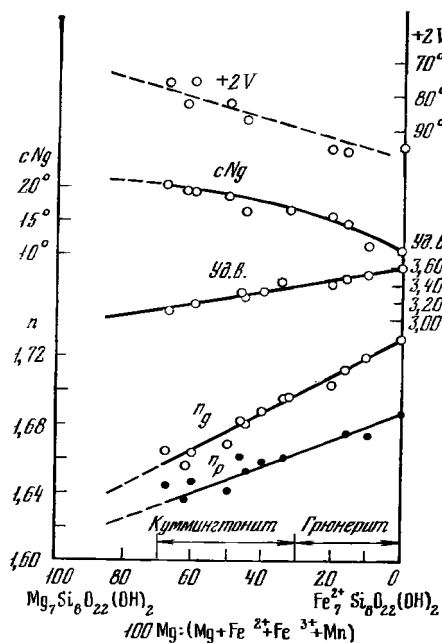


Фиг. 10. Характер заполнения Fe²⁺ позиций М (1), М (2), М (3), М (4) в зависимости от железистости куммингтонитов (по Барабанову и Томилову)

1, 4 - М(1, 3); 2, 5 - М(2); 3, 6 - М(4) (1-3 - данные авторов; 4, 6 - данные Бенкрофта, Мэдока и Бёрнса)

Фиг. 11. Структура примитивного куммингтонита — $P2_1/m$ (1) и структура грюнерита — $C2/m$ (2) в проекции на (100) (по Пэпику, Россу и Кларку)

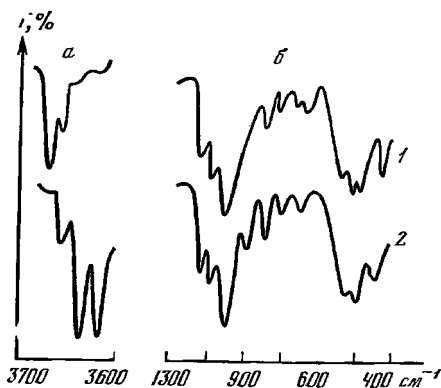




Фиг. 12. Зависимость удельного веса и оптических свойств от состава в минералах куммингтонитового ряда (по Диру и др.)

Фиг. 13. ИК-спектры магнезикуммингтонита (1) и грюнерита (2)

а — по Ершовой; б — по Барабанову



(Италия) [51], в габбро-диоритах Тейско (Финляндия) [52] и других [43, 53]. Топотактические срastания с роговой обманкой установлены в биотит-рогово-обманковых породах Южного Хариса (Гебридские о-ва, Великобритания) [54]. Законы срastания различны: в амфиболитах Пелиуали, шт. Раджастхан (Индия) отмечены [55] сростки, в которых ось a и грань (001) куммингтонита параллельны соответственно оси c и грани (100) роговой обманки; в амфиболитах Рингаринга (о-в Стюарт, Новая Зеландия) имеют одинаковую ориентировку плоскости спайности куммингтонита и нарастающей на него роговой обманки [56]. Отмечены закономерные срastания по (100) куммингтонита с антофиллитом из Сукуляпрака (Северная Финляндия) [57]. В образцах из Тичино (Швейцария) антофиллит нарастает на магнезикуммингтонит параллельно его граням (010) и (100) [57]. Гомоосевые срastания куммингтонита с антофиллитом и куммингтонита с жедритом найдены в Телемарке (Норвегия) [58]; куммингтонита с феррогастингситом и иддингситом — в ралакиви Юго-Восточной Финляндии [59]; гомоосевые псевдоморфозы куммингтонита по актинолиту, в которых оси c и грани (010) минералов совпадают, — в ультраосновных породах Кольского п-ова [60]. Во Франклине, шт. Нью-Джерси (США), найдены вростки игольчатого куммингтонита в виллемите со взаимно параллельными осями c [27].

Физ. св. и физ.-хим. константы. Сп. по (110) и (110) совершенная под углом около 56° . Отдельность по (001). Тв. $5\frac{1}{2}$. Микротвердость куммингтонита из Криворожья 442—661 (средняя 563) кгс/мм^2 [61], с Урала 630 кгс/мм^2 [62] при нагрузке 100 гс . Уд. в. 2,98—3,6; 3,46—3,48 (амозит) [63], увеличивается с возрастанием мол. % грюнерита (фиг. 12) [1, 63—65]. Уравнение одномерной регрессии [65]: $d = 3,1829 + 0,00321 F$ (F — общая железистость). Цв. белый со слабым зеленоватым оттенком, серый, бурый, темно-зеленый, также желтый различных оттенков (тиродит), светло-голубой, пепельно-серый, серый (амозит); желтый, буроватый, зеленовато-серый (даннеморит). Бл. стеклянный, шелковистый (у волокнистых разновидностей).

Магнитная восприимчивость $35,6 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС [50]. Отношения коэфф. термического расширения (α) к величине параметров элементарной ячейки куммингтонита [10] ($\alpha/a_0 = 0,000135$, $\alpha/b_0 = 0,000288$) близки к таковым пироксена (0,000113 и 0,000290 соответственно). Нагретые волокнистые разно-

сти утрачивают сопротивление на разрыв [66]. Мп-куммингтонит ($P2_1/m$) флуоресцирует темно-красным цветом в нефокусированном электронном пучке (отличие от тремолита, флуоресцирующего золотисто-желтым цветом) [38]. В ИК-спектре в области $3700\text{--}3600\text{ см}^{-1}$ имеются 4 максимума при 3665, 3650, 3635 и 3615 см^{-1} , отвечающие валентным колебаниям групп OH; для магнезиокуммингтонита характерен дуплет при $3665\text{--}3650\text{ см}^{-1}$, для грюнерита дуплет при $3635\text{--}3615\text{ см}^{-1}$ (фиг. 13) [67, 68].

В области $1300\text{--}400\text{ см}^{-1}$ [69] выделяются две группы полос поглощения: 1) $1197\text{--}1130$, $1090\text{--}1082$, $1005\text{--}1000$ и 975 см^{-1} , соответствуют валентным колебаниям связей в тетраэдрах SiO_4 ; 2) $657\text{--}650$, $649\text{--}632$, $632\text{--}527$, $520\text{--}507$, $495\text{--}478$, $457\text{--}452$, $437\text{--}432\text{ см}^{-1}$, отвечают валентным колебаниям Me—O и деформационным колебаниям связей Si—O. Замещение Fe^{2+} на Mg приводит к смещению полос при 632 , 478 и 423 см^{-1} и вызывает изменение интенсивностей полос поглощения [68—70]: полосы при 900 и 456 см^{-1} становятся более сильными, интенсивность полосы при 533 см^{-1} снижается, дуплет в области $650\text{--}630\text{ см}^{-1}$ смещается в сторону более длинных волн, его левая и правая ветви смещаются неодинаково.

Мп-куммингтонит по ИК-спектру мало отличается от других куммингтонитов. Мессбауэровские спектры куммингтонита охарактеризованы в работах [24, 32, 35, 71—74]. Внутренние пики отражают количество Fe^{2+} в позиции M (4), внешние — в позициях M (1), M (2) и M (3).

Бенингтон и др. [75] изучили термодинамические свойства грюнерита состава $(\text{Fe}_{3,2766}^{2+}\text{Mg}_{1,5239}\text{Mn}_{0,0825}\text{Fe}_{0,12}^{3+})[\text{Si}_{7,9163}\text{Al}_{0,0837}\text{O}_{22,0363}](\text{OH})_{1,9637}$. По результатам измерений теплоемкости в интервале температур $7,76\text{--}309,33\text{ К}$ определена стандартная энтропия $S_{298,15}^\circ = 168,8 \pm 5\text{ ккал/моль}\cdot\text{град}$; по результатам измерений энтальпий грюнерита в интервале $402,9\text{--}851,7\text{ К}$ вычислены коэффициенты в уравнении температурной зависимости теплоемкости: $C_p = 180,76 + 84,98 \cdot 10^{-3} T - 38,49 \cdot 10^{-5} T^2$. Эти же авторы измерили теплоты растворения грюнерита в растворах HF и вычислили значение стандартной энтальпии образования: $\Delta H_{298,15}^\circ = -2419,24 \pm 2,95\text{ ккал/моль}$.

Микр. Бесцветный или слабо окрашен: светло-серый, пепельно-серый, светло-зеленый, зеленовато-серый, светло-бурый; Мп-разности светло-зеленые, светло-желтые. Магнезиокуммингтонит не плеохроирует; собственно куммингтонит по Ng — ярко-буровато-желтый, по Np = Nm — светло-желтый, желтоватый; грюнерит по Ng — светло-желтый до зеленоватого, по Nm — бесцветный, светло-бурый, по Np — бесцветный, светло-желтоватый или буроватый. Обогащенные Мп куммингтониты не плеохроируют [5]. Двусный (+). Как правило грюнерит оптически (—), куммингтонит оптически (+), а магнезиокуммингтонит (+). Пл. опт. осей (010). Nm = b. Удлинение (+). Погасание косое. cNg грюнерита $10\text{--}16^\circ$, куммингтонита $16\text{--}22^\circ$, магнезиокуммингтонита $14\text{--}16^\circ$; уменьшается с увеличением содержания грюнеритовой составляющей [5]; по Винчелу [64], при содержании грюнеритовой молекулы $< 40\%$ cNg уменьшается. Согласно Джафу и др. [48], Ng лежит в остром углу; в справочниках Дира и др. (1965), Трёгера (1958) и Винчела (1967) указан тупой угол для Ng. 2V магнезиокуммингтонита от $+70^\circ$ до -89° , куммингтонита $+68\text{--}87^\circ$, грюнерита — $80\text{--}90^\circ$. С увеличением содержания грюнерита (до 75 мол. % по Клейну [5], и до 40 мол. %, по Винчелу [64]) 2V возрастает, затем уменьшается.

Показатели преломления магнезиокуммингтонита: $n_g = 1,632\text{--}1,658$, $n_m = 1,632\text{--}1,642$, $n_p = 1,605\text{--}1,639$, $n_g - n_p = 0,014\text{--}0,027$; куммингтонита: $n_g = 1,665\text{--}1,707$, $n_m = 1,653\text{--}1,675$, $n_p = 1,643\text{--}1,675$, $n_g - n_p = 0,025\text{--}0,034$; грюнерита: $n_g = 1,689\text{--}1,729$, $n_m = 1,684\text{--}1,719$, $n_p = 1,666\text{--}1,679$, $n_g - n_p = 0,021\text{--}0,046$ (см. при хим. анализах). Значения n_g , n_m , n_p увеличиваются с ростом железистости (с возрастанием содержания грюнеритовой составляющей) см. фиг. 12 [1, 4, 5, 64, 76—78]. Уравнения одномерной регрессии, связывающие показатели преломления, железистость и удельный вес [65]: $n_g = 1,63686 + 0,00085f \pm 0,009$, $n_p = 1,6212 + 0,00062f \pm 0,007$; $f = 883,41n_g - 1430,45 \pm 9,7$, $f = 1167,69n_p - 1875,80 \pm 9,9$; $f = 101,201d - 278,87 \pm 15,3$. Дисперсия двупреломления: $0,0318$ (при $\lambda =$

= 589 $\mu\text{м}$), 0,0333 (при 464 $\mu\text{м}$) [79]; по Крейтцу [80]: 0,0439—0,0435 (в красном свете), 0,045 (в Na-свете), 0,0475—0,0468 (в синем свете). Дисперсия опт. осей $r < v$ в куммингтоните; $r > v$ со слабой наклонной дисперсией биссектрис в грюнерите.

Очень часты простые и полисинтетические двойники по (100), иногда очень тонкие [60, 81]. Отмечались двойники по (110) или (011) у даннеморита [82]. Закономерные включения кварца наблюдались вдоль оси c куммингтонита из Новой Зеландии [3].

Хим. Теор. состав магнезиокуммингтонита $\text{Mg}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$: MgO — 36,14, SiO_2 — 61,55, H_2O — 2,31; куммингтонита $(\text{Mg}, \text{Fe})_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ при $\text{Mg}/\text{Fe} = 1$: MgO — 15,84, FeO — 28,21, SiO_2 — 53,93, H_2O — 2,02 и грюнерита $\text{Fe}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$: FeO — 50,21, SiO_2 — 47,99, H_2O — 1,80. Чисто магнезиальный член ряда в природе не встречен. В последние годы обнаружены магнезиокуммингтониты со значениями mg 66—77% и 82% (Новый Южный Уэльс, хим. анализ 4) и 88% (Анадырско-Корякский массив, хим. анализ 1) [81]. Железистость колеблется от 0,2 до 95,5%. Отношение Fe/Mg обычно больше 0,8, но у магнезиокуммингтонита снижается до 0,1. Костюк [65] по железистости выделяет 3 типа куммингтонитов метаморфических пород: 1) железистость от 30 до 50% — из амфиболитов, сланцев и кордиерит-антофиллит-куммингтонитовых пород; 2) железистость от 50 до 88% — из пород железистой формации Криворожского типа; 3) железистость $> 85\%$ (грюнериты) — из железорудных формаций или из пород с фаялитом. Среднее содержание в куммингтоните MnO 0,8% (0,1 Mn на формульную единицу) [4]. Более богатые Mn ($\text{MnO} > 5\%$) куммингтониты получили особые названия (даннеморит, тиродит и цинк-мангано-куммингтонит). Практически все куммингтониты содержат Ca (до 2,2% CaO , т. е. до 0,34 Ca на формульную единицу) [4, 18, 83, 84]. Подчеркивая существенное значение Ca для стабилизации решетки куммингтонита, Лейтон и Филипс [84] предлагают для минералов куммингтонитовой серии формулу: $(\text{Ca}, \text{Mn})_x(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})_{7-x}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, где $x < 1$. Предполагается, что куммингтонит $P2_1/m$ содержит больше Ca , чем куммингтонит $C2/m$ [25]. Отмечается, что содержание CaO больше 1,6% может указывать на примесь роговой обманки [85].

Высказано допущение о несмесимости куммингтонита и роговой обманки (при высокой температуре разрыв смесимости меньше) [49], которое подтверждается совместным нахождением и существованием гомосеяных сростаний этих минералов. Ограничение смесимости для $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn})$ - и (Ca, Na) -моноклинных амфиболов при низкой температуре определяется главным образом различием между координационными полиэдрами $M(4)$ [29]. Предполагается, что в роговую обманку, тремолит и актинолит, в которых позиции $M(4)$ заняты катионами Ca , Na , при высокой температуре могут войти в значительных количествах небольшие катионы Mn^{2+} , Fe^{2+} , Mg ; при понижении температуры такие минералы становятся неустойчивыми и выделяется куммингтонит [25].

Граница смесимости твердых растворов обедненных и богатых Ca амфиболов, по Сундиусу [1], отвечает содержанию от 2 до 23 мол. % Ca -силиката; по Эскола [85], от 3,8 до 22,7 мол. % (в куммингтоните < 5 —6 мол. % Ca -силиката). В куммингтоните из Тейско (Финляндия) содержание Ca -силиката отвечает 2,75 мол. % [52]; предполагается, что верхняя граница должна быть ниже, чем принимает Сундиус, по крайней мере, для членов ряда, обогащенных железом. Содержание Al_2O_3 достигает, по Клейну [83], 3,2%, по Кишу [4] — 4% (до 0,7 Al на формульную единицу). Верхний предел содержания $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ в ряду куммингтонит—грюнерит, по Сундиусу [1], около 5—6 мол. %. По содержанию Ca , Mn и Al магнезиокуммингтонит перекрывает часть поля состава антофиллита. Очевидно, указанные элементы не препятствуют образованию моноклинного минерала в этой области [4]. Более высокое содержание CaO , Al_2O_3 и Na_2O отмечено для куммингтонита вулканических пород, что связывается с более высокой температурой их образования [83]. Существует перекрытие поля составов магнезиокуммингтонита и куммингтонита пр. гр. $C2/m$ и $P2_1/m$ [4]. По Сундиусу [1], не существует смесимости между куммингтонит-грюнеритовой, антофиллит-жедритовой и тремолит-актинолитовой сериями. Куммингтонит и антофиллит рассматриваются как различные представители серии твердых растворов Fe — Mg -амфиболов [1]. В этой серии существует разрыв смесимости при содержании выше 60% Mg -силиката. Куммингтонит содержит больше Fe -силиката, а антофиллит — больше Mg -силиката. Содержание 6—9 мол. % $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ отвечает границе существования куммингтонита и антофиллита. Вместе встречающиеся куммингтонит и антофиллит в некоторых случаях резко отличаются по составу [85]; как показывают сростания из Ориярви (Финляндия) [53], они могут быть представлены разными модификациями; однако оба минерала не являются диморфными в пределах всей серии [86]. В большинстве

случаев куммингтонит обогащен Са, Fe^{2+} , Мп, а антофиллит — Al, Fe^{3+} и Mg [58, 84, 87]. Предположение Винчела [64] об изоморфизме куммингтонита и антофиллита не было подтверждено рентгеновскими данными.

Лишь в пределах ограниченной области возможна кристаллизация амфиболов этого состава как в ромбической, так и в моноклинной сингониях. По Бойду [88], переход между ними ограничивается полем существования талька — при более низкой температуре, и кривой разложения амфибола — при более высокой температуре. Разрыв смесиности подтверждается совместным нахождением куммингтонита и антофиллита и существованием их сростаний. В железистой формации Маунт-Рид (Квебек) [89] сосуществующие куммингтонит и антофиллит отличаются большими колебаниями отношений MgO/FeO. По Мюлеру [90], куммингтонит является более низкотемпературным по сравнению с бедным Al антофиллитом и находится в породах железистых формаций низкой до средней степеней метаморфизма.

Между содержанием пар элементов в метаморфических куммингтонитах установлена корреляционная зависимость [65]. Парные коэффициенты корреляции имеют значимую связь: при железистости до 50% — положительную для пар Si—Mn, Ti — (Na + K), Ti— Fe^{3+} , Al—Na, Fe^{3+} — (Na + K), Ca—Mn и отрицательную для пар Si—Ti, Ti—Mg, Al—Mn, Fe^{3+} —Mg, Mg — (Na + K); при железистости 50—85% — положительную для пары Ti—Al, отрицательную для пар Si—Al, Si—Ti и Fe^{2+} —Mg, Fe^{3+} —Mn. Парные коэффициенты для всего ряда в целом имеют значимую положительную связь для пар Ti—Al, Ti— Fe^{3+} , Ti—Na и отрицательную для Si— Fe^{3+} , Si—Al, Si—Ti, Ca— Fe^{2+} и Fe^{2+} —Mg. Для Mn-кумингтонита отмечена отрицательная связь Ca—Si и положительная Ca—OH.

Распределению элементов между куммингтонитом и сосуществующими минералами посвящено большое количество работ. В железистой формации Центрального Квебека (Канада) отношение $Mg/(Mg + Fe)$ в куммингтоните ниже, чем в сосуществующем актинолите, оно увеличивается с возрастанием этого отношения в сосуществующих Са-пироксене и актинолите. Также изменяется отношение $Mn/(Mg + Fe + Mn)$ в названных минералах, однако для пар куммингтонит—актинолит кривая, выражающая эту связь, более крутая [91, 92]. В сосуществующих куммингтоните и актинолите распределение Mg и Fe определяется гетерогенными ионными обменными равновесиями [93]. В роговых обманках (12 анализов из 19) железистой формации Северного Квебека и Центрального Лабрадора отношение $Mg/Mg + Fe$ выше, чем в сосуществующих с ними куммингтоните или грюнерите, в остальных роговых обманках этой же формации это отношение меньше; в роговых обманках из вулканических формаций *m* выше, чем в куммингтоните [83]. В куммингтоните из Пелиуали (Индия) [55] *mg* меньше, чем в сосуществующей роговой обманке. По Вернону [50], у куммингтонита из Тейско (Финляндия) отношение $Mg/Mg + Fe$ выше, чем у роговой обманки, а у куммингтонита из Дюше (Квинсленд, Австралия) и с о-ва Стюарт (Новая Зеландия) оно сходно с таковым роговой обманки. По Кишу и Уаарнарсу [94], распределение Mg—Fe в сосуществующих куммингтоните и роговой обманке значительно отличается от указанного Мюлером распределения в паре куммингтонит—актинолит из Квебека [92]. В большинстве случаев отношение Mg/Fe в роговой обманке ниже, чем в сосуществующем куммингтоните. У сосуществующих куммингтонита и антофиллита *mg* почти одинаковы. Содержание СаО и Na_2O выше в куммингтоните, чем в антофиллите, содержание MnO в них близкое. В сосуществующих куммингтоните, антофиллите и Са-амфиболе *mg* меньше у куммингтонита и антофиллита [58]. По Гхоузу [20], Fe—Mg-силикаты обычно более обогащены Fe, чем сосуществующие Са—Mg-силикаты; причиной этого считается разная кристаллохимическая роль Fe^{2+} и Mg при температуре субсолидуса в Fe—Mg-силикатах. Fe^{2+} в структуре обычно находится предпочтительно в позициях Са, менее — в позициях Mg. В ассоциирующихся парах куммингтонит—жедрит соотношение железистости меняется закономерно. У пары куммингтонит—антофиллит железистость близка (у куммингтонита она несколько выше) [65, 95, 96]. Вариации железистости сосуществующих куммингтонита и роговой обманки также закономерны; в паре куммингтонит—актинолит железистость меньше у актинолита; в ассоциации куммингтонит—жедрит—роговая обманка железистость падает от куммингтонита к жедриту и от него к роговой обманке [65]. В ассоциации ставролит—жедрит—кумингтонит у куммингтонита железистость ниже, чем у жедрита [95]. В парагенезисе куммингтонит—гранат железистость первого ниже [95]. Отмечена прямая зависимость железистости куммингтонита от железистости хлоритов (коэффициент корреляции +0,745) [97].

Анализы (расположены в порядке уменьшения величины *mg*):

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	2,37	Не обн.	Не обн.	0,32	0,20	0,07	0,09	0,79
K_2O	0,06	Не обн.	Не обн.	0,01	0,20	0,06	0,26	Не обн.
MgO	28,10	28,47	29,6	26,14	22,01	23,07	19,36	16,78
CaO	1,28	—	0,49	1,25	2,20	1,96	0,40	0,97

	1	2	3	4	5	6	7	8
FeO	6,49	7,57	8,5	10,5	13,90	15,39	19,44	18,54
MnO	0,23	0,05	0,19	0,37	0,36	0,20	0,23	1,08
NiO	0,08	—	0,18	—	—	0,03	—	—
CoO	0,02	—	—	—	—	0,01	—	—
Al ₂ O ₃	0,94	6,55	0,06	1,47	2,16	0,20	2,25	8,65
Fe ₂ O ₃	0,03	—	—	0,01	2,61	1,03	0,42	0,48
Cr ₂ O ₃	0,32	—	0,01	—	—	—	—	—
SiO ₂	56,75	54,72	58,5	55,97	54,03	56,16	53,04	49,60
TiO ₂	0,16	—	0,01	0,07	He обн.	0,08	0,34	0,26
P ₂ O ₅	0,06	—	—	0,01	—	—	—	0,34
H ₂ O ⁺	2,56	2,64	(2,50)	—	2,49	1,46	3,06	2,52
H ₂ O ⁻	0,10	—	—	—	0,42	0,10	0,15	0,29
F	0,04	—	—	—	0,25	0,37	0,80	—
П. п.	0,24	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,85	100,00	(100,04)	96,12	100,83	100,19	99,84	100,30
—O=F ₂	0,02	—	—	—	0,11	0,16	0,34	—
	99,83	—	—	—	100,72	100,03	99,50	—
Уд. в.	3,04	2,98	—	—	—	3,17	3,22	3,18
n _g	1,632	1,658	1,634	1,643	1,654	1,655	1,665	1,664
n _m	—	1,642	—	1,632	—	1,639	—	1,652
n _p	1,605	1,631	1,618	1,621	1,639	1,629	—	1,645
cNg	14°	16—18°	14—15°	15—17°	16—19°	18°	20°	19°
2V	—85—89°	—	+70°	—87°	+82—84°	+76°	—	+75°
a ₀ (Å)	—	—	9,485	9,49	10,0	—	9,48	—
b ₀	—	—	18,001	18,00	18,4	—	18,19	—
c ₀	—	—	5,292	5,30	5,3	—	5,31	—
β	—	—	101°54'	102°00'	109°30'	—	102°18'	—
mg	88,2	86,9	85,9	81,2	72,7	71,7	63,3	59,8

1—6 — магнезиокуммингтонит; 7—16 — куммингтонит; 17—25 — грюнерит.

1 — из амфиболовых жилок, секущих метасоматические энстатитовые и вебстеритовые жилы, р. Лозовка (Анадырско-Корякский массив), анал. Поспелова (в том числе 0,02% V₂O₅) [81]; 2 — из амфиболитовых пород, Вавилонское месторождение (Алтай), хим. лаборатория ИМГРЭ [98]; 3 — из метаморфизованного рассланцованного метаперидотита Цима-ди-Ганьоне (Швейцария), данные микроскопического анализа [41]; 4 — из метаморфизованных ультраосновных пород, Кума (Новый Южный Уэльс, Австралия), среднее из двух анализов, анал. Костик и Мааскант [4]; 5 — из метаморфизованных железистых руд, балка Березиоватая (Кривой Рог, УССР), анал. Сизова [96]; 6 — из биотит-куммингтонитовых сланцев, Аллареченское рудное поле (Кольский п-ов), анал. Фетисова [60]; 7 — из амфиболитов, Пелиуали, Раджастхан (Индия) [55]; 8 — из олигоклаз-кварц-магнетитового грапулита, мыс Стрети, Сатерленд (Шотландия) [86].

	9	10	11	12	13	14	15	16
Na ₂ O	0,32	1,55	0,11	He обн.	0,72	0,03	0,12	0,09
K ₂ O	0,05	He обн.	0,06	«	0,69	He обн.	0,08	0,18
MgO	15,95	13,40	14,71	11,83	11,72	12,34	12,35	10,72
CaO	1,98	1,30	0,58	1,33	1,10	0,02	0,79	0,14
FeO	22,36	15,00	25,42	29,64	29,30	31,74	31,90	34,38
MnO	0,42	0,50	0,78	0,14	0,32	0,50	0,57	0,23
Al ₂ O ₃	3,95	4,40	0,30	1,77	1,69	0,57	0,07	0,33
Fe ₂ O ₃	1,03	7,50	1,66	1,88	1,98	0,36	—	—
SiO ₂	52,07	54,00	54,10	50,78	50,60	51,27	52,28	51,79
TiO ₂	0,48	0,80	0,04	0,40	0,12	He обн.	He опр.	0,02
P ₂ O ₅	—	0,15	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	1,87	—	1,88	2,01	2,63	2,90	1,62	1,97
H ₂ O ⁻	—	—	0,04	He обн.	—	0,16	—	0,35
П. п.	—	2,05	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,48	100,65	99,68	99,78	100,87	99,89	99,78	100,20

	9	10	11	12	13	14	15	16
Уд. в.	3,234	3,35	—	3,359	—	3,33	3,37	3,39
n_g	1,6707	1,671	—	1,687	1,705—	1,686	1,688	1,693
					1,690			
n_m	1,6541	1,653	—	—	—	1,668	1,671	1,675
n_p	1,6429	1,646	—	1,658	1,672—	1,654	1,656	1,659
					1,660			
cNg	19—20°	21—22°	—	17—21°	16°30'	18°	18—19°	17°
2V	+84°	+80°	—	+68—86°	—88°	+83°36'	+87°	+82°
$a_0(\text{Å})$	9,495	10,0	9,525	—	—	9,522	9,534	9,527
b_0	18,158	17,8	18,202	—	—	18,223	18,231	18,238
c_0	5,332	5,4	5,313	—	—	5,332	5,3235	5,326
β	102°15'	110°	101°50'	—	—	101°54'	—	101°57'
mg	54,7	51,6	49,5	48,7	46,9	40,3	40,3	33,3

9 — из амфиболита, Орнавассо (Италия) [51]; 10 — из роговиков, Вогезы (Франция), анал. Пиннаер [99]; 11 — из архейских метасадочных пород, Йеллоунайф, Маккензи (Канада), анал. Каминени [74]; 12 — из габбро-диорита, Тейско (Финляндия), анал. Юуринен [52]; 13 — из метаморфических пород, Успенская магнитная аномалия (Кривой Рог), анал. Пятницкий [100]; 14 — из пород железистой формации Убуш (Лабрадор, Канада), анал. Ито [101]; 15 — из гнейса железистой формации Убуш (Лабрадор), анал. Ито [5]; 16 — амозит из сланца железистой формации Убуш (Лабрадор), анал. Ито [5].

	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Na ₂ O	0,41	0,10	Сл.	0,12	—	0,94	0,04	0,48	0,29
K ₂ O	0,04	0,13	Не обн.	0,20	—	0,64	Не обн.	0,22	0,11
MgO	7,30	6,15	6,50	6,65	4,47	2,97	3,17	2,05	0,04
CaO	—	0,91	Не обн.	0,18	0,83	0,75	0,31	1,63	Не обн.
FeO	37,14	40,09	38,43	40,94	40,08	38,98	44,99	42,5	47,25
MnO	0,08	0,53	1,12	0,54	1,07	0,79	0,37	0,08	2,14
Al ₂ O ₃	0,30	0,24	0,34	0,39	0,54	1,81	Не обн.	2,27	0,20
Fe ₂ O ₃	1,2*	0,49	0,89	—	0,56	2,03	—	0,80	0,71
SiO ₂	51,60*	49,76	50,79	49,33	50,37	49,11	49,01	48,5	47,54
TiO ₂	—	—	—	0,02	—	0,12	0,05	0,03	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,02	—	0,1	—	—
H ₂ O ⁺	1,92*	1,87	2,00	1,54	2,24	1,39	1,28	1,72	1,55
H ₂ O ⁻		0,27	—	—	0,20	0,10	0,31		—
F	—	—	—	—	—	—	1,00	—	0,01
CO ₂	—	0,18	—	—	—	0,31	—	—	—

Сумма 99,99 100,72 100,07 99,91 100,38 99,94 100,63 100,28 99,84
—O=F₂ 0,42

Уд. в.	—	—	3,443	3,45	3,45	—	3,54	—	3,597	
n_g	1,700	1,689	1,704	1,708	1,711	1,700	1,719	1,729	1,729	
n_m	—	—	1,684	1,690	1,694	1,684	1,700	—	1,709	
n_p	1,668	1,668	1,666	1,667	1,673	1,666	1,679	1,685	1,686	
cNg	—	—	14°	16°	13—14°	14—15°	13—14°	10—11°	10°	
2V	—	—	90°	—84°	—85°	—85°	—86°	—86°	—86°	
$a_0(\text{Å})$	—	9,564	—	9,551	—	—	9,562	—	—	
b_0	—	18,302	—	18,324	—	—	18,380	—	—	
c_0	—	5,348	—	5,328	—	—	5,338	—	—	
β	—	101°54'	—	101°51'	—	—	101°51'	—	—	
mg	25,4	20,7	19,5	19,2	16,2	13,4	11,1	8,0	0,1	

* В оригинале ошибочно приведены другие цифры.

17 — амозит из метаморфических пород (Кривой Рог, УССР), анал. Матвеева [102]; 18 — «монтазит» из метаморфизованных железистых пород, Пенге, Трансвааль (ЮАР), анал. Бенз, среднее из 10 анализов [103]; 19 — Куммингтон (шт. Массачусетс, США), анал. Бигден [78]; 20 — из гнейса железистой формации Убуш (Лабрадор), анал. Ито [5]; 21 — из джеспилита, Палмер (Западная Австралия), анал. Ле Месурье [104]; 22 — из свинцово-цинковой руды, Пьерфитт (Верхние Пиренеи, Франция), анал. Рэдди [105]; 23 — из сланца железистой формации Убуш (Лабрадор), анал. Ито [5]; 24 — из роговиков, Зеленовская магнитная аномалия (Кривой Рог, УССР), анал. Пятницкий, [100]; 25 — из пегматита Рокпор, шт. Массачусетс (США), анал. Боуэн [77].

Анализы минералов куммингтонитового ряда имеются в [3, 47, 50, 58, 80, 83, 85, 91, 106—116]; сводка анализов — в работе Костюк [65]; рентгеноспектральные анализы грюнерита из метаморфических железистых формаций Монтаны в [117].

Диagn. исп. Не разлагается кислотами. П. п. тр. плавится в черное магнитное стекло.

Повед. при нагр. Для куммингтонитов среднего состава (40—70% грюнеритовой молекулы) на кривых ДТА отмечены два эндотермических прогиба (около 780 и 920°), связанных в основном с дегидратацией. После первого этапа дегидратации структура минерала сохраняется, со вторым этапом дегидратации связаны ее разрушение и образование магнезиоферрита, гематита, минералов кремнезема [68, 102, 118]. Для крайних членов ряда (магнезиокуммингтонита и грюнерита) отчетливо зафиксирован лишь второй эндотермический эффект (для Mg-куммингтонита около 930° или 960°, для грюнерита — около 880°) [68, 81, 118]. Дегидратация происходит в два этапа только у тех куммингтонитов, в которых количество как Fe²⁺, так и Mg в позициях M(1) и M(3) достаточно велико [68, 118]. При малом содержании в этих позициях Fe²⁺ (в Mg-куммингтонитах) или Mg (в грюнеритах) первый эндотермический эффект не проявляется. Одновременно с выделением воды, главным образом при температурах первого эндотермического эффекта, происходит экзотермическая реакция окисления Fe²⁺ [68, 73]. Ввиду совмещения экзотермического и эндотермического эффектов расчленение их возможно лишь при нагревании образцов либо в окислительных условиях (в токе воздуха, обогащенного O₂), когда отчетливо проявлено экзотермическое повышение, либо в атмосфере азота, когда наоборот лучше фиксируется эффект дегидратации. В интервале 500—800° в основном окисляется Fe²⁺, находящееся в позиции M(2). Fe²⁺ в позициях M(1), M(3) и M(4) окислению не подвергается. Постоянство количества Fe²⁺ в позиции M(4) до разрушения структуры согласуется с выводом Витфильда и Фримана [119], Гхоуза [71], Гребенщикова и др. [120] о более прочной (ковалентной) связи металл—кислород в позиции M(4). Окисление железа более быстро происходит в тонковолокнистом амозите — «монтазите»; все реакции в нем происходят быстрее и при более низкой температуре по сравнению с куммингтонитом (грюнеритом); для амозита из Трансвааля, по Вермаасу [63], характерен экзотермический пик при 650—735°, для «монтазита» — при 582—632°. Близкие данные получены Хейстеком и Шмидтом [121]. Для амозита из Кривого Рога характерен [122] эндотермический эффект дегидратации в интервале 750—850° (выделение конституционной воды с образованием новых фаз — пироксена, гематита, кварца); экзотермический эффект окисления Fe²⁺ фиксируется на термограмме только при нагревании амозита в окислительной среде.

Процесс окисления Fe²⁺ в амозите, по Эдисону и Шарпу [123], протекает на поверхности образца; выделение воды [препятствует доступу кислорода к его поверхности и снижает скорость окисления.

Имеются некоторые данные о превращениях грюнерита и куммингтонита при нагревании. Так, при нагревании грюнерита из Квебека состава (Fe_{6,68}Mn_{0,14}Ca_{0,11}Mg_{0,10})(Si_{7,97}Al_{0,02})O₂₂(OH)₂ до 775° при давлении аргона 550 бар образовались клиноферросилит и аморфный кремнезем, произошло выделение H₂O. В существенно окислительных условиях нагревание грюнерита вызывало дегидратацию с образованием следов магнетита и новой амфиболовой фазы «оксигрюнерита» [15]; при нагревании куммингтонита образовался «оксикуммингтонит» [102].

По Ходсону и др. [103], при нагревании амозита состава Fe_{5,5}Mg_{1,5}Si₈O₂₂(OH)₂ в атмосфере аргона или азота вода выделяется при 500—700°. Выше этой температуры дегидратация идет с образованием главным образом пироксена. Около 1000° пироксен разлагается с образованием оливина и кристобалита, при 1100° происходит плавление. При нагревании в атмосфере кислорода или

на воздухе вода выделяется ниже 500—700°. При 350—1200° происходят последовательно выделение водорода, абсорбция кислорода и дегидратация, что приводит к появлению широкого экзотермического подъема на кривой нагревания. При нагревании главными продуктами являются оксиамфибол (350—800°), шпиль, гематит, пироксен и амфибол (800—1100°); при 1100—1350° — кристобалит, при 1450° — тридимит. Большинство из указанных веществ образуется топотактически [66, 103]. При нагревании Мп-куммингтонита из округа Гувернер, шт. Нью-Йорк (США), выше 45° зафиксирован переход структуры $P2_1/m$ в $C2/m$; при охлаждении ниже 35° восстанавливалась исходная пространственная группа [17, 44].

Наход. Типичные минералы контактно- и регионально-метаморфизованных пород (амфиболитов, сланцев и др.), возникших в процессе глубокого метаморфизма основных, средних и кислых пород. Встречаются также в изверженных породах, в метасоматических жилах, иногда — в рудах.

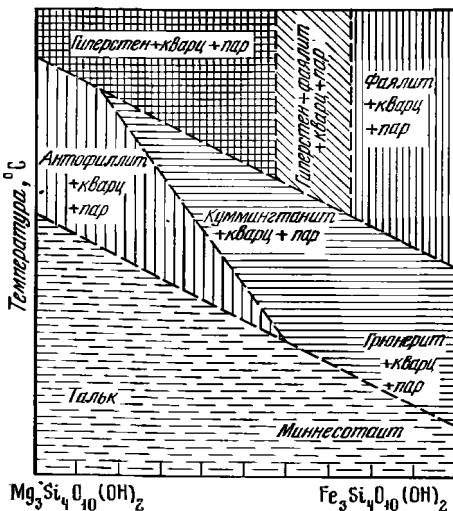
В изверженных породах образуются на поздних стадиях в результате первичной кристаллизации или за счет ромбического пироксена. Первичный куммингтонит отмечен в габбро-диорите, габбро и норитах Тейско (Финляндия) в ассоциации с роговой обманкой [49, 52, 124, 125]. В пироксен-роговообманковом и роговообманковом габбро плато Центральное Абукума (Япония) [125] кристаллизовался раньше роговой обманки. В рапакиви массива Вимпури (Юго-Восточная Финляндия) найден грюнерит в ассоциации с роговой обманкой, биотитом, оливином, гастингситом [59]. В риолитах Новой Зеландии [126, 127] в виде фенокристаллов наблюдаются куммингтонит, ортопироксен, биотит, кварц, титаномagnetит и ильменит. Фенокристаллы куммингтонита обнаружены также в дацитах Центральной Японии [128]. В гибридных породах диоритового состава комплекса Карсфэрн близ Кайрсмора (Великобритания) [129] куммингтонит образовался по ромбическому пироксену; в метаморфизованных на контакте с гранитом риолитовых туфах района Сенон (Вогезы, Франция) [99] встречен с олигоклазом и кварцем; в контаминированных гранодиоритах комплекса Гарабал-Хил-Глен-Фин (Шотландия) слагает псевдоморфозы по ромбическому пироксену [130].

Высокомагнезиальный куммингтонит развит в глубоко метаморфизованных ультраосновных породах и связанных с ними медно-никелевых рудах Аллареченского рудного поля на Кольском п-ове. Среди метаморфизованных ультраосновных пород здесь различают: биотит-куммингтонитовые, актинолит-куммингтонитовые, хлорит-куммингтонит-тальковые. Куммингтонит находится в ассоциации с актинолитом, магнетитом, биотитом, серицитом, хлоритом, тальком и сульфидами, образует псевдоморфозы по актинолиту [60, 131]. На Кольском п-ове наблюдался в зоне контакта гнейсов с гранодиоритами в магнетит-куммингтонитовых сланцах, чередующихся со слоями гранатовых сланцев и кварцитов [132]. В ксенолитах метаморфизованных пород среди мигматитов и гранитов (р. Рось, Украинский щит) [42] развита антофиллит-куммингтонитовая ассоциация.

В гипербазитах Анадырско-Корякской горной системы по р. Лозовка найден в жилах энстатитов и вебстеритов [81]. В меланократовых сланцах среди параамфиболитов Патомского Нагорья (Восточная Сибирь) изучены [133] фазовые равновесия в ассоциациях стильпномелан + куммингтонит + грюнерит ± анкерит ± ильменит + кварц и стильпномелан + хлорит + куммингтонит + кварц. В амфиболовых породах медно-пирротинового месторождения Вавилонское (Алтай) [98] магнезиокуммингтонит ассоциируется с антофиллитом, пирротинном, магнетитом, троилитом. В Кума, шт. Новый Южный Уэльс (Австралия) в метаморфизованных ультраосновных породах (хлорито-амфиболитах) магнезиокуммингтонит ассоциируется с Са-амфиболом и хлоритом [4]; в сланцах ультраосновного состава и в линзах рассланцованного метаперидотита кианитовой зоны Цина-ди-Ганьоне (Швейцария) — с тремолитом и антофиллитом [41]. Характерен для регионально-метаморфизованных основных пород амфиболитовой и гранулитовой фаций Японии — плато Центральное Абукума [125,

134, 135], месторождение Хитати в южной части плато Абукума [115] и др. Двухамфиболовые ассоциации описаны в ряде работ; охарактеризованы ассоциации куммингтонита с роговой обманкой [50, 52, 55, 56, 85, 125, 134], куммингтонита с магнезиорибекитом [101], жедритом [86, 136], актинолитом [25, 38, 137], грюнерита с актинолитом [89, 91, 101], куммингтонита с антофиллитом [85, 87]. Ассоциация куммингтонит — роговая обманка (как и антофиллит — роговая обманка) встречается в амфиболитах, в которых $100\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ около 41,5% или более. Вероятна стабильность ассоциации куммингтонит — роговая обманка — антофиллит при отношении в амфиболите $100\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) = 41\%$. Третий амфибол обычно присутствует в небольших количествах [39]. Куммингтонит часто наблюдается в виде тонких пластинок распада, ориентированных по (100) и (101) роговой обманки [25, 45—47, 51, 53, 54, 137]. Трехамфиболовый парагенезис (антофиллит, куммингтонит и роговая обманка) обнаружен в докембрийском амфиболите Телемарка (Южная Норвегия), образовавшемся в ставролит-силлиманитовой зоне без воздействия ретроградного метаморфизма [138]; также в кианитовой и силлиманитовой зонах штатов Массачусетс и Нью-Гэмпшир (США) [47]. В силлиманит-ортоклазовой зоне Квабин-Резервуар (штаты Массачусетс и Нью-Гэмпшир) обнаружен роговообманково-куммингтонит-биотитовый амфиболит, в котором сосуществуют три амфибола: в почти равных количествах — роговая обманка и антофиллит и в меньших количествах — куммингтонит $P2_1/m$. Отношение $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ у всех трех амфиболов близко. Они рассматриваются как равновесные первичные метаморфические минералы [39]. В эклогитовом комплексе Эйксундсдала (Норвегия) куммингтониты ($P2_1/m$ и $C2/m$) в виде пластинок заключены в зернах роговой обманки [38].

Куммингтонит и особенно грюнерит типичны для высокометаморфизованных пород железистой формации. В СССР они обнаружены в Курской магнитной аномалии в железистых кварцитах различных фаций метаморфизма. Обычно ассоциируются с кварцем, магнетитом, гематитом, анкеритом, кальцитом, биотитом, тальком, актинолитом, роговой обманкой [139—141]. Куммингтонит и грюнерит широко распространены в Криворожском железорудном бассейне [107, 142, 143]: по р. Ингулец — в гранат-куммингтонит-хлоритовых, магнетит-куммингтонитовых, магнетит-сидерит-куммингтонитовых сланцах [97]; в балке Березноватой куммингтонит в кварцитах образовался по роговой обманке и ассоциируется с антофиллитом, анортитом, кордиеритом [96]. В Зеленовской магнитной аномалии грюнерит содержится в роговиках и сланцах вместе с кварцем, мушкетовитом, гранатом, биотитом [100, 144], в куммингтонитовых сланцах Успенвской магнитной аномалии — с кварцем, биотитом, магнетитом, гранатом [100], в Кременчугском районе — среди железистых роговиков [145] и в магнетит-гранат-амфиболовых метасоматитах [146]. Грюнерит отмечается в железистых кварцитах амфиболитовой фации Белозерского железорудного района в ассоциации с магнетитом, кварцем, кальцитом, гранатом [147], а также в других районах Украины и Приазовья [111, 148], Кольского п-ова [149], в Караджалском (Центральный Казахстан) [150] железо-марганцевом и Золотогорском (Амурская обл.) железорудном месторождениях [151]. Гранат-куммингтонит-биотитовые гнейсы Ладужской формации северо-западного Приладожья содержат куммингтонит, образовавшийся по гиперстену [152]. В Мысовском месторождении (Забайкалье) и в Коростеньском плутоне (Украина) отмечен парагенезис грюнерита и фаялита с кварцем; такой парагенезис возможен лишь при очень высокой железистости пород и является редким [95]. Куммингтонит найден в кварц-магнетитовых сланцах кристаллического фундамента в северо-восточной Польше [153]. В железистой формации Убуш (Лабрадор, Канада) [13, 47, 82, 108] куммингтонит и грюнерит встречаются в окисных, силикатных и силикатно-карбонатных горизонтах; в сланцах они ассоциируются с кварцем, в гнейсах — с гиперстеном, актинолитом, диопсидом, магнетитом, сидеритом. В железистой формации Центрального Квебека [9] куммингтонит наблюдается в ассоциации с Са-пироксеном, ак-



Фиг. 14. Диаграмма состав — температура системы $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 - Fe_3Si_4O_{10}(OH)_2$ (по Бойду)

мингтонитовый асбест найден в Кривом Роге [100, 106, 116]. Типичные месторождения амозита находятся в Трансваале (ЮАР), амозит ассоциируется с крокидолитом, гётитом, кварцем, нонтронитом [63, 112, 113, 156].

Изм. Отмечено замещение куммингтонита роговой обманкой [51, 56, 109, 130], родуситом, рибекитом [143, 157, 158], арфведсонитом [96, 100], авгитом [51], тальком, хлоритом, карбонатами [62, 157, 159], магнетитом, троилитом [98], жедритом [51], глинистыми минералами. Под действием растворов Na_2CO_3 , $NaHCO_3$, HCl , $NaOH$ наблюдалось замещение куммингтонита щелочными амфиболами и эгирином [160, 161].

Искусств. Фтористый аналог грюнерита был получен в условиях безводной системы [77]. ОН-содержащий грюнерит получен впервые при изучении системы $FeO - Fe_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ как промежуточная фаза при гидротермальном разложении миннесотита в течение 24 часов при 700° и водном давлении 1207,5 бар; через несколько дней грюнерит был полностью замещен фаялитом и кремнеземом [162]. Синтезирован в системе $SiO_2 - NaOH - Fe - H_2O$ в динамических условиях при температуре около 400° и давлении около 1,6 кбар в присутствии Na [163]. Получен из очень тонкой (1—10 мкм) смеси гематита и кварца (в соответствующих пропорциях) с избытком воды, выдержанной в течение 10 дней при температурах 610 и 550° с использованием различных буферов [164]; наблюдался как побочная фаза при образовании талька в гидротермальных условиях [165]. Бойдом [88] синтезирован в отсутствии Mg и Ca при отношении $Fe : Mg$ не выше 1 : 1; магнезиокуммингтонит с максимальным содержанием Mg до $(Mg_{85}Fe_{15})$ получен при температуре выше 800° (фиг. 14). Синтезирован при изучении системы $CaCl_2 - MgCl_2 - SiO_2 - Fe - H_2O$ [166]. В гидротермальных условиях образуется из смеси $CaCO_3$, $MgC_2O_4 \cdot 2H_2O$, $FeC_2O_4 \cdot 2H_2O$, $Al(OH)_3$, SiO_2 и $Na_2C_2O_4$ при температурах от 450 до 650° , давлении паров воды 1000 бар и паров $CO_2 - 80$ бар. Температура стабильности чисто железистых членов — 450° , магниевых (до $Mg_{65}Fe_{35}$) — выше [167]. Близкие данные получены при исследовании верхней границы стабильности грюнерита, синтезированного в нейтральной среде при 550 и 605° и 500 , 1000 и 2000 бар [168]. $Fe - Mg$ -конечный член получен при нагревании клиноэпистатита с NaF в отсутствие воды и кислорода, а F-грюнерит синтезирован из стекла состава $FeSiO_3$ в безводной среде (система $MgSiO_3 - FeSiO_3 - NaF$); продукты промежуточного состава получены при нагревании искусственны

тинолитом, магнетитом, кальцитом и кварцем или с актинолитом, тальком, магнетитом, гематитом, кварцем. В железистой формации горы Руби в шт. Монтана (США) куммингтонит наблюдается в кварц-амфибол-магнетитовой породе в сростаниях с актинолитом [38]. Образование грюнерита при региональном метаморфизме железистых пород рассмотрено в [154]. В метаморфизованных рассланцованных кварцитах Финляндии грюнерит ассоциируется с кварцем или с железистым пироксмангитом и другими марганцевыми минералами; в полосчатых железистых кварцитах встречается амозит, иногда вместе с крокидолитом [155].

■ Необычная ассоциация грюнерита (игольчатые кристаллы) с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, магнетитом и пирротинном встречена в Пьерфитте, Пиреней (Франция) [105]. Кум-

Mg—Fe-пироксенов с NaF [77]. Устойчивость амфиболов куммингтонитового ряда $Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$ — $Fe_7Si_8O_{22}(OH)_2$ в гидротермальных условиях исследования при температурах до 765° и давлении 2 кбар [169]. Камероном [170] изучены фазовые соотношения в системе актинолит—куммингтонит. См. также диаграммы фазовых равновесий в системах FeO—MnO—SiO₂, MnO—FeO, MnO—SiO₂ и FeO—SiO₂ и изотермы в системе FeO—SiO₂—MnO, приведенные в справочнике «Минералы. Диаграммы фазовых равновесий», 1974, вып. 1 и в [171].

Практ. знач. Амосит (грюнерит-асбест) является ценным огнеупорным материалом.

Отл. От минералов ряда тремолит—актинолит отличается буроватыми оттенками окраски, более высоким двупреломлением и показателями преломления, несколько большими значениями угла 2*V*, обратной дисперсией у оптически отрицательных членов ряда. Мп-разности определяются лишь химически. Для минералов ряда куммингтонит—грюнерит характерно полисинтетическое двойникование по (100) очень тонких индивидов. От антофиллита они отличаются косым погасанием.

Разнов. По морфологии выделений. А м о з и т — amosite — волокнистая асбестовая разновидность грюнерита (хим. анализы 16—18).

Название от слова «амоза», образованного из начальных букв асбестовой компании в Африке — Asbestos Mines of South Africa.

Синон. Куммингтонит-асбест — cummingtonite asbestos, грюнерит-асбест — grunerite-asbestos; монтазит — montasite (Дю Туа, 1928).

Описан вместе с куммингтонитом (см. соответствующие разделы).

Разнов. По составу. Д а н н е м о р и т — dannemorite. Впервые найден и описан Эрдманом в 1851 г. как моноклинный марганцевый амфибол.

Назван по месту находки в Даннеморе, Швеция (Кеннготт, 1855).

Синон. Асбедеррит — asbeferrite (Игельстрем, 1867); силльфбергит — silfbergite (Бейбулл, 1887); хилленгсит, гилленгсит — hillengsite (Игельстрем, 1884); марганцевый грюнерит, мангангрюнерит — mangangruenerite, Мп-грюнерит — Mn-grunerite.

Даннеморит содержит более 5% MnO; $(Fe^{2+} + Fe^{3+}) > Mg$; $mg < 50\%$. Пр. гр. $C2/m$ и $P2_1/m$. $a_0 = 9,541$ — $9,591$, $b_0 = 18,20$ — $18,27$, $c_0 = 5,316$ — $5,345$ Å; $\beta = 102^\circ$ — $102^\circ 08'$ (см. при хим. анализах).

Игольчатые и призматические индивиды, мелкозернистые агрегаты, ватоподобные массы, кожистые асбестовидные выделения, сферолиты. Волокна эластичные или ломкие [172]. Сп. по (110) совершенная. Уд. в. 3,22—3,52 (ниже, чем у Mg—Fe-членов), увеличивается с возрастанием содержания грюнеритовой составляющей [172]. Цв. желтый, зеленовато-желтый, зеленовато-серый, серовато-белый, иногда бесцветный [173], желто-бурый, темно-бурый. Бл. стеклянный, шелковистый.

Под микроскопом бесцветный, светло-зеленый, серый, желтоватый. Иногда слабо плеохроирует. Двусный (—). Пл. опт. осей (010). $Nm = b$; $cNg = 8$ — 20° , $n_g = 1,673$ — $1,715$, $n_m = 1,665$ — $1,697$, $n_p = 1,650$ — $1,676$, $n_g - n_p = 0,020$ — $0,040$. $2V = 79$ — 88° , умен.шается при увеличении грюнеритовой составляющей [172]. У даннеморита из марганцевых пород и руд Дальнего Востока: $n_g = 1,686$ — $1,775$, $n_p = 1,665$ — $1,748$, $n_g - n_p = 0,018$ — $0,030$, (+) $2V = 72$ — 90° [173]. Образует полисинтетические двойники по (100); указывались двойники по (001) [82].

Анализы (расположены в порядке увеличения содержания MnO):

	1	2	3	4	5	6
Na ₂ O	0,13	0,10	—	0,22	—	сл.
K ₂ O	—	0,21	—	0,08	—	сл.
MgO	3,94	2,96	7,87	10,57	9,87	13,58
CaO	0,76	5,82	1,42	2,00	4,98	0,29
FeO	35,79	30,91	30,64	24,13	22,51	21,93
MnO	5,34	5,49	5,93	7,38	7,65	8,03
Al ₂ O ₃	0,54	3,76	0,55	0,88	0,44	0,26

	1	2	3	4	5	6
Fe ₂ O ₃	0,71	2,86	0,84	1,80	0,39	0,60
SiO ₂	50,95	47,16	50,79	50,74	51,96	52,98
TiO ₂	0,21	—	0,07	0,06	—	—
H ₂ O ⁺	1,71	0,43	1,87	1,94	2,17	2,36
H ₂ O ⁻	0,20		—	—	—	—
F	—	—	—	0,07	—	—
S	0,04	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	0,04	0,09
Сумма	100,32	99,70	99,98	99,87	100,01	100,12
—O ⁻ = F ₂	—	—	—	0,03	—	—
				99,84		
Уд. в.	3,358	3,2663	3,396	3,337	3,340	3,311
n _g	1,715	1,706	1,699	1,6859	1,685	1,679
n _m	1,696	1,686	1,6835	1,6717	1,670	1,665
n _p	1,676	—	1,663	1,6555	1,650	1,650
cNg	—	8—14°	14°30'	15°20'	15°	16°
(—)2V	—	—	79°12'	85°20'	81°	87°
a ₀ (Å)	—	—	—	9,591	—	—
b ₀	—	—	—	18,26	—	—
c ₀	—	—	—	5,345	—	—
β	—	—	—	102°08'	—	—
mg	14,3	11,9	27,3	36,3	36,5	44,2

1 — из метасоматических пород Аллареченского района (Кольский п-ов), анал. Романова [174]; 2 — из скарнов Дальнегорска (Приморье), анал. Хованский [175]; 3 — из Стрёмсгульта (Швеция), анал. Пальмгрен [176]; 4 — из Уттерсванка (Швеция), анал. Иохансон [177]; 5 — из Брунсбегрувана (Швеция), анал. Бигден [178]; 6 — из Сильвергрувана (Швеция), анал. Бигден [178].

	7	8	9	10	11	12
Na ₂ O	—	—	—	—	—	0,05
K ₂ O	—	—	—	—	—	0,04
MgO	2,92	14,52	13,21	12,26	8,24	9,00
CaO	0,73	2,02	1,75	2,70	0,27	—
FeO	38,21	16,70	16,49	17,31	14,39	22,62
MnO	8,46	10,98	13,82	14,51	15,36	15,62
MnO ₂	—	—	—	—	4,97	—
Al ₂ O ₃	1,46	0,90	0,84	0,28	0,34	1,26
Fe ₂ O ₃	—	0,98	—	—	2,90	0,21
SiO ₂	48,89	52,16	51,16	51,40	51,25	49,48
TiO ₂	—	0,04	—	—	—	0,08
H ₂ O ⁺	—	1,90	2,29	2,10	1,93	1,58
H ₂ O ⁻	—	—	0,13	0,07	0,40	0,16
Сумма	100,67	100,20	99,69	100,63	100,05	100,10
Уд. в.	3,516	—	—	—	—	3,495
n _g	—	1,673	1,677	1,683	1,677	1,698
n _m	—	—	1,667	1,672	—	1,682
n _p	—	1,650	1,655	1,660	1,651	1,666
cNg	12°	20°	—	16°	14°	13°30'
(—)2V	—	82°	—	—	—	88°
a ₀ (Å)	—	—	9,549	9,541	—	9,575
b ₀	—	—	18,22	18,20	—	18,27
c ₀	—	—	5,325	5,316	—	5,342
β	—	—	102°04'	102°03'	—	102°
mg	10,0	47,1	43,6	40,6	26,5	29,3

7 — из скарнов Даннемор (Швеция) [179]; 8 — из Центральных Саян, анал. Матвеева [102]; 9—10 — из Чивчинских гор, Карпаты (УССР), анал. Зичук [172, 180]; 11 — из Сарул-Дорней (Румыния) [181]; 12 — из Чивчинских гор (УССР), анал. Цвик, Зичук [172, 180].

Хим. анализы даннеморита см. также [173].

На кривой ДТА асбестовидного даннеморита из Чивчинских гор имеются два экзотермических пика при 340 и 700—800° (окисление Mn и Fe) и эндотермические прогибы при 1000 и 1040°; вероятно образование в качестве конечных продуктов нагревания магноякобсита и кристобалита [172, 180].

Впервые был обнаружен в скарнах Даннемор (Швеция) [179]. В СССР найден в скарнах Дальнегорска (Приморский край) вместе с кварцем, ильваитом, адуляром, стильпномеланом, реже с гранатом [175]. В Чивчинских горах (Карпаты) асбестовидный даннеморит приурочен к трещинам в родонит-родохрозитовых рудах, залегающих среди черных кварцитов и кварц-слюдистых сланцев; вероятно, образовался по родониту и родохрозиту [172, 180]. В Аллареченском районе (Кольский п-ов) в метасоматических кварц-гранатовых породах на контакте с амфиболизированными ультраосновными породами даннеморит ассоциируется с апатитом и пирротином [174]. В центральной части Восточного Саяна (Ухтумское рудопоявление) даннеморит развит в ороговикованных породах, вмещающих пластообразную родохрозитовую залежь, близ контакта с палеозойскими гранитами. В контактово-метаморфизованных породах и рудах Дальнего Востока [173, 182] даннеморит встречается в ассоциации с родонитом, спессартином, биотитом, кварцем; отмечается замещение даннеморита гранатом [182]. В Швеции он найден в эулизитах Сёдерманланда и Мансьё [177], в скарнах среди сульфидных руд Сильвергрувана и Брунсьегрувана наряду с гранатом, магнетитом и игельстрёмитом [183] и около Сильфберга [184]. Отмечен в метаморфических марганцево-силикатных породах некоторых марганцевых месторождений Индии [185]. Встречен в Fe—Mn-месторождении Копатака-грабеч (Венгрия) в ассоциации с кнебелитом и апатитом [186]; известен в Чехословакии [187]. Ферроантофиллит из Якобени (Румыния) [188], по Рабиту [87], является даннеморитом.

Т и р о д и т — *tirodite*.

Назван по находке в месторождении Тироди в Индии [189].

Синон. Манганкуммингтонит - *mangancumingtonite* (Чакраборти, 1963), Mn-куммингтонит - *Mn-cumingtonite*.

К тиродиту отнесены минералы группы куммингтонита, содержащие более 5% MnO, но, в отличие от даннеморита, в них $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) \leq \text{Mg}$ и $mg > 50$. По Дану и Рою [189], тиродит близок к рихтериту; по Билграми [190], по физическим и химическим свойствам напоминает рихтерит или Na-тремолит; по Зваану и Ван-дер-Пласу [191], занимает промежуточное положение между тремолитом и Na-тремолитом, хотя по рентгеновским данным сходен с минералами группы глаукофана — кроссита. По оптическим свойствам близок к рихтериту, но отличается высоким содержанием Mg и низким — Na. По Мияширо [192], тиродит — промежуточный минерал между рихтеритом и тремолитом, по Трёгеру [193] — промежуточный между магнезиокуммингтонитом и NaCa-амфиболами (рихтеритом и Ca-эденитом).

Для минерала, описанного Роем и Пуркайтом [194] под названием тиродита, характерно значительное содержание щелочей (5,92%); его следует отнести к рихтериту.

Образует таблички, иголки, волокнистые выделения. Пр. гр. $C2/m$ и $P2_1/m$. $a_0 = 9,531—9,583$, $b_0 = 17,97—18,115$, $c_0 = 5,30—5,326 \text{ \AA}$, $\beta = 102^\circ 15'—103^\circ 09'$ (см. при хим. анализах). Сп. по (110) совершенная под углом около 56° , реже — сп. параллельна оси b под углом 74° к оси c [189]. Тв. $6\frac{1}{2}$. Уд. в. 3,05—3,312. Цв. от светло- до темно-желтого, темно-бурый, при выветривании становится серовато-белым. Бл. стеклянный, шелковистый. Просвечивает. Иногда зональный. Под микроскопом бесцветный, светло-желтый, светло-зеленый. Плеохроирует: по Np — от светло-желтого до бесцветного, по Nm — светло-желтый, по Ng — от светло-желтого до соломенно-желтого; встречаются неплеохроирующие разности. Двуосный (+) или (—). Пл. опт. осей (010). $Nm = b$; $cNg = 17—22^\circ$. $n_g = 1,650—1,665$, $n_m = 1,636—1,651$, $n_p = 1,628—$

1,638, $n_g - n_p = 0,019 - 0,027$. В поляризованном свете синий (из-за высокой степени поляризации). $2V$ от (—) 37 до (—) 87° и от (+) 76 до (+) 89°. Дисперсия $r > v$, ясная. Обычны включения апатита, браунита. Двойники по (010) редки [195].

Анализы (расположены по возрастанию содержания MnO):

	1	2	3	4	5	6	7	8
N ₂ O	3,41	0,22	2,65	0,13	0,08	0,26	0,22	—
K ₂ O	1,02	—	0,74	0,02	0,02	Не обн.	0,01	—
MgO	19,90	27,17	17,52	17,00	18,55	19,18	19,1	19,1
CaO	4,41	2,46	3,32	1,22	1,04	1,19	1,12	1,5
FeO	0,65	0,13	3,17	11,08	7,09	4,52	3,63	1,2
MnO	7,72	8,24	10,52	13,17	14,73	16,62	16,8	19,2
Al ₂ O ₃	1,98	0,06	1,17	0,10	0,23	0,34	0,75	—
Fe ₂ O ₃	4,88	—	3,96	—	—	—	2,16	—
SiO ₂	54,40	58,31	55,08	55,10	55,74	55,27	53,7	57,1
TiO ₂	0,74	—	0,17	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,005	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	0,09	—
H ₂ O ⁺	0,11	—	1,32	2,05	2,26	2,16	2,21	—
H ₂ O ⁻	0,95	—	0,14	0,43	0,43	0,30	—	1,9
F	0,02	—	0,11	0,23	0,28	0,40	—	—
Сумма	100,19	96,59	99,87	100,53	100,45	100,33	99,745	100,00
—O=F ₂	0,01	—	0,05	0,10	0,11	0,17	—	—
	100,18	—	99,82	100,43	100,34	100,16	—	—
Уд. в.	—	—	—	3,22	3,21	3,13	—	3,12
n_g	1,650	—	1,650	1,665	1,661	1,652	1,654	1,650
n_m	—	—	—	1,651	1,648	1,644	1,644	1,642
n_p	1,629	—	1,631	1,638	1,634	1,630	1,630	1,628
cNg	21°	—	20°	19°	20°	19—20°	21°	22°
$2V$	—86°	—	—78°	+89°02'	—87°38'	—72°32'	—82°	—74°
$a_0(\text{Å})$	—	—	—	9,573	9,560	9,583	—	9,531
b_0	—	—	—	18,115	18,089	18,091	—	18,10
c_0	—	—	—	5,304	5,309	5,315	—	5,326
β	—	—	—	102°21'	102°21'	102°38'	—	102°15'
mg	73,1	71,4	64,2	55,2	60,9	61,5	60,4	62,2

1 — из гондита, шт. Мадхья-Прадеш (Индия), анал. Гупта [196]; 2 — из тальковых сланцев, Гувернер, шт. Нью-Йорк (США), анал. Андерсон [25]; 3 — из гондита, Махараштра (Индия), анал. Рой [197]; 4—7 — из пород железорудной формации Убуш, Лабрадор (Канада): 4—6 — анал. Ито [5]; 7 — анал. не указан [82]; 8 — из Нсуты (Гана), спектроскопический анализ, после исключения примеси граната, анал. Халлоуэлл [2].

Метаморфический минерал. Впервые обнаружен в Тироди (Индия) [189] с браунитом, спессартином, родонитом, кварцем. Обычен в гондитах и метаморфических марганцевых рудах шт. Мадхья-Прадеш и Махараштра (Индия) [196—198] вместе со спессартином и родонитом; среди архейских метаморфических марганцевых руд в Ситасанги в Чикла (Индия) [190]; в Мансаре, район Бомбея (Индия) [199] — среди браунитовых руд вместе с родонитом; образовался, вероятно, по родониту. В метаморфизованных марганцевых карбонатных рудах Нсуты (Гана) [2] ассоциируется с родохрозитом, спессартином, родонитом, тальком и небольшим количеством кварца; в железорудной формации Убуш (Лабрадор, Канада) в метаморфизованных рудах [5, 13, 38, 81] — с кварцем, гематитом, магнетитом, в сланцах — с антофиллитом; вместе с кумингогонитом не встречен. В шт. Нью-Йорк (США) обнаружен в тальк-амфиболовых сланцах округа Гувернер в виде тонких пластинок распада твердого раствора в тремолите [17, 25, 38, 200] и в Талквиле — в ассоциации с волоконистым антофиллитом [201].

По плоскостям спайности выветрелого тиродита наблюдаются выделения бурых окислов марганца [190].

Ц и н к - м а н г а н - к у м м и н г т о н и т — zinc-manganese-cummingtonite [202].

Синон. Цинковый даннеморит — zincian dannemorite.

Пр. гр. $C2/m$. $a_0 = 9,575-9,606$, $b_0 = 18,101-18,228$, $c_0 = 5,315-5,327$ Å, $\beta = 102^\circ 08' - 102^\circ 36'$ [27, 28]. Уд. в. 3,24—3,44. Зеленый. Двусный (—). $cNg = 11-20^\circ$; $n_g = 1,660-1,685$, $n_m = 1,647-1,674$, $n_p = 1,634-1,657$; $n_g - n_p = 0,025-0,028$; $2V = 75-89^\circ$ [27, 202].

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
Na ₂ O	0,75	0,22	0,1	Уд. в.	3,24	3,44	—
K ₂ O	0,17	—	—	n_g	1,660	1,685	1,682
MgO	16,9	8,31	11,1	n_m	1,647	1,674	1,670
CaO	1,66	0,49	0,1	n_p	1,634	1,657	1,657
ZnO	6,95	10,46	10,8	cNg	20°	15°	11°
FeO	3,50	12,80	12,9	(—)2V	89,19°	75°	81°
MnO	12,9	13,79	13,2	$a_0(\text{Å})$	9,587	9,575	9,577
Al ₂ O ₃	0,51	1,72	He обн.	b_0	18,101	18,228	18,217
Fe ₂ O ₃	0,35	—	—	c_0	5,315	5,327	5,327
SiO ₂	53,6	49,74	51,5	β	102,60°	102,21°	102,13°
H ₂ O ⁺	2,35}	2,16	—	mg	63,9	35,6	42,9
H ₂ O ⁻	0,18}						
Сумма	99,82	99,69	99,7				

1—3 — из Франклина (шт. Нью-Джерси, США): 1 — анал. Ито [27]; 2 — анал. Бауер [202]; 3 — данные микрозондового анализа [27].

Встречен в скарновой зоне на месторождении Франклин, шт. Нью-Джерси (США) в виде кристаллов и мелкозернистых скоплений; ассоциируется с кальцитом, андрадитом, родонитом, виллемитом, франклинитом [27, 202].

Межплоскостные расстояния куммингтонита из Дрента (Голландия) *

Fe-излучение, $D = 90$ мм

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
	40	9,26	310	80	3,07		40	2,18
110	70	8,38		60	2,99		30	2,09
	40	4,86	25 $\bar{1}$	100	2,75		30	2,03
	50	4,54	16 $\bar{1}$	60	2,62		40	1,65
	40	4,15	002	60	2,51		40	1,59
	60	3,87		40	2,29	561	40	1,40
	60	3,45		20	2,24		30	1,29
	60	3,26						

* ASTM, 7-382.

Межплоскостные расстояния грюнерита из Коллобриера (Франция) *

Fe-излучение, $D = 90$ мм.

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
	40	9,26	310	100	3,08		40	2,21
110	80	8,38		20	3,01		40	2,11
	30	4,87	25 $\bar{1}$	100	2,77		40	2,05
	50	4,65	16 $\bar{1}$	80	2,64		40	1,67
	50	4,17	002	80	2,51		40	1,60
	50	3,89		20	2,42	561	40	1,41
	50	3,48		30	2,31		40	1,31
	50	3,28		40	2,23			

* ASTM, 7-394.

Межплоскостные расстояния тиродита из Нсуты (Гана) [32]

FeK α -излучение								
<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
020	20	9,0	421; $\bar{3}$ 12	10	2,24	512; 1.13.0	5	1,376
110	80	8,25	261	60	2,17	2.12.2	60ш	1,292
$\bar{1}$ 11	20	4,83	202; 440	20	2,08	770; 642	60	1,182
040	40	4,52	351	10	2,03	800	5	1,163
220	20	4,14	$\bar{4}$ 02	10	1,954		40ш	1,113
$\bar{1}$ 31	40	3,86	$\bar{1}$ 91; 510	10ш	1,860		40	1,056
131; 041	30	3,42	$\bar{5}$ 31	10	1,799		60	1,037
240	40	3,24	390	40ш	1,693		30	1,030
310	100	3,06	461	40	1,651		40	1,020
221; $\bar{1}$ 51	30	2,96	1.11.0; 043	10	1,620		40	1,011
330	10	2,75	$\bar{5}$ 31	40	1,588		30	1,003
151	90	2,73	0.12.0	50	1,508		40	0,991
061	40	2,61	0.10.2	5	1,486		30	0,983
$\bar{2}$ 02	80	2,51	3.11.0	5	1,455		20	0,976
$\bar{2}$ 61; 350	5	2,37	$\bar{6}$ 42	80	1,405		20	0,974
$\bar{3}$ 51	20	2,29						

Л и т е р а т у р а

1. Sundius N. Tscherm. min., petr., Mitt., 1933, 43, H. 6, 422.
2. Jaffe H. W., Meijer W. O. J. G., Selchow D. H. Am. Min., 1961, 46, N 5-6, 642.
3. Mason B. Am. Min., 1953, 38, N 9-10, 862.
4. Kisch N. J. Contrib. min., petrol., 1969, 21, N 4, 319.
5. Klein C. Am. Min., 1964, 49, N 7-8, 963.
6. Tilley C. E. Geol. Mag., 1939, 76, N 901, 326.
7. Ghose S. Acta. Cryst., 1961, 14, pt 6, 622.
8. Ghose S., Hellner E. J. Geology, Chicago, 1959, 67, N 6, 691.
9. Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А., Рогачев Д. Л. Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 12, 3.
10. Viswanathan K., Ghose S. Am. Min., 1965, 50, N 7-8, 1106.
11. Colville P. A., Ernst W. G., Gilbert M. C. Trans. Am. Geophys. Union, 1966, 47, N 1, 199; Am. Min., 1966, 51, N 11-12, 1727.
12. Klein C., Waldbaum D. J. Geology, Chicago, 1967, 75, 4, 379.
13. Warren B. E. Zs. Krist., 1930, 72, H. 5-6, 493.
14. Finger L. W., Zoltai T. Trans. Am. Geophys. Union, 1967, 48, N 1, 233.
15. Ghose S., Weidner J. R. Contrib. min., petrol., 1971, 30, N 1, 64.
16. Clark J. R., Papike J. J. Science, 1966, 154, N 3752, 1003.
17. Prexitt C. T., Papike J. J., Ross M. Am. Min., 1970, 55, N 1-2, 305.
18. Fischer K. F. Am. Min., 1966, 51, N 5-6, 814.
19. Whittaker E. J. W. Acta Cryst., 1960, 13, pt 3-4, 291.
20. Ghose S. Am. Min., 1962, 47, N 3-4, 388.
21. Ghose S. Min. Mag., 1965, 35, N 269, 46.
22. Finger L. W. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 95.
23. Radoslovich E. W. Am. Min., 1963, 48, N 1-2, 96.
24. Hafner S. S., Ghose S. Zs. Krist., 1971, 133, 301.
25. Ross M., Papike J. J., Shaw K. W. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 275; Papike J. J., Ross M., Clark J. R. Trans. Am. Geophys. Union, 1968, 49, N 1, 340.
26. Литвин А. Г. Кристаллохимия и структурный типоморфизм амфиболов. Киев: Наукова думка, 1977, 38.
27. Klein C., Ito J. Am. Min., 1968, 53, N 7-8, 1264.
28. Hawthorne F. C., Grundy H. D. Am. Min., 1973, 58, N 11-12, 1103.
29. Papike J. J., Ross M., Clark J. R. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 117.
30. Devoe G. W. J. Geology, Chicago, 1957, 65, N 2, 178.
31. Bancroft G. M., Burns R. G., Maddock A. G. Am. Min., 1967, 52, N 7-8, 1009; Am. Min., 1968, 53, N 3-4, 506.
32. Buckley A. N., Wilkins R. W. T. Am. Min., 1971, 56, N 1-2, 90.
33. Минеева Р. М. ДАН СССР, 1973, 210, № 6, 1443.
34. Суриков В. В., Бондаренко Г. В. Фазовые равновесия и процессы минералообразования. М.: Наука, 1973, 231.
35. Барабанов А. В., Томиллов С. Б. Геохимия, 1973, № 11, 1669.
36. Ghose S., Weidner J. R. Earth Planet. Sci. Lett., 1972, 16, N 3, 346.
37. Bown M. G., Am. Min., 1966, 51, N 1-2, 259.

38. Ross M., Papike J. J., Weiblen P. W. Science, 1968, 159, N 3819, 1099.
39. Robinson P., Jaffe H. W., Klein C., Ross M. Contrib. min., petrol., 1969, 22, N 3, 248.
40. Егорова Л. Н., Петрунина А. А., Литвин А. Л. Материалы VI Всесоюз. Межведомственного совещания по рентгенографии минерального сырья. Алма-Ата: Наука, 1974, 53.
41. Rice J. M., Evans B. W., Tromsdorff V. Contrib. min., petrol., 1974, 43, N 4, 245.
42. Яковлева А. К., Егорова Л. Н., Литвин А. Л. Зап. Всес. мин. об-ва, 1977, 106, вып. 3, 357; Литвин А. А. Кристаллохимия и структурный типоморфизм амфиболов. Киев: Наукова думка, 1977, 38.
43. Woehdsreht C. F., Hartman P. N. Jb. Min., Monatsh., 1969, H. 12, 558.
44. Prewitt C. T., Papike J. J. Earth Planet. Sci. Letters, 1970, 8, N 6, 448.
45. Choudhuri A. Am. Min., 1972, 57, N 9-10, 1540.
46. Bonnichsen B. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 217.
47. Robinson P., Jaffe H. W. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 251.
48. Jaffe H. W., Robinson P., Klein C. Science, 1968, 160, N 3829, 776.
49. Asklund B., Brown W. L., Smith J. V. Am. Min., 1962, 47, N 1-2, 160.
50. Vernon R. H. Am. Min., 1962, 47, N 3-4, 360.
51. Boriani A., Minutti L. Rend. istituto Lombardo Accad. Sci. e Lett., 1965, 99, fasc. 2, sci. Mat.-Fis. Chim. Geol., 412; Boriani A. Rend. Soc. min. Ital., 1965, 21, 25.
52. Seitsaari J. Ann. Acad. sci. Fennicae, Ser. A, 1952, geol.-geogr., 30, 5.
53. Escola P. Bull. Comm. géol. Finl., 1914, N 40, 1.
54. Livingstone A., Frost M. T., Suddaby P. Min. Mag., 1973, 39, N 304, 464.
55. Das Gupta S. P. Indian Minerals, 1962, 16, N 2, 176; Min. Mag., 1972, 38, N 299, 890.
56. Watters W. A. New Zealand J. geol., geophys., 1959, 2, N 1, 248.
57. Härme M., Perttunen V. Bull. Comm. géol. Finl., 1971, N 250, 5.
58. Stout J. H., J. Petrology, 1972, 13, N 1, 99.
59. Simonen A., Vormo A. Bull. Comm. géol. Finl., 1969, N 938, 16.
60. Яковлева А. К., Колесникова В. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1967, 96, вып. 6, 662.
61. Гершюйтс Ю. Г., Дементьева М. П. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1960, № 14, 256.
62. Соколов Ю. А. Тр. Геол. ин-та УФАИ, 1965, вып. 70, сб. № 6, 79.
63. Vermaas F. H. S. Trans., proc. Geol. Soc. South Africa, 1952, 55, 199.
64. Winchell A. N. Am. Min., 1938, 23, N 5, 329.
65. Костюк Е. А., Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1970, вып. 90, 24.
66. Rouxhet P. G., Gillard J. L., Fripiat J. J. Min. Mag., 1972, 38, N 297, 583.
67. Burns R. G., Strens R. G. J. Science, 1966, 153, N 3738, 890.
68. Ершова З. П., Зап. Всес. мин. об-ва, 1973, 102, вып. 1, 110.
69. Барабанов А. В., Зорина М. А., Соболев В. К. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1974, вып. 10, 165.
70. Куковский Е. Г., Литвин А. Л. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1970, вып. 4, 81.
71. Марфушин А. С., Минеева Р. М., Мкртчян А. Р., Нюссик Я. М., Федоров В. Е. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 10, 86.
72. Bancroft G. M., Maddock A. G., Burns R. G. Geochim. Cosmochim. Acta, 1967, 31, N 11, 2219; Бенкрофт Г., Меддок А., Барнс Р. В кн.: Физика минералов. М.: Мир, 1971, 179.
73. Ершова З. П., Бабешкин А. М., Перфильев Ю. Д. Геохимия, 1970, № 2, 252.
74. Katineni D. C. Canad. Min., 1973, 12, pt. 3, 230.
75. Bennington K. O., Ferrante M. J., Sture I. M. U. S. Bur. Mines Report. Invest, 1978, N 8, 285.
76. Winchell A. N., Am. Min., 1931, 16, N 6, 250.
77. Bowen N. L., Schairer J. F. Am. Min., 1935, 20, N 8, 547.
78. Sundius N. Am. J. Sci., 1931, 21 (221), N 124, 330.
79. Половинкина Ю. И. Зап. Мин. об-ва, 1924, 53, вып. 1, 199.
80. Kreuz S. Sitzungsber. Acad. Wiss., Wien, Math.-nat. Kl., 1908, Abt. 1, 117, 910.
81. Агафонов Л. В., Белинский В. В., Пинус Г. В., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н. ДАН СССР, 1973, 208, № 6, 1435.
82. Chakraborty K. L., Canad. Min., 1963, 7, pt 4, 738.
83. Klein C. J. J. Petrology, 1968, 9, N 2, 281.
84. Layton W., Phillips R. Min. Mag., 1960, 32, N 251, 659.
85. Escola P., Kervinen T. Bull. Comm. géol. Finl., 1936, N 115, 475; Escola P. Am. Min., 1950, 35, N 9-10, 728.
86. Collins R. S. Min. Mag., 1942, 26, N 178, 254.
87. Rabbitt J. C. Am. Min., 1948, 33, N 5-6, 263.
88. Boyd F. R. Carnegie Inst. Washington, 1955, Year Book N 54, 117; Researches in geochemistry, New York, London, 1959, 1, 377.
89. Kranck S. H. J. Petrology, 1961, 2, N 2, 137.
90. Mueller R. F. Am. J. Sci., 1973, 273, N 2, 152.
91. Mueller R. F. Am. J. Sci., 1960, 258, N 7, 449; Min. Mag., 1964, 33, N 266, 1015.
92. Mueller R. F. Geoch., cosm. Acta, 1961, 25, N 4, 267.
93. Mueller R. F. Geoch., cosm. Acta, 1962, 26, N 5, 521.
94. Kisch H. J., Warnars F. W. Contrib. min., petrol., 1969, 24, N 3, 245.
95. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965, 28.

96. *Горошников Б. И., Юрьев Л. Д., Сизова Р. Г.* Мин. сб., Львов, 1968, № 22, вып. 2, 156.
97. *Макаров В. И., Кондратьева Д. Н., Сиворонов А. А.* Мин. сб., Львов, 1969, № 23, вып. 2, 202.
98. *Зленко Б. Ф.* Геология рудных месторождений, 1962, № 1, 7.
99. *Nicolas A., Pierrot M.* Bull. Soc. fr. min., crist., 1962, 85, N 3, 293.
100. *Шевченко Е. В.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1959, № 13, 296; Мин. сб., Львов, 1965, № 19, вып. 1, 69.
101. *Klein C. J. J.* Petrology, 1966, 7, N 2, 246.
102. *Ершова З. П.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 8, 80.
103. *Hodgson A. A., Freeman A. G., Taylor H. F. W.* Min. Mag., 1965, 35, N 271, 445.
104. *Miles K. R.* Am. Min., 1943, 28, N 1, 25.
105. *Warren H. V.* Min. Mag., 1931, 22, N 132, 477.
106. *Белевцев Я. Н., Бернадская Л. Г., Усенко И. С.* ДАН СССР, 1955, 104, № 3, 470.
107. *Елисеев Н. А., Никольский А. П., Кушев Ю. Г.* Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1961, вып. 13, 26.
108. *Chakraborty K. L.* Bull. Geol. Surv. Canada, 1966, 143, 6.
109. *Горошников Б. И., Юрьев Л. Д.* ДАН СССР, 1965, 163, № 3, 720.
110. *Волкова М. И., Померанцева Н. Г.* В кн.: Химические анализы минералов Кольского полуострова. Изд. Кольск. ФАН СССР, 1970, 322.
111. *Коваленко Н. Г., Киктенко В. Ф., Голенчук В. Ф.* Геология и рудоносность юга Украины. Сб. научн. трудов, 1973, вып. 6, 64.
112. *Peacock M. A.* Am. Min., 1928, 13, N 7, 241.
113. *Hall A. L.* Mem. geol. Surv. South Africa, 1930, N 12, 41.
114. *Simpson E. S.* Minerals of Western Australia, Perth, 1951, 2, 479.
115. *Onuki H., Tagiri M. J.* Japan. Assoc. min. petr., econ. geol., 1972, 67, N 9, 311.
116. *Тохтуев Г. В., Губкина Н. Н., Клименко В. Г.* В кн.: Химический состав и внутреннее строение минералов. Киев: Наукова думка, 1964, 180.
117. *Imtoga I. P., Klein C.* Am. Min., 1976, 61, N 11-12, 1117.
118. *Ершова З. П.* В кн.: Экспериментальные исследования минералообразования. М.: Наука, 1971, 96.
119. *Whitfield H. J., Freeman A. G. J.* Inorg., Nucl. Chem., 1967, 29, N 4, 903.
120. *Гребеничиков Р. Г., Григорьева Л. Ф., Макарова Т. А.* Вестн. АН СССР, 1970, № 7, 63.
121. *Heistek H., Schmidt E. R.* Trans., Proc., Geol. Soc. South Africa, 1953, 56, 149.
122. *Ершова З. П.* Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973, 154.
123. *Addison C. C., Sharp J. H.* Papers and proceed. fifth General Meeting. 1968, 305.
124. *Asklund B.* Sver. geol. unders., Ser. C, N 325, 1923, Arsbok 17, N 6, 3; *Stewart F. H.* Quart. J. Geol. Soc. London, 1947, 102, pt 4, N 408, 465.
125. *Shido F. J.* Fac. sci. Univ. Tokyo, 1958, 11, pt 2, 131.
126. *Ewart A., Green D. C., Carmichael I. S. E., Brown F. H.* Contrib. min., petrol., 1971, 33, N 2, 128.
127. *Wood B. J., Carmichael I. S. E.* Contrib. min., petrol., 1973, 40, N 2, 149.
128. *Kuno H.* Proc. imperial Acad. Japan, 1938, 14, N 6, 221.
129. *Deer W. A.* Quart. J. Geol. Soc. London, 1935, 91, pt 1-4, N 361-364, 47.
130. *Nockolds St. R.* Quart. J. Geol. Soc. London, 1941, 96, pt 4, N 384, 451.
131. *Яковлев Ю. Н., Яковлева А. К.* В кн.: Материалы по минералгии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1967, вып. 5, 16; В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1970, вып. 1, 181; В кн.: Вопросы геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1974, вып. 5, ч. 2, 143.
132. *Маслеников В. А., Бондаренко Л. П., Прияткина Л. А., Дагелайский В. Б., Борисова К. Д.* Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1963, вып. 15, 98.
133. *Кориковский С. П., Боронихин В. А., Липутина И. П.* ДАН СССР, 1975, 222, № 5, 1202.
134. *Miyashiro A. J.* Fac. sci. Univ. Tokyo, 1958, 11, p. 2, 249.
135. *Kanitsawa S.* Contrib. min., petrol., 1969, 20, N 2, 164.
136. *Ernst W. G.* Amphiboles, 1, 1969, Springer Verlag, Berlin.
137. *Hietanen A.* Lithos, 1973, 6, N 3, 261.
138. *Stout J. H.* Am. Min., 1971, 56, N 1-2, 212.
139. *Плаксенко Н. А.* Тр. Воронежск. ун-та, 1957, 58, 79.
140. *Глаголев А. А.* Метаморфизм докембрийских пород КМА. М.: Наука, 1966, 43.
141. *Наумов В. П.* Тр. ВСЕГЕИ, 1971, 158, 142.
142. *Половинкина Ю. И.* Мин. сб. Львовск. геол. сб-ва 1953, № 7, 167; *Павленко А. С.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 1, 81; *Туплянов А. А.* Гесл. журн. АН УССР, 1964, 24, вып. 4, 80.
143. *Скаржинский В. И.* Зап. Всес. мин. сб-ва, 1958, 87, вып. 2, 230.
144. *Токовенко В. С.* Зап. Укр. отд. Всес. мин. сб-ва, 1962, вып. 1, 138.
145. *Бордунов И. Н.* Геол. журн. АН УССР, 1962, 22, вып. 1, 78.
146. *Теплицкая Н. В.* Геол. журн. АН УССР, 1965, 25, вып. 1, 92.
147. *Коваленко Н. Г.* Изв. Высш. уч. зав. геол. и разв., 1970, № 1, 42.
148. *Ушакова Е. Н.* Мин. сб. Львовск. геол. сб-ва, 1958, № 12, 317; *Половинкина Ю. И.* Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. 1962, 73, 217; *Ходюш Л. Я.* Геология и рудоносность юга Украины. Сб. научных работ ин-та геологии, Днепропетровск, 1975, вып. 7, 3.
149. *Юргенсон Б. П.* Изв. Высш. уч. зав., геол. и разв., 1974, № 9, 70.

150. Сапожников Д. Г. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 89, 153.
151. Степанова Т. И. В кн.: Очерки по металлогении осадочных и осадочно-метаморфических пород. Изв-во АН СССР, 1962, 201.
152. Нагайцев Ю. В., Лебедев В. И. Вестн. Ленингр. ун-та, 1969, № 12, вып. 2, 7.
153. Ryka W. Kwartalnik geol., Warszawa, 1961, 5, N 2, 269.
154. Gruner J. W. Econ. geol., 1922, 17, N 6, 407; Geijer P. Sver. geol. unders., Ser. C, N 324, 1925, Arsbok 17, N 4—6; 3; Richarz S. J. Geology, Chicago, 1927, 35, N 8, 690; Tilley C. E., Min. Mag., 1936, 24, N 154, 331; Tilley C. E. Geol. Mag., 1938, 75, N 883; 76; Miles K. R. Quart. J. Geol. Soc. London, 1946, 102, pt 2, N 406, 115; Tiler S. A. Bull. Geol. Soc. Am., 1949, 60, N 7, 1101; James H. L. Bull. Geol. Soc. Am., 1955, 66, N 12, 1455.
155. Hietanen A. Bull. Comm. géol. Finl., 1938, N 122, 1.
156. Du Toit A. L. Trans. Geol. Soc. South Africa, 1946, 48, 161.
157. Бойко В. Л., Лутцин А. Л. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1966, вып. 1, 67.
158. Никольский А. П. Сов. геология, 1956, № 50, 28.
159. Доброхотов М. Н. Геология и железорудные месторождения Кременчугского района. М.: Недра, 1964, 83.
160. Тугаринов А. И., Наумов В. Б., Чжань Ень. Геохимия, 1963, № 6, 570.
161. Александров И. В. Тр. 6-го совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР 1962, 61.
162. Flaschen S. S., Osborn E. F. Econ. Geol., 1957, 52, N 8, 923.
163. Kopp O. C., Harris L. A. Am. Min., 1967, 52, N 11-12, 1681.
164. Forbes W. C. Nature, Phys. Sci., 1971, 232, N 31, 109.
165. Forbes W. C. J. Geology, 1971, 79, N 1, 63.
166. Калинин Д. В. Экспериментальные исследования физико-химических условий скарнирования. Новосибирск: Наука, 1969, 81.
167. Schürmann K. N. Jb. Min., Monatsh., 1967, H. 9—10, 270.
168. Радчук В. В. Геол. журн. АН УССР, 1975, 35, вып. 3, 163.
169. Popp R. K., Gilbert M. C., Craig J. R. Am. Min., 1977, 62, N 1-2, 1.
170. Cameron K. L. Am. Min., 1975, 60, N 5-6, 375.
171. Maddocks W. R. Iron Steel Inst. Carnegie Scholarship memoirs, 1935, 24, 51.
172. Матковский О. И. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16, 130.
173. Кулиш Л. И. В кн.: Минералогия, магматизм и рудогенез Дальнего Востока. Владивосток, 1974, 192.
174. Яковлева А. К. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968, вып. 6, 26.
175. Мозгова Н. Н., Четвериков С. Д. Тр. Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 10, 154.
176. Palmgren J. Bull. geol. inst. Upsala, 1917, 14, 144.
177. Johansson K. Zs. Krist., 1930, 73, 31.
178. Sundius N. Geol. Fögr. Förhandl., 1924, 46, H. 1-2, N 356, 154.
179. Erdmann A. Danmemora Jernm. Stockholm, 1851, 52 (Dana, 1892).
180. Матковский О. И. ДАН СССР, 1962, 146, № 4, 893.
181. Savou M. Bull. Soc. Române geol., 1932, 1, 106.
182. Кулиш Л. И., Кулиш Е. А. Метаморфические марганцевые комплексы Дальнего Востока. Хабаровск, 1974, 3.
183. Igelström L. J. Bull. Soc. fr. min., crist., 1884, 7, 232.
184. Weibull M. Geol. För. Förhandl., 1883, H. 11, N 81, 499; Öfvers. Vet. Akad. Stockholm, förhandl., 1884, 41, N 9, 24; Tscherm. min., petr. Mitt., 1886, 7, H. 2, 108.
185. Fermor L. L. Mem. Geol. Surv. India, 1909, 37, 145.
186. Kossmat F., John C. Zs. prakt. Geol., 1905, H. 13, 305.
187. Bernard J. H. Mineralogie Československa. Praha, Academia, 1969, 3.
188. Orlov A. Zbl. Min., 1932, A, N 8, 269.
189. Dunn J. A., Roy P. C. Rec. Geol. Surv. India, 1938, 73, pt 2, 295.
190. Bilgrami S. A. Min. Mag., 1955, 30, N 229, 633.
191. Zwaan P. C., v. d. Plas L. Proc. Kon. Nederlandse Akad. Wet., 1958, Ser. B, 61, N 4, 265.
192. Miyashiro A. J. Fac. sci. Univ. Tokyo, 1957, 11, sec. 2, 57.
193. Tröger W. E. N. Jb. Min., Monatsh., 1961; H. 7, 145.
194. Roy S., Purkait P. K. Contrib. min., petrol., 1968, 20, N 1, 86.
195. Sadashivaiah M. C. J. Karnatak Univ. Sci., 1962, 7, 167 (no Min. Abstr., 1964, 16, N 7, 643).
196. Roy S., Mitra F. N. Proc. Nat. inst. Sci. India, 1964, pt A, 30, N 3, 395.
197. Roy S. Acta min., petr. Szeged, 1974, 21, 269.
198. Lahiri D. Econ. geol. 1971, 66, N 8, 1176.
199. Basu N. K. Science a. Culture, 1957, 22, N 10, 576.
200. Ross M., Smith W. L., Ashton W. H. Am. Min., 1968, 53, N 5-6, 751.
201. Segeler C. G. Am. Min., 1961, 46, N 5-6, 637.
202. Bauer L. H., Berman H. Am. Min., 1930, 15, N 8, 340.

Кальциевые моноклинные амфиболы

К кальциевым относятся амфиболы, в структуре которых позиции M(4) заполнены преимущественно кальцием. Его минимальное количество для этих минералов, согласно Лику (1978), принято равным 1,34 на формульную единицу.

Все кальциевые амфиболы изоструктурны и связаны между собой постепенными переходами. В целом они представляют многокомпонентный твердый раствор, состав которого выражается формулой $(\text{Na}, \text{K})_{0-1} [(\text{Ca}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Mg})_{2-1,34} \text{Na}_{0-0,66}] (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti})_5 [\text{Si}_{8-5,3} \text{Al}_{0-2,7} (\text{O}, \text{OH})_{22}] (\text{OH}, \text{F}, \text{Cl}, \text{O})_2$. Границы между отдельными минералами проводятся условно по содержаниям отдельных компонентов. Наиболее простой состав имеют тремолиты — ферроактинолиты — $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$, содержащие лишь небольшое количество щелочных металлов и алюминия. Остальные кальциевые амфиболы, в которых значительную роль играют Na, K, Al, Fe^{3+} , Ti, объединяются под названием «роговые обманки». Состав роговых обманок может быть теоретически выведен из состава тремолита $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ с учетом следующих изо- и гетеровалентных замещений: $\text{Mg} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$, Mn; $\text{Ca} \rightarrow \text{Mn}$, Fe^{2+} , Mg; $\text{OH} \rightarrow \text{F}, \text{Cl}$; $\text{Mg} + \text{Si} \rightarrow \text{Al}^{\text{VI}} + \text{Al}^{\text{IV}}$ или $\text{Mg} + 2\text{Si} \rightarrow \text{Ti}^{\text{VI}} + 2\text{Al}^{\text{IV}}$ (чермакитовые типы замещения); $\square_{\text{A}} + \text{Si} \rightarrow (\text{Na}, \text{K})_{\text{A}} + \text{Al}^{\text{IV}}$ (эденитовый тип замещения); $\text{Ca} + \text{Mg} \rightarrow \text{Na} + (\text{Al} + \text{Fe}^{3+})^{\text{VI}}$ (глаукофановый тип замещения); $\text{Si} + \text{O} \rightarrow \text{Al}^{\text{IV}} + \text{OH}$; $\text{Mg} + \text{OH} \rightarrow (\text{Al}, \text{Fe}^{3+}) + \text{O}$; $\text{Mg} + (\text{OH})_2 \rightarrow \text{Ti} + \text{O}_2$. Среди гетеровалентных основную роль играют чермакитовый и эденитовый типы замещений [1—10]. Всем этим замещениям соответствуют теоретические конечные члены изоморфных серий, названия которых не всегда одинаковы у разных авторов:

С изовалентными замещениями:

$\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	— тремолит (Дир и др., 1965; Лик, 1978; [1, 4, 11])
$\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}]\text{F}_2$	— фтортремолит [12]
$\text{Ca}_2\text{Fe}_5^{2+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	— феррсактинлит (Дир и др., 1965; Лик, 1978; [5, 11]), ферротремолит [4]

С одним гетеровалентным замещением:

$\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	— чермакит (Дир и др., 1965; Лик, 1978; [4, 7, 13]), алюмочермакит (Лик, 1978)
$\text{Ca}_2\text{Fe}_3^{2+}\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	— феррсчермакит (Лир и др., 1965; [4, 13]), ферроалюмочермакит (Лик, 1978)
$\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Fe}_2^{3+}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	— феррпчермакит (Лик, 1978)
$\text{Ca}_2\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	— феррсчермакит (Дир и др., 1965), ферроферричермакит (Лик, 1978)
$\text{NaCa}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$	— эденит (Дир и др., 1965; Лик, 1978; [1, 4, 13]), алюмоэдениит [14]
$\text{NaCa}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}]\text{F}_2$	— фторэдениит [15]
$\text{NaCa}_2\text{Fe}_5^{2+}[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$	— феррсэдениит (Дир и др., 1965; Лик, 1978; [4, 5, 13]) ¹
$\text{Ca}_2\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}]\text{O}_2$	— ферритремолит [4]

С двумя гетеровалентными замещениями:

$\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Al}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	— паргасит (Дир и др., 1965; Лик, 1978; [13]), гастингсит [1, 4], магнизогастингсит [16]
$\text{NaCa}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_5\text{Al}_3\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	— алюмспаргасит [17], субкремниевый алюмопаргасит [18]
$\text{NaCa}_2\text{Fe}_4^{2+}\text{Al}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	— феррогастингсит (Дир и др., 1965; [4]), ферропаргасит (Лик, 1978; [11, 13])

$\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	— паргасит (Дир и др., 1965), магниогастингсит (Лик, 1978; [11])
$\text{NaCa}_2\text{Fe}_4^{2+}\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	— феррогастингсит (Дир и др., 1965; [19]), гастингсит (Лик, 1978 [11])
$\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_4^{3+}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}]\text{O}_2$	— ферричермакит [4]
$\text{NaCa}_2\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}]\text{O}_2$	— ферриэденит [4]

С тремя гетеровалентными замещениями:

$\text{Na}_{1,5}\text{Ca}_{1,5}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2[\text{Si}_{5,5}\text{Al}_{2,5}\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$	— натрогастингсит [20]
$\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Ti}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})\text{O}$	— керсутит (Лик, 1978)
$\text{NaCa}_2\text{Fe}_4^{2+}\text{Ti}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})\text{O}$	— феррокерсутит (Лик, 1978)
$\text{NaCa}_2\text{Fe}_2^{2+}\text{Fe}_3^{3+}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}]\text{O}_2$	— ферригастингсит [4]

Составы природных роговых обманок характеризуются всегда не менее чем двумя гетеровалентными замещениями [6], вследствие чего они существенно отклоняются от состава конечных членов с одним замещением (чермакитов и эденитов). Теоретические конечные члены, в которых чермакитовый и эденитовый типы замещений представлены в равной степени (паргаситы и гастингситы), приблизительно соответствуют по составу природным амфиболам.

Количественное соотношение чермакитового и эденитового типов замещений в составе каждого кальциевого амфибола может быть оценено по отношению числа атомов Al^{IV} , компенсированного $(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti})^{\text{VI}}$, к количеству Al^{IV} , компенсированного $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}}$, при этом следует учитывать, что компенсация Al^{IV} возможна также путем замещения кислорода радикала на $(\text{OH})^-$. Общее содержание Al^{IV} отражает степень отклонения состава данного кальциевого амфибола от состава тремолита $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ в результате гетеровалентных замещений.

При выделении отдельных минералов среди кальциевых амфиболов обычно учитывается главным образом их глиноземистость, железистость (магнезиальность) и щелочность. Однако общепринятых критериев для отнесения конкретных образцов к тому или иному минералу в пределах каждого изоморфного ряда нет. Номенклатура кальциевых амфиболов нечеткая и неоднозначная, под одним и тем же названием нередко описываются кальциевые амфиболы, существенно различающиеся по составу, или наоборот, минералам близкого состава даются разные названия (подробнее см. введение к группе роговых обманок). Большое количество роговых обманок описано в литературе без уточнения их названия.

Детальная классификация и рациональная номенклатура кальциевых амфиболов разработана Ликом (1978). Кальциевые амфиболы разделены на группы: А — $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}} < 0,50$, $\text{Ti} < 0,50$; В — $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}} \geq 0,50$, $\text{Ti} < 0,50$, $\text{Fe}^{3+} \leq \text{Al}^{\text{VI}}$; С — $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}} \geq 0,50$, $\text{Ti} < 0,50$, $\text{Fe}^{3+} > \text{Al}^{\text{VI}}$; D — $\text{Ti} \geq 0,50$. Более дробное деление проведено по количеству Si на формульную единицу и по отношению $\text{Mg}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$. Всего Ликом выделено 32 минерала. В основу их названий положены наименования теоретических конечных членов (тремолит, актинолит, эденит, чермакит, паргасит, гастингсит и керсутит). Роговые обманки, состав которых отклоняется по содержанию Al^{IV} от состава соответствующих теоретических конечных членов, названы тремолитовыми, актинолитовыми, эденитовыми, чермакитовыми, паргаситовыми, гастингситовыми. Все другие наименования считаются излишними. Железистость и магнезиальность обозначается приставками магнизо-, ферро-, ферри- и прилагательными магнезиальный и железистый. Другие особенности химического состава также выражаются с помощью приставок хлор-, манган-, окси- и т. п.

В настоящем справочнике кальциевые амфиболы разделены по количеству Al^{IV} и $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ в формульной единице:

$Fe^{2+} + Fe^{3+}$	Тремолит— ферроактинолит $Al^{IV}(0-0,50)$	Тремолит—ферро- актинолитовые роговые обманки $Al^{IV}(0,50-0,85)$	Обыкновенные роговые обманки $Al^{IV}(0,85-1,50)$	Высокоглино- земистые роговые обманки $Al^{IV}(1,50 \text{ и более})$
0—1	Тремолит	Тремолитовые роговые обманки	Магнезиальные обыкновенные роговые обманки	Паргасит и магнезисчер- макит
1—2,5	Актинолит	Актинолитовые роговые обманки	Магнезиально- железистые об- ыкновенные ро- говые обманки	Гастингсит и чермакит
2,5—5	Ферроактинолит	Ферроактиноли- товые роговые обманки	Железистые обыкновенные роговые обманки	Феррогастинг- сит и феррочер- макит

Отдельно охарактеризованы керсутиты, которые можно рассматривать как титанистые разновидности гастингсита и феррогастингсита, и базальтически-роговые обманки, которые являются продуктами нагревания (с переходом Fe^{2+} в Fe^{3+}) всех других железосодержащих роговых обманок.

Кальциевые амфиболы, характеризующиеся одними и теми же пределами содержания Al^{IV} и $(Fe^{2+} + Fe^{3+})$, но различными содержаниями $(Na + K)_A$, описаны совместно. Это обусловлено трудностями, которые возникают при установлении условной границы между кальциевыми амфиболами в пределах изоморфного ряда $Ca_2(Mg, Fe, Al)_6[(Si, Al)_6O_{22}](OH)_2 - (Na, K)_A Ca_2(Mg, Fe, Al)_6[(Si, Al)_6O_{22}](OH)_2$. При одном и том же среднем содержании $(Na + K)_A = 0,5$ на формульную единицу и низком содержании Al^{IV} (в тремолит-ферроактинолитовых роговых обманках) преобладает эденитовый тип замещения, при высоких содержаниях Al^{IV} (в паргаситах — гастингситах) — чермакитовый, в случаях средних содержаниях Al^{IV} (в обычных роговых обманках) — оба замещения играют одинаковую роль. Высокоглиноземистые роговые обманки с $(Na + K)_A = 0,7$ по относительной роли гетеро-валентных замещений следует отнести к паргаситам—гастингситам при $Al^{IV}_{1,5-1,7}$ и к чермакитам при $Al^{IV}_{>2}$. В отличие от Al^{IV} и $(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ содержание $(Na + K)_A$ изменяется в узком интервале, ограниченном 1 на формульную единицу, и точность вычисления этой величины из данных химических анализов невелика.

Все кальциевые амфиболы принадлежат к структурному типу $C2/m$ (описание структуры см. на стр. 29). Многочисленные изоморфные замещения, характерные для Са-амфиболов, обуславливают колебания параметров элементарной ячейки: $a_0 = 9,76-9,98$, $b_0 = 17,91-18,32$, $c_0 = 5,26-5,37 \text{ \AA}$, $\beta = 104^\circ 20' - 106^\circ 10'$. Зависимость параметров от состава рассмотрена в ряде работ [21—31]. Установлено, что a_0 возрастает при увеличении заселения позиций А, если они заполнены более, чем наполовину; b_0 уменьшается при замещении Са в позиции М(4) на Na или катионы группы Y и при замещении Mg в позиции М(2) на Al, Fe^{3+} или Ti, но увеличивается при замещении Mg в М(2) на Fe^{2+} ; c_0 возрастает при замещении Mg на Fe^{2+} и при замещении Si + O на $Al^{IV} + OH$; величина β контролируется отношением Al : Si. Все параметры несколько уменьшаются при замещении OH на F. При окислении железа происходит уменьшение размеров элементарной ячейки. Влияние на величины параметров оказывает также степень упорядоченности распределения катионов по позициям М(1), М(2) и М(3) структуры. Различать кальциевые амфиболы по параметрам элементарной ячейки не представляется возможным, так как значения параметров определяются суммарным эффектом различных замещений.

Кристаллы кальциевых амфиболов относятся к призматическому классу симметрии $C_{2v} - 2/m (L_2PC)$. Координаты граней всех Са-амфиболов близки между собой. При отношении осей $a : b : c = 0,54826 : 1 : 0,29377$ и $\beta = 104^\circ 58'$ они равны (по Гольдшмидту, 1897):

	φ	ρ	φ_2	ρ_2		φ	ρ	φ_2	ρ_2		
<i>c</i>	001	90°00'	14°58'	14°58'	90°00'	<i>f</i>	201	90°00'	54°00'	54°00'	90°00'
<i>b</i>	010	0 00	90 00	—	0 00	<i>w</i>	$\bar{1}01$	—90 00	16 01	—16 01	90 00
<i>a</i>	100	90 00	90 00	90 00	90 00	<i>t</i>	$\bar{2}01$	—90 00	40 05	—40 05	90 00
<i>Y</i>	170	15 06	90 00	90 00	15 06	<i>p</i>	112	74 54	29 25	28 34	82 39
<i>x</i>	150	20 41	90 00	90 00	20 41	<i>k</i>	111	70 20	41 07	39 26	77 13
<i>e</i>	130	32 11	90 00	90 00	32 11	<i>r</i>	$\bar{1}11$	—44 21	22 20	—16 01	74 14
<i>m</i>	110	62 05	90 00	90 00	62 05	<i>o</i>	$\bar{2}21$	—55 05	45 45	—40 05	65 48
δ	430	68 20	90 00	90 00	68 20	<i>y</i>	1.10.1	15 38	71 51	39 26	23 47
<i>q</i>	210	75 10	90 00	90 00	75 10	<i>g</i>	151	29 14	59 17	39 26	41 24
<i>n</i>	310	79 59	90 00	90 00	79 59	β	132	51 02	35 00	28 34	68 51
<i>d</i>	011	42 18	21 39	14 58	74 10	<i>v</i>	131	43 00	50 18	39 26	55 46
<i>z</i>	021	24 28	32 50	14 58	60 26	<i>P</i>	121	54 27	45 17	39 26	65 36
<i>u</i>	031	16 53	42 38	14 58	49 36	<i>i</i>	$\bar{1}31$	—18 03	42 49	—16 01	49 45
<i>s</i>	041	12 49	50 18	14 58	41 23	ρ	$\bar{1}51$	—11 04	56 14	—16 01	35 19
<i>h</i>	203	90 00	32 39	32 29	90 00	α	$\bar{3}12$	—75 25	30 15	—29 26	82 43
<i>l</i>	101	90 00	39 25	39 25	90 00						
	<i>mm</i>	(110):($\bar{1}10$) = 124°10'		<i>cr</i>	(001):($\bar{1}11$) = 34°25'		<i>rr</i>	($\bar{1}11$):($\bar{1}\bar{1}1$) = 31°33'			
	<i>cm</i>	(001):(110) = 78 15		<i>dd</i>	(011):(0 $\bar{1}1$) = 30 32		<i>rt</i>	($\bar{1}11$):($\bar{2}01$) = 28 30			
	<i>ct</i>	(001):($\bar{2}01$) = 55 03		<i>ii</i>	($\bar{1}31$):($\bar{1}\bar{3}1$) = 80 47						

Кроме принятой здесь установки Хинце— Норденшельда, соответствующей базоцентрированной ячейке $C2/m$, иногда употребляется установка Чермака, соответствующая объемно-центрированной ячейке $I2/m$. Формула перехода к установке Чермака $101/010/001$. Сопоставление индексов граней в двух установках:

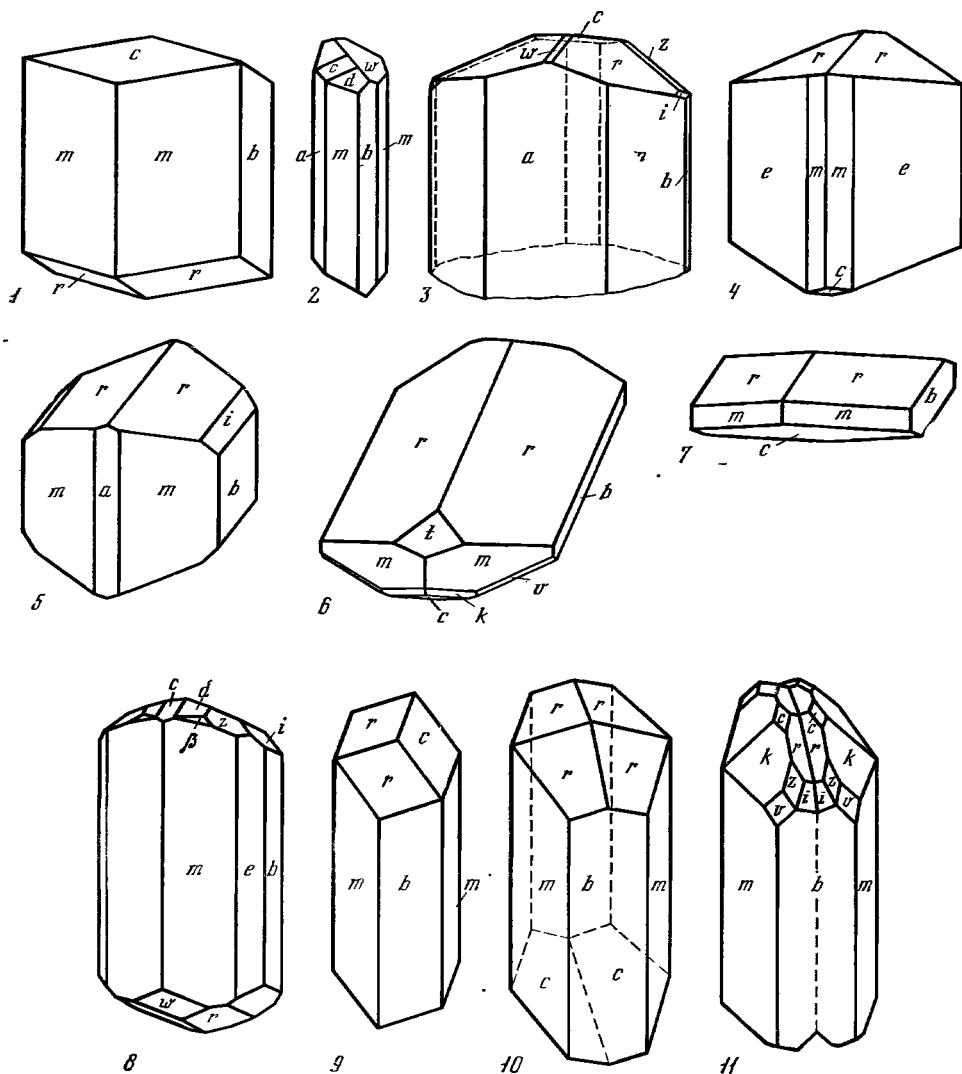
$C2/m$	$c(001)$	$m(110)$	$i(101)$	$t(\bar{2}01)$	$i(\bar{1}31)$	$r(\bar{1}11)$
$I2/m$	$p(101)$	$m(\bar{1}\bar{1}0)$	$i(\bar{2}01)$	$t(101)$	$i(031)$	$r(011)$

Кристаллы Са-амфиболов обычно удлинены вдоль оси *c*, иногда уплощены по (100) и (010), чаще всего без конечных граней. Размер кристаллов от микроскопических до гигантских (до 80 см) [32]. Облик от коротко- до длиннопризматического, игольчатого и тонковолокнистого (фиг. 15) зависит главным образом от температуры образования. Волокнистые кристаллы образуются в условиях нижней температурной границы устойчивости кальциевых амфиболов [33]; наиболее характерны они для малоглиноземистых кальциевых амфиболов, что объясняется ослабляющим влиянием замещения $Si \rightarrow Al$ на связи внутри SiO_4 -цепочек [34, 35].

Нередки двойники по (100). Деформационные двойники образуются при давлении от 5 до 20 кбар и температуре до 800°. Плоскость двойникования при температуре 27° — (100), при 800° — (401) [36—39]. Трансляционное скольжение происходит в основном по направлениям $T = (100)$, $t = [001]$, также (010), [001]; (010), [100]; (001), [100]. В участках дислокаций образуются субмикроскопические пластинки распада твердого раствора, ориентированные по (100) и ($\bar{1}01$) [36, 38].

Удельный вес увеличивается при возрастании в кальциевых амфиболах содержания железа и в меньшей степени зависит от их глиноземистости. В ряду тремолит — ферроактинолит он колеблется от 2,95 до 3,27, в ряду паргасит — феррогастингсит — от 3,02 до 3,60. Изучалось изменение объема и уд. в. при увеличении давления [40]. Данные по упругим свойствам приведены в работах [40—43]. Магнитная восприимчивость кальциевых амфиболов $(2-70) \cdot 10^{-8}$ ед. СГС; изменяется прямо пропорционально содержанию железа [44]. После облучения γ -лучами удельная магнитная восприимчивость уменьшается (у роговой обманки, состав которой не указан) от $27,7 \cdot 10^{-6}$ до $22 \cdot 10^{-6}$ см³/г, но нагревание при 475° приводит к восстановлению ее значения почти до первоначального [45]. Изучались колебания магнитных свойств при разной температуре [46] и в полях различной напряженности [47]. Коэфф. теплопроводности роговой обманки (состав не указан) равен 6,5 кал/см·сек·град [48].

Цвет кальциевых амфиболов от бледно-зеленого до зелено-черного, иногда с голубым или коричневым оттенком, реже коричневый, очень редко они бес-



Фиг. 15. Кристаллы кальциевых амфиболов

1 — Урал (по Розе); 2 — чермакит, Закарпатье (по Пекуну); 3 — феррогастингсит из Акатуевского месторождения (по Новоселовой); 4 — Инвернес, Шотландия (по Хэдлу); 5 — Ренфру, пров. Онтарио, Канада (по Пенфилду и Стенлею); 6 — Паргас, Финляндия (по Брайтхауту); 7 — Россия, шт. Нью-Йорк, США (по Пенфилду); 8 — тремолит, Нордмаркен, Швеция (по Флинку); 9 — Чехия, ЧССР (по Нейману); 10 — Франция (по Вакернагелю); 11 — местонахождение не указано (по Вакернагелю)

цветны. Окраска кальциевых амфиболов обусловлена в основном наличием в их составе железа [30, 34, 49—52]. Ее интенсивность не зависит от общего содержания железа, но возрастает с увеличением содержания Fe^{3+} . Зеленая окраска связана, по-видимому, в основном с dd -переходами в ионах Fe^{3+} , в координационную сферу которых входят группы OH^- [30, 49, 50]. Голубые и синие тона обусловлены полосой переноса заряда $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ и наиболее характерны для железистых кальциевых амфиболов. Бурая, желтая, коричневая и красновато-коричневая окраски часто обусловлены полосой переноса заряда $O^{2-} \rightarrow Fe^{3+}$. Интенсивность этих окрасок возрастает при увеличении замещения групп OH^- на кислород с одновременным окислением Fe^{2+} . Бурье, коричневые и красновато-коричневые тона могут быть также связаны с повышенным содержанием Ti . Безжелезистые кальциевые амфиболы с примесью Mn светло-лиловые и розовые. Яркий изумрудно-зеленый цвет, вызванный

примесью Cr , отмечен у тремолитов и роговых обманок (смарagdитов) из ультрабазитов. Цвет кальциевых амфиболов в ряде случаев может быть использован в качестве типоморфного признака. Так, бурые тона окраски характерны для роговых обманок метаморфических пород гранулитовой фации, зеленые — для роговых обманок амфиболитовой фации, причем наиболее поздние из них сине-зеленые [53]. В шлифах в прох. свете характерен отчетливый плеохроизм в зеленых, сине-зеленых, буро-зеленых, бурых, красновато-бурых, желтых тонах; обычная схема абсорбции $N_g > N_m > N_p$, иногда $N_m > N_g > N_p$. Показатели преломления изменяются главным образом в зависимости от содержания Fe , Al^{IV} , Ti и отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} . Для амфиболов, в которых $Ti_{<0,5}$ и $Fe^{2+} \gg Fe^{3+}$, n_g колеблется в следующих пределах:

$Fe^{2+} + Fe^{3+}$	Al^{IV}			
	0—0,50	0,50—0,85	0,85—1,50	6 мее 1,50
0—1	1,625—1,645	1,634—1,660	1,635—1,670	1,640—1,680
1—2,5	1,640—1,665	1,648—1,680	1,650—1,695	1,670—1,700
2,5—5	1,663—1,702	до 1,704	1,680—1,725	1,685—1,750

Зависимость показателей преломления кальциевых амфиболов от содержания железа впервые отмечена Фордом в 1914 г. [54]. Позже Билингс [16] построил диаграмму зависимости между ними. Кунц [55] установил, что светопреломление возрастает также при замещении Si на Al^{IV} , и вывел зависимости светопреломления от содержания железа отдельно для тремолитов — актинолитов, обыкновенных роговых обманок, высокоглиноземистых роговых обманок и титанистых роговых обманок (керсутитов). Позже было предложено еще несколько графиков для определения железистости кальциевых амфиболов по показателям преломления [4, 5, 53, 56—58].

Двупреломление изменяется в пределах 0,015—0,030, заметно возрастает при увеличении степени окисления железа, достигая в базальтических роговых обманках 0,083. Кальциевые амфиболы оптически двусосные (—), редко (+); (—) $2V$ почти от 0 до 126° , имеет отчетливую тенденцию к возрастанию при увеличении содержания Al и к уменьшению при увеличении содержания Fe : от 82° в тремолите до 126° в некоторых паргаситах, до 52° в ферроактинолите и до $0—25^\circ$ в феррогастингситах. $N_m = b$. Удлинение (+). $cN_g = 10—30^\circ$. Дисперсия слабая, $r < v$, реже $r > v$; в некоторых керсутитах сильная.

ИК-спектры обладают достаточно хорошо разрешенными полосами поглощения только у тремолита и актинолита. При увеличении содержания Al_2O_3 и переходе к роговым обманкам полосы поглощения становятся размытыми и затем сливаются, образуя широкие области поглощения 650—450, 1200—850 и 3700—3600 cm^{-1} [45, 59—63]. При малых содержаниях алюминия ИК-спектроскопия (область валентных колебаний OH^-) может быть использована для определения распределения атомов Mg и Fe по различным октаэдрическим позициям [60]. Оптические спектры поглощения характеризуются полосами 22800, 15300, 11400, 10000, 8700 cm^{-1} , связанными с электронными переходами ионов Fe и переносом заряда Me -лиганд, а также полосами 4200, 4280, 4350 и 7200 cm^{-1} , обусловленными колебаниями групп OH^- [52]. Мессбауэровские спектры используются для выявления распределения атомов железа по позициям $M(1, 2, 3)$ и $M(4)$ [45, 64—70]; спектры протонного магнитного резонанса — для изучения распределения Mg и Fe по M -позициям [71].

Содержание SiO_2 в кальциевых амфиболах изменяется от 59 до 35% в результате замещения Si на Al . Распределение Al по тетраэдрическим позициям упорядочено, почти весь он входит в $T(1)$. Некоторое структурное разупорядочение наблюдается в роговых обманках, образовавшихся при высоких температурах [72]. Максимальное количество Al , замещающего Si , обычно не превышает 2,2 на формульную единицу, редко достигает 2,75. Оно контролируется температурой образования [35, 73, 74] и химическим составом пород: в амфиболах метаморфизованных долеритов Сатерленда (Шотландия) замещение Si на Al^{IV} возрастает от центра к краям дайки, залегающей в гнейсах [75];

для фенокристаллов кальциевых амфиболов из андезитов и дацитов с о-ва Сикку (Япония) отмечена прямая зависимость содержания SiO_2 от его содержания в породе [76]. В сильножелезистых роговых обманках Si может частично замещаться на Fe^{3+} . Замещение Si на Ti в присутствии Al и Fe^{3+} маловероятно [77]. Общее содержание Al_2O_3 составляет от 0—3% в тремолитах — актинолитах до 5—14% в обыкновенных роговых обманках и достигает 22% в некоторых высокоглиноземистых роговых обманках. Количественное соотношение Al^{VI} и Al^{IV} может быть различным. Относительное увеличение содержания Al^{VI} связывается с увеличением давления при минералообразовании [9, 78—80], что подтверждено экспериментально [81]. Возможно, содержание Al^{VI} контролируется также окислительным потенциалом среды и уменьшается с увеличением концентрации Fe^{3+} [82, 83]. Содержание CaO во всех кальциевых амфиболах находится в пределах 7—14% и не зависит от его содержания во вмещающих породах [82]. Теоретическое содержание (2 на формульную единицу) наблюдается редко, что объясняется замещением Ca на Na, Mn, Fe^{2+} и Mg. Замещение Ca на Na компенсируется вхождением в октаэдрические позиции ионов Al^{3+} , Fe^{3+} , Ti^{4+} (глаукофановый тип замещений). Изоморфизм между кальциевыми и натриевыми амфиболами непрерывен [11, 84]; при замещении 0,40—0,50 Ca на Na образуются наименее распространенные члены ряда. Установлено, что изовалентное замещение Ca на Mn, Fe^{2+} и Mg в кальциевых амфиболах обычно ограничено вследствие существования разрыва смесимости между ними и магниально-железистыми амфиболами. Однако образование таких твердых растворов при относительно высоких температурах не вызывает сомнения [11]. Об этом свидетельствует наличие в ряде тремолитов — актинолитов и роговых обманок пластинчатых, закономерно ориентированных включений амфиболов группы куммингтонита, представляющих собой типичные продукты распада твердых растворов. Промежуточный между актинолитом и куммингтонитом амфибол обнаружен с помощью микросонда в центральных частях пластинок актинолита из актинолит-куммингтонитовых сростаний в кварц-магнетит-амфиболовых породах гор Руби в шт. Монтана (США) [85].

Замещение Ca на Mn, Fe^{2+} и Mg приводит к тому, что суммарное количество атомов Si, Al, Fe, Mn, Mg и Ti может несколько превышать теоретическое, равное 13. В связи с этим применение катионного метода расчета структурных формул на 13 катионов [86] в ряде случаев дает искаженные результаты.

Необычно высокое содержание CaO (41,38%) обнаружено в истисуите [87], однако, принадлежность этого минерала к амфиболам вызывает сомнение (Штрунц, 1957). Имеется, кроме того, указание на существование искусственного изоморфного ряда $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{F}_2$ — $\text{Ca}_2\text{Ca}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{F}_2$ [88]. Содержание Na_2O и K_2O в кальциевых амфиболах не превышает соответственно 4,0 и 3,5%. Амфиболы, не содержащие щелочей, очень редки. Даже в тремолитах — актинолитах почти всегда присутствует небольшое количество Na и K. Изменение отношения K/Na изучалось экспериментально [89]. Относительно низкое содержание K характерно для кальциевых амфиболов из глаукофаносодержащих сланцев и эклогитов. Повышение доли K в составе роговых обманок связано с процессами гранитизации, мигматизации и щелочного метасоматоза. Содержание Na и K в позициях A не зависит от содержания этих элементов в исходных породах и возрастает при увеличении степени метаморфизма [82]. Порядок — беспорядок в заполнении Na и K позиций A обсуждается в работах [90, 91]. Наряду с Na и K при замещениях эденитового типа в позиции A может входить небольшое количество Ca [90, 92].

Содержание Mg и Fe изменяется в значительных пределах: MgO 0,5—25%, FeO 0—37%, Fe_2O_3 обычно не более 7—8%, в некоторых базальтических роговых обманках до 14%. Изоморфизм Mg и Fe полный во всех изоморфных сериях, однако амфиболы, в которых Mg преобладает, распространены значительно шире. Вхождение в октаэдрические позиции структуры сильно поляризуемого иона Fe^{2+} вызывает ослабление химических связей [93]. Наименьшую температуру образования имеют амфиболы с $\text{Mg}_{30}\text{Fe}_{70}$, что доказано экспе-

риментально на примере ряда тремолит — ферроактинолит [27]. Степень замещения Mg на Fe^{2+} обычно выражают в виде отношений Mg/Fe^{2+} или $Mg/(Mg + Fe)$ (магнезиальность) или отношения $Fe/(Mg + Fe)$ (железистость), как и для других порообразующих минералов. Следует, однако, иметь в виду, что в отличие от других изоморфных рядов (пример — ряд форстерит — фаялит) в кальциевых амфиболах Mg замещается не только Fe, но в значительной степени Al и Ti, поэтому содержание MgO и FeO в амфиболах с одним и тем же отношением Mg/Fe^{2+} может быть различным. Железистость кальциевых амфиболов в значительной степени определяется химизмом пород, в которых они образуются: при метаморфизме ультраосновных пород и доломитовых мраморов развиваются кальциевые амфиболы, содержащие ($Fe^{2+} + Fe^{3+}$) не более 1 на формульную единицу; по основным породам — амфиболы средней железистости; железистые кальциевые амфиболы характерны для некоторых гранитоидов, щелочных пород и метасоматитов железорудных месторождений. Обычно кальциевые амфиболы характеризуются высокими значениями отношения Fe^{2+}/Fe^{3+} , отражающего величину окислительно-восстановительного потенциала минералообразующей среды. Преобладание Fe^{3+} устанавливается, за редким исключением, только в базальтических роговых обманках, образующихся в особых условиях.

MnO в составе Ca-амфиболов обнаруживается почти всегда, но обычно в количестве не более 1%. Разновидности с повышенным содержанием MnO (до 5,5%) более характерны для тремолитов — актинолитов, чем для роговых обманок. TiO_2 является постоянной составной частью Ca-амфиболов. Его содержание возрастает с увеличением глиноземистости. Роговые обманки, содержащие Ti более 0,5 на формульную единицу выделяются под названием керсутита. Ti при отсутствии замещения OH^- на O^{2-} входит преимущественно в позиции M(2); при существенном дефиците воды против ее теоретического содержания наиболее благоприятны для заполнения Ti октаэдры M(1), менее M(3). При умеренном недостатке протонов наиболее вероятно равномерное распределение Ti по октаэдрическим позициям [94]. Как показали экспериментальные исследования, в присутствии минералов, обогащенных титаном (титанит, рутил, ильменит), содержание TiO_2 в роговых обманках зависит от температуры и окислительно-восстановительного потенциала среды: при буфере гематит — магнетит оно остается низким до 1000° , в условиях, определяемых буфером кварц — фаялит — магнетит, возрастает с увеличением температуры, особенно быстро в интервале $970-1000^\circ$ [30, 81, 95]. Росту содержания Ti в роговых обманках способствует повышенное содержание летучих в расплаве [30]. При одновременном образовании биотита, концентрирующего Ti, его содержание в роговых обманках снижается. Наиболее высокие содержания Ti характерны для роговых обманок щелочных габброидов и фенокристаллов в эффузивных породах [96]. В роговых обманках метаморфических пород содержание Ti увеличивается от зеленосланцевой к амфиболитовой и гранулитовой фациям [9, 53, 74, 78, 82].

Нередко в кальциевых амфиболах определяется небольшое количество P_2O_5 . Содержание H_2O в кальциевых амфиболах колеблется в пределах 0,5—4%, нередко сильно отклоняется от значения, отвечающего двум группам OH^- . Повышение содержания H_2O в анализах связано с замещением групп OH^- на F^- , Cl^- и O^{2-} . Избыток связанной H_2O обусловлен частичным замещением атомов кислорода в AlO_4 -тетраэдрах на гидроксильные группы. Количество таких групп может достигать 1,5 на формульную единицу. Присоединение протонов к кислороду алюмокремнекислородного радикала обосновано экспериментально; этот процесс обратим и осуществляется при достаточно низких температурах [97].

В ряде работ высказано предположение о вхождении в кальциевые амфиболы избыточной воды в виде ионов оксония (H_3O^+) или молекул H_2O , заполняющих вакантные позиции А структуры [11, 59, 98—100]. Однако экспериментально это предположение убедительно не подтверждено. Рентгенографическое изучение актинолитовой роговой обманки из Новой Зе-

ландии, содержащей значительный избыток H_2O , показало, что в позициях А нет ионов H_3O^+ ; расчет формулы этой роговой обманки по методу Хей также свидетельствует об отсутствии избыточного кислорода в формуле, который наблюдался бы в случае присутствия ионов оксония [101, 102].

F может полностью замещать группы OH в структуре кальциевых амфиболов. Соответствующие конечные члены получены искусственно (см.: Тремолит, Паргасит). В природных кальциевых амфиболах содержания F не превышает 3%, обычно значительно ниже; часто F отсутствует. Повышенные содержания F установлены в роговых обманках из амфиболитов, близ контактов с пегматитами [53], также в скарнах. Cl в кальциевых амфиболах отмечается реже. Его относительно высокие содержания характерны для амфиболов железорудных метасоматитов: от 0,25% в актинолите и ферроактинолите до 2—3,5% в феррогастингите и до 6,5% в «дашкесаните». Увеличение содержания Cl часто находится в прямой зависимости от увеличения содержания калия [103].

Кальциевые амфиболы характеризуются большим разнообразием примесных элементов; роговые обманки в некоторых магматических породах являются концентраторами Be, In, Ge, Cu, Au, Zn, Sc, Th, V, Mo [104—114]. В основном примесные элементы входят изоморфно в структуру амфиболов; Au и Cu кроме того, отлагаются в атомарном виде на границах раздела дислокаций и в окисной или сульфидной формах в участках структурных дефектов [108, 115—116].

Для кальциевых амфиболов ультрабазитов характерны примеси Cr, Ni и Co [117, 118], отмечались Li, Ga, Se, TR, Zr, Au [119]; в роговых обманках из горнблендитов — V [32], из габбро — Cr [120], Nb, Ta, U, Th [121], TR [122], Y [110], из гранитоидов — Li, Rb, Cs, Be [104], Sr [123], Ba [124]; Ga [125], Ti [126], Ge [107], Sn [127], Pb [128], Cu [109], Au [129], Zn, Sc [111], In [106], Y [110], TR [130], U [131], Zr [114], V [114], Nb [132], Ta, Cr, Mo [110], W [132], Co, Ni [110], из сненитов — Ga [133], Th [112], Zr [134]. Средние содержания примесных элементов в амфиболах из гранитоидов см. [110]. В кальциевых амфиболах метаморфических и метасоматических пород отмечались: Cs [135], Ba [136], Li [110], Be [122], Sn [122], Pb [137], Sc [138], TR [139], B [140].

Для сопоставления составов кальциевых амфиболов обычно применяется графический метод. Наиболее широко используются диаграммы, на координатных осях которых откладываются две величины, характеризующие содержания тех или иных элементов на формульную единицу, например: $Al^{IV} - Al^{VI}$ [141]; $Al^{IV} - (Al^{VI} + Fe^{3+})$ [5]; $Al^{IV} - (Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti)$ и $Al^{IV} - (Na + K)$ (Дир и др., 1965). Предложено также на координатных осях откладывать значения коэффициентов, характеризующих относительные содержания элементов: $(Fe/Me^{2+}) \cdot 100\%$, $(Al^{VI}/Me^{3+}) \cdot 100\%$, $(Si/Si + Al^{IV}) \cdot 100\%$, $(Ca/Ca + Na) \cdot 100\%$, $(Me^{3+}/Me^{3+} + Me^{2+}) \cdot 100\%$ [142], $(Al^{IV}/Si + Al^{IV}) \cdot 100\%$, $(Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti)/(Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Al^{VI} + Ti + Mn) \cdot 100\%$, $(Na + K)/(Na + K + Ca) \cdot 100\%$ [20]. Делались попытки построения пространственных диаграмм составов кальциевых амфиболов [143—145]. Для всех диаграмм характерен большой разброс точек. Это обусловлено тем, что число компонентов в роговых обманках значительно более трех; кроме того, некоторые компоненты (алюминий, железо, магний, марганец) могут находиться в различных структурных позициях. Корреляция содержаний отдельных элементов роговых обманок определялась методом многомерного статистического анализа [146, 147]. Предлагалось для сравнения составов роговых обманок указывать содержание в них миналов — теоретических конечных членов изоморфных рядов [20, 148, 149]. Однако у роговых обманок миналы сложны по составу и содержат много общих компонентов.

Нагревание кальциевых амфиболов на воздухе при температуре 400—800° приводит к окислению двухвалентного железа без разрушения структуры, а повышение валентности железа компенсируется удалением части протонов и переходом соответствующего числа групп OH^- в ионы O^{2-} [150]. При этом изменяются оптические свойства минералов. В области 900—1050° происходит распад структуры, твердофазовые реакции приводят к образованию пироксена, окислов железа, иногда SiO_2 , одновременно выделяется H_2O . Температура

начала твердофазовой реакции зависит от содержания Al_2O_3 . По Томита, распад тремолита осуществляется в интервале $900-1000^\circ$, высокоглиноземистых роговых обманок — при $1000-1050^\circ$ [151]. Температура плавления продуктов разложения кальциевых амфиболов уменьшается с увеличением содержания в них щелочных металлов и железа (тремолит 1385° , паргасит 1135° , актинолит 1250°) [152].

Кальциевые амфиболы образуются при кристаллизации магмы, метаморфических и метасоматических преобразованиях пород, при гидротермальных процессах. Температурный интервал их образования от $150-200^\circ$ (в альпийских жилах) до $1000-1050^\circ$ (в магматических породах). Давление, при котором возможна кристаллизация кальциевых амфиболов может достигать 27 кбар [153]. Окислительно-восстановительный потенциал, кислотность и щелочность, химические потенциалы элементов в минералообразующей среде при этом изменяются в значительных пределах, что находит отражение в химическом составе Са-амфиболов.

В породах основного и ультраосновного состава роговые обманки кристаллизуются на заключительных этапах формирования интрузивных комплексов при увеличении концентрации летучих и нередко замещают ранее выделившиеся пироксены. Возможно образование твердых растворов с авгитом и ромбическим пироксеном, при распаде которых кальциевые амфиболы выделяются в виде тонких пластинок [154, 155]. Роговые обманки могут быть продуктами реакций в верхней мантии, о чем свидетельствуют находки ксенолитов амфиболсодержащих ультрабазитов в основных лавах и кимберлитах [89, 156—158]. В эффузивных породах (базальтах, андезитах, трахитах, реже дацитах) и жильных лампрофирах роговые обманки образуют фенокристаллы, для них характерно сравнительно невысокое содержание железа (1—1,75 на формульную единицу) и повышенное содержание титана. По содержанию Al^{IV} они относятся к чермакитам — гастингситам или обыкновенным роговым обманкам. Отмечалось преобладание первых в вулканитах островных дуг, и вторых — в вулканитах континентальных областей [159]. Для малоглубинных и среднеглубинных гранитоидных комплексов характерна в основном чермакитовая обыкновенная роговая обманка. В диоритах и кварцевых диоритах она является главным, часто единственным темноцветным компонентом; характерно ее образование в процессе ассимиляции гранитной магмой ксенолитов вмещающих основных пород. Количество роговой обманки резко падает от диоритов к гранодиоритам и гранитам, при этом ее железистость несколько возрастает [160]. Роговая обманка в названных породах сосуществует с более железистым биотитом [161]. Для нефелиновых сиенитов, сиенитов и глубинных гранитоидов, обогащенных калиевым полевым шпатом, характерен феррогастингсит. С уменьшением щелочности этих пород в феррогастингсите снижаются количество щелочных металлов и железа, доля калия и степень замещения Si на Al^{IV} и Fe^{3+} ; вследствие этого в гранитах вместо феррогастингсита иногда появляется железистая обыкновенная роговая обманка или гастингсит. У амфибола в этих породах железистость всегда выше, чем у сосуществующего биотита [161]. Устойчивость роговых обманок гранитоидов и сиенитов изучалась экспериментально [162, 163].

В метаморфических породах кальциевые амфиболы распространены очень широко. Они являются главными породообразующими минералами амфиболитов и амфиболовых сланцев, встречаются в кристаллических сланцах, гнейсах, мигматитах, гранулитах, эклогитах, мраморах. В породах амфиболитовой фации метаморфизма они в основном представлены роговыми обманками со средними значениями глиноземистости, железистости и щелочности. В гранатовых и пироксеновых амфиболитах и в сланцах гранулитовой фации преобладают высокоглиноземистые роговые обманки (чермакит и гастингсит). Для метаморфических пород, образовавшихся при высоких давлениях, характерны разновидности роговых обманок с пониженным содержанием кальция и актинолит. Железистость метаморфических кальциевых амфиболов определяется

в значительной степени составом исходных пород: в мраморах и метаморфизованных ультрабазитах развиты тремолит, магнезиальные актинолитовые и обыкновенные роговые обманки, паргасит; в метаморфизованных основных породах — актинолит и роговые обманки средней железистости; в метаморфизованных базитах, содержащих пироксены повышенной железистости или обогащенных рудными минералами — ферроактинолит и железистые роговые обманки.

Кальциевые амфиболы метасоматических и гидротермальных образований чрезвычайно разнообразны по составу. В железорудных метасоматитах они обогащены железом и хлором; в ассоциации с корундом и кианитом — глиноземом, при щелочном метасоматозе предельно обогащаются щелочами. Для гидротермалитов характерны преимущественно тремолит и актинолит.

В зоне гипергенеза окисление железа в кальциевых амфиболах происходит значительно медленнее, чем в биотите, при этом в первую очередь окисляется Fe^{2+} , в координационной сфере которого находятся группы OH^- [69].

Так как кальциевые амфиболы термостойки, не подвержены фазовым превращениям и хорошо удерживают радиогенный аргон, они пригодны для определения возраста пород К — Аг-методом [164, 165]. Энергия активации диффузии аргона 46—55 ккал/моль [165].

Л и т е р а т у р а

1. Berman H., Larsen E. S. Am. Min., 1931, 16, N 4, 140; 1937, 22, N 5, 359.
2. Robinson P., Ross M., Jaffe H. W. Am. Min., 1971, 56, N 5-6, 1005.
3. Hallimond A. F. Am. Min., 1943, 28, N 2, 65.
4. Winchell A. N. Am. Min., 1931, 16, N 6, 250; 1932, 17, N 10, 472; 1945, 30, N 1-2, 27; 1949, 34, N 3-4, 225.
5. Sundius N. Sver. geol. unders., Ser. C, 1946, N 480, 32.
6. Гинзбург И. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 11, 13.
7. Phillips R., Layton W. Min. Mag., 1964, 33, N 267, 1097.
8. Appleyard E. C. Canad. Min., 1975, 13, pt 4, 342.
9. Leake B. E. Controls of Metamorphism. Geol. J., Spec. Issue, 1965, N 1, 299.
10. Doolan B. Z., Zen E-an, Bence A. E. Am. Min., 1978, 63, N 11-12, 1088.
11. Ernst W. G. Minerals, Rocks and Inorganic Materials. (Monograph Series of Theoretical and Experimental Studies) Vol. 1. Subseries Experimental Mineralogy. Amphiboles. Springer-Verlag. Berlin. Heidelberg. New York, 1968, 3.
12. Comeforo J. E., Kohn J. A. Am. Min., 1954, 39, N 7-8, 537.
13. Boyd F. R. Researches in geochemistry, New York — London, 1959, 377.
14. Leake B. E. Geol. Soc. Am., Spec. paper, 1968, N 98, 59.
15. Kohn J. A., Comeforo J. E. Am. Min., 1955, 40, N 5-6, 410.
16. Billings M. Am. Min., 1928, 13, N 7, 287.
17. Bunch T. E., Okrusch M. Am. Min., 1973, 58, N 7-8, 721.
18. Kemp A. J., Leake B. E. Min. Mag., 1975, 40, N 311, 308.
19. Henderson C. M. B. 5-th General meeting Intern. Min. Assoc., Pap. a. Proc., London, 1968, 291.
20. Кориковский С. П. В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968, 138.
21. Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А., Рогачев Д. Л. Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 12, 3.
22. Другова Г. М., Глебовицкий В. А., Никитина Л. П., Прияткина Л. А., Климов Л. В. Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука, 1972, 127.
23. Кутырева М. Ф. Изв. АН АрмССР. Науки о земле, 1972, № 3, 26.
24. Колесник Ю. Н. Тр. Ин-та геол. и геофиз., 1976, вып. 261, 70.
25. Zussman J. Acta Cryst., 1959, 12, pt 4, 309.
26. Raychaudhuri B. Am. Min., 1964, 49, N 1-2, 198.
27. Schürmann K. N. Jb. Min., Monatsh., 1967, H. 11, 346.
28. Wenk H.-R. Zs. Krist., 1971, 133, 341.
29. Troll G., Gilbert M. C. Am. Min., 1972, 57, N 9-10, 1386.
30. Helz R. T. J. Petrology, 1973, 14, N 2, 249.
31. Cameron M., Gibbs G. V. Am. Min., 1973, 58, N 9-10, 879.
32. Фоминых В. Г., Латыш И. К., Шилов В. А. Тр. Ин-та геол. и геохим., Свердловск, 1974, вып. 111, мин. сб. № 11, 43.
33. Калинин Д. В., Стенина Н. Г., Денискина И. Д. Международный геологический конгресс, 25-я сессия, Сидней. Доклады советских геологов. Геохимия, минералогия, петрология. М.: Наука, 1976, 210.
34. Соболев В. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. ун-та, 1949, 165.
35. Harry W. T. Min. Mag., 1950, 29, N 209, 142.
36. Rooney T. P., Riecker R. E., Gavasci A. T. Geology, 1975, 3, N 7, 364.

37. *Dollinger G., Blacic J. D.* Earth Planet. Sci. Lett., 1975, 26, 409.
38. *Morrison-Smith D. J.* Am. Min., 1976, 61, N 3-4, 272.
39. *Buck P.* Contrib. min., petrol., 1970, 28, N 1, 62.
40. *Воларович М. П., Бяко Е. И., Ефимова Г. А.* В кн.: Упругие свойства минералов при высоких давлениях. М.: Наука, 1975, 25, 53, 54.
41. *Александров К. С., Рыжова Т. В.* Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 9, 1339.
42. *Богуславский М. Е.* Изв. Высш. уч. зав. Геол. и разв., 1975, № 1, С, 109.
43. *Поваренных А. С., Толстой М. И., Продайвода Г. Т.* В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1976, вып. 10, 88.
44. *Ефимов А. Ф., Крюкова М. Г., Андрос У. Ц.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 4, 148.
45. *Иваницкий В. П., Калинин А. М., Матяш И. В., Банзаракчиев Н. Ю., Спивак С. Д.* Геохимия, 1977, № 7, 1073.
46. *Babkin J., Wolf J., Reithler J. C., Zeller C.* Pap. Proc. 5-th General Meet. Intern. min. assoc. London, 1968, 184.
47. *Поваренных А. С., Шевиц И. Н.* В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1972, вып. 6, 91.
48. *Тимофеев И. Н.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 7, 68.
49. *Платонов А. Н.* Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка, 1976, 79, 95.
50. *Rossmann G. R.* Am. Min., 1976, 61, N 9-10, 933.
51. *Faye G. H., Nickel E. H.* Canad. Min., 1970, 10, pt 4, 616.
52. *Бахтин А. И., Винокуров В. М.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 9, 112.
53. *Кицул В. И.* В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, 183.
54. *Ford W. E.* Am. J. Sci., 1914, ser. 4, 37, 179.
55. *Kunitz W. N.* Jb. Min., 1930, В-В., 60, А, 244.
56. *Соболев В.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4, 3.
57. *Лутц Б. Г.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 3, 331.
58. *Калинин Е. П.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1967, 96, вып. 2, 170.
59. *Гинзбург И. В., Южневич Г. В.* Геохимия, 1962, № 1, 30.
60. *Burns R. G., Strens R. G. J.* Science, 1966, 153, N 3738, 890.
61. *Лазарев А. Н.* Колебательные спектры и строение силикатов. Л.: Наука, 1968, 148.
62. *Wilkins R. W. T.* Am. Min., 1970, 55, N 11-12, 1993.
63. *Куковский Е. Г., Литвин А. Л.* В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1970, вып. 4, 81.
64. *Burns R. G., Greaves C.* Am. Min., 1971, 56, N 11-12, 2010.
65. *Христофоров К. К., Никитина Л. П., Крижанский Л. М., Екимов С. П., Литвин А. Л.* ДАН СССР, 1973, 210, № 4, 931.
66. *Vancroft G. M., Brown J. R.* Am. Min., 1975, 60, N 3-4, 265.
67. *Батицкий Б. А., Иваницкий В. П., Литвин А. Л., Матяш И. В., Польшин Э. В.* Геол. журн. АН УССР, 1975, 35, вып. 6, 54.
68. *Никитина Л. П., Крижанский Л. М., Екимов С. П., Христофоров К. К.* Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976, 196.
69. *Goodman B. A., Wilson M. J.* Clay Minerals, 1976, 11, N 2, 153.
70. *Goldman D. S., Rossmann G. R.* Am. Min., 1977, 62, N 3-4, 205.
71. *Калинин А. М., Банзаракчиев Н. Ю., Матяш И. В., Литвин А. Л., Польшин Э. В.* Кристаллография, 1977, 22, вып. 2, 397.
72. *Литвин А. Л., Орса В. И.* В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1970, вып. 4, 9.
73. *Никитина Л. П., Хильтова В. Я.* В кн.: Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. М.: Наука, 1964, 24.
74. *Закруткин В. В.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1968, 97, вып. 1, 13.
75. *O'Hara M. J.* Geol. Mag., 1960, 97, N 2, 147.
76. *Ujike O., Onuki H. J.* Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1976, 71, N 12, 389.
77. *Hartman P.* Min. Mag., 1969, 37, N 287, 366.
78. *Raase P.* Contrib. min., petrol., 1974, 45, N 3, 231.
79. *Leake V. E.* Min. Mag., 1971, 38, N 296, 389.
80. *Brown E. H. J.* Petrology, 1977, 18, N 1, 53.
81. *Holloway J. R., Burnham C. W. J.* Petrology, 1972, 13, N 1, 1.
82. *Bard J. P.* Contrib. min., petrol., 1970, 28, 117.
83. *Шульдинер В. И.* ДАН СССР, 1973, 209, № 6, 1429.
84. *Коваленко В. И.* Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск, 1977, 33.
85. *Ross M., Parke J. J., Shaw K. W.* Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 275.
86. *Борнеман-Старынкевич И. Д.* Руководство по расчету формул минералов. М.: Наука, 1964, 224.
87. *Кашкай М. А., Мамедов А. И.* ДАН АзербССР, 1955, 11, № 1, 21.
88. *Григорьев Д. П.* В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1946, 52.
89. *Huebner J. S., Parke J. J.* Am. Min., 1970, 55, N 1-2, 300.
90. *Parke J. J., Ross M., Clark J. R.* Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 117.
91. *Hawthorne F. C., Grundy H. D.* Nature, 1972, 235, N 5333, 72.

92. *Phillips R.* *Min. Mag.*, 1963, **33**, N 263, 701.
93. *Ghose S.* *Min. Mag.*, 1965, **35**, N 269, 46.
94. Пятенко Ю. А., Воронков А. А., Пудовкина З. В. Минералогическая кристаллохимия титана. М.: Наука, 1976, 25.
95. *Ernst W. G.* *Am. J. Sci.*, 1972, **272**, N 7, 657.
96. Костюк Е. А., Соболев В. С. ДАН СССР, 1977, **233**, № 2, 468.
97. *Semet M.* *Am. Min.*, 1973, **58**, N 5-6, 480.
98. *Hutton C. O.* *Mem. Geol. Surv. New Zealand*, 1940, N 5, 15.
99. Виноградская Г. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, **88**, вып. 1, 60.
100. Борнеман-Старынкевич И. Д. Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, **89**, вып. 2, 236.
101. *Hutton C. O.* *Acta Cryst.*, 1956, 9, pt 3, 231.
102. *Zussman J.* *Acta Cryst.*, 1955, 8, pt 6, 301.
103. *Zeelanandam C. N.* *Jb. Min., Monatsh.*, 1970, N 4, 184.
104. Таусон Л. В., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Петров Л. Л. Геохимия, 1969, № 8, 952.
105. Петрова З. И., Петров Л. Л. Геохимия, 1965, № 5, 629.
106. Иванов В. В. В кн.: Геохимия и геология некоторых рудных месторождений. М.: Наука, 1970, 141.
107. Мицкевич Б. Ф. Гесл. журн. АН УССР, 1972, **32**, вып. 4, 82.
108. Спиридонов Э. М. Геол. и геофиз. СО АН СССР, 1971, № 9, 124.
109. Мустафаев Г. В. ДАН АзербССР, 1965, **21**, № 6, 26.
110. Ляхович В. В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М.: Недра, 1972, 14.
111. Мельниченко А. К., Мочаровский В. В. Геохимия, 1968, № 1, 111.
112. Гаврилин Р. Д., Злобин Б. И., Леонова Л. Л., Певцова Л. А., Агафонникова Л. С., Класова Н. С. Геохимия варисских интрузивных комплексов Северного Тянь-Шаня. М.: Наука. 1966. 152.
113. Борисенко Л. Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. М.: Наука, 1966, 115.
114. Демин А. М., Поляков В. В., Ситнин А. А. Изв. высш. уч. зав. Сер. геол. и разв., 1970, № 5, 55.
115. Пучков Е. В., Букуров Г. С., Долгов Б. Т. ДАН СССР, 1974, **218**, № 1, 203.
116. Зверева Н. Ф., Гавриленко Б. В. Геохимия, 1971, № 1, 114.
117. *Francis D. M.* *Contrib. min., petrol.*, 1976, **58**, N 1, 51.
118. Колесник Ю. Н. Нефриты Сибири. Новосибирск: Наука, 1966, 3.
119. Борисенко Л. Ф., Миллер А. Д., Фишер Э. И. Геохимия, 1972, № 2, 188.
120. *Simon F. O., Rollinson C. L.* *Chem. Geol.*, 1976, **17**, N 2, 73.
121. Некрасов И. Я. Тр. 3-го Всес. петрогр. совещ. М.: Наука, 1964, 51.
122. Некрасов И. Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1966, 142.
123. Мочаровский В. В., Мельниченко А. К. Геохимия, 1967, № 9, 1090.
124. Лисицин А. Е., Хитров В. Г. Геохимия, 1962, № 3, 263.
125. Борисенко Л. А., Злобин Б. И. Геохимия, 1959, № 6, 505.
126. Бадалов С. Т., Рабинович А. В. Геохимия, 1966, № 11, 1363.
127. Руб М. Г., Макеев Б. В., Васильева Г. Л. В кн.: Метасоматическая специализация магматических комплексов. М.: Недра, 1964, 222.
128. Воронцов А. Е., Селиванова Г. И. Гесл. и геофиз. СО АН СССР, 1971, № 9, 401.
129. Ярославский Р. И. Тезисы докладов симпозиума «Минералогия и геохимия золота». Владивосток, 1974, ч. 2, 26.
130. Азимов П. Т., Хамрабаев И. Х. Узбекс. геол. журн., 1965, № 5, 28.
131. Осипов Д. К., Журавлев Р. С. Тр. ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1972, вып. 142, 21.
132. Говоров И. Н., Недашковский П. Г., Левашев Г. Б., Полевских Р. И., Стрижкова А. А., Мушленко Л. В., Иванов В. С., Никифорова И. К. В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск: Изд-во АН СССР, 1970, 94.
133. Туровский Д. С. Вестник МГУ. Геология, 1968, № 6, 97.
134. *Vorley G., Frost M. T.* *Min. Mag.*, 1963, **33**, N 263, 646.
135. Слепчев Ю. С. Геохимия, 1959, № 3, 252.
136. *Compton R. R.* *Am. Min.*, 1958, **43**, N 9-10, 890.
137. *Gilberg M.* *Arkiv Mineral., geol.*, 1960, **2**, N 5, 425.
138. Чепыжневый К. И. ДАН СССР, 1964, **156**, № 3, 582.
139. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 213.
140. *Troll G., Gilbert M. C.* *Am. Min.*, 1972, **57**, N 9-10, 1386.
141. *Foslie S.* *Norsk. geol. tidsskr.*, 1945, **25**, 74.
142. Бойко В. Л., Литвин А. Л. Мин. сб., Львов, 1966, № 20, вып. 2, 247.
143. *Smith J. V.* *Am. Min.*, 1959, **44**, N 3-4, 437.
144. *Whittaker E. J. W.* 5-th General meeting Intern. Min. Assoc., Pap. a proc. Min. Soc. London, 1968, 232.
145. *Phillips R.* *Min. Mag.*, 1966, **35**, N 275, 945.
146. *Saxena S. K., Ekström T. K.* *Contrib. min., petrol.*, 1970, **26**, N 4, 276.
147. Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. Новосибирск: Наука, 1970, 45.
148. *Shido F. J.* *Fac. sci., Univ. Tokyo*, 1958, **11**, pt 2, 131.

149. Аоченко О. В. Геология и геофизика, 1975, № 10, 146.
 150. Addison W. E., Sharp J. H. Clay Minerals Bull, 1962, 5, N 28, 73.
 151. Tomita K. Mem. Coll. sci., Kyoto univ., ser. B, 1965, 32, N 2, geol. a. min. Art. 2, 55.
 152. Коржинский А. Ф. ДАН СССР, 1956, 111, № 2, 445; Тр. Вост.-Сиб. филиала СО АН СССР. Сер. геол., 1961, вып. 16, 245.
 153. Clark S. P., Ringwood A. E. Rev. Geophys., 1964, 2, 35.
 154. Smith P. P. K. Contrib. min., petrol., 1977, 59, N 3, 317.
 155. Desnoyers C. Bull. Soc. fr. min., crist., 1975, 98, N 1, 65.
 156. Kushiro I. Carnegie Inst. Washington, 1970, Year Book N 68, 245.
 157. Vinx R., Jung D. Contrib. min., petrol., 1977, 65, N 2, 135.
 158. Aoki K., Fodor R. V., Keil K., Dowty E. Am. Min., 1972, 52, N 11-12, 1889.
 159. Jakes P., White A. J. R. Am. Min., 1972, 57, N 5-6, 987.
 160. Марин Ю. Б. Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. Изд. Ленинград. ун-та, 1976, 35.
 161. Мануйлова М. М., Зарубин В. В. В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974, 239.
 162. Lambert I. B., Wyllie P. J. Nature, 1968, 219, N 5160, 1240.
 163. McDowell S. D., Wyllie P. J. J. Geology, Chicago, 1971, 79, N 2, 173.
 164. Батырмурзаев А. С., Салаутдинова Б. Ш., Гаргацев И. О. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 2, 128.
 165. Котловская Ф. И. Геохимия, 1964, № 8, 828; В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1975, вып. 9, 135.

ГРУППА ТРЕМОЛИТА

	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Тремолит	9,82—	18,05—	5,27—	104°28'—	2,95—
$\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	9,88	18,12	5,29	104°52'	3,12
Актинолит	9,78—	18,02—	5,28—	104°18'—	3,10—
$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	9,80	18,08	5,29	104°21'	3,20
Ферроактинолит	9,89—	18,20—	5,29—	104°35'—	3,14—
$\text{Ca}_2\text{Fe}_3^{2+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	9,96	18,32	5,30	104°38'	3,27

В группу объединены безглиноземистые кальциевые амфиболы, образующие непрерывный изоморфный ряд благодаря замещению $\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}$. Магнезиальные члены ряда значительно более распространены в природе, члены группы с содержанием $\text{FeO} > 13\%$ ($\text{Fe}_{<1,5}$) редки. Минералы ряда тремолит — ферроактинолит связаны непрерывными переходами с роговыми обманками, граница с которыми условно проводится при $\text{Al}_{10,5}^{\text{IV}}$ и $\text{Na}_{0,5}^{\text{A}}$. Встречаются разновидности, переходные к натриево-кальциевым амфиболам, в которых часть Са замещена на Na, а часть Mg и Fe^{2+} на Al^{VI} и Fe^{3+} . Граница между ними принята, согласно Ликю (1978), при $\text{Ca}_{1,34}$. Возможны также амфиболы, переходные между актинолитом и куммингтонитом [1]. В целом состав амфиболов этой группы с учетом возможных изоморфных замещений выражается формулой $(\text{Na}, \text{K})_{0-0,5} (\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_{2-1,34} \text{Na}_{0-0,66} (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_5 (\text{Si}_{8-7,5} \text{Al}_{0-0,5}) (\text{O}, \text{OH})_{22} (\text{O}, \text{F}, \text{Cl}, \text{O}_2)$. Общепринятых критериев для отнесения амфиболов данной группы к тремолиту, актинолиту или ферроактинолиту нет. Часто к тремолитам относят минералы группы, содержащие 3—4% окислов железа. Винчелл [2] предложил относить к тремолиту минералы, содержащие не более 10 мол. % ферроактинолита ($\text{Mg}_{5-4,5}\text{Fe}_{0-0,5}$), Сундиус [3] — не более 15 мол. % ($\text{Mg}_{5-4,3}\text{Fe}_{0-0,7}$); Дир и др. (1965) — не более 20 мол. % ($\text{Mg}_{5-4}\text{Fe}_{0-1}$). В настоящем справочнике условная граница между тремолитом и актинолитом принята по Диру и др. (1965) при (Mg_4Fe_1), между актинолитом и ферроактинолитом — по Ликю (1978) при ($\text{Mg}_{2,5}\text{Fe}_{2,5}$). При отнесении амфиболов по литературным данным к тремолиту, актинолиту или ферроактинолиту учитывалось содержание ($\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$) в приводимых авторами анализах; названия минералов в данном справочнике не всегда совпадают с их названиями в оригинальных работах.

Л и т е р а т у р а

1. Ross M., Papike J. J., Shaw K. W. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 275.
2. Winchell A. N. Am. Min., 1932, 17, N 10, 472.
3. Sundius N. Sver. geol. unders. Ser. C, 1946, N 480, 32.

Тремолит Tremolite



Назван по месту первой находки вблизи долины Тремоль, Сен-Готард, Италия (Соссюр, 1796).

Синон. Гексагонит — hexagonite (Гольдшмидт, 1876); гёпфнерит — hoepfnerite (Честер, 1896); грамматит — grammatite (Аюи, 1801); зебезит — schesite (Брайтхаупт, 1847); каламит — calamite (Вернер, 1816); норденшельдит — nordenskiöldite (Кеннгот, 1854); рафилит — garphillite (Томсон, 1836); себезит, себесит — см. зебезит.

Разнов. По составу: марганцево-цинковый тремолит. По характеру выделений: нефрит, тремолит-асбест, тремолит-биссолит.

Характ. выдел. Кристаллы до 20 см в длину, зернистые массы, псевдоморфозы и каемки вокруг зерен роговой обманки и пироксена, порфиروبластовые выделения, шестоватые, сноповидные радиально-лучистые агрегаты, поперечные и продольно-волокнистые прожилки (асбесты), ватообразные скопления тонкоигльчатых кристаллов (биссолит), плотные массы (нефрит).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^8 - C2/m$. $a_0 = 9,82-9,88$, $b_0 = 18,05-18,12$, $c_0 = 5,27-5,29$ Å; $\beta = 104^\circ 28' - 104^\circ 52'$; $Z = 2$. (см. при хим. анализах). Более низкие величины установлены для оригинала хим. анализа 10, более высокие — для оригинала хим. анализа 11. Параметры искусственного тремолита соответствуют минимальным значениям для природных образцов [1, 2], фтортремолита: $a_0 = 9,78$, $b_0 = 18,01$, $c_0 = 5,26$ Å; $\beta = 104^\circ 30'$ [1, 3, 4]. Структура тремолита (фиг. 16) описана на стр. 29.

Межатомные расстояния (в Å) и валентные углы: 1 — оригинал хим. анализа 3 [5], 2 — оригинал хим. анализа 18 [6].

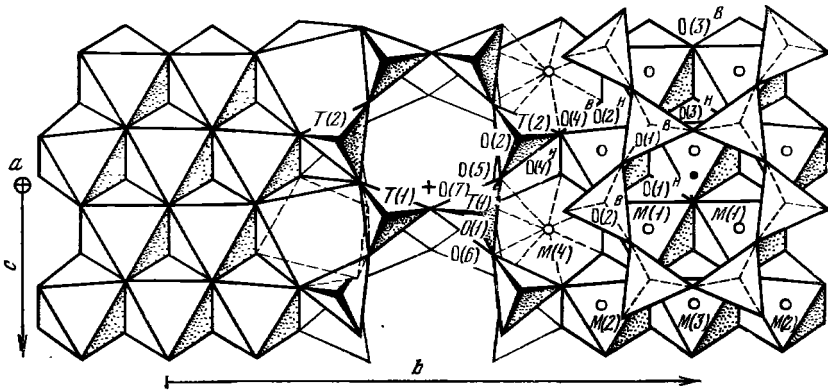
	1	2		1	2
M(1)—O	2,075	2,089	T(2)—O	1,632	1,622
M(2)—O	2,077	2,086	O—T(1)—O	109,4°	109,5°
M(3)—O	2,066	2,076	O—T(2)—O	109,4°	109,5°
M(4)—O	2,506	2,517	T(1)—O(5)—T(2)	136,5(1)°	136,8°
A—O	3,068	3,074	T(1)—O(6)—T(2)	138,4(1)°	139,3°
T(1)—O	1,620	1,621	T(1)—O(7)—T(1)	139,3(2)°	140,7°

Изменение длин связей при повышении температуры (оригинал хим. анализа 3) рассмотрено в работе [7]. При замещении гидроксила на фтор средние расстояния O(3) — M уменьшаются от 2,074 до 2,042 Å, октаэдрические слои сжимаются, несколько уменьшается угол T(1) — O(7) — T(1) [4].

Призм. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$. $a : b : c = 0,5445 : 1 : 0,2916$, $\beta = 104^\circ 28'$ (для оригинала хим. анализа 9) [8]. Отмечались формы: $b(010)$, $a(100)$, $e(130)$, $m(110)$, $n(310)$, $z(021)$, $t(\bar{2}01)$, $v(131)$, $i(\bar{1}31)$, $r(\bar{1}11)$. Координаты граней и двугранные углы см. стр. 63.

Кристаллы большей частью длиннопризматические, вытянутые по оси c , параллельно-шестоватые до игльчатых и волокнистых, реже короткопризматические или широкотаблитчатые; конечные грани редки. Отмечались скелетные формы [9]. На гранях $m(110)$ нередко вертикальная штриховка, обусловленная повторяющейся комбинацией форм (110) и $(\bar{1}10)$. Двойники по (100) простые и полисинтетические.

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (110) совершенная, острый угол между ее плоскостями $55^\circ 36'$ [8]; иногда хорошо выражена спайность по (010), по отношению к которой в шлифах наблюдается прямое погасание [Людочников, 1953]. Иногда отдельность по (100) и $(\bar{1}01)$. Хрупок. Тв. 5—6. Уд. в. 2,95—3,12 (вычисл. с 2,965 для крайнего магнезильного члена ряда [10, 11]). Бесцветный, белый или окрашен в светлые серые, зеленые, лиловые тона; иногда синевато-зеленый [12], голубой [13], ярко-зеленый [14], темно-зеленый [15]. Бл. стеклянный, у асбестовых разновидностей шелковистый. Прозрачный до полупрозрачного.

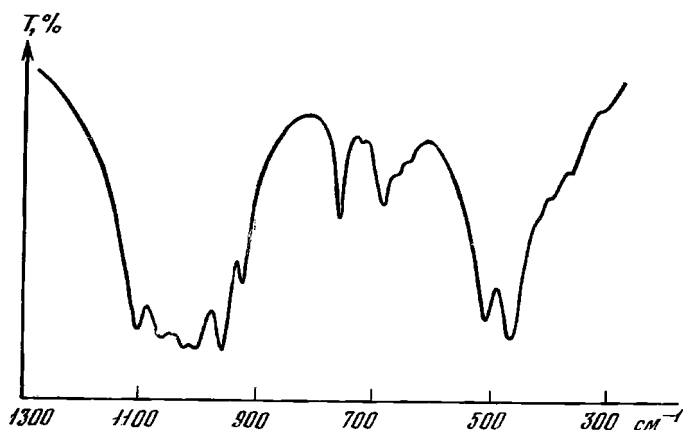


Фиг. 16. Структура тремолита в проекции на (100) (по Пэпику, Россу и Кларку)

В оптических спектрах наиболее интенсивные полосы поглощения вызваны изоморфной примесью железа и аналогичны таковым актинолита [16]. Для марганецсодержащего тремолита отмечены полосы поглощения Mn^{3+} (17900, 19300 и 12500 см^{-1}), для хромсодержащего — полосы Cr^{3+} (15500, 22830 и 326 см^{-1}) [13, 17]. Спектр люминесценции Mn- и Cr-содержащих тремолитов состоит из широкой полосы 17180 см^{-1} , обусловленной электронными переходами в ионах Mn^{2+} , и узкой полосы 14410 см^{-1} , связанной с электронными переходами в ионах Cr^{3+} [17]. Люминесценция в золотисто-желтых тонах под действием электронов отмечена для тремолита из Гувернера, шт. Нью-Йорк (США), содержащего 0,29 Mn на формульную единицу [18, 19]; в длинноволновой ультрафиолетовой области (365 нм) асбесты люминесцируют в бледных голубоватых и зеленоватых тонах [20]. В ИК-спектре (фиг. 17) полосы наиболее интенсивного поглощения наблюдаются в области $1100\text{—}900\text{ см}^{-1}$ (валентные колебания связей Si—O) и в области $520\text{—}400\text{ см}^{-1}$ (валентные колебания связей Me—O). Менее интенсивные полосы, отвечающие, вероятно, деформационным колебаниям связей Si—O, в области $780\text{—}620\text{ см}^{-1}$ [20—26]. Валентным колебаниям связей O—H отвечает одна четкая интенсивная полоса поглощения 3676 см^{-1} ; ее частота свидетельствует об отсутствии водородной связи [27]. Диэлектрическая проницаемость для тремолит-асбеста 5,5 [20]. Магнитная восприимчивость существенно зависит от содержания железа: у тремолита из месторождения Слюдянка $2,0 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС [28], у тремолита с 1,53% ($FeO + Fe_2O_3$) $4,72 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС [20].

В справочнике [29] на основании измерений теплоемкости тремолита в интервале температур $12\text{—}300\text{ К}$ [30] указано значение стандартной энтропии $S_{298,15}^\circ = 131,40 \pm 0,60\text{ ккал/моль} \cdot \text{град}$. Уикс [31] по данным о теплотах растворения в растворах HF для реакции $2CaO_{(к)} + 5MgO_{(к)} + 8SiO_2$ (кварц) + $H_2O_{(ж)} = Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2(OH)_{2(к)}$ нашел $\Delta H_{298,15}^\circ = -120,84 \pm 1,46\text{ ккал/моль}$. Этой величине соответствует $\Delta H_{f298,15}^\circ = -2953,5 \pm 3,0\text{ ккал/моль}$. Зен [32] из данных по равновесиям с участием тремолита вычислил $\Delta H_{f298,15}^\circ = -2949,0 \pm 2,6\text{ ккал/моль}$. Термодинамические характеристики тремолита приводятся также в ряде других работ [33—35].

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветен, иногда по Ng — бледно-зеленый. У хромсодержащих тремолитов и тремолитов состава, переходного к тремолитовой роговой обманке или актинолиту, возможен плеохроизм в зеленых и голубоватых тонах. Двуосный (—). Пл. опт. осей (010), $Nm \parallel b$, $cNg = 12\text{—}20^\circ$. Удлинение (+). $n_g = 1,625\text{—}1,645$, $n_m = 1,615 = 1,630$, $n_p = 1,600\text{—}1,623$; у искусственного F-тремолита: $n_g = 1,602$, $n_m = 1,593$, $n_p = 1,581$ [3]. $n_g - n_p = 0,020\text{—}0,029$. $2V = 75\text{—}88^\circ$. Дисперсия слабая, $r < v$, реже $r > v$ [36]. Установлен тремолит с аномальной оптической ориентировкой: $cNp = 28^\circ$,



Фиг. 17. ИК-спектр тремолита (по Диманшу)

(+) $2V = 62 - 66^\circ$ [37]. Двойникование по (100) простое и полисинтетическое. Некоторые кристаллы зональны [8, 38]. В тремолите из Гувернера, шт. Нью-Йорк, обнаружены пластинчатые включения марганцевого *P*-куммингтонита толщиной до 1 мкм (до нескольких объемных процентов). Плоскости (100) и (101) обоих минералов совпадают, плоскости срастания отклоняются от (100) и (101) соответственно на 5 и 8° [18, 19, 39, 40]. Отмечались включения кварца, кальцита [9], магнетита [38], графита (вдоль плоскостей спайности) [9].

Хим. Состав тремолита с учетом изоморфных замещений выражается формулой $(\text{Na}, \text{K})_{-0,5}(\text{Ca}_{2-1,34}\text{Na}_{0-0,66})\text{I}(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Al})_{5-4}(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_{0-1}\text{II}(\text{Si}_{8-7,5}\text{Al}_{0-0,5})(\text{O}, \text{OH})_{22}(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl}, \text{O})_2$. Теор. состав для формулы $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2 : \text{CaO} - 13,80, \text{MgO} - 24,81, \text{SiO}_2 - 59,17, \text{H}_2\text{O} - 2,22$. Содержание CaO обычно в пределах 12—14%; в тремолитах из карбонатных пород не менее 13%, в некоторых тремолитах из ультраосновных пород до 10,5%. Количество MgO обычно 20—25%; в тремолитах из карбонатных пород 24—25%, в тремолитах из ультрамафитов 21—23%. Содержание FeO до 7%, Fe_2O_3 до 3,75% (обычно значительно ниже). Наиболее низкое содержание Fe в тремолитах из мраморов (до сотых долей %). Тремолиты из ультрамафитов содержат 1,5—4,5% FeO и могут рассматриваться как переходные к актинолитам. MnO присутствует почти всегда, до 0,6% ($\text{Mn}_{0,06-0,07}$). Повышенное количество MnO (до 1,5%) отмечено в тремолите («гексагоните») из Гувернера, шт. Нью-Йорк (США) [41]. В амфиболе из Лонгбана, Швеция, переходном от тремолита к рихтериту, содержится до 5,81% MnO [42] (также см. хим. анализ 4), в марганцево-цинковом тремолите из Франклина (см. «Разнов.») — до 5,4% MnO ($\text{MnO}_{0,9}$). Необычно высокое (8,97%) содержание MnO отмечено в волокнистом тремолите из железо-марганцевого месторождения Джумарт, Казахстан [43], однако чистота этого материала требует подтверждения. Почти всегда присутствует небольшое количество щелочных металлов: Na_2O до 0,75% ($\text{Na}_{0,20}$), K_2O до 0,35% ($\text{K}_{0,66}$). Встречаются тремолиты с повышенным содержанием щелочей (Na_2O до 2% и K_2O до 0,70%). Эта разновидность тремолита по составу является промежуточной между двумя теоретическими конечными членами — тремолитом и эденитом (хим. анализы 1, 10, 12) [1, 10, 12, 25, 44]. Отмечались также тремолиты, переходные к кальциево-натриевому амфиболу — рихтериту, в них содержится до 2,3—3,7% Na_2O (хим. анализ 4) [41, 42, 45]. В тремолитах из ультрамафитов нередко отмечается Cr_2O_3 (до 0,65%) [14, 25, 38, 46—49]. Необычно высоко содержание Cr_2O_3 (2,97%) в минерале из хромитового месторождения Зоритаг в Турции, описанном под названием «хромтремолит» — chrom-tremolite [50]; однако данные его анализа требуют уточнения. Кроме Cr_2O_3 , в отдельных тремолитах из ультрамафитов обнаруживается до 0,33% NiO и до 0,11% CoO [48,

49, 51]. Содержание Al_2O_3 составляет 0,15—3,00% ($Al^{IV}_{до 0,5}$, $Al^{VI}_{до 0,4}$); SiO_2 —54—59%, редко менее (в тремолитах из карбонатных пород преимущественно 57—59%, из ультрамафитов иногда до 57% и ниже). Содержание TiO_2 обычно не превышает сотых долей процента. Тремолиты из карбонатных пород нередко содержат F, наиболее высокое содержание его (до 1,5%) отмечено в тремолите из Гувернера в США [1, 10] и в тремолите из Кавельторпа, Швеция (0,94—1,15%) [8, 52]. Общее количество OH^- и F^- в тремолитах из карбонатных пород около 2 или менее на формульную единицу, замещение кислорода группами OH^- не отмечено. В тремолитах из ультрамафитов содержится не более 0,20% F. Содержание H_2O^+ достигает 3% [53, 54]. Cl обнаружен в тремолите из железорудных метасоматитов [55].

Анализы (в порядке увеличения содержания $Fe^{2+} + Fe^{3+}$):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	1,44	0,04	0,40	3,14	0,27	0,12	0,35	0,05	0,57
K_2O	0,68	0,02	0,10	0,64	0,12	0,02	0,18	0,02	0,23
MgO	24,41	24,86	24,74	23,67	24,45	24,34	24,04	23,96	23,31
CaO	12,25	13,50	13,00	9,01	13,59	13,79	13,51	13,27	12,65
MnO	0,03	Не обн.	0,42	2,40	Сл.	0,01	0,05	0,15	0,54
FeO	0,08	0,29	0,22	Сл.	0,37	0,33	0,29	1,33	1,77
Al_2O_3	1,41	0,14	0,56	0,37	0,79	1,51	0,88	0,53	1,30
Fe_2O_3	0,01	0,04	—	0,29	0,22	0,23	0,56	0,40	0,67
SiO_2	56,57	58,94	58,90	57,74	58,54	57,66	57,46	58,32	56,77
TiO_2	0,01	<0,01	0,02	Сл.	—	0,01	0,06	0,02	—
P_2O_5	—	0,02	—	—	—	—	—	0,01	—
H_2O^+	1,46	2,12	1,19	2,39	2,12	2,22	2,18	2,08	1,74
H_2O^-	—	0,04	—	—	Не обн.	0,04	—	0,04	—
CO_2	—	Не обн.	0,10	—	—	—	0,10	Не обн.	—
F	1,52	0,06	0,30	0,37	—	Не обн.	0,20	0,04	0,94
Cl	0,05	0,01	—	—	—	—	—	0,01	—
Сумма	99,92	100,08	99,95	100,02	100,47	100,28	99,86	100,23	100,49
$-O=F_2+Cl_2$	0,64	0,03	0,13	0,16	—	—	0,08	0,02	0,40
	99,28	100,05	99,82	99,86	—	—	99,78	100,21	100,09
Уд. в.	2,964	2,978	2,99	2,99	2,964	2,99	—	2,999	3,025
n_g	—	1,629	1,628	1,627	1,629	—	1,623	1,630	1,6299
n_m	—	1,617	1,612	—	—	—	—	1,620	1,6171
n_p	—	1,604	1,604	1,605	1,602	—	1,602	1,606	1,6036
(—)2V	—	83°	—	—	82°	81°	—	88°	87°46'
cNg	—	16°	—	—	20°	—	—	18°	18°
$a_0(\text{Å})$	9,863	9,841	9,818	—	9,845	9,840	—	9,837	9,85
b_0	18,048	18,053	18,047	—	18,058	18,052	—	18,056	18,086
c_0	5,285	5,277	5,275	—	5,280	5,275	—	5,281	5,275
β	104°47'	104°47'	104°39'	—	104°44'	104°42'	—	104°45'	104°28'
$Fe^{2+} + Fe^{3+}$	0,01	0,03	0,03	0,03	0,06	0,06	0,09	0,19	0,27
$(Al+Fe^{3+})^{VI}$	0,02	—	0,09	—	0,07	0,07	0,04	0,07	0,07
Al^{IV}	0,21	0,02	—	0,10	0,08	0,19	0,16	0,06	0,21

1 — призматический кристалл, тальконосный район Гувернер, шт. Нью-Йорк (США), анал. не указан, в оригинале сумма не приведена [10]; 2 — белый радиально-лучистый, из кальцит-тремолит-диопсидовой породы Виртасальми (Финляндия), спектрально определены Cr, V, Ni, Co, анал. Оякпере [11]; 3 — бледно-лиловый, из мономинеральной зоны между массивной тальковой породой и доломитом, район Гувернер, шт. Нью-Йорк (США), анал. Фэхи [5, 19]; 4 — бесцветный, из мраморов Лонгбана (Швеция), анал. Бигден, в оригинале назван рихтеритом [41]; 5 — бесцветный, из мрамора района Гувернер, шт. Нью-Йорк (США), анал. Ито [36]; 6 — белые игольчатые кристаллы, анал. Хаун [56]; 7 — из Слюдянки, Прибайкалье, анал. не указан [44]; 8 — зеленый, радиально-волоконистый, из доломит-тремолитовой породы Кайо, Юка (Финляндия), спектрально определены Cr, V, Ni, анал. Оякпере [11]; 9 — светло-зеленые кристаллы из Кавельторпа (Швеция), анал. не указан [8].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
N ₂ O	1,56	0,82	1,93	0,16	0,09	0,28	0,14	—	0,53
K ₂ O	0,21	0,13	0,58	0,14	0,09	0,11	0,21	—	0,09
MgO	23,50	23,35	23,01	23,06	22,39	21,70	21,09	19,65	21,22
CaO	11,06	11,19	11,60	12,36	12,00	12,06	13,22	12,58	10,54
MnO	0,12	0,06	0,30	0,19	0,14	0,15	0,18	0,27	0,59
FeO	2,85	2,51	1,93	3,86	4,17	4,31	5,65	4,65	7,04
NiO	—	—	—	0,25	0,11	—	0,24	Сл.	—
Al ₂ O ₃	0,94	2,41	2,65	1,20	1,16	2,87	1,40	2,18	1,24
Fe ₂ O ₃	0,35	0,80	1,69	0,36	0,40	0,73	0,06	2,70	1,04
SiO ₂	56,66	55,91	53,97	56,20	56,97	55,00	56,20	54,68	55,45
TiO ₂	0,14	0,02	He обн.	He обн.	0,05	0,28	He обн.	0,05	0,04
H ₂ O ⁺	2,51	2,66	2,23	2,47	2,43	2,27	2,09	2,49	2,18
H ₂ O ⁻	0,13	0,10	—	0,15	0,02	0,02	He обн.	0,07	0,12
F	—	—	—	—	—	0,093	—	—	—
Cl	—	—	—	—	—	0,034	—	—	—
Сумма	100,28*	99,96	99,96 ^{2*}	100,40	(100,13) ^{3*}	99,91	100,48	99,77 ^{4*}	100,34 ^{5*}
—O=F ₂ +Cl ₂						0,05			
						99,86			
Уд. в.	—	3,03	—	2,96	2,995	3,04	2,99	—	3,10
n _g	1,635	1,631	1,636	1,632	1,632	1,639	1,632	1,638	1,642
n _m	1,628	1,615	—	—	—	1,629	—	1,626	—
n _p	1,614	1,606	1,614	1,609	1,609	1,616	1,609	1,612	1,622
(—)2V	77°	77°	82°	80°	80°	—	—	79°43'	—
cNg	13°	17°	20°	14°	14°	—	—	13°	—
a ₀ (Å)	9,806	9,90	—	9,872	9,864	—	9,879	—	9,830
b ₀	17,998	18,17	—	18,076	18,086	—	18,116	—	18,084
c ₀	5,254	5,26'	—	5,29	5,27	—	5,29	—	5,281
β	104°40'	105°26'	—	104°52'	104°40'	—	104°47'	—	104°42'
Fe ²⁺ +Fe ³⁺	0,37	0,37	0,40	0,48	0,52	0,58	0,67	0,82	0,93
(Al+Fe ³⁺) ^{VI}	—	0,11	0,11	—	0,05	0,16	0,04	0,25	0,08
Al ^{IV}	0,24	0,36	0,50	0,28	0,18	0,39	0,20	0,39	0,24

* В том числе Cr₂O₃ — 0,25.

** В том числе п. п. — 0,07.

** В том числе CoO — 0,11.

** В том числе Cr₂O₃ — 0,42, Li₂O — 0,01, S — 0,02, P₂O₅ — Сл.** В том числе P₂O₅ — 0,14.SO₃ — 0,12; H₂O = п. п.

10 — из прожилка в серпентините, бассейн р. Маркоидж (Кавказ), анал. не указан [25]; 11 — зелено-вато-серый, асбестовидный, из прожилка в серпентините, Леговица (Чехословакия), спектрально определены Cr, Ni, Ag, Co, Cu, Pb, Sn, анал. Адам [57]; 12 — синева-зеленый, из гнездообразных выделений в метаморфизованных ультрамафитах, окрестности оз. Ишкуль (Урал), анал. не указан [12]; 13 — широкотаблитчатый, по нефриту, Оспинско-Китойское месторождение (Восточный Саян), анал. хим. лаб. ИГЕМ АН СССР [51]; 14 — тонкоигльчатый, по нефриту, Оспинско-Китойское месторождение (Восточный Саян), анал. хим. лаб. ИГ и Г СО АН СССР, в оригинале сумма 100,28 [51]; 15 — густо-зеленый, асбестовидный, из прожилка в оруденелом метапериодите медно-никелевого месторождения Восток, Аллареченский район (Кольский п-ов), S не обн., спектрально определены Ni, Co и Cu, анал. Мокрецова, в оригинале назван актинолитом [48]; 16 — нефрит, Оспинско-Китойское месторождение (Восточный Саян), анал. хим. лаб. ИГЕМ АН СССР [51]; 17 — темно-зеленые короткостолбчатые кристаллы в массе талька, Мраморный завод, Средний Урал, анал. Исаева (в оригинале назван актинолитом) [14]; 18 — из контактной зоны ксенолита ультраосновных пород в перматите, село Елисеевка, Приазовье (УССР), анал. Мирская, в оригинале назван актинолитом [6, 58, 59].

Диагн. исп. П.п.тр. плавится с трудом в прозрачное бесцветное стекло. Кислоты почти не действуют.

Повед. при нагр. Кривая ДТА тремолита характеризуется четко выраженным эндотермическим прогибом в интервале 900—1150°, обусловленным распадом тремолита на диопсид, энстатит и кристобалит с выделением воды [60, 61]. Механизм распада тремолита на пироксены и кристобалит изучался Фриманом и Тейлором [62]. Спеканию продуктов разложения тремолита отвечает эндотермический эффект при 1355°, плавление происходит при 1385° [63].

У тремолит-асбеста и нефрита обезвоживание и плавление протекают при более низких (на 50—80°) температурах [63]. Фтор-тремолит плавится incongruently при 1350° с образованием форстерита и расплава [3]. На кривой ДТА некоторых образцов тремолита имеется экзотермический пик при 820—840° [44, 57, 61, 64—66]. Возможно он связан с перекристаллизацией и укрупнением частиц. При увеличении степени дисперсности частиц минерала максимум реакции понижается до 780° [44].

Показатели преломления безжелезистого тремолита почти не изменяются до начала разрушения его структуры (после выдержки при 850° в течение трех часов), при небольших содержаниях железа появляется микроскопически различимая окраска: по *Ng* — светло-бурая, по *Nm* — светло-зеленая [67]. После прогревания тремолита ($\text{Fe}_{0,01}$) при 900° отмечалось уменьшение a_0 от 9,97 до 8,82 Å и увеличение b_0 от 18,12 до 18,18, c_0 от 5,29 до 5,32 Å; величина β уменьшилась от 106°25' до 105°22' (в установке *l2/m*) [68]. ИК-спектр остается почти без изменения после прокаливании при 900° в течение часа [21].

Средний коэф. термического расширения α в интервале температур 24—700° вдоль *a*, *b* и *c* соответственно равен $1,202 \cdot 10^{-5}/^\circ\text{C}$, $1,167 \cdot 10^{-5}/^\circ\text{C}$, $0,583 \cdot 10^{-5}/^\circ\text{C}$. Наибольшее расширение испытывают полиэдры $M(1-4)$ и *A*. Среднее значение α для *M* уменьшается в направлении $M(4) > M(2) > M(1) > M(3)$; объем изменяется в порядке $M(2) > M(4) > M(1) > M(3)$. *A*-полиэдр испытывает максимальное расширение в направлении *a*. Расстояния Si—O изменяются незначительно, но кремнекислородные цепочки распрямляются, угол O(5)—O(6)—O(5) увеличивается на 2,8° при 700°, угол β уменьшается [7].

Наход. Тремолит широко распространен в метаморфических и метасоматических породах, образованных за счет карбонатных и ультраосновных пород, часто под воздействием на них постмагматических гидротермальных растворов по зонам трещиноватости и по контактам пород различного химического состава.

В доломитовых и кальцитовых мраморах и кальцифирах он образует рассеянную вкрапленность, порфирибластовые и линзовидные выделения и прожилки, в которых иногда имеет асбестовидное сложение. Часто приурочен к контактам с кварцевыми жилами или прослоями кварц-серицитовых, хлорит-серицитовых и других сланцев, слагает мономинеральные тремолититы. Для тремолита в карбонатных породах характерна ассоциация с диопсидом и тальком. Нередка ассоциация тремолита со скарновыми и рудными минералами. Тремолиты, образовавшиеся в карбонатных породах, наименее железисты и содержат много фтора, кальция, магния, кремния. Широко распространены в карбонатных породах Украинского щита [69, 70]. В кальцитовых и доломитовых мраморах Ладожской формации в Карелии представлен двумя генерациями; также входит в состав крупнозернистых графитизированных тремолитовых и диопсид-форстерит-тремолитовых кальцифиров, содержащих флогопит, кварц, плагиоклаз, микроклин, скаполит, серпентин, шпинель, турмалин, апатит, титанит [9]. Призматические бесцветные кристаллы тремолита (до 4 см) встречаются в кальцифирах Слюдянки в Прибайкалье (хим. анализ 7) [44, 63], радиально-лучистые скопления — в доломитизированных карбонатных породах бассейна р. Билин в Восточной Туве [71]. Содержится в доломитах, известняках и скарнах Западного Узбекистана [72], в известняках и тремолититах района Лаврентьевского железорудного месторождения в Хакасии [73], в скарнах, мраморах и амфибол-скаполитовых сланцах Памира [44, 74].

В скарновом золоторудном месторождении Злоты-Сток в Нижней Силезии (Польша) образовался по диопсиду в контакте катаклазированных диопсидовых скарнов и мраморов [75]. Карбонат-тремолит-диопсидовые породы известны в Финляндии (хим. анализы 2 и 8) [11]. Широко распространен в тальконосном районе Гувернер, Адирондак, шт. Нью-Йорк (США), в ассоциации с тальком, серпентином, кварцем, хлоритом, куммингтонитом, антофиллитом, иногда флогопитом (хим. анализы 3, 5, 1), [1, 10, 36, 41, 76, 77]. Снежно-белые тальк-тремолитовые сланцы в доломитах известны также в округе Сан-Бернардино в шт. Калифорния [78]. С диопсидом, плагиоклазом, скаполитом и титанитом обна-

ружен в метаморфизованном доломитовом песчанике в шт. Айдахо (США) [79], в мраморах на о-ве Хэт на Аляске [80], в Рейнагар и Удэпур, шт. Раджастхан в Индии [37], в юго-западной части Африки [81]. Тремолит распространен в месторождениях марганца, свинца и цинка среди карбонатных толщ, где он часто обогащен марганцем и цинком, пример — месторождение Лонгбан в Швеции (хим. анализ 4) [41, 42]. В скарнах свинцово-цинково-медного месторождения Кавельторп (Швеция) ассоциируется с форстеритом, клиногумитом, хондродитом, антофиллитом, флюоритом, флогопитом; в свинцово-цинковых рудах этого месторождения содержит до 1,15% F, а в ассоциации с сульфидами меди и железа — больше железа и меньше фтора (хим. анализ 9). [8, 52]. Входит в состав уникальной ассоциации минералов марганцево-цинкового месторождения Франклин, шт. Нью-Джерси (США) [82]. Волокнистый медово-желтый тремолит с повышенным содержанием марганца и натрия — обычный минерал железо-марганцевого месторождения Джумарт в Казахстане, ассоциируется с родонитом, кальцитом и Мп-хлоритом [43].

В ультраосновных породах представляет продукт преобразования оливина и пироксенов. В тектонически ослабленных участках образуются жиллообразные скопления и гнезда тремолита, нередко асбестовидного. При более интенсивном метаморфизме по ультрамафитам возникают антигорит-талек-тремолитовые и карбонат-талек-тремолитовые сланцы. Характерно образование тремолита, в ультраосновных породах вблизи их контакта с основными или кислыми породами различного генезиса, которые подвергались альбитизации и окварцеванию. Такой тремолит тесно ассоциируется с диопсидом, на ранних стадиях иногда происходит образование нефрита (о нефрите см. в разделе: «Разнов»). Образование тремолита в ультрамафитах отмечалось также на контакте с пегматитовыми жилами [48, 58, 83, 84]. По сравнению с тремолитом из карбонатных пород он более железист, нередко с примесью хрома, кальций иногда частично замещен магнием. На Кольском п-ове наблюдается в массивах Африканда, Себьяврский, Лесная Варака в составе метасоматических пород с кальцитом, флогопитом, ильменитом, титанитом, апатитом, иногда клиногумитом, вермикулитом, пирохлором [85]; в Аллареченском районе на контакте с десилифицированным гранитным пегматитом [48]. В ультрамафитах и образующимся по ним горнблендитами — в бассейнах рек Конка и Берды в Приазовье [49]; в ксенолитах ультраосновных пород в пегматитах с куммингтонитом и антофиллитом у села Елиссевка в Приазовье (хим. анализ 18, [58]; в ультраосновных породах и сланцах на Урале (хим. анализы 12, 17) [12, 14, 46, 86—88]; в районе р. Маркопидж (Кавказ) в виде метасоматических прожилков в серпентините (хим. анализ 10) [25]; в амфиболитизированных ультрамафитах Центральной Европы [57, 64, 89, 90], Швеции [91], Италии [38, 92]. В месторождении Оутокумпту (Финляндия) тремолитовые породы на контакте серпентинизированных и частично доломитизированных ультрамафитов с кварцитами, подверглись интенсивному замещению сульфидами [93].

В кимберлите Бьюл-Парк, шт. Аризона (США) встречен тремолит с повышенным содержанием натрия, образовавшийся, возможно, в условиях верхней мантии. Он образует прозрачные темно-зеленые короткопризматические кристаллы (до 6 мм) в массе породы, состоящей из оливина, хромэнстатита, хромдиоксида, пиропы, клиногумита, ильменита и апатита [45].

В метаморфизованных основных породах редок. Обнаружен только микронзондовым анализом в центральных частях зерен некоторых темноцветных минералов в метагаббро гор Сьерра-Невада (США) [94] и Хидака на о-ве Хоккайдо (Япония) [95]. Встречен в некоторых метасоматитах железорудных и медноникелевых месторождений, залегающих в карбонатных или ультраосновных породах. Примеры: медно-никелевое месторождение Восток на Кольском п-ове (хим. анализ 15) [48], железорудные месторождения Таежное и Западно-Дёсское в Южной Якутии [55, 96], железистые кварциты Приднестровья [66] и Оленегорского месторождения на Кольском п-ове [24]; гастингсит-магнетитовые скарны о-ва Эльба (Италия) [26].

Изм. Замещается тальком по определенным кристаллографическим направлениям иногда до образования полных псевдоморфоз [51, 55, 87, 89, 97, 98]; реже антигоритом или хризотилом, также до полных псевдоморфоз [19, 46, 87]; агрегатом кальцита, слюды и кварца [74]; скаполитом [74]; $P2_1/m$ -куммингтонитом [90]. Отмечено замещение нефрита таблитчатым тремолитом [15, 51, 53]. В зоне гипергенеза установлено замещение тремолита нонтронитом [84].

Искусств. $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ из стехиометрической смеси окислов CaO , MgO и SiO_2 синтезируется медленно, в качестве метастабильных фаз с ним сосуществуют пироксен и кварц. Получен при температурах $500\text{--}600^\circ$ и $P_{\text{H}_2\text{O}}$ $1000\text{--}2000 \text{ бар}$ в течение недели [99]; при 650° и $P_{\text{H}_2\text{O}}$ 1000 бар за 1866 часов и при 775° и $P_{\text{H}_2\text{O}}$ 4000 бар за 980 часов [1]. Скорость образования тремолита существенно возрастает в присутствии легкорастворимых солей магния, железа и натрия. Из свежеприготовленных CaO , $\text{Mg}(\text{OH})_2$ и геля SiO_2 , содержащего примесь солей натрия, игольчато-волокнистые кристаллы тремолита, были синтезированы при 450° и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \text{ атм}$ в течение двух часов [100]. Из смеси CaCO_3 , MgCO_3 , SiO_2 с добавлением CaCl_2 и MgCl_2 при 540° и $P_{\text{H}_2\text{O}}$ 560 атм за 48 часов были получены волокнистые кристаллы тремолита [101, 102]. Из геля, приготовленного из CaCO_3 , $\text{Mg}(\text{NO}_3)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ и SiO_2 , получен при $800\text{--}870^\circ$ и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2000 \text{ бар}$; при более низких температурах, до 450° , наряду с тремолитом образуются метастабильные фазы (диопсид, анортит, энстатит, кварц) [103]. Кинетика образования тремолита изучена при температурах $700\text{--}780^\circ$ и давлении 5%-раствора NaCl 400 атм . Скорость образования тремолита достигает максимума при 730° ; увеличение длительности экспериментов приводит к понижению температуры максимального выхода тремолита примерно на 15° [104]. Верхний температурный предел устойчивости тремолита, выше которого он разлагается на диопсид, энстатит и кварц, при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 450 \text{ бар}$ равен 790° ; с ростом давления до 2000 бар температура разложения возрастает до 970° [99]. В присутствии карбонатов температура разложения тремолита значительно ниже и зависит от парциального давления CO_2 в газовой фазе: в системе тремолит + кальцит + кварц + H_2O (пар) + CO_2 (газ) при содержании CO_2 в газовой фазе $>25\%$ переход в диопсид осуществляется при $T \geq 525^\circ$, при снижении содержания CO_2 температура перехода быстро падает, достигая 350° при $P_{\text{CO}_2} = 0$ [105]. Реакции с участием тремолита изучались в системе $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ [33].

Фтортремолит в виде кристаллов размером до 4 мм получен из расплава смеси CaF_2 , CaCO_3 , MgO и SiO_2 после его выдержки при 1450° в течение 4 часов с последующим охлаждением со скоростью 5° в час до 1100° [3]. Из смеси аналогичного состава фтор-тремолит был синтезирован также при температурах $1090\text{--}1150^\circ$ в запаянных платиновых ампулах [1]. Мономинеральные сплавы были получены при небольших добавках Al_2O_3 к смеси $\text{CaF}_2 + \text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2$ [106]. Тремолиты с различным отношением OH/F синтезированы с применением анортит-флюорит-силлиманит-кварцевого и волластонит-флюорит-кварцевого буферов [1]. Замещение OH^- на F^- повышает верхний температурный предел устойчивости (у фтор-тремолита до 1160°) [1].

Практ. знач. Тремолит-асбест используется для разных целей (см. разд. «Разнов.»). Крупные зеленоватые прозрачные кристаллы применяются в ювелирном деле. В Калифорнии тремолитовые и тальк-тремолитовые породы служат сырьем для керамической промышленности.

Разнов. По составу: марганцево-цинковый тремолит — manganese-zinc tremolite — установлен в месторождении Франклин, шт. Нью-Джерси (США) наряду с другими минералами, содержащими Mn и Zn [82]. Помимо необычно высокого содержания ZnO (до $9,5\%$) и MnO ($5,4\%$), характерно пониженное содержание CaO и повышенное — воды. Анализ двух образцов (анал. Ито) [82]: $\text{Na}_2\text{O} - 0,45$ и $1,80$; $\text{K}_2\text{O} - 0,10$ и $0,30$; $\text{MgO} - 14,60$ и $12,50$; $\text{CaO} - 9,88$ и $9,03$; $\text{MnO} - 5,42$ и $4,24$; $\text{ZnO} - 8,99$ и $9,54$; $\text{FeO} - 2,23$ и $3,56$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,67$ и $0,90$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1,52$ и $2,92$; $\text{SiO}_2 - 53,50$ и $52,80$; $\text{H}_2\text{O}^+ -$

2,35 и 2,56; сумма 99,71 и 100,15. Оптические свойства и параметры элементарной ячейки для анализированных образцов: n_g — 1,652 и 1,660, n_m — 1,642 и 1,652, n_p — 1,629 и 1,640; $(-)$ $2V = 81^\circ 54'$ и $77^\circ 56'$; $cNg = 15^\circ$ и 18° ; плеохроизм: по Ng — бледно-зеленый и зеленый, по Nm — бледный желто-зеленый, по Np — бесцветный и бледно-зеленый; $a_0 = 9,851$ и $9,856$, $b_0 = 18,143$ и $18,099$, $c_0 = 5,295$ и $5,300 \text{ \AA}$, $\beta = 104^\circ 38'$ и $104^\circ 20'$. Уд. в. 3,20 и 3,19 (вычисл. 3,18 и 3,21).

Образует грубозернистые массы с кальцитом и незначительной примесью сфалерита и виллемита или ассоциируется с франклинитом, кальцитом и Мп-андрадитом. От обычного тремолита отличается более высокими показателями преломления и более высоким удельным весом.

По характеру выделения: Н е ф р и т — nephrite — плотная микроволокнистая разновидность тремолита.

Назван от греч. νεφρος (нефрос) — почка.

Синон. Жад — jade (Аюи, 1801) (частично), жад нефритовый, жад восточный; нефритоид — nephritoide (Фромм, 1909) — нефрит с параллельно-волокистым строением; пунаму-камень — рипати (Гохштеттер, 1864) — нефрит из Новой Зеландии; иешм, йашм — ieschm — древнее название по Бируни, XI в. (Ферсман, 1954); почечный камень — Nierenstein, Beilstein (Дана, 1892); kidney-stone — kidney stone (Дана, 1892).

Характерной особенностью нефрита является спутанно-волокистое строение, отдельные волокна нередко не различаются под микроскопом даже при больших увеличениях, наибольшая толщина волокон достигает 0,05 мм. В некоторых нефритах волокна собраны в радиально- и параллельно-волокистые пучки и сферолиты. Отмечено мозаичное строение из зерен (2—3 мм), сложенных одновременно гаснущими короткими и чрезвычайно тонкими волокнами. Цв. бледно-зеленый, серый; на полированных поверхностях травяно- или табачно-зеленый, с буроватыми полосками, иногда нежно-изумрудный, голубой, желтоватый, красновато-бурый. Просвечивает в пластинках толщиной до 2 см. Иногда содержит включения хромшпинелидов, магнетита, апатита и вторичных минералов. Отличается высокой прочностью и вязкостью. Излом занозистый с пылеватым налетом. Тв. около 6½. Модуль упругости $1,3 \cdot 10^{12} \text{ дин/см}^2$, модуль сдвига $2,12 \cdot 10^9 \text{ дин/см}^2$ [107]. Представляет прекрасный поделочный камень.

Нефрит является наиболее высокотемпературной разновидностью тремолита, образуется метасоматическим путем по ультрамафитам. Устойчив при высоком химическом потенциале кальция (наибольшим для амфиболов) и температурах не ниже 600—700° [51]. Образует жильобразные тела вдоль контактов серпентинизированных ультрамафитов и основных пород, иногда интенсивно альбитизированных или окварцованных. Переход к ультрамафитам постепенный; прожилки нефрита пронизывают серпентиниты; в зонах дробления нефрит местами перекристаллизовался с образованием игольчатого и таблитчатого тремолита. На контакте нефрита с апогаббровыми породами прослеживается диопсидовая зона, в которой веретенообразные кристаллы диопсида врастают в нефрит. Отмечена графитизация нефрита. Залежи нефрита на контакте ультрамафитов с габброидами известны в Швейцарских Альпах, на Гарце, в Баварии, Польше, Италии, США (шт. Калифорния), в Китае (горы Куэнь-Лунь), в Малави (Африка). В СССР встречен на Южном Урале и в Восточном Саяне (Оспинско-Китойское (хим. анализ 16), Харажелдинское и Улан-Ходынское месторождения) [51, 108, 109]. К контакту с амфиболитами и сланцами нефрит приурочен в Парамском месторождении (Средне-Витимское нагорье) [54], в Тюрингии, Калифорнии, на Аляске и в Канаде [51]. На контакте с гранит-порфирами залежи нефрита обнаружены в Улан-Ходынском месторождении в Восточном Саяне [108, 109].

Т р е м о л и т - а с б е с т — tremolite-asbestos — параллельно-волокистый тремолит.

Название асбест от греч. ἀσβέστος (асбестос) — нерастворимый (Плиниус, 1851—1858).

Синон. Амиант — amianth, amiant (Плиниус, 1851—1858); амиантинит — amiantinite (Allan, 1819); амиантоид — amianthoide (Деламетри, 1797); амиантус — amianthus (Агрикола,

1546); асбестинит — asbestinite (Честер, 1896); асбестоид — asbestoide (Вокалин, Макварт, 1797); асбестус — asbestus (Агрикола, 1546); горный лен — Bergflachs, горная шерсть — Bergwolle, mountain wood, горные волосы — Berghaar (Эмеринг, 1793); каристин — carystine (Хил, 1771); киматин — kumatine (Брейтгаупт, 1830). Перечисленные старые названия употреблялись также для обозначения актинолит- и ферроактинолит-асбестов и частично других волокнистых силикатов. Абхазит — abkhazite, abchasite (Ефремов, 1938) — асбестовидный амфибол с повышенным содержанием СаО (16%) из Абхазии. Беденит — bedenite (Сердюченко, Ефремов, 1936) — асбест с прямым угасанием с горы Беден, Северный Кавказ.

Волокна несколько более грубые, чем у щелочных амфибол-асбестов, труднее расщепляются, более хрупки и обладают относительно низкой прочностью. Длина волокон до 0,5 м; пригодные для прядения разности редки. Качество асбеста зависит от количества примесей и степени совершенства ориентировки волокон. В высокосортных асбестах они ориентированы параллельно оси *c* и повернуты относительно друг друга на произвольные углы, лауэграмма такого пучка аналогична рентгенограмме вращения монокристалла [110]. Под микроскопом от других асбестов отличается косым угасанием, слабым плеохроизмом, высоким двупреломлением; иногда погасание прямое [14, 111]. Возможной причиной изменения оптических свойств являются тектонические воздействия (скручивание и скольжение). Химических анализов чистого тремолит-асбеста мало. На волокнах обычны тонкие пленки кальцита, магнетита и других минералов. Примесь кальцита иногда трудно удаляется даже при кипячении в HCl [110].

Тремолит-асбест обладает высокой кислото- и щелочеустойчивостью (лишь несколько уступает антофиллит-асбесту). Влагу адсорбирует значительно слабее, чем хризотил-асбесты; щелочи почти не адсорбирует [112]. При повышенном содержании Na₂O обладает фильтрующими свойствами [113].

О причинах появления параллельно-волокнистого строения высказывались различные гипотезы: образование из геля при его дегидратации в условиях растяжения; кристаллизация из растворов, заполняющих трещины; перекристаллизация; замещение при направленном растворении пород вдоль стенок трещин или по системе пор [114]. Для тремолит-асбестов более, чем для щелочных асбестов, характерно продольно- и косоволокнистое строение прожилков и жил. Вероятно, такие агрегаты образовались в трещинах, вдоль которых во время асбестообразования происходили скользящие движения [83].

Экспериментально доказано, что образование волокнистого тремолита происходит при температурах 400—500° (в низкотемпературной части поля устойчивости тремолита), особенно при наличии в растворе щелочных металлов. При повышении давления температура образования волокнистого тремолита повышается до 500—550° [114, 115].

Месторождения тремолит-асбеста приурочены к карбонатным и серпентинизированным ультраосновным породам. Месторождения асбеста в мраморизованных и доломитизированных известняках, залегающих среди кварцсерпидит-хлоритовых сланцев, известны на Полярном Урале в районе рек Вангыр и Патока. Наиболее крупные жилы (мощность до 40 см и длина 10 м) приурочены к трещинам вдоль слоистости, асбест сопровождается шестоватым кальцитом, доломитом, арагонитом, иногда содержит включения кварца, магнетита и гематита. В некоторых прожилках по простиранию тремолит-асбест сменяется хризотил-асбестом [98, 111]. Месторождения тремолит-асбеста в серпентинизированных ультраосновных породах нередко находятся близ гранитных интрузий, в зонах контактов жил кислых, реже основных пород, местами без признаков связи с более поздней интрузивной деятельностью. Асбест в виде жилообразных тел поперечно-, косо- и продольно-волокнистого строения ассоциируется с хризотилом, антигоритом, тальком, кальцитом, брейнеритом, доломитом, хлоритом, гидробиотитом, магнетитом. Длина жил достигает десятков метров, более обычны скопления мелких субпараллельных прожилков, образующих линзовидные залежи. Для вмещающих пород характерны интенсивное оталькование и карбонатизация. Месторождения этого типа имеются в Итальянских Альпах (Ла-Бальма, Ди-Пунта-Лунелла и другие), в Швейцарии, Австрии, Чехословакии, Шотландии, Чили, Австралии

и в других странах [20]. В СССР тремолит-асбест в серпентинитах отмечается на Южном Урале [20], на Северном Кавказе [14], на Кольском п-ове [48]. Установлено замещение тремолит-асбеста хризотил-асбестом [98], тальком. В коре выветривания его волокна становятся хрупкими или рыхлыми [113]. Отмечалось замещение тремолит-асбеста агрегатом кальцита и брусита с сохранением волокнистого строения [110].

Применяется при изготовлении изоляционных материалов, в качестве кислотоупорного материала; природная смесь с тальком (асбестин) употребляется в качестве наполнителя при изготовлении пластмасс [116].

Т р е м о л и т - б и с с о л и т — tremolite-byssolite — спутанно-волокнистый тремолит.

Название биссолит от греч. βύσσος (биссос) — лен и λίθος (литос) — камень (Соссюр, 1796).
Синон. Тремолитовый циллерит — tremolitic zillerite (Ферсман, 1913) [117].

Наблюдается в виде пучков волокон и легких ватообразных агрегатов. Отдельные волокна представляют собой тонкоигольчатые кристаллы с кристаллографическими очертаниями и полигональными сечениями, поперечник которых составляет тысячи доли миллиметра. Волокна грубее, чем у асбеста, и имеют одинаковую толщину по всей длине. Характерны прямолинейность и отсутствие их переплетения. Волокна хрупки и мало гибки, не расщепляются, при истирании дают острые осколки. Цв. от чисто-белого и светло-серого до темно-травяно-зеленого. Под микроскопом от других спутанно-волокнистых минералов отличается косым погасанием, светлыми тонами плеохроизма, высоким двупреломлением. Обычен недостаток катионов в октаэдрических позициях и избыток воды.

Тремолит-биссолит образуется в трещинах и пустотах кристаллических известняков, серпентинитов, диопсидовых пород и основных сланцев со следами тектонических воздействий и циркуляции гидротермальных растворов. Известен в ряде мест Западной Европы; Дус-Джео (Шотландия); Эгюй-де-Гут, о-в Корсика (Франция); Сальберг (Швеция); Шварцберг в Саксонии (ГДР); Церматт и Кампо-Лонго (Швейцария); Преградтен и Циллерталь в Тироле и Феллинг в Нижней Австрии (Австрия); Мезиэорш (Венгрия); Саска, Догнеча (Румыния) [117]. В СССР тремолит-биссолит найден в кальцит-доломит-тремолитовых метасоматических породах массива Лесная Варака, Кольский п-ов [85], в оталькованном серпентините района реки Тхач на Северном Кавказе [14], в трещинах и полостях в эндоконтактной зоне гранитной интрузии с ксенолитами серпентинита в бассейне реки Бескек (Северный Кавказ), где на волокна тремолит-биссолита нарастают кристаллики пирита, кальцита и брусита [14]. Замещается тальком и серпентинитом с сохранением волокнистого строения. Практического применения не имеет.

Межплоскостные расстояния нефрита (1*) и игольчатого тремолита (2**) из Оснинского месторождения (Восточный Саян) [51]

CuK_α-излучение

hkl	1		2		hkl	1		2	
	l	d(Å)	l	d		l	d	l	d
020	20	9,04	24	9,04	35 $\bar{1}$	26	2,341	27	2,338
110	100	8,48	100	8,47	17 $\bar{1}$	10	2,307	10	2,301
130	12	5,09	12	5,09	31 $\bar{2}$	5	2,285	о. сл.	2,25
11 $\bar{1}$	13	4,87	12	4,88	261	16	2,167	25	2,165
200	15	4,77	30	4,77	202	8	2,048	11	2,041
040	15	4,53	18	4,52	351	16	2,019	18	2,017
220	25	4,22	20	4,22	370	12	2,007	—	—
13 $\bar{1}$	8	3,91	9	3,91	190	5	1,965	6	1,968
131	15	3,391	17	3,388	510	47	1,898	13	1,894
240	46	3,285	41	3,278	19 $\bar{1}$	6	1,865	10	1,864
310	100	3,133	100	3,135	530	25	1,816	9	1,815

hkl	1		2		hkl	1		2	
	l	d(Å)	l	d		l	d	l	d
15 $\bar{1}$	16	2,940	25	2,948	39 $\bar{1}$	—	—	9	1,685
330	35	2,808	13	2,809	2.10. $\bar{1}$	24	1,651	23	1,649
13 $\bar{1}$	22	2,236	—	—	480	12	1,639	10	1,638
151	35	2,709	45	2,712	1.11.0	12	1,619	9	1,616
061	12	2,602	23	2,599	600	26	1,587	8	1,582
20 $\bar{2}$	12	2,545	17	2,539	570	8	1,5347	8	1,533
26 $\bar{1}$	—	—	о. сл.	2,44	0.12.0	16	1,5049	13	1,5046
350	18	2,390	10	2,391					

* Оригинал хим. анализа 16.

** Оригинал хим. анализа 14.

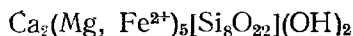
Л и т е р а т у р а

1. Troll G., Gilbert M. C. Am. Min., 1972, 57, N 9-10, 1386.
2. Colville P. A., Ernst W. G., Gilbert M. C. Am. Min., 1966, 51, N 11-12, 1727.
3. Comeforo J. E., Kohn J. A. Am. Min., 1954, 39, N 7-8, 537.
4. Cameron M., Gibbs G. V. Am. Min., 1973, 58, N 9-10, 879.
5. Papike J. J., Ross M., Clark J. R. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 117.
6. Литвин А. Л. Кристаллохимия и структурный типоморфизм амфиболов. Киев: Наукова думка, 1977, 83.
7. Sueno Sh., Cameron M., Papike J. J., Prewitt C. T. Am. Min., 1973, 58, N 7-8, 649.
8. Johansson K. Zs. Krist., 1930, 73, H. 1, 31.
9. Кицул В. И. Петрология карбонатных пород Ладожской формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 71, 106.
10. Hawthorne F. C., Grundy H. D. Canad. Min., 1976, 14, pt 3, 334.
11. Hytönen K., Ojanperä P. Bull. Geol. Soc. Finl., 1976, 48, pt 1-2, 63.
12. Левин В. Я. Щелочная провинция Ильменских — Вишневых гор (формации нефелиновых сиенитов Урала). М.: Наука, 1974, 127.
13. Платонов А. Н., Беличенко В. П., Никольская Л. В., Польшин Э. В. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1975, вып. 9, 52.
14. Сердюченко Д. П., Ефремов Н. Е. Уч. Зап. Ростов. н/Д ун-та, 1936, вып. 7, 27.
15. Гэфлик В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1968, 97, вып. 1, 96.
16. White W. B., Keester K. L. Am. Min., 1966, 51, N 5-6, 774.
17. Бахтин А. И. Кристаллография, 1976, 21, вып. 5, 1036.
18. Ross M., Papike J. J., Weiblen P. W. Science, 1968, 159, N 3819, 1099.
19. Ross M., Papike J. J., Shaw K. W. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 275.
20. Соболева М. В. Минералогия волокнистых минералов группы амфиболов и серпентина. М.: Недра, 1972, 115.
21. Patterson J. H., O'Connor D. J. Austr. J. Chem., 1966, 19, N 7, 1155.
22. Лазарев А. Н. Колебательные спектры и строение силикатов. Л.: Наука, 1968, 148.
23. Куковский Е. Г., Литвин А. Л. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1970, вып. 4, 81.
24. Барабанов А. В., Зорина М. Л., Соболев В. К. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1973, вып. 10, 165.
25. Афанасьев Г. Д., Плошко В. В., Неговелев Ф. С., Грицкевич В. П., Григоренко В. В., Шпорт Н. П. Апатитовые проявления Северного Кавказа. М.: Наука, 1976, 117.
26. Dimanche F. Bull. Soc. fr. min. crist., 1970, 93, N 1, 89.
27. Burns R. G., Strens R. G. J. Science, 1966, 153, N 3738, 890.
28. Ефимов А. Ф., Крокова М. Г., Андрус У. Ц. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 4, 148.
29. Термические константы веществ. М.: Изд-во ВИНТИ, 1978, 9, 1.
30. Robie R. A., Stout J. W. J. Phys. Chem., 1963, 67, N 11, 2252.
31. Weeks W. F. J. Geology, Chicago, 1956, 64, N 5, 456.
32. Zen E-an. Am. Min., 1972, 57, N 3-4, 524.
33. Watts B. J. Contrib. min. petrol., 1973, 40, N 3, 225; 1974, 47, N 2, 153.
34. Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968, 132, 159, 162; В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1969, 1, 236; 1970, 2, 132.
35. Robie R. A., Waldbaum D. R. U. S. Geol. Surv. Bull., 1968, N 1259, 24, 225.
36. Shido F. J. Geol. Soc. Japan, 1959, 65, N 768, 563.
37. Ghosh K. P. Indian J. Earth Sci., 1977, 4, N 2, 212.
38. Andreati C., Pirani R. Atti (Rend.) Accad. Naz. Lincei, Cl. sci. fis. mat., Roma, ser. 8, 1950, 9, i. 6, 320.
39. Voxn M. G. Am. Min., 1966, 51, N 1-2, 259.
40. Robinson P., Jaffe H. W., Ross M., Klein C. Am. Min., 1971, 56, N 5-6, 909.
41. Sundius N. Sver. geol. unders. ser. C, 1946, N 480, 8.
42. Kreutz S. Sitzungsber. Akad. Wiss., Wien, 1908, 117, Abt. 1, 924.
43. Каюнова М. М. Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1963, вып. 6 (57), 57.

44. Цветков А. И., Еришова З. П. В кн.: Термоаналитические исследования в современной минералогии. М.: Наука, 1970, 5.
45. Aoki K., Fodor R. V., Keil K., Dowty E. *Am. Min.*, 1972, 57, N 11-12, 1889.
46. Морковкина В. Ф. Габбро-перидотовая формация Полярного Урала. М.: Наука, 1967, 138.
47. Dunham K. C., Phillips R., Chalmers R. A., Jones D. A. *Overseas geol. min. resources*, 1958, Suppl. ser., Bull. N 3, 24.
48. Яковлева А. К., Яковлев Ю. Н. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Л.: Наука, 1975, 54.
49. Усенко И. С. Основные и ультраосновные породы Приазовья. Киев: Изд-во АН УССР, 1960, 103.
50. Kumbasar I. *Bull. Miner. res., explor. Inst. Turkey*, 1975, N 84, 36.
51. Колесник Ю. Н. Нефриты Сибири. Новосибирск: Наука, 1966, 3.
52. Geijer P. *Ark. min., geol.*, 1961, 2, N 6, 481.
53. Heflik W. *Bull. Acad. polon. sci., sér. géol., géogr.*, 1964, 12, N 4, 227.
54. Бабкин А. Ф., Гурулев С. А., Самбуев К. С., Шагжиев К. Ш. ДАН СССР, 1972, 204 № 5, 1207.
55. Сердюченко Д. П. В кн.: Железные руды Южной Якутии. Изд-во АН СССР, 1960, 326.
56. Zussman J. *Acta Cryst.*, 1959, 12, pt 4, 309.
57. Dostal J., Ulrich J. *Časop. min., geol.*, 1968, 13, N 1, 31.
58. Лутвин А. Л. Мин. сб., Львов, 1967, № 21, вып. 4, 362.
59. Лутвин А. Л., Егорова Л. Н., Мичник Т. Л., Остапенко С. С., Тепекин В. Е. Мин. сб., Львов, 1972, № 26, вып. 4, 341.
60. Posnjak E., Bowen N. *Am. J. Sci.*, 1931, 22, N 129, 203.
61. Wittels M. *Am. Min.*, 1951, 36, N 11-12, 851; 1952, 37, N 1-2, 28.
62. Freeman A. G., Taylor H. W. *Silikattechnik*, 1960, 11, 390.
63. Коржинский А. Ф. ДАН СССР, 1956, 111, № 2, 445; Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР. Сер. геол., 1961, вып. 16, 268.
64. Baulsch H. J. *Chem. d. Erde*, 1956, 18, H. 4, 197.
65. Vermaas F. H. S. *Trans., proc. Geol. Soc. South Africa*, 1952, 55, 199.
66. Шнюков Е. Ф. ДАН УССР, 1958, № 6, 662.
67. Barnes W. E., *Am. Min.*, 1930, 15, N 9, 393.
68. Tomita K. *Mem. Coll. sci. Kyoto univ.*, ser. B, 1965, 32, N 2, 55.
69. Сироштан Р. И., Половко Н. И., Бондарева Н. М., Кравченко Г. Л., Парфенова А. Я., Сокирко Г. Л., Стивак С. Д. Минералы карбонатных пород Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1976, 98.
70. Лазаренко Е. К. и др. Минералогия Криворожского бассейна. Киев: Наукова думка, 1977, 278.
71. Еремеев В. П., Сибилев А. К. В кн.: Месторождения амфиболового асбеста и их генезис. М.: Наука, 1971, 70.
72. Кучукова М. С., Исмаилов М. И., Джамалетдинов Н. К. Скарново-редкометалльные и пегматитовые формации Западного Узбекистана. Ташкент: ФАН, 1971, 206.
73. Камаев С. Г. Тр. Томск. ун-та. Сер. геол., 1966, 186, 127.
74. Дрюфур М. С., Попова В. А., Кривец Т. Н. Альпийский метаморфический комплекс восточной части Центрального Памира. Изд. Ленингр. ун-та, 1970, 80.
75. Kowalski W. M., Oszacka B. *Bull. Acad. polon. sci., sér. sci. géol., géogr.*, 1964, 12, N 3, 143.
76. Ross M., Smith W. L., Ashton W. H. *Am. Min.*, 1968, 33, N 5-6, 751.
77. Winchell A. N. *Am. Min.*, 1931, 16, N 6, 250.
78. Bates R. L. *Geology of the industrial Rocks a. Minerals*. New York, 1960; *Beitrag P. L.* Геология неметаллических полезных ископаемых. М.: Мир, 1965, 483.
79. Nietanen A. *Am. Min.*, 1971, 56, N 1-2, 234.
80. Allen E. T., Clement J. K. *Am. J. Sci.*, ser. 4, 1908, 26, 102.
81. Puhar D., Hoffer E. *Contrib. min., petrol.*, 1973, 40, N 3, 207.
82. Klein C., Ito J. *Am. Min.*, 1968, 53, N 7-8, 1264.
83. Аршинов В. В. Неметаллические полезные ископаемые СССР. Изд-во АН СССР, 1936, 1, 326.
84. Григорьев Н. А. ДАН СССР, 1971, 199, № 6, 1403.
85. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Будах 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 Л.: Недра, 1965, 453.
86. Маркс В. А. В кн.: Метаморфизм горных пород главной вулканогенной зоны Урала. М.: Наука, 1969, 174.
87. Власов К. А., Кутукова Е. И. Изумрудные копи. М.: Изд-во АН СССР, 1960, 105.
88. Овчинников Л. Н., Шур А. С., Елькина Н. Т. Тр. 1-го совещания по термографии (Казань, 1953). М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1955, 250.
89. Wetzel R. *Schweiz. min., petr. Mitt.*, 1974, 54, H. 1, 151.
90. Rice J. M., Evans B. W., Trommsdorff V. *Contrib. min., petrol.*, 1974, 43, N 4, 245.
91. Rietz T. *Geol. För. Förhandl.*, 1935, 57, N 2, N 401, 133.
92. Pirani R. *Min. Abstr.*, 1953, 12, 374.

93. *Vähätalo V. O.* Bull. Comm. géol. Finl., 1953, N 164, 42.
94. *Hietanen A.* Am. Min., 1974, 59, N 1-2, 22.
95. *Grapes R. H.* Contrib. min. petrol., 1975, 49, N 2, 125.
96. *Маракушев А. А.* Тр. Дальневост. фил. АН СССР. Сер. геол., 1958, 5, 80.
97. *Jayaraman N.* Proc. Indian Acad. Sci., 1940, 12 A, 65.
98. *Голдин Б. А.* Геология рудных месторождений, 1965, № 2, 114.
99. *Boyd F. R.* Researches in geochemistry. New York, 1959, 377; *Бойд Ф. Р.* В кн.: Геохимические исследования. М.: Изд-во иностр. лит., 1961, 474.
100. *Островский И. А.* Тр. ИГН АН СССР. Сер. петр., 1950, вып. 86, 57.
101. *Калинин Д. В., Лохова Г. Г.* Геология и геофизика, 1966, № 1, 21.
102. *Калинин Д. В.* Экспериментальные исследования физико-химических условий скарнирования. Новосибирск: Наука, 1969, 48, 56, 62, 78, 90, 96.
103. *Jastind K., Schäffer R.* Contrib. min., petrol., 1972, 34, N 2, 101.
104. *Калинин Д. В., Шурупов Ю. В.* В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии (1972—1973). Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1974, 40.
105. *Metz P., Winkler G. F.* Naturwissenschaften, 1964, 51, N. 19, 460.
106. *Григорьев Д. П.* ДАН СССР, 1939, 23, № 1, 71.
107. *Bradt R. C., Newham R. E., Biggers J. V.* Am. Min., 1973, 58, N 7-8, 727.
108. *Замалетдинов Р. С., Сутурин А. Н.* Сов. геология, 1974, № 9, 90.
109. *Сутурин А. Н., Замалетдинов Р. С., Бурмакина Г. В.* Ежегодник — 1972, ин-та геохимии СО АН СССР, Иркутск: Наука, 1973, 214.
110. *Сидоренко Г. А.* Минеральное сырье, 1962, вып. 5, 110.
111. *Кулешов Г. Ф.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 3, 373.
112. *Федосеев А. Д., Григорьева Л. Ф., Макарова Т. А.* Волокнистые силикаты (природные и синтетические асбесты). Л.: Наука, 1966, 57.
113. *Соболев Н. Д., Соболева М. В.* Разведка и охрана недр, 1960, № 2, 1.
114. *Калинин Д. В., Стенина Н. Г., Денискина Н. Д.* Международный геологический конгресс. 25-я сессия, Сидней. Доклады советских геологов. Геохимия, минералогия, петрология. М.: Наука, 1976, 210.
115. *Калинин Д. В., Денискина Н. Д., Лохова Г. Г.* Геохимия, 1971, № 7, 789; Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1975, вып. 1, 193.
116. *Соколов П. Н., Шнейдер В. Е.* Требования промышленности к качеству минерального сырья. 1959, вып. 5, Асбест, 3.
117. *Феррман А. Е.* Исследования в области магнезиальных силикатов.— Избр. тр., 1952, 1, 390.

Актинолит Actinolite



Название актинолит происходит от греческого *ακτις* (актис) — луч и *λίθος* (литос) — камень (Кирван, 1794).

Синон. Актинолин — actynolin (Честер, 1896); актинол — actinote (Аюи, 1801); лучистый камень — Strahlstein (Вернер, 1789); плит — pilite (Бекке, 1883) — псевдоморфоза волокнистого актинолита по оливину; силльбелит — silbölite, sillbölite (Честер, 1896); стекловатый актинолит — glassy actinolite — ярко-зеленые длиннопризматические кристаллы актинолита (Дана, 1932); штралит — strahlite (Честер, 1896); штрелит — strelite (Честер, 1896); циллертит — zillerthite (Деламетри, 1797).

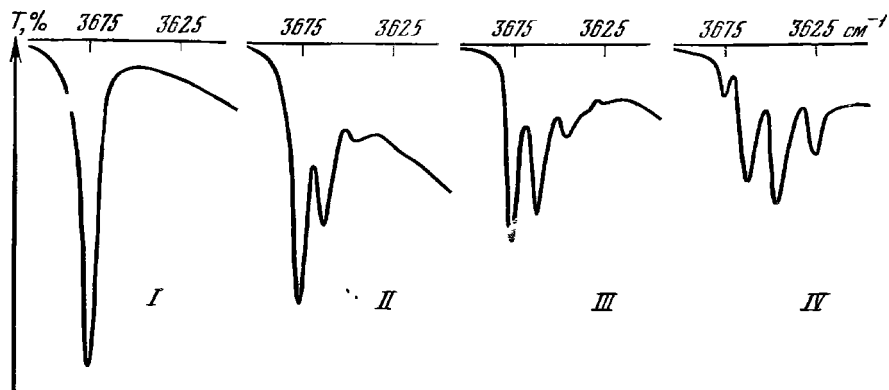
Разнов. По составу: марганцевый актинилит. По характеру выделений: актинилит-асбест, актинолит-бисселит.

Характ. выдел. Кристаллы, зернистые массы, порфиробласты, шестоватые и лучистые агрегаты, параллельно-волокнистые (асбест) и спутанно-волокнистые (бисселит) выделения.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2v}^3 — $C2/m$. $a_0 = 9,779 - 9,803$, $b_0 = 18,021 - 18,083$, $c_0 = 5,285 - 5,292$ Å, $\beta = 104^\circ 18' - 104^\circ 21'$ (для актинолитов с пониженным содержанием кальция, см. табл. хим. анализов) $Z = 2$. Изоструктурен с тремолитом; Mg в октаэдрических позициях частично замещен на Fe^{2+} . Обычно позиции M(2) обеднены Fe^{2+} по сравнению с M(1) и M(3). Распределение железа между позициями M(1) и M(3) может быть различным [1, 2].

У марганцевого актинолита из месторождения Касо (Япония) определен угол (110) : (110) = $54^\circ 30'$ [3]. Двойники по (100) простые и полисинтетические. Имеются указания на двойникование по (010) [4] и по (101) [3].

Физ. св. Сп. по (110) совершенная (под углом около 56°), реже по (010), иногда отдельность по (100) и (101). Хрупок. Тв. 5—6. Уд. в. 3,10—3,20. Цв. зеленый, серо-зеленый, голубовато-зеленый, почти бесцветный. Бл. стеклянный до шелковистого (у асбестов). Прозрачный до полупрозрачного. В оп-



Фиг. 18. ИК-спектры тремолита (I) и актинолита (II—IV) (по Барнсу)

тическом спектре актинолита наблюдались полосы, обусловленные переносом заряда и электронными переходами в ионах железа: по *Ng* интенсивная 13950 см^{-1} и менее интенсивная 10880 см^{-1} , по *Nm* интенсивная 10050 см^{-1} и менее интенсивная 14600 см^{-1} , по *Np* слабая широкая полоса $10000\text{—}12000\text{ см}^{-1}$. В спектре по *Np* имеются острые пики $7078, 7119, 7147$ и 7180 см^{-1} , обусловленные колебаниями групп OH^- [5, 6]. В спектре люминесценции отмечалась широкая полоса 17180 см^{-1} , связанная с электронными переходами в ионах Mn^{2+} и узкая полоса 14330 см^{-1} , обусловленная примесью Cr^{3+} [7]. ИК-спектр поглощения в области $1300\text{—}400\text{ см}^{-1}$ аналогичен спектру тремолита [8], в области валентных колебаний групп OH^- наряду с полосой 3676 см^{-1} , характерной для тремолита, имеются полосы $3660, 3648$ и 3625 см^{-1} , которые соответствуют группам OH^- , связанным соответственно с $2\text{Mg} + \text{Fe}$, $2\text{Fe} + \text{Mg}$ и 3Fe (фиг. 18) [9, 10]. В мессбауэровском спектре актинолита дублет с наибольшим квадрупольным расщеплением соответствует Fe^{2+} в октаэдрах $\text{M}(1)$, наименьшим — Fe^{2+} в октаэдрах $\text{M}(2)$ [1, 11].

Микр. В шлифах в прох. свете слабо окрашен, плеохроизм по *Ng* — светло-зеленый, серовато-зеленый, редко темно-зеленый, по *Nm* — бледно-зеленый или желтовато-зеленый, по *Np* — бесцветный или желтоватый, иногда розоватый. Бурые тона плеохроизма не характерны. Иногда наблюдается неравномерное окрашивание индивидов [4]. $Ng \geq Nm > Np$. Двуосный (—), очень редко (+). Пл. опт. осей (010), $Nm \parallel b$, $cNg = 12\text{—}24^\circ$. У некоторых актинолит-асбестов вследствие деформации волокон угасание прямое [12, 13]. Удлинение (+). $n_g = 1,640\text{—}1,665$, $n_m = 1,625\text{—}1,650$, $n_p = 1,615\text{—}1,643$, $n_g - n_p = 0,017\text{—}0,028$. $2V = 70\text{—}84^\circ$, до 87 и $90^\circ 18'$ при пониженном содержании Ca [14]. $2V = 40\text{—}50^\circ$ отмечался для асбестовых разновидностей [12, 13]. Иногда слабая дисперсия $r < v$. Двойникование по (100) простое и полисинтетическое, указаны двойники по (010) [4]. Иногда под микроскопом обнаруживаются пластинчатые включения куммингтонита, ориентированные вдоль (100) и $(\bar{1}01)$; частично они испытали собирательную перекристаллизацию. В актинолите из гор Руби (США) толщина пластинчатых включений куммингтонита до 50 мкм ; их количество — 45% по объему [15, 16, 17]. При неполном замещении актинолита обыкновенной роговой обманкой образуются сростки с общей осью b , границы между индивидами неровные, но четкие [18]. В марганцевом актинолите отмечались включения ортита, окруженные плеохроичными двориками [3].

Хим. Состав актинолита с учетом изоморфных замещений выражается формулой: $(\text{Na}, \text{K})_{0\text{—}0,5} (\text{Ca}_{2\text{—}1,34} \text{Na}_{0\text{—}0,66}) [(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Al}, \text{Ti})_{4\text{—}2,5} (\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_{1\text{—}2,5}] [(\text{Si}_{8\text{—}7,5} \text{Al}_{0\text{—}0,5}) (\text{O}, \text{OH})_{20}] (\text{OH}, \text{F}, \text{Cl}, \text{O})_2$. Теор. составы:

	CaO	MgO	FeO	SiO ₂	H ₂ O
$\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{FeSi}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	13,29	19,11	8,51	56,96	2,13
$\text{Ca}_2\text{Mg}_{2,5}\text{Fe}_{2,5}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	12,59	11,31	20,15	53,93	2,02

Содержание СаО от 9,3 до 13%; в отличие от тремолитов нередко замещение Са на Na и катионы группы Y, особенно в актинолитах из глаукофансодержащих пород. Известны актинолиты, переходные к куммингтонитам [14, 19]. MgO — обычно от 12 до 20%, иногда снижается до 9,5% (переход к ферроактинолитам). Более высокие содержания возможны при существенном замещении Са на Mg [14, 19]. Суммарное количество Fe условно ограничено интервалом 1—2,5 на формульную единицу, но актинолиты с $Fe_{>1,75}$ редки. FeO от 7 до 19%, Fe_2O_3 в пределах 0—5,5%. MnO от 0,15 до 0,55% ($Mn_{0,02-0,07}$), редко менее или не обнаруживается; повышенное содержание MnO установлено в актинолите из железорудного района северо-восточного Лабрадора (хим. анализ 1) [14] и в биссолите из жилы альпийского типа месторождения Пуйва на Урале (хим. анализ 18) [20]. В марганцевом актинолите содержится до 7,4% MnO (см. «Разнов.»). Всегда содержит небольшое количество щелочных металлов. Содержание Na_2O обычно не превышает 1%, но при пониженном содержании кальция может достигать 5,0% [14, 21]. Содержание K_2O не более 0,65%, наиболее высокое у актинолитов из ореолов гранитоидных интрузий, наиболее низкое — у актинолитов из глаукофансодержащих пород и железистых кварцитов. Количество Na + K от 0,03 до 0,60, изредка более, их количество в позиции А структуры до 0,32. Al_2O_3 — не более 5%, в некоторых актинолитах отсутствует. Содержание Al^{IV} условно ограничено 0,50 на формульную единицу, $Al^{VI} = 0—0,50$. Cr_2O_3 отмечается редко (хим. анализы 5 и 11), как и P_2O_5 [19, 22]. Содержание SiO_2 в пределах 51—56%. TiO_2 до 0,3—0,8% (до $Ti_{0,08}$) [19, 23—26]; F — до 0,3%, редко более (хим. анализы 1 и 4) [14]; Cl установлен лишь в актинолитах из железорудных месторождений (до 0,25%, хим. анализы 3, 14, 16) [27, 28].

Анализы (в порядке увеличения содержания $Fe^{2+} + Fe^{3+}$):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	1,30	0,45	0,46	2,88	0,58	0,88	1,36	—	0,51
K_2O	0,14	0,03	0,12	0,21	0,64	0,63	Не обн.	—	0,41
MgO	19,84	18,98	16,70	21,49	18,58	15,09	16,11	13,23	17,41
CaO	9,34	11,40	12,25	5,97	11,42	12,52	10,28	11,50	11,40
MnO	2,30	0,06	0,38	0,48	0,02	0,25	0,23	7,38	0,31
FeO	6,32	6,95	6,82	4,90	7,89	9,70	8,97	10,34	9,10
Al_2O_3	0,20	Не обн.	2,86	1,61	2,36	4,56	2,14	сл.	2,64
Fe_2O_3	1,81	1,92	2,39	4,78	1,42	0,83	2,22	0,50	2,24
SiO_2	56,16	57,98	55,78	55,50	54,94	53,41	56,06	54,18	52,96
TiO_2	Не обн.	Не обн.	0,21	Не обн.	0,07	0,37	0,12	0,28	0,69
H_2O^+	1,98	2,37	1,58	1,22	1,73	1,63	2,42	2,84	2,00
H_2O^-	0,48	0,15	0,16	Не обн.	0,15	0,05	0,17	0,16	—
F	0,79	—	0,21	1,60	—	0,01	—	—	0,29
Сумма	100,66	100,29	100,16*	100,74**	99,86**	100,074**	100,08	100,41	99,96
$-O = F_2 + Cl_2$	0,33	—	0,14	0,67	—	0,01	—	—	0,12
	100,33	—	100,02	100,07	—	100,06	—	—	99,84
Уд. в.	3,07	3,02	3,10	3,08	3,13	3,10	—	3,17	3,17
n_g	1,643	1,642	1,656	1,645	1,650	1,645	1,640	1,660	1,652
n_n	1,637	—	—	1,636	1,641	—	1,634	1,650	1,643
n_p	1,628	1,619	1,623	1,628	1,627	1,626	1,626	1,637	1,625
(-) $2V$	87°46'	77°	76°	89°42'	84°	78°	78°	84°	76°
cNg	20°	18°	20°	23°	—	16°	24°	20°	11°
$a_0(A)$	9,803	—	—	9,779	—	—	—	—	—
b_0	18,083	—	—	18,021	—	—	—	—	—
c_0	5,292	—	—	5,285	—	—	—	—	—
β	104°21'	—	—	104°18'	—	—	—	—	—
$Fe^{2+} + Fe^{3+}$	0,93	1,01	1,05	1,07	1,09	1,25	1,28	1,30	1,33

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$(Al^{VI} + Fe^{3+})^{VI}$	0,12	0,20	0,60	0,53	0,34	0,52	0,46	—	0,24
Al^{IV}	0,10	—	0,13	0,24	0,21	0,34	0,12	0,15	0,44

* В том числе Cl — 0,24. ** В том числе P_2O_5 — 0,10. *** В том числе Cr_2O_3 — 0,01, V_2O_5 — 0,05. ** В том числе BaO — 0,10, P_2O_5 — 0,04.

1 — темно-зеленый, из кварц-магнетит-актинолитовой породы, северо-восточный Лабрадор (Канада), анал. Ито, спектрально определены Ti, Be, V, Cu, B, Y, Yb, Ag [14]; 2 — из железистых кварцитов Старооскольского района (КМА), анал. Сокова [4]; 3 — игольчатый, из железорудного месторождения Одночное (Восточный Саян), анал. Кудрякова [27]; 4 — сине-зеленый, призматические кристаллы, из кварц-магнетитовых агрегатов, железорудная формация Уобуш, Лабрадор (Канада), спектрально определены Be, Sr, Ag, Cu, анал. Ито, в оригинале назван рибекит-тремолитом [14]; 5 — параллельношестоватый, из жил в амфиболите, окрестности пос. Слюдорудник, близ горы Карабат (Средний Урал), анал. лаб. Уральск. Геол. Упр. [22]; 6 — псевдоморфозы по авгиту, из метаморфизованных основных пород, Бидуэл-Бар, шт. Калифорния (США), анал. Клемен [23]; 7 — из титанит-альбит-кварц-хлорит-актинолитового сланца горы Канто (Япония), анал. Секи и Като [29]; 8 — бесцветные призматические кристаллы, месторождение Касо (Япония), анал. Иосимура, в оригинале сумма 100,42; назван манган-тремолитом [3]; 9 — кристаллы из дурбахита, Центральный Чешский плутон (ЧССР), анал. Хрейзова и др. [24].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na_2O	0,10	0,59	0,53	1,52	0,32	0,10	0,60	0,96	0,14
K_2O	—	0,17	0,10	0,09	0,10	—	0,16	0,25	0,07
MgO	16,82	17,31	15,80	14,62	13,93	15,11	12,68	10,62	9,69
CaO	11,64	10,71	11,69	10,36	11,37	11,65	12,57	11,19	11,84
MnO	0,21	0,28	0,25	—	0,31	0,22	0,36	5,79	1,38
FeO	9,94	10,03	11,32	11,79	9,52	12,07	12,85	14,40	18,79
Al_2O_3	1,15	2,81	2,86	2,85	2,39	0,67	4,06	2,42	4,55
Fe_2O_3	1,62	2,29	1,13	2,10	5,41	2,43	3,17	3,46	не обн.
SiO_2	55,83	53,14	53,51	54,04	53,88	54,82	51,62	49,79	51,36
TiO_2	0,10	0,44	0,77	0,11	0,27	0,08	0,09	0,16	—
H_2O^+	1,89	1,74	1,63	2,02	2,16	2,30	1,61	1,52	2,47
H_2O^-	0,84	0,38	0,10	0,04	0,12	0,77	0,09	0,20	0,08
F	—	не обн.	—	—	—	—	0,18	0,17	—
Cl	—	—	—	—	0,14	0,02	0,23	—	—

Сумма 100,14 100,44* 99,89** 99,54 (99,92) 100,24 100,27 100,93 100,37
 $-O=F_2+Cl_2$ 0,03 0,13 0,07

	100,14	100,44*	99,89**	99,54	(99,92)	100,24	100,27	100,93	100,37
Уд. в.	3,042	—	3,09	3,137	—	3,102	3,17	—	—
n_g	1,638	1,653	1,652	1,646	1,664	1,647	1,662	1,668	1,666
n_m	1,628	1,643	1,642	1,640	—	1,631	—	1,661	—
n_n	1,621	1,628	1,625	1,623	1,643	1,629	1,640	1,648	1,639
(—)2V	130°	—	72°	66°	70°	140°	70°	74°	—
cNg	0°	—	15°	13°	13°	0°	22°	16°	19°
$Fe^{2+}+Fe^{3+}$	1,36	1,45	1,49	1,65	1,72	1,72	1,92	2,21	2,31
$(Al^{VI}+Fe^{3+})^{VI}$	0,32	0,36	0,33	0,49	0,71	0,26	0,60	0,33	0,34
Al^{IV}	0,04	0,37	0,28	0,22	0,27	0,11	0,45	0,49	0,45

* В том числе Cr_2O_3 — 0,13; S — 0,21; NiO — 0,09; CuO — 0,12; CoO не обн.

** В том числе P_2O_5 — 0,20.

10 — голубовато-зеленый, район Печенги (Мурманская обл.), анал. Смирнова [12]; 11 — густо-зеленый, из биотит-актинолитовой породы, Аллареченский район (Кольский п-ов), анал. Ингуран [19]; 12 — из актинолит-эпидот-клинозоизит-хлоритового зеленого сланца, Стьюарт-Форк в шт. Калифорния (США), анал. не указан [25]; 13 — из метабазальтов, Касадро, шт. Калифорния (США), спектрально определены V, Cr, Ni, Cu, Zr, Co, Sc, Ba, Sr, Ga, анал. Смит [30]; 14 — бледно-зеленый игольчатый, из метасоматической эпидот-актинолит-альбитовой породы, Ирбинский район (Восточный Саян), анал. Непенна, в оригинале сумма 99,86 [28]; 15 — зеленый поперечно-волоконный актинолит-асбест, из района Печенги (Мурманская обл.), анал. Успенская [12]; 16 — зеленовато-серый по хлоргастингситу, железорудное месторождение Одночное (Восточный Саян), анал. Кудрякова, в оригинале назван роговой обманкой [27]; 17 — темно-зеленый, Касо (Япония), анал. Иосимура, в оригинале назван манган-актинолитом [3]; 18 — светло-серый тонковолокнистый, из полости в альпийской жиле, Пуйва (Приполярный Урал), анал. Ослодкина, спектрально определены V, Ti, Co, Zn, Cu [20].

Диагн. исп. П. п. тр. плавится с трудом, образуется серовато-зеленое или зеленовато-черные стекло. Кислоты почти не действуют.

Повед. при нагр. Кривая ДТА сходна с кривой для тремолита, но обезвоживание и распад структуры актинолита, а также плавление продуктов его разложения происходит при несколько более низких температурах; наряду с пироксеном и кристобалитом в продуктах распада присутствуют окислы железа [31]. Дополнительные эндотермические эффекты на кривых ДТА актинолита могут быть обусловлены примесями кальцита ($750-800^\circ$), клиногумита ($500-600^\circ$) [32], эпидота ($970-1000^\circ$) [31]. При нагревании актинолита в атмосфере воздуха, приблизительно с 400° , происходит окисление двухвалентного железа. Например, для актинолита из альбититов Анзасского месторождения в Хакасии установлено следующее изменение содержания закиси железа при повышении температуры [32]:

	20°	500°	700°	800°	900°	1180°
FeO (вес. %)	9,85	9,65	7,69	4,42	1,01	0,34

Окисление железа сопровождается, возможно, отделением протонов от гидроксильных групп. При интенсивном окислении потеря веса при нагревании меньше содержания воды в минерале. Окисление железа и частичная дегидроксильзация обуславливают изменение оптических свойств актинолита. В интервале $400-600^\circ$ начинается побурение и происходит медленное повышение показателей преломления, при $600-800^\circ$ окраска становится красно-бурой, показатели преломления резко возрастают, особенно в образцах с высоким содержанием Fe^{2+} (на 0,100 и более), угол cNg уменьшается до 10° (иногда до $2-5^\circ$), несколько падает значение $2V$ [31, 33, 34]. Окисление и дегидроксильзация сопровождаются также резким повышением электропроводности, после завершения дегидратации она вновь снижается [35].

Нахожд. Актинолит — породообразующий минерал метаморфизованных основных пород зеленосланцевой фации, встречается в гидротермально-измененных магматических и метаморфических породах, иногда связан с процессами формирования магнетитовых или медно-никелевых руд.

При метаморфизме основных вулканогенно-осадочных и субвулканических пород актинолит образуется в ассоциации с альбитом, эпидотом и хлоритом, в основном по темноцветным минералам, но также замещает плагиоклаз. На начальных стадиях метаморфизма вулканогенно-осадочных пород происходит обрастание обломочных зерен роговой обманки актинолитом, в цементе выделяется тонкоигольчатый актинолит [36]. В вулканогенных породах актинолит замещает вкрапленники темноцветных минералов [37, 38]. При регрессивном метаморфизме и в процессе метасоматоза актинолит образуется по темноцветным минералам изверженных и метаморфических пород основного, реже среднего состава; в тектонически ослабленных участках он отлагается с образованием жилков и гнездообразных скоплений, например, на Урале [22], на Кольском п-ове [39], в Центральной Японии [40]. В зонах трещиноватости в основных породах обнаруживаются также жилы актинолит-асбеста (см. «Разнов.»). При интенсивном метаморфизме происходит образование актинолитовых и альбит-эпидот-актинолитовых сланцев с хлоритом, кальцитом, иногда с мусковитом [21, 36]. Однако для сланцев более характерна актинолитовая роговая обманка, чем актинолит.

В толщах зеленосланцевых пород альбит-эпидот-актинолитовая ассоциация характерна для зональных комплексов и для ореолов гранитоидных интрузий. При переходе к более высокотемпературным ассоциациям амфиболитовой фации появляются зональные кристаллы амфибола с ядром из реликтового актинолита и оболочкой из более интенсивно окрашенной (часто синезеленой) роговой обманки [18, 41—43]. Зональные метаморфические комплексы с актинолитом в качестве породообразующего минерала известны в Новой Зеландии [44], в Шотландии [41], на плато Абукума в Японии [45]. На Южном Урале альбит-эпидот-актинолитовые породы по основным эффузивам, пиро-

кластам и терригенно-осадочным породам образуют узкую секущую зону. Переходная зона к неизменным породам имеет кварц-хлоритовый состав. Интенсивность метаморфизма и количество актинолита возрастают в зонах дислокаций, где наблюдается постепенный переход к метасоматическим породам с колчеданным оруденением [46]. В колчеданных залежах встречается игольчатый и асбестовидный актинолит (Бетехтин, 1952). В ореолах гранитоидных интрузий актинолит встречается в Калифорнии, США (хим. анализ 6) [23], в Южной Америке [43], в Тувинской АССР [47] и в других районах. Местами актинолит обнаруживается в зонах контакта гранитоидов с вулканогенно-осадочными или метаморфическими породами, например, в бассейне р. Тутхун в АзербСССР он входит в состав различных роговиков по вулканогенно-осадочным породам [48]; в районе Изумрудных копей на Урале образует плотные скопления и линзообразные тела длиной до 2,5 м во флогопитовой зоне десилифицированных пегматитов, слагает реакционные зоны на контакте диорита с серпентинитами [49, 50]; в районе золоторудного месторождения Злоты Сток в Нижней Силезии (Польша) развит в амфиболитах близ контакта с гранитоидами [51]. В необычном парагенезисе с биотитом, К-полевым шпатом, плагиоклазом и кварцем актинолит встречен в дурбахитах Центрального Чешского массива (ЧССР), где он содержит реликты пироксена и образовался вероятно в процессе метаморфизма (хим. анализ 9) [24].

Актинолит является одним из распространенных минералов в глаукофан-содержащих регионально метаморфизованных породах. Ассоциируется с глаукофаном, кросситом, эпидотом, хлоритом, серицитом, альбитом, гранатом, кварцем, стильпномеланом, пумпеллиитом, лавсонитом, титанитом, рутилом, лейкоксеном, гематитом, магнетитом. Часто актинолит и глаукофан слагают разные участки и зоны одного и того же кристалла, границы между ними неровные, но четкие; в зональных кристаллах актинолит обычно слагает ядро, а глаукофан внешнюю зону, но возможны и обратные соотношения; реже оба минерала образуют разные зерна. По Клейну [52], при низких температурах в ряде актинолит — глаукофан имеется разрыв смесимости, при более высоких температурах возможен непрерывный переход от актинолита к глаукофану и кросситу. Согласно Брауну [53, 54], ассоциация актинолита с глаукофаном всегда неравновесная и возникает в условиях, граничных между фациями глаукофановых и зеленых сланцев; обростание одного амфибола другим и частичное замещение обусловлены колебаниями $P - T$ условий в процессе метаморфизма. Содержание Na в позиции M(4) актинолита, находящегося в ассоциации с альбитом, хлоритом и окислами железа, возрастает при увеличении давления, при определенных температурах оно может служить для геобарометрии [54]. Актинолит в глаукофановых и зеленых сланцах известен в шт. Калифорния (хим. анализы 12 и 13) [25, 30, 55] и в шт. Вашингтон (США) [53], в Японии (хим. анализ 7) [26, 29, 56—58], во Франции [59], в Венесуэле [60], на о-ве Тасмания [61], в Новой Зеландии [54].

В некоторых железистых кварцитах актинолит является одним из самых распространенных силикатов; ассоциируется с кварцем, магнетитом, гематитом, хлоритом, карбонатами (кальцитом, доломитом или анкеритом), куммингтонитом, грюнеритом, иногда с более поздними щелочными амфиболами. Парагенезис несколько меняется в зависимости от состава исходных пород и степени их метаморфизма, например, в гематит-магнетитовых кварцитах КМА актинолит встречается с анкеритом и доломитом, в магнетитовых кварцитах он более железистый и образует тесные сростания с кальцитом и магнетитом; местами актинолит приурочен к известковистым прослоям [62]. Актинолит отмечается в железистых кварцитах Курской магнитной аномалии (хим. анализ 2) [4, 62], Криворожского бассейна [63—65], Оленегорского и других месторождений Кольского п-ова [66], в Канаде в пров. Квебек (хим. анализы 1 и 4) [14, 67] и в районе Итчен-Лейк [68].

В месторождениях магнетита, связанных с железорудными скарнами и метасоматитами, актинолит является широко распространенным минералом,

образующимся на различных этапах формирования этих месторождений. Актинолит, связанный с альбитизацией вмещающих интрузивных, карбонатных и других пород, ассоциируется с альбитом, эпидотом, магнетитом, титанитом, апатитом. Нередко актинолит замещает скарновые минералы, при этом пироксен-магнетитовые залежи превращаются в актинолит-магнетитовые, одновременно он отлагается в зонах трещиноватости с магнетитом, кварцем и карбонатами. Актинолит наиболее поздних этапов минералообразования ассоциируется с халькопиритом, пирротинном, пиритом, сфалеритом. Железистость актинолита определяется составом замещаемых пород и колеблется в широких пределах (слабожелезистый актинолит в безрудных метасоматитах и ферроактинолит в рудных залежах). Примерами скарново-метасоматических железорудных месторождений с широко проявленной актинолитизацией являются: Бенкалинское, Шагыркульское и Сорское в Южном Тургае [69], Лавреновское в Кузнецком Ала-Тау [70], Анзасское в Хакасии [71], Белорецкое на Горном Алтае [72], месторождения Ирбинского рудного поля и Одиночное в Восточном Саяне (хим. анализы 3, 14, 16) [27, 28]; месторождения района Норберг в Швеции [73, 74].

Актинолит известен также в рудах и связанных с ними метасоматитах медно-никелевых месторождений; ассоциируется с биотитом и рудными минералами, в брекчированных участках слагает асбестовые прожилки или образует игольчатые кристаллы, деформированные до винтообразных. Примеры: месторождения Аллареченское, Восток и Печенга на Кольском п-ове (хим. анализы 10, 11, 15) [12, 19], никеленосные породы Бурминского массива на Дальнем Востоке [75]. В жилах альпийского типа актинолит выделяется в виде кристаллов и войлокоподобных агрегатов («биссолит», см. «Разнов.»).

Изм. При прогрессивном метаморфизме замещается роговыми обманками [41, 44, 45, 52, 71]. В породах глаукофановой фации метаморфизма и в железистых кварцитах отмечалось замещение актинолита щелочными амфиболами [4, 52], флогопитом или куммингтонитом [66]. Отмечено замещение актинолита эпидотом, цоизитом или агрегатом цоизита и кварца; плоскость (010) актинолита \parallel (100) цоизита [22]. Некоторые актинолиты хлоритизированы [37]. Изменение актинолита в гидротермальных условиях ($T = 150-500^\circ$, $P = 1-8$ кбар) изучалось экспериментально [76].

Искусств. Актинолит синтезирован в гидротермальных условиях при $P_{H_2O} = 1000$ бар и $P_{CO_2} = 50$ бар из смеси $CaCO_3$, $MgC_2O_4 \cdot 2H_2O$, $FeC_2O_4 \cdot 2H_2O$ и геля SiO_2 . Установлена полная изоморфная смесимость тремолита и ферроактинолита. Нижняя температурная граница устойчивости понижается от 500° для тремолита до 375° для псевдозвтектического состава с 75% ферроактинолита [77]. Актинолит синтезирован также в присутствии хлоридов Ca и Mg [78, 79]. Получен в системе $CaO-MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ при $150-500^\circ$ и $1-8$ кбар [76].

Практ. знач. Используются волокнистые разновидности (см. «Разнов.»).

Разнов. По составу: марганцевый актинолит — manganois actinolite [3]. Обнаружен в скарнах марганцевого месторождения Касо (Япония). Содержит до 7,38% MnO. По свойствам неотличим от обычного актинолита. Наиболее железистый марганцевый актинолит (хим. анализ 17) темно-зеленый до серо-зеленого образует жилки мощностью до 5 см, сложенные неправильными, частью удлиненными зернами, содержит включения ортита, ассоциируется с лимонно-желтым гранатом. Менее железистый марганцевый актинолит (хим. анализ 8) в виде бесцветных кристалликов встречен как продукт гидротермального изменения родонита скарнов; ассоциируется с коричневым гранатом и манганфлогопитом; некоторые его выделения заключены в кристаллах гиалофана [3].

По характеру выделения: актинолит-асбест — actinolite-asbeste — параллельно-волокнистый актинолит. Отличается от тремолит-асбеста более высоким содержанием железа. Синонимы как у тремолит-асбеста. Месторождения актинолит-асбеста приурочены к зонам интенсивной трещи-

новатости в измененных основных вулканогенных породах. Асбестообразование связывается с гидротермальной деятельностью в областях проявления гранитного магматизма. Асбест содержится в невыдержанных по простиранию жилах и прожилках, часто неправильных и с раздувами. Протяженность зон до сотен метров. Асбест поперечно- и продольноволокнистый, длина волокон до 30 см. Характерна ассоциация с кварцем, кальцитом, альбитом, эпидотом, аксинитом, иногда с рудными минералами. Мелкие прожилки обычно мономинеральные [80]. Примеры месторождений: Грушинское (Ялтинское) в Северном Казахстане [81], Кышгаузское в Центральном Казахстане [82], Горбуновское на Урале [81], Хацавинское на Северном Кавказе [83], Чазадыр в Туве [13], Есенбулак в Монголии [81]. Актинолит-асбестовые прожилки имеются также в ороговиконанных песчано-сланцевых олигоклазохлорит-эпидот-актинолитовых породах Ак-Сика Тувинской авт. обл. [47]; в апогаббровых хлорит-актинолитовых сланцах района Тарчин (Югославия) [21]; в брекчированной медно-никелевой руде Аллареченского месторождения на Кольском п-ове [19]. Применяется, как и тремолит-асбест, для изготовления изоляционных и кислотоупорных материалов, но уступает ему по качеству. С увеличением содержания железа возрастает растворимость, особенно после нагревания при температурах выше 700° [84, 85].

А к т и н о л и т - б и с с о л и т — actinolite-byssolite (Соссюр, 1796) — спутанно-волокнистый актинолит.

Синон. Актинолитовый циллерит — actinolitic zillerite (Ферсман, 1913).

Отличается от тремолит-биссолита повышенным содержанием железа. Образуется при гидротермальном изменении основных пород, гнейсов, кристаллических сланцев; известен в кварцевых жилах; в пустотах обволакивает кристаллы кальцита, кварца, магнетита, титанита, альбита, пеннина, эпидота, самородного серебра, пренита, пирита, халькопирита, частично волокна включены в кристаллы кварца и кальцита. Известен в жиле альпийского типа в Пуйва на Приполярном Урале (хим. анализ 18) [20]; в пустотах десилифицированного пегматита и в прожилках среди амфиболитов в ассоциации с альбитом и скаполитом в Изумрудных коях на Урале [49]; с эпидотом, кальцитом и гроссуляром в Кансайском скарном свинцово-цинковом месторождении, Курамские горы (Узбекистан) [86]; в пустотах гранатового скарна в Младенове (Болгария) нарастает на эпидот, кварц и кальцит с сидеритом, лимонитом, деминном, халькопиритом [87]; в кварцевых жилах, секущих габброиды, в долине Радауталь, Гарц (ГДР); в альпийских жилах долины Мадеранерталь (Швейцария); в Аллермоне (Франция); в Южном Ороне (Алжир); в Бакингаме (Канада) [88].

Межплоскостные расстояния актинолита из Печенги (Кольский п-ов) [12*]

FeK α -излучение, $D = 65,8$ мм

l	$d(\text{Å})$	l	d	l	d	l	d
1	3,62	5	2,17	2	1,653	4ш	1,340
5ш	3,54	2	2,056	3	1,621	6	1,299
3	3,36	4	2,018	6ш	1,584	2ш	1,282
8	3,13	1	1,896	2	1,539	3ш	1,205
4ш	(2,98)	2	1,866	2	1,513	3ш	1,167
10ш	2,71	2	1,818	2	1,475	2	1,116
4ш	2,60	2	(1,749)	2	1,444	7	1,084
5	2,53	2	1,690	4ш	1,365	9ш	1,052
3	2,34						

* Оригинал хим. анализа 10.

Л и т е р а т у р а

1. Burns R. G., Greaves C. J. *Am. Min.*, 1971, **56**, N 11-12, 2010.
2. Никитина Л. П., Петкевич Э. З., Свердловска О. В., Христофоров К. К. *Геохимия*, 1973, № 11, 1661.
3. Ycsitima T. J. *Fac. sci. Hokkaido Univ.*, ser. 4, geol. a. min., 1939, 4, N 3-4, 419.
4. Глазюлев А. А., Кляжиш Б. Д. *Зап. Всес. мин. об-ва*, 1959, **88**, вып. 3, 286.
5. Burns R. G. *Mineralogical applications of crystal field theory*. Cambridge Univ. Press., London, 1970, 100.
6. Goldman D. S., Rossman G. R. *Am. Min.*, 1977, **62**, N 3-4, 205.
7. Бахтин А. И. *Кристаллография*, 1976, **21**, вып. 5, 1036.
8. Лазарев А. Н. *Колебательные спектры и строение силикатов*. Л.: Наука, 1968, 148.
9. Burns R. G., Strens R. G. *J. Science*, 1966, **153**, N 3738, 890.
10. Wilkins R. W. T. *Am. Min.*, 1970, **55**, N 11-12, 1993.
11. Bancroft G. M., Maddock A. G., Burns R. G. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1967, **31**, 2219; Банкрофт Г., Меддок А., Барнс Р. В кн.: *Физика минералов*. М.: Мир, 1971, 179.
12. Корнилов Н. А. *Зап. Всес. мин. об-ва*, 1959, **88**, вып. 2, 115.
13. Еремеев В. П. *Тр. ИГЕМ АН СССР*, 1960, вып. 47, 43.
14. Klein C. J. *Petrology*, 1966, **7**, N 2, 246.
15. Ross M., Papike J. J., Shaw K. W. *Min. Soc. Am., Spec. Pap.*, 1969, N 2, 275.
16. Ross M., Papike J. J., Weiblen P. W. *Science*, 1968, **159**, N 3819, 1099.
17. Immeda G. P., Klein C. *Am. Min.*, 1976, **61**, N 11-12, 1117.
18. Brady J. B. *Am. Min.*, 1974, **59**, N 5-6, 529.
19. Яковлева А. К., Яковлев Ю. Н. В кн.: *Минералы и парагенезис минералов метасоматических и метаморфических горных пород*. Л.: Наука, 1975, 54.
20. Осолодкина Г. А., Анненкова Г. А. *Тр. Мин. музея АН СССР*, 1973, вып. 22, 204.
21. Павлович С., Борлевић Д., Грковић Ж. *Геол. Балкан полуострова*, 1975, **39**, 371.
22. Белковский А. И. В кн.: *Минералы изверженных горных пород и руд Урала*. Л.: Наука, 1967, 49.
23. Compton R. R. *Am. Min.*, 1958, **43**, N 9-10, 890.
24. Poubová M. *Krystalinikum*, 1971, **7**, 119; 1974, **10**, 149.
25. Holdaway M. J. *Am. Min.*, 1965, **50**, N 7-8, 953.
26. Banpo S. J. *Fac. sci., Univ. Tokyo*, 1964, **15**, pt 2, 231.
27. Крутов Г. А., Виноградова Р. А. *ДАН СССР*, 1966, **169**, № 1, 204.
28. Мазуров М. П. *Геология и геофизика СО АН СССР*, 1974, № 11, 51.
29. Seki Y. *Japanese J. geol., geogr.*, 1958, **29**, N 4, 233.
30. Coleman R. G., Papike J. J. *J. Petrology*, 1968, **9**, N 1, 105.
31. Коржинский А. Ф. *Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР. Сер. геол.*, 1961, вып. 16, 245.
32. Цветков А. И., Еришова З. П. В кн.: *Термоаналитические исследования в современной минералогии*. М.: Наука, 1970, 5.
33. Barnes W. E. *Am. Min.*, 1930, **15**, N 9, 393.
34. Сердюченко Д. П. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1938, № 2, 269.
35. Бондаренко А. Т. *ДАН СССР*, 1973, **208**, № 5, 1067.
36. Tilleu C. E. *Geol. Mag.*, 1938, **75**, N 891, 497.
37. Vejnár Z. *Věstník Ústřed., úst. geol.*, 1972, **47**, N 4, 219.
38. Nietanen A. *Am. Min.*, 1974, N 1-2, 22.
39. Гинзбург И. В., Некрасова В. М. *Тр. Мин. музея АН СССР*, 1967, вып. 13, 161.
40. Kutsukake T. J. *Japan. Assoc. min., petr., econ. geol.*, 1974, **69**, N 2, 52.
41. Graham C. M. *Contrib. min., petrol.*, 1974, **47**, N 3, 165.
42. Grapes R. H. *Contrib. min., petrol.*, 1975, **49**, N 2, 125.
43. Choudhuri A. *Am. Min.*, 1972, **57**, N 9-10, 1540; *Contrib. min., petrol.*, 1974, **44**, N 1, 45.
44. Cooper A. F. *J. Petrology*, 1972, **13**, N 3, 457.
45. Shido F., Miyashiro A. *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, sect. 2*, 1959, **12**, pt 1, 90.
46. Болтыров В. Б. *Тр. 2-го Уральского петрографического совещания*, Свердловск, 1969, 1 5, 145.
47. Еремеев В. П., Сибилев А. К. В кн.: *Месторождения амфиболового асбеста и их генезис*. М.: Наука, 1971, 70.
48. Мамедов А. И., Махмудов С. А., Ширмамедов А. К. *ДАН АзербССР*, 1977, № 1, 47.
49. Власов К. А., Кутукова Е. И. *Изумрудные копи*. Изд-во АН СССР, 1960, 105.
50. Сердюченко Д. П., Ефремов Н. Е. *Уч. зап. Ростов н/Д ун-та*, 1936, вып. 7, 27.
51. Kowalski W. M. *Prace geol. Polska Acad. Nauk*, 1967, N 42, 35.
52. Klein C. *Am. Min.*, 1969, **54**, N 1-2, 212.
53. Brown E. H. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1974, **85**, N 3, 333.
54. Brown E. H. *J. Petrology*, 1977, **18**, N 1, 53.
55. Lee D. E., Coleman R. G., Bastron H., Smith V. C. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1966, N 550-C, 148.
56. Toriumi M. J. *Geol. Soc. Japan*, 1974, **80**, N 2, 75.
57. Ernst W. G. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 1972, N 135, 73.
58. Kasaki M. J. *Fac. sci., Univ. Tokyo*, 1963, **15**, pt 1, 55.
59. Triboulet C. *Contrib. min., petrol.*, 1974, **45**, N 1, 65.
60. Morgan B. J. *Petrology*, 1970, **11**, N 1, 101.

61. Green T. H., Spiller A. R. *Am. Min.*, 1977, 62, N 1-2, 164.
62. Наумов В. П. *Тр. ВСЕГЕИ*, 1971, 158, 142.
63. Половко Н. И., Сироштан Р. И., Рябоконь С. М. *Геол. журн. АН УССР*, 1960, 20, вып. 3, 13.
64. Макухина Г. О. *Тр. ИГН АН УССР. Сер. петр., мин., геохим.*, 1960, вып. 6, 128.
65. Шевченко Е. В. *Мин. сб. Львовск. геол. об-ва*, 1959, № 13, 296.
66. Жданов В. В., Малкова Т. П. *Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер.*, 1974, 208, 126.
67. Mueller R. F. *Am. J. Sci.*, 1960, 258, N 7, 449.
68. Bostock H. H. *Canad. J. Earth sci.*, 1977, 14, N 8, 1740.
69. Бекмухаметов А. Е. Формирование скарново-рудных зон магнетитовых месторождений Южного Тургай. *Алма-Ата: Наука*, 1970, 157.
70. Каммаев С. Г. *Тр. Томск. ун-та. Сер. геол.*, 1966, 186, 127.
71. Павлов Д. И. Анзасское магнетитовое месторождение и участие хлора в его формировании. *М.: Наука*, 1964, 96.
72. Вахрушев В. А. Минералогия и генезис железных руд Белорецкого м-ния на Алтае. *Новосибирск: Изд-во АН СССР*, 1960, 57.
73. Geijer P. *Ark. min. geol.*, 1961, 2, N 6, 481.
74. Sarap N. *Geol. För. Förhandl.*, 1957, 79, N 3, N 490, 542.
75. Зилин С. С., Старков Г. Н. Базиты и гипербазиты Дальнего Востока, Владивосток, 1976, 3.
76. Hinrichsen Th., Schürmann K. N. *Jb. Min., Monatsh.*, 1972, N 1, 35.
77. Hellner E., Schürmann K. J. *Geology*, Chicago, 1966, 74, N 3, 322.
78. Киселева И. А. *ДАН СССР*, 1966, 171, № 1, 177.
79. Калинин Д. В. Экспериментальные исследования физико-химических условий скарнирования. *Новосибирск: Наука*, 1969, 48, 56, 62, 78, 90, 96.
80. Андреев Ю. К. В кн.: *Геохимия, минералогия, петрография. Итоги науки 1962 г.* М.: Изд-во АН СССР, 1964, 65.
81. Андреев Ю. К., Петров В. П. В кн.: *Месторождения амфиболового асбеста и их генезис.* М.: Наука, 1971, 29.
82. Струтинский А. В. В кн.: *Месторождения амфиболового асбеста и их генезис.* М.: Наука, 1971, 43.
83. Аянов В. М. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1962, № 5, 41.
84. Токер Н. И., Абед Л. К., Крайнева Э. П. *Тр. Всес. научно-исслед. ин-та асбестовой промышленности*, 1962, вып. 3, 62.
85. Федосеев А. Д., Григорьева Л. Ф., Макарова Т. А. Волокнистые силикаты (природные и синтетические асбесты). Л.: Наука, 1966, 57.
86. Протодьяконова З. М. *Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва*, 1972, вып. 25, 88.
87. Стойнова М. *Годишник на висшия минно-геол. ин-т, София (1974—1975)*. 1974—1975, 21, св. 2, 83.
88. Ферсман А. Е. Исследования в области магнезиальных силикатов. *Изб. тр.* 1952, 1, 282.

Ферроактинолит Ferroactinolit



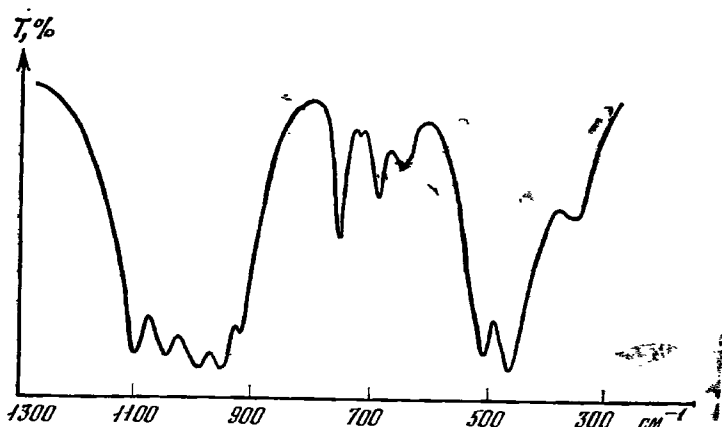
Ферроактинолит — название для конечного железистого члена изоморфного ряда тремолит — актинолит — ферроактинолит (Сундиус, 1946).

Сион. Прискаит — prieskaite (Раджвандра, 1977); ферротремолит — ferro-tremolite (Винчел, 1931); ферритремолит — ferri-tremolite (Винчел, 1931) — для гипотетического конечного члена состава $\text{Ca}_2\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}]\text{O}_2$.

Характ. выдел. Длиннопризматические кристаллы, параллельно-волокнистые агрегаты, скопления волокнистых и мелкоигльчатых кристалликов, псевдоморфозы по пироксену и роговой обманке.

Структ. и морф крист. Монокл. с. C_{2h}^3 — $C2/m$, $a_0 = 9,89 - 9,96$, $b_0 = 18,20 - 18,32$, $c_0 = 5,29 - 5,30$ Å, $\beta = 104^\circ 35' - 104^\circ 38'$; $Z = 2$. Более низкие значения параметров ($a_0 = 9,87$, $b_0 = 18,13$, $c_0 = 5,29$ Å, $\beta = 104^\circ 59'$) определены лишь у образца из железорудной формации Бабабудан (Индия), данные анализа которого не вполне надежны [1]. У искусственного ферроактинолита $a_0 = 9,95 - 9,98$, $b_0 = 18,31 - 18,39$, $c_0 = 5,28 - 5,32$ Å; $\beta = 104^\circ 18' - 104^\circ 42'$ [2].

Изоструктурен с тремолитом. При уточнении структуры марганцевого ферроактинолита из Камберленда (хим. анализ 3), определены средние межатомные расстояния (Å) и валентные углы: $M(1) - O = 2,105$, $M(2) - O = 2,096$, $M(3) - O = 2,098$, $M(4) - O = 2,516$, $A - O = 3,094$, $T(1) - O = 1,628$, $T(2) - O = 1,633$, $O - T(1) - O = 109,45$, $O - T(2) - O = 109,41$.



Фиг. 19. ИК-спектр ферроактинолита (по Диманшу)

$T(1) - O(5) - T(2) = 137,4(2)$, $T(1) - O(6) - T(2) = 139,1(2)$, $T(1) - O(7) - T(1) = 141,1(1)$. Распределение катионов по октаэдрическим позициям: $M(1) = 0,61Fe^{2+} + 0,39Mg$; $M(2) = 0,46Fe^{2+} + 0,34Mg + 0,16Fe^{3+} + 0,04Al$; $M(3) = 0,58Fe^{2+} + 0,42Mg$; $M(4) = 0,88Ca + 0,08Mn + 0,04Na$ [3]. Сходные результаты получены методом мессбауэровской спектроскопии [4]. Для искусственного ферроактинолита по спектру Мессбауэра предполагается вхождение Fe в позицию M(4) [5].

Физ. св. Сп. по (110) совершенная (под углом около 56°), иногда по (010). Хрупок. Тв. 5—6. Уд. в. 3,14—3,27. Цв. зеленый, серо-зеленый. Бл. стеклянный. Полупрозрачен. Диэлектрическая проницаемость (ϵ) для ферроактинолит-асбеста, содержащего 21,31% $FeO + Fe_2O_3$, равна 8, магнитная восприимчивость — $30 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС [6]. ИК-спектр (фиг. 19) сходен с таковым тремолита [7]. Термодинамические данные см. [2, 8].

Микр. В шлифах в прох. свете обычно окрашен в светлые тона. Плеохроизм: по Ng — светло-зеленый, синевато-зеленый, голубоватый, редко темно-зеленый, по Nm — бледно-зеленый до бесцветного, по Np — бесцветный, слабо-желтоватый или зеленоватый. $Ng \geq Nm > Np$. Двусный (—). Пл. опт. осей (010), $Nm \parallel b$, $cNg = 12-22^\circ$. У тонковолокнистой разновидности из Тамарак-Кастера угасание прямое. Удлинение (+). $n_g = 1,663-1,702$, $n_m = 1,655-1,675$, $n_p = 1,642-1,677$; у искусственного ферроактинолита с составом теоретического конечного члена: $n_g = 1,704$, $n_m = 1,700$, $n_p = 1,687$ [9]. $n_g - n_p = 0,017-0,026$. (—) $2V = 52-81^\circ$.

Хим. Состав ферроактинолита с учетом изоморфных замещений выражается формулой: $(Na, K)_{0-0,5}(Ca_{2-1,34}Na_{0-0,66})[(Mg, Mn, Al, Ti)_{2,5-0}(Fe^{2+}, Fe^{3+})_{2,5-5}][(Si_{8-7,5}Al_{0-0,5})(O, OH)_{22}](OH, F, Cl, O)_2$. Теор. составы:

	CaO	MgO	FeO	SiO ₂	H ₂ O
$Ca_2MgFe_4Si_8O_{22}(OH)_2$	11,95	4,29	30,62	51,21	1,93
$Ca_2Fe_5Si_8O_{22}(OH)_2$	11,56	—	37,03	49,55	1,86

Содержание CaO в пределах 10,5—12,5%, MgO — 0,6—10,5%, Na₂O до 0,5% и K₂O до 0,2%, (Na + K)_{до 0,2}. Суммарное количество Fe условно принято равным 2,5—5 на формульную единицу. FeO — от 17 до 37%, Fe₂O₃ — обычно не более 4,5%, иногда до 8,4% (хим. анализ 5) [10]; MnO — не менее 0,15%, до 3,5% Mn_{до 0,47} [3, 7, 11, 12]; Al₂O₃ обычно не более 2,5%; TiO₂ до 0,11% (Ti_{до 0,01}); SiO₂ 48—54,5%. Максимальное содержание F — 0,14%; в ферроактинолите Тарбатского месторождения — 0,22% Cl [10].

Анализы (в порядке увеличения содержания $Fe^{2+} + Fe^{3+}$):

	1	2	3	4	5	6	7
Na_2O		0,16	0,35	0,48		0,55	—
K_2O	0,07	0,07	0,16	0,10	0,70	—	—
MgO	9,39	10,53	8,60	8,90	5,46	3,30	0,66
CaO	12,37	11,26	10,70	11,10	12,15	11,03	10,73
MnO	0,36	0,24	2,40	0,58	0,33	1,72	3,48
FeO	16,88	22,57	19,90	22,10	19,87	26,35	30,50
Al_2O_3	3,29	0,18	2,00	0,38	2,52	1,78	1,30
Fe_2O_3	4,15	—	2,80	2,10	8,43	2,68	2,15
SiO_2	51,10	52,28	51,00	51,90	48,43	50,05	49,30
TiO_2	0,06	0,05	0,04	0,04	0,11	1,20	—
H_2O^+	1,86	2,34	1,60	1,90	1,39	1,68	2,13
H_2O^-	0,56	0,22	0,11	0,12	0,36	—	0,18
F	—	Не обн.	0,14	—	0,03	—	—
Сумма	100,09	(99,90)	100,08*	(99,95)**	100,00***	(100,34)	100,43
$-O=F_2+Cl_2$			0,06		0,06		
			100,02		99,94		
Уд. в.	—	3,23	3,27	3,14	—	—	3,24
n_g	1,670	1,668	1,674	1,663	1,683	1,686	1,685
n_m	1,661	1,658	1,663	1,658	1,675	—	—
n_p	1,649	1,642	1,648	1,646	1,660	1,668	1,668
(—)2V	80°	76°02'	81°	—	74°	52°	74°
cNg	15°	13°	17°	22°	17°	11°	11°
$a_0(\text{Å})$	—	9,894	9,891	—	—	—	9,96
b_0	—	18,198	18,200	—	—	18,28	18,32
c_0	—	5,299	5,305	—	—	—	5,30
β	—	104°35'	104°38'	—	—	—	104°36'
$Fe^{2+}+Fe^{3+}$	2,58	2,83	2,85	3,05	3,57	3,65	4,30
(Al+ Fe^{3+}) VI	0,68	—	0,44	0,20	0,97	0,42	0,33
Al ^{IV}	0,37	0,15	0,24	0,11	0,48	0,22	0,17

* В том числе CO_2 — 0,19, P_2O_5 — 0,09.

*** В том числе Cl — 0,22.

** В том числе V_2O_5 — 0,08, BaO — 0,05, ZnO — 0,12

1 — асбестовидный, Тарбатское месторождение, Восточный Саян, анал. Иванчура [10]; 2 — темно-зеленый, игольчатый, железорудный район Льюс, Лабрадор (Канада), анал. Ито (в оригинале сумма 100,20), спектрально определены Cu, Ag, Pb, Be, Sr, Y [13]; 3 — шпиннатно-зеленые длиннопризматические кристаллы в прозрачном кварце, Камберленд, Род-Айленд (США), анал. Эльмо и Лили, спектрально определены Co, Ni, Cu, Zn [3]; 4 — из голубых сланцев Касадело, Калифорния (США), анал. Бити и Бетига, спектрально определены Cu, Co, Ni, Cr, Ca, Se, Zr, Sr (в оригинале сумма 100) [14]; 5 — мелкоигольчатый из магнетитовой руды, Тарбатское месторождение (Восточный Саян), анал. Иванчура [10]; 6 — темно-зеленый асбестовидный, из прожилков в магнетит-феррогастингситовом скарне, Гиневро, о-в Эльба (Италия), анал. не указан (в оригинале сумма 100,49, назван ферротремолитом) [7]; 7 — серовато-зеленый асбестовидный марганцевый ферроактинолит из амфибол-галенитовых жнл, рудник Тамарак-Кастер, шт. Айдахо (США), анал. Шэнон [2, 11].

Диагн. исп. П. п. тр. плавится с трудом, расплав застывает с образованием зеленовато-черного магнетитового стекла. Кислоты действуют слабо.

Находж. Ферроактинолит — редкий минерал. Для его образования необходимо низкое парциальное давление кислорода, относительно низкие температуры (верхний предел устойчивости ферроактинолита 543°), а также высокая концентрация железа и кальция при низкой концентрации магния и алюминия [2]. Ферроактинолит обнаружен главным образом в месторождениях магнетита, в железистых кварцитах и железорудных скарнах. В железистых кварцитах он встречается в Льюсе, п-ов Лабрадор (Канада) с грюнеритом, диопсидом, магнетитом и кальцитом (хим. анализ 2) [13]; в Итчен-Лейк, округ Маккензи (Канада) с кварцем, грюнеритом и магнетитом [15]. В железорудной толще формации Дупадагири на горе Бабабудан (Индия) имеются прожилки

ферроактинолит-асбеста в базальтах [1]. В Камберленде, шт. Род-Айленд (США) шпинатно-зеленые длиннопризматические кристаллы ферроактинолита заключены в прозрачном кварце (хим. анализ 3) [3]. Вероятно, ферроактинолитом является амфибол из альбит-кварц-амфиболовых жилко в породах железистой формации Бивабик, шт. Миннесота (США) [16]. В Тарбатском железо-скарновом месторождении, Восточный Саян, он относится к дорудному этапу, образует псевдоморфозы волокнистого строения по пироксену и ассоциируется с кальцитом в магнетитовой руде; частью представлен асбестом (хим. анализы 1 и 5) [10, 17]. В магнетитовых скарнах Сан-Леоне (Сардиния) обнаружен в псевдоморфозах по ферроактинолитовой роговой обманке, ассоциируется с кварцем, флюоритом, кальцитом, иногда с ильваитом [12]. В магнетит-феррогастингситовом скарне Гиневро, о-в Эльба (Италия) асбестовидный ферроактинолит обнаруживается в трещинах и жеодах с кристаллами кварца и магнетита, иногда с ильваитом и сульфидами (хим. анализ 6) [7]. В магнетитовой породе в Френч-Крик, шт. Пенсильвания (США) ферроактинолит (ферроактинолитовый циллерит) заполняет пустоты в ассоциации с тюрингитом и хорошо образованными кристаллами пирита и халькопирита [18]. В месторождении Тамарак-Кастер, шт. Айдахо (США) серо-зеленый волокнистый марганцевый ферроактинолит входит в состав амфибол-галенитовых жил; галенит в них слагает прожилки и заполняет промежутки между волокнами ферроактинолита (хим. анализ 7) [11]. Обнаружен в голубых сланцах Касадерво, шт. Калифорния (США) с кварцем, стильпномеланом, гранатом, кросситом и диритом (хим. анализ 4) [14].

Искусств. $\text{Ca}_2\text{Fe}_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ синтезируется только в сильно восстановительных условиях, определяемых буферами магнетит — Fe (FeO) и магнетит—кварц—фаялит. Получен из смеси $\text{CaO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2$ в токе водорода, при температурах ниже 543° и при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 3000 \text{ бар}$ и ниже 450° при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 500 \text{ бар}$ [2]; из смеси $\text{CaCO}_3 + \text{FeC}_2\text{O}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} + \text{SiO}_2$ в интервале температур $425\text{—}575^\circ$ при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \text{ бар}$ и $P_{\text{CO}_2} = 50 \text{ бар}$ [19]; при действии растворов CaCl_2 и FeCl_2 на SiO_2 в интервале температур $320\text{—}550^\circ$ при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 600 \text{ атм}$ [20]; из смеси аморфного $\text{SiO}_2 + \text{CaO}$ (или CaCO_3) + Fe в растворе 5% FeCl_2 или NaCl при температурах $400\text{—}500^\circ$ и давлении $250\text{—}570 \text{ атм}$ — с примесью фаялита и геденбергита [9, 21]. Синтез в системе $\text{CaCO}_3\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—Fe}_2\text{O}_3$ в присутствии хлоридов Na и K осуществлен при $400\text{—}575^\circ$ и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 500\text{—}1000 \text{ атм}$, содержание Al_2O_3 в ферроактинолите, по-видимому, не превышало 1 мол.%; в свободном пространстве над шихтой образуются ватообразные агрегаты [22]. Верхний температурный предел устойчивости ферроактинолита на $350\text{—}400^\circ$ ниже, чем у тремолита; при повышении концентрации Ca^{2+} от 20 до 100 г/л он снижался от 560° до 400° [8]. Изучалась кинетика гидротермального синтеза ферроактинолита в метастабильной области [23].

Отл. От тремолита и актинолита отличается более высокими показателями преломления.

Межплоскостные расстояния ферроактинолита, о-в Эльба (Италия) [7] *

Дифрактометр								
<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
020	30	8,50	310	100	3,16	$\bar{2}02$	10	2,58
110	100	8,52	221	20	2,96	350	25	2,40
200	15	4,81	330	60	2,83	$\bar{3}51$	40	2,36
040	20	4,57	$\bar{3}31$	15	2,76	$\bar{4}21$	10	2,35
$\bar{1}31$	30	3,41	151	80	2,73	$\bar{1}71$	5	2,32
240	50	3,31	061	25	2,62			

* Оригинал хим. анализа 6.

Л и т е р а т у р а

1. Raghavendra R. T., Anantha Syer G. V., Narayanan Kutty T. R. Current. Science, 1977, 46, N 22, 765.
2. Ernst W. G. Am. J. Sci., 1966, 264, N 1, 37.

3. *Mitchell J. T., Bloss F. D., Gibbs G. V.* Zs. Krist., 1971, 133, 273; Am. Min., 1970, 55, N 1-2, 302.
4. *Burns R. G., Greaves C. J.* Am. Min., 1971, 56, N 11-12, 2010.
5. *Goldman D. S., Rossman G. R.* Am. Min., 1977, 62, N 3-4, 205.
6. *Соболева М. В.* Минералогия волокнистых минералов группы амфиболов и серпентина. М.: Недра, 1972, 115.
7. *Dimanche F.* Bull. Soc. fr. min. crist., 1970, 93, N 1, 89.
8. *Киселева И. А.* Геохимия, 1968, № 1, 37.
9. *Калинин Д. В., Денискина Н. Д.* Геология и геофизика, 1968, № 1, 128.
10. *Князев Г. Б.* Тр. Томск. ун-та. Сер. геол., 1974, 221, 59.
11. *Shannon R. V.* U. S. Nation Mus. Proc., 1921, 59, 397.
12. *Verkaeren J.* Ann. Soc. Géol. Belg., 1974, 97, f 1, 235.
13. *Klein C. J.* Petrology, 1966, 7, N 2, 246.
14. *Coleman R. G., Papike J. J. J.* Petrology, 1968, 9, N 1, 105.
15. *Bostock H. H.* Canad. J. Earth sci., 1977, 14, N 8, 1740.
16. *Gunderson J. N., Schwarz G. M.* Bull. Geol. Soc. Am., 1959, 70, N 12, pt 2, 1613.
17. *Князев Г. Б.* В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Изд. Томск. ун-та, 1965. вып. 3, 75.
18. *Ферман А. Е.* Исследования в области магнезиальных силикатов.— Изб. тр., 1952, 1, 281.
19. *Hellner E., Schürmann K. J.* Geology, Chicago, 1966, 74, N 3, 322.
20. *Киселева И. А.* ДАН СССР, 1966, 171, № 1, 177.
21. *Калинин Д. В.* Экспериментальное исследование физико-химических условий скарирования. Новосибирск: Наука, 1969, 48, 56, 62, 78, 90, 96.
22. *Малиновский И. Ю.* Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1973, вып. 119, 3.
23. *Калинин Д. В., Исеева М. Д.* В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии. Новосибирск: Наука, 1969, 77.

ГРУППА РОГОВЫХ ОБМАНК

Тремолит-ферроактинолитовые роговые обманки	Тремолитовые	$\text{Na}_{c-0,85}\text{Ca}_2(\text{Mg, Al})_5[\text{Si}_{7,50-7,15}\text{Al}_{0,50-0,85}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$					
		Актинолитовые	$\text{Na}_{c-0,85}\text{Ca}_2(\text{Mg, Fe, Al})_5[\text{Si}_{7,50-7,15}\text{Al}_{0,50-0,85}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$				
			Ферроактинолитовые	$\text{Na}_{c-0,85}\text{Ca}_2(\text{Fe, Al})_5[\text{Si}_{7,50-7,15}\text{Al}_{0,50-0,85}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$			
Обыкновенные роговые обманки	Магнезиальные	$\text{Na}_{c-1}\text{Ca}_2(\text{Mg, Al})_5[\text{Si}_{7,15-6,50}\text{Al}_{0,85-1,50}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$					
		Магнезиально-железистые	$\text{Na}_{c-1}\text{Ca}_2(\text{Mg, Fe, Al})_5[\text{Si}_{7,15-6,50}\text{Al}_{0,85-1,50}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$				
			Железистые	$\text{Na}_{c-1}\text{Ca}_2(\text{Fe, Al})_5[\text{Si}_{7,15-6,50}\text{Al}_{0,85-1,50}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$			
Высокоглиноземистые роговые обманки	Паргасит $\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Al}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ Магнезиочермакит $\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ Гастингсит $\text{NaCa}_2(\text{Mg, Fe}^{2+})_4(\text{Al, Fe}^{3+})[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ Чермакит $\text{Ca}_2(\text{Mg, Fe}^{2+})_3(\text{Al, Fe}^{3+})_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ Феррогастингсит $\text{NaCa}_2\text{Fe}_4^{2+}(\text{Al, Fe}^{3+})[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ Феррочермакит $\text{Ca}_2\text{Fe}_3^{2+}(\text{Al, Fe}^{3+})_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ Керсутит $\text{NaCa}_2(\text{Mg, Fe})_4\text{Ti}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})\text{O}$ Феррокерсутит $\text{NaCa}_2\text{Fe}_4\text{Ti}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})\text{O}$						
		Базальтические роговые обманки $\text{Na}_{c0-1}\text{Ca}_2(\text{Mg, Fe}^{2+}, \text{Al, Ti})_5[(\text{Si, Al})_8\text{O}_{22}](\text{O, OH})_2$					
			a_0	b_0	c_0	β	Уд.в.
		Тремолитовые роговые обманки	9,80—	18,01—	5,28—	104°23'—	—
			9,84	18,08	5,29	104°36'	
		Актинолитовые роговые обманки	9,84—	18,13—	5,29—	104 29—	3,11—
	9,88	18,14	5,31	105 48	3,20		
Ферроактинолитовые роговые обманки	—	—	—	—	3,365		
Магнезиальные обыкновенные роговые обманки	9,78—	17,91—	5,28—	104 40—	2,98—		
	9,88	18,14	5,33	106 10	3,24		

	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Магнезально-железистые обыкновенные роговые обманки	9,83—	17,92—	5,25—	104 40—	3,07—
	9,90	18,18	5,37	105 15	3,30
Железистые обыкновенные роговые обманки	9,84—	18,00—	5,29—	104 31—	3,22—
	9,94	18,26	5,34	105 31	3,41
Паргасит — магнезиочермакит	9,84—	17,94—	5,28—	104 44—	3,02—
	9,91	18,14	5,35	106 06	3,21
Гастингсит — чермакит	9,76—	17,96—	5,30—	104 40—	3,12—
	9,93	18,14	5,37	105 23	3,27
Феррогастингсит — феррочермакит	9,86—	18,00—	5,28—	104 34—	3,25—
	9,97	18,26	5,37	105 56	3,60
Керсутит — феррокерсутит	9,81—	18,02—	5,27—	104 54—	3,06—
	9,90	18,04	5,32	105 23	3,60
Базальтические роговые обманки	9,79—	17,98—	5,26—	104 31—	3,20—
	9,98	18,07	5,33	106 05	3,34

В группу роговых обманок объединены глиноземистые кальциевые амфиболы, представляющие собой многокомпонентный твердый раствор, в котором выделяются три изоморфных ряда, обусловленных независимыми замещениями: 1) $\text{Si} \rightarrow \text{Al}^{\text{IV}}$, 2) $\text{Mg} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$, 3) $\square \rightarrow \text{Na}, \text{K}$. С безглиноземистыми кальциевыми амфиболами (тремолит — ферроактинолит) они связаны постепенным переходом, условная граница проводится при $\text{Al}_{0,50}^{\text{IV}}$. Роговые обманки с $\text{Al}_{0,50-0,85}^{\text{IV}}$ (тремолит-ферроактинолитовые) сравнительно мало распространены в природе. Возможно, при этих содержаниях Al^{IV} в определенных условиях имеется разрыв смесимости между актинолитами и роговыми обманками (подробнее см. ниже). Постепенный переход связывает роговые обманки с натриево-кальциевыми амфиболами благодаря замещению $\text{Ca} + (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) \rightarrow \text{Na} + (\text{Al}, \text{Fe}^{3+})$; условная граница проведена при $\text{Ca}_{1,34}$ по Лику (1978), однако роговые обманки с $\text{Ca}_{<1,60}$ редки. С амфиболами ряда куммингтонит—антофиллит, в которых место Ca в позиции M(4) заполнено Mg и Fe^{2+} , роговые обманки образуют непрерывные твердые растворы только при высоких температурах; обычно между этими группами минералов имеется разрыв смесимости, но в небольших количествах Ca нередко замещается на Fe^{2+} , Mn и Mg. Состав роговых обманок с учетом возможных колебаний в содержании основных компонентов и изоморфных замещений выражается формулой $(\text{Na}, \text{K})_{0-1} [(\text{Ca}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Mg})_{2-1,34} \text{Na}_{0-0,66}] (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti})_5 [\text{Si}_{7,5-5,5} \text{Al}_{0,5-2,7}] (\text{O}, \text{OH})_{22} (\text{OH}, \text{F}, \text{Cl}, \text{O})_2$.

Номенклатура, которая используется для глиноземистых кальциевых амфиболов, крайне неоднозначна. Название «роговая обманка» — Hornblende дано немецкими рудокопами, возможно, из-за сходства ее выделений с роговым веществом. Оно также употребляется в более широком значении как общее название для всех кальциевых и натриевых амфиболов, реже для обозначения всех амфиболов. Обыкновенными роговыми обманками обычно называют наиболее распространенные в природе роговые обманки средней глиноземистости, например, по Сундиусу, с $\text{Al}_{0,6-1,5}^{\text{IV}}$ [1]. Иногда обыкновенными называют все роговые обманки, кроме базальтических (Винчел, 1953). Лик (1978) считает термины «обыкновенная» и «базальтическая» излишними, а название «роговая обманка» применяет к кальциевым амфиболам с $\text{Al}_{0,50-1,75}^{\text{IV}}$ и в зависимости от содержания Al^{IV} , $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}}$ и отношения $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ выделяет следующие роговые обманки: тремолитовые, актинолитовые, ферроактинолитовые, магнезиальные, железистые, чермакитовые, феррочермакитовые, паргаситовые, железистые паргаситовые, ферропаргаситовые, магнезиогастингситовые, магнезиальные гастингситовые, гастингситовые, эденитовые и ферроэденитовые. Для обозначения различных глиноземистых кальциевых амфиболов употребляются также приводимые ниже названия.

Баркевикит — роговая обманка из щелочных интрузивных и метасоматических пород, плеохроирующая в бурых и желто-бурых тонах, по составу отве-

чае гастингситу, феррогастингситу или железистой обыкновенной роговой обманке, отличается максимально возможным для этих минералов содержанием щелочей, часто также повышенным содержанием титана и марганца [2].

Гастингсит — название первоначально применявшееся для высокоглиноземистых роговых обманок с повышенным содержанием железа и щелочных металлов. Билингс в 1928 г. [3] использовал его для обозначения высокоглиноземистых роговых обманок с высоким содержанием натрия, но различным содержанием железа и выделил (по величине отношения Fe/Mg) магнезиогастингсит, фемагастингсит и феррогастингсит. Поскольку магнезиогастингсит оказался по составу идентичным уже описанному паргаситу, Сундиус [1] предложил для членов этого ряда по возрастанию содержания железа выделять паргасит, фемагастингсит и гастингсит. Лик (1978) названия магнезиогастингсит, магнезиальный гастингсит и гастингсит использует для роговых обманок с $Al^{IV}_{>1,75}$, $(Na + K)_A \geq 0,50$, $Ti_{<0,50}$ и $Fe^{3+} > Al^{VI}$, и различным отношением $Mg/(Mg + Fe^{2+})$. Названия гастингсит, магнезиогастингсит, феррогастингсит, натрогастингсит применяются также для обозначения теоретических конечных членов изоморфных серий (см. стр. 60). При описании роговых обманок в оригинальных статьях гастингситом чаще всего называют члены ряда со средним содержанием железа, за магнезиальными членами закрепилось название паргасит, за железистыми — феррогастингсит.

Каринтин — буровато-зеленая и коричневая роговая обманка из эколитов, равновесная с омфацитом, магнезиальная, с пониженным содержанием кальция и высоким содержанием Na, содержание Al^{IV} варьирует в широких пределах.

Керсутит, магнезиокерсутит, феррокерсутит — роговые обманки с повышенным содержанием титана.

Паргасит — название обычно применяющееся для оптически положительных кальциевых амфиболов, приближающихся по составу к $NaCa_2Mg_4Al[Si_6Al_2O_{22}](OH)_2$. В классификации Бермана [4] название «паргасит» относится к амфиболам с меньшим, чем в гастингситах, содержанием Al^{IV} , имеющим состав, близкий к $NaCa_2Mg_{4,5}Al_{0,5}[Si_{6,5}Al_{1,5}O_{22}](OH, F)_2$. Лик (1978) применяет это название к кальциевым амфиболам с $Al^{IV}_{>1,75}$, $(Na + K)_A \geq 0,50$, $Ti_{<0,50}$, $Fe^{3+} \leq Al^{IV}$ и $Mg/(Mg + Fe^{2+}) \geq 0,70$ (при $Mg/Mg + Fe^{2+}$, равном 0,69—0,30 и $< 0,30$, соответственно железистый паргасит и ферропаргасит). Название «паргасит» применяется также для обозначения некоторых теоретических конечных членов изоморфных серий (см. стр. 60).

Смарагдит — зеленые хромсодержащие магнезиальные роговые обманки с различным содержанием Al^{IV} и Na.

Синтагматит (синтагмит) — роговая обманка из лав Везувия (Брайтхаупт, 1865), по Штрунцу (1949) — синоним базальтической роговой обманки. Шарпфер (1884) предлагал использовать название «синтагматит» для обозначения богатого глиноземом конечного члена ряда роговых обманок. В современной литературе применяется редко.

Уралит — псевдоморфозы кальциевых амфиболов по пироксену, сохраняющие иногда диаляговую отдельность. Нередко уралитовые роговые обманки содержат реликты пироксена или образуют внешние зоны его кристаллов. По составу принадлежат к актинолитовым и обыкновенным роговым обманкам.

Чермакит — название впервые предложено Винчелом [5] для обозначения теоретического конечного члена $Ca_2Mg_3Al_2[Si_6Al_2O_{22}](OH)_2$. Соответствующий железистый член был им назван феррочермакитом. Соединения такого состава в природных условиях не встречены, их не удастся получить искусственно (при отсутствии щелочных металлов в структуру амфиболов входит не более $Al^{IV}_{1,1}$ на формульную единицу) [6, 7]. Позже чермакитами стали называть природные высокоглиноземистые роговые обманки с относительно низким содержанием щелочных металлов, в которых преобладает чермакитовый тип

замещений (Дир и др., 1965). По Лику (1978) — чермакит или алюмочермакит — роговая обманка с $Al^{IV} > 1,75$, $(Na + K)^A < 0,50$, $Ti < 0,50$, $Mg/(Mg + Fe^{2+}) \geq 0,50$; феррочермакит — с $Mg/(Mg + Fe^{2+}) < 0,50$.

Эденитами первоначально назывались бесцветные безжелезистые роговые обманки с различным содержанием глинозема и щелочных металлов. В классификации Бермана [4] название эденит применено для обозначения теоретического конечного члена $NaCa_2Mg_5[Si_7AlO_{22}](OH)_2$. В природе амфиболы такого состава пока не обнаружены. Указание на находку роговой обманки с формулой конечного члена $NaCa_2(Mg, Fe)_5[Si_7AlO_{22}](OH)_2$ [8] оказалось ошибочным [9]. Роговые обманки, описанные под названием эденита, всегда содержат в своем составе заметное количество Al^{VI} и относятся к обыкновенным роговым обманкам [1]. По мнению Франсиса [10], термин «эденит» следует изъять из употребления. Однако он нашел признание для обозначения синтетической фазы $NaCa_2Mg_5[Si_7AlO_{22}](OH)_2$ и ее аналогов с F, B, Fe^{2+} (фторэденит, борэденит, ферроэденит) [11]. Лик (1978) предложил называть эденитом роговые обманки с $Al^{IV}_{0,5C-1,25}$, $(Na + K)^A \geq 0,50$, $Ti < 0,50$ и $Mg/(Mg + Fe^{2+}) \geq 0,50$, соответственно ферроэденитом — с $Mg/(Mg + Fe^{2+}) < 0,50$.

В данном справочнике роговые обманки с повышенным содержанием щелочных металлов и содержанием Al^{IV} , не превышающим 1,5 на формульную единицу, названы эденитовыми и ферроэденитовыми роговыми обманками и рассматриваются совместно с другими обыкновенными роговыми обманками.

Имеется также ряд названий роговых обманок неизвестного состава, не получивших распространения: амфиболит — amphibolite (Брайтхаупт, 1823); ахромаит — achromaitе (Кречмер, 1917) — бесцветная роговая обманка из перидотитов; бредалбанит — breadalbanite (Смит, 1864); вайншенкит (вейншенкит) — weinschenkite (Мургоци, 1922) — с высоким отношением Fe^{3+}/Fe^{2+} ; валлериан — wallerian (Брайтхаупт, 1865) — черная роговая обманка из Нордмаркена, Швеция; гамсиградит — gamsigradite (Брайтхаупт, 1861) — из дацитов Гамсиграда в Сербии, с включениями магнетита; диастатит — diastatite (Брайтхаупт, 1832) — черная роговая обманка из Нордмаркена, Швеция; киевит — kievite (частично, Лучицкий, 1912); кокл — cockle (частично, Честер, 1896); сидерит — siderite (Пинкертон, 1811); фасцикулит — fasciculite (Дана, 1892), споровидные выделения в сланцах; филипстадит — philipstadite (Дала, 1899). См. также разделы «Синонимы».

Смесьями с другими минералами являются бергамаскит (бергамашит) — bergamaskite (bergamaschite) (Люццети, 1881); кирванит — kirwanite (Томсон, 1831); специатит — spezialite (Коломба, 1913). Под названием истисуита — istisuite (Кашкай, Мамедов, 1955) описан амфибол с необычно высоким содержанием CaO; его принадлежность к амфиболам вызывает сомнение (Штрунц, 1957).

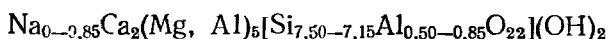
Группа роговых обманок характеризуется постепенными переходами между отдельными минералами. Границы между ними проводятся условно по содержанию главных компонентов — Al^{IV} , Mg, Fe^{2+} , Ti, Fe^{3+} — и в классификациях разных исследователей не совпадают между собой. Принятые в настоящем справочнике классификация и номенклатура приведены на стр. 10. Отнесение минералов к тому или иному виду основано только на пересчетах (по кислородному методу) химических анализов, поэтому их названия не всегда совпадают с названиями в оригинальных работах.

Л и т е р а т у р а

1. Sundius N. Sver. geol. unders., ser. C, 1946, N 480, 32.
2. Borley G., Frost M. T. Min. Mag., 1963, 33, N 263, 646.
3. Billings M. Am. Min., 1928, 13, N 7, 287.
4. Berman H. Am. Min., 1937, 22, N 5, 342.
5. Winchell A. N. Am. Min., 1945, 30, N 1-2, 27.
6. Gilbert M. C. Carnegie Inst. Washington, 1968, Year Book, N 67, 167.
7. Jasmund K., Schäfer R. Contrib. min., petrol., 1972, 34, N 2, 101.
8. Seki Y., Aiba M., Kato C. Japanese J. geol., geograph., 1959, 30, 233.
9. Leake B. E. Japanese J. geol. geograph., 1962, 33, N 1, 1.
10. Francis G. H. Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), min., 1958, 1, 123.
11. Colvill P. A., Ernst W. G., Gilbert M. C. Am. Min., 1966, 51, N 11-12, 1727.

Тремолит-ферроактинолитовые роговые обманки

Тремолитовые роговые обманки Tremolitic hornblendes



Названы по составу, промежуточному между составами тремолита и магнезиальных роговых обманок (Лик, 1968).

Синоч. Смарагдит — smaragdite (частично, Вернер, 1817), каринтин — carinthine (частично, Вернер, 1817).

Характ. выдел. Призматические кристаллы, лучистые сростки, зернистые массы; каемки вокруг зерен пироксена.

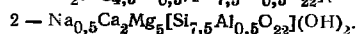
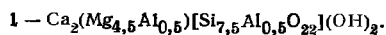
Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{21}^3 - C2/m$. $a_0 = 9,80-9,84$; $b_0 = 18,01-18,08$, $c_0 = 5,28-5,29$ Å; $\beta = 104^\circ 23' - 104^\circ 46'$; $Z = 2$ [1-3]. Изо-структурны с тремолитом и другими кальциевыми амфиболами. Кристаллы коротко- и длиннопризматические, иногда с расщепленными концами [2, 4].

Физ. св. Окраска от светло- до темно- и черно-зеленой, иногда с желтоватым оттенком, при содержании хрома — изумрудно-зеленая. Другие физические свойства как у тремолита.

Микр. В шлифах в прох. свете слабый плеохроизм: по Ng — светло-зеленый, голубовато-зеленый, по Nm — зеленый или желтовато-зеленый, по Np — зеленовато-желтый, светло-желтый. Иногда бесцветны. Двуосные (—). Пл. опт. осей (010), $Nm = b$, $cNg = 15-20^\circ$. Удлинение (+), $n_g = 1,634-1,660$, $n_m = 1,618-1,650$, $n_p = 1,615-1,640$; $n_g - n_p = 0,017-0,028$. $2V = 77-87^\circ$. У тремолитовой роговой обманки с повышенным содержанием натрия (хим. анализ 8) сильная дисперсия $r > v$ [5]. В шлифах обнаруживаются реликтовые включения пироксена и непрозрачных минералов [3].

Хим. Теор. составы:

	Na ₂ O	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O
1	—	13,79	22,31	6,27	55,41	2,22
2	1,88	13,62	24,48	3,10	54,73	2,19



Состав природных тремолитовых роговых обманок с учетом изоморфных замещений выражается формулой: $(\text{Na}, \text{K})_{0-0,85}[(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Mg})_{2-1,34}\text{Na}_{0-0,66}]\text{II}(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Al}, \text{Ti})_{5-4}(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_{0-1}\text{III}(\text{Si}_{7,50-7,15}\text{Al}_{0,50-0,35})(\text{O}, \text{OH})_{22}(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl}, \text{O})_2$.

Содержание CaO 7,0—13,5%; обычно замещение Ca на Mg и Na. MgO — 15—21%, редко до 25,5% [6]. Максимальное суммарное количество Fe условно принимается равным 1 на формульную единицу; FeO — 1,5—8%, Fe₂O₃ — 0—3,5%; MnO до 0,25%; Cr₂O₃ до 0,10%; NiO до 0,08%. Содержание Al₂O₃ 3,5—13%; количество TiO₂ редко превышает 0,5%; SiO₂ — в пределах 50—53%, в минералах, переходных к тремолиту, может повышаться до 54,5%. Na₂O — 0,4—2,2%; в тремолитовых роговых обманках из эклогитов до 3,5%. K₂O не обнаруживается или присутствует в количестве до 0,5—1%. (Na + K) обычно 0,15—0,65 на формульную единицу, но в роговых обманках из эклогитов до 1 на формульную единицу. Наиболее высокое содержание F (0,40%) отмечено в тремолитовой роговой обманке из Инвернесса, Шотландия (хим. анализ 6) [7]. Cl не определялся. Содержание H₂O⁺ обычно близко к теоретическому, понижено в тремолитовых роговых обманках из эклогитов [5, 8]. Отмечались тремолитовые роговые обманки с повышенным содержанием OH [2, 9].

Анализы (в порядке увеличения содержания $Fe^{2+} + Fe^{3+}$):

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	1,70	1,61	2,15	0,44	0,82	0,73	0,50	3,36
K_2O	Сл.	0,06	0,11	0,27	0,62	0,25	He обн.	0,27
MgO	20,05	19,22	20,73	18,67	19,96	18,21	18,89	18,19
CaO	13,43	11,87	11,12	12,69	10,77	12,86	12,74	7,19
MnO	—	0,01	0,18	0,18	0,16	0,15	0,23	0,14
FeO	3,02	1,61	4,72	5,40	6,00	5,28	7,71	5,20
Al_2O_3	7,66	7,30	5,00	5,05	4,85	5,12	3,50	8,51
Fe_2O_3	He обн.	3,33	1,70	2,01	1,42	2,45	0,28	3,45
Cr_2O_3	—	—	0,11	—	0,04	—	0,13	0,10
SiO_2	51,33	52,50	51,78	52,89	52,55	52,51	52,78	51,91
TiO_2	0,45	0,36	0,30	0,29	0,32	0,22	0,12	0,37
H_2O^+	2,05	—	1,74	2,16	1,96	1,88	2,70	0,95
H_2O^-	—	2,25*	0,23	He обн.	0,31	0,09	0,07	0,50
F	—	—	0,12	0,06	—	0,40	0,08	—
Сумма	99,69	100,12	100,07 ^{2*}	100,11 ^{3*}	99,86 ^{4*}	100,15	99,83 ^{5*}	100,14
$-O=F_2$	—	—	0,05	0,03	—	0,17	0,03	—
			100,02	100,08		99,98	99,80	
Уд. в.	—	3,07	—	3,12	—	3,05	3,06	3,105
n_g	1,643	1,650	1,648	1,645	1,646	1,642	1,640	1,651
n_m	—	1,640	1,635	1,637	1,632	1,634	—	—
n_p	1,621	1,630	1,623	1,625	1,621	1,623	1,616	1,627
($-$) $2V$	82°	85°	—	80°	—	83°	80°	86°
cNg	15°	17°	—	16°	—	18°	15°	20°
$a_0(A)$	—	9,795	—	9,839	—	—	9,819	—
b_0	—	18,011	—	18,057	—	—	18,081	—
a_0	—	5,292	—	5,283	—	—	5,282	—
β	—	$104^\circ 46'$	—	$104^\circ 27'$	—	—	$104^\circ 23'$	—
$Fe^{2+}+Fe^{3+}$	0,35	0,54	0,74	0,84	0,86	0,88	0,94	0,99
$(Al+Fe^{3+})^{VI}$	0,42	0,78	0,32	0,45	0,38	0,51	0,04	1,15
$(Al+Fe^{3+})^{IV}$	0,84	0,76	0,69	0,59	0,58	0,60	0,57	0,64

* $H_2O =$ п. п. ** В том числе $NiO = 0,08$, SiO , CoO и $S =$ не обн. ** $P_2O_5 =$ не обн.
 ** В том числе $NiO = 0,08$, SiO и $CoO =$ не обн. ** В том числе $SO_3 = 0,10$, $P_2O_5 =$ не обн.

1 — темно-зеленая, из серпентинитов Иорданова (Польша), анал. не указан, в оригинале названа актинолитом [4]; 2 — бутылочно-зеленая, по пироксену в гранат-пироксеновой породе, Коральге (Австрия), анал. не указан [1]; 3 — желтовато-зеленая, из хлорит-амфиболовой породы по ольвиниту, район медно-никелевых месторождений Аллареченское и Восток (Кольский п-ов), анал. Романова, в оригинале названа актинолитовой роговой обманкой [10]; 4 — из мономинеральных выделений и линз в мигматизированной и деформированной толще, Фронт-Рейндж, шт. Колорадо (США), анал. Ридл, спектрально определены Va , Co , Cr , Cu , Ga , Ni , Pb , Sc , Sr , V , Y , Yb , Zr [3]; 5 — желтовато-зеленая, из слабо оруденелой амфиболовой породы по перидотиту, район медно-никелевых месторождений Аллареченское и Восток (Кольский п-ов), анал. Ингуран, в оригинале названа актинолитовой роговой обманкой [10]; 6 — темно-зеленая, из кванитового сланца, Инвернесс (Шотландия), анал. Ботуэл и Чеперлин, спектрально обнаружены V , Cr , Zr , Va , Ni , Co , Ga , Sr , в оригинале названа магnezитной роговой обманкой [7]; 7 — светло-зеленая, из амфиболита, Саксаганская полоса (Кривой Рог), анал. Лопата, в оригинале названа актинолитом [2]; 8 — черно-зеленая («скаритин»), из контакта эглогита с ультраосновными породами, Слюдяная горка (Полярный Урал), анал. Телешова и Абрамова [5].

Повед. при нагр. На кривой ДТА отмечен эндотермический прогиб при 1040° [9] или при 1070° [4]. Изучение изменения оптических свойств при нагревании до 800° светло-зеленой тремолитовой роговой обманки из Каслинской дачи на Урале с 6,56% FeO и 0,84% Fe_2O_3 ($Fe_{0,84}$) показало, что побурение отдельных зерен начинается при 400° ; при 600° все зерна становятся темно-бурыми с резким плеохроизмом. В интервале $400-800^\circ$ показатели преломления и двупреломление возросли: n_g от 1,640 до 1,671; n_p от 1,618 до 1,641; $n_g - n_p$ от 0,022 до 0,030; cNg уменьшился с 17—18 до 13—14° [9].

Наход. Тремолитовые роговые обманки встречаются редко. В карбонатных породах отмечались единичные находки: в метаморфизованных известняках Целледиццо (Италия) [6]; в контактовой зоне скарированных известняков и кианитовых сланцев (по плагиоклазу, кварцу и биотиту) в Инвернесе, Шотландия (хим. анализ 6) [7]. В ультраосновных породах в местах повышенной трещиноватости вблизи контактов с более глиноземистыми породами: в Аллареченском районе (Кольский п-ов) в оливинитах и пироксенитах (хим. анализы 3 и 5) [10], в Нижней Силезии (Польша) в серпентинитах близ нефритовых залежей (хим. анализ 1) [4]. В эклогитах отличаются повышенным содержанием натрия и пониженным кальция и воды. Встречены на контакте эклогита с ультраосновными породами на Полярном Урале (хим. анализ 8) [5]; в эклогитах Баварии [8], в Грессенберге, Коралье (Австрия) — по пироксену пироксен-гранатовых пород с цоизитом, кварцем и кианитом (хим. анализ 2) [11]. В амфиболитах и сланцах тремолитовые роговые обманки ассоциируются с альбитом, хлоритом, рутилом, тальком, кальцитом; вероятно, образовались по ультрамафитам и мраморам в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма; отличаются относительно высоким содержанием железа ($Fe_{0,66-1}$). Примеры: амфиболиты Саксаганской полосы, Криворожский бассейн (хим. анализ 7) [2]; крупнокристаллические массы по диопсидовым породам в районе ручья Медвежье, Алданский щит в Якутии [11]; амфиболиты с эпидотом в Анкогеле, Зальцбург (Австрия) [12]; роговообманково-плагиоклазовые гнейсы Итальянских Альп [13]; хлорит-амфиболовые и тальк-хлорит-амфиболовые сланцы на контакте мраморов и ультрамафитов в Центральных Альпах [14]; мономинеральные линзы в изверженных породах Фронт-Рейнджа, шт. Колорадо, США (хим. анализ 4) [3]; амфиболиты Кума, Новый Южный Уэльс (Австралия) [15]; эпидотовые амфиболиты тектонической зоны Нагато (юго-западная Япония) [16]; амфиболовый сланец Капской провинции (ЮАР) [17].

Изм. Замещается биотитом [2], тальком [11].

Искусств. $Ca_2Mg_{4,5}Al_{0,5}[Si_{7,5}Al_{0,5}O_{22}(OH)_2]$ синтезирован в интервале температур $410-600^\circ$ при $P_{H_2O} = 1$ кбар и $P_{CO_2} = 50$ бар, нижний температурный предел устойчивости — $440^\circ \pm 10^\circ$ [18]. Непрерывный изоморфный ряд, включающий тремолитовые роговые обманки, установлен при изучении системы тремолит—чермакит $Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 - Ca_2Mg_3Al_2^{VI}Si_6Al_2^{IV}O_{22}(OH)_2$ в интервале температур $450-900^\circ$ и $P_{H_2O} = 2$ кбар [19].

Межплоскостные расстояния тремолитовой роговой обманки, Ирданов (Польша) [4]*

FeK_{α} -излучение, $D = 114,8$ мм

<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
9	8,400	3	2,798	1	1,865	2	1,363
2	5,065	8	2,714	3	1,812	2	1,339
1	4,784	3	2,597	1	1,751	1	1,313
3	4,516	2	2,537	1	1,692	2	1,297
3	4,224	2	2,393	5	1,652	1	1,283
1	3,894	5	2,327	2	1,619	1	1,191
2	3,393	4	2,165	3	1,588	2	1,127
4	3,278	4	2,018	1	1,533	2	1,081
10	3,115	1	1,930	3	1,509	5	1,044
3	2,936	3	1,895	7	1,441	3	1,032

* Оригинал хим. анализа 1.

Л и т е р а т у р а

1. Heritsch H. Tscherm. min., petr. Mitt., 3 Folge, 1973, 19, H. 4, 213.
2. Лазаренко Е. К. и др. Минералогия Криворожского бассейна. Киев: Наукова думка, 1977, 278.
3. Gable D. J., Smith V. C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1975, N 1392, 35.
4. Heflik W. Bull. Acad. polon. sci., sér. géol. géogr., 1965, 13, N 1, 23.
5. Удовкина Н. Г. Эклогиты Полярного Урала. М.: Наука, 1971, 109.

6. Pirani R. Min. Abstr., 1951, 12, 29.
7. Francis G. H. Bull. British mus. nat. history. Mineralogy, 1958, 1, N 5, 143.
8. Schmidt K. N. Jb. Min., Abhandl., 1972, 117, H. 2, 143.
9. Белякин Д. С., Донская Е. В. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1939, № 1, 95.
10. Яковлева А. К., Яковлев Ю. Н. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Л.: Наука, 1975. 54.
11. Сердюченко Д. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 3, 298.
12. Paulitsch P. Tscherm. min. petr. Mitt. Ser. 3, 1948, 1, 14.
13. Wenk E., Schwander H., Stern W. Schweiz. min. petr. Mitt., 1974, 54, H. 1, 97.
14. Wetzel R. Schweiz. min. petr. Mitt., 1974, 54, H. 1, 151.
15. Joplin G. A. J. Roy. Soc. New South Wales, 1939, 73, 95.
16. Murakami N. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1975, 70, N 8, 251.
17. Mathias M. Trans. Proc. Geol. Soc. South Africa, 1952, 55, 15.
18. Schürmann K. N. Jb. Min., Monatsh., 1967, H. 11, 346.
19. Jasmund K., Schäfer R. Contrib. min., petrol., 1972, 34, N 2, 101.

Актинолитовые роговые обманки Actinolitic hornblendes



Названы по составу, промежуточному между составами актинолита и роговых обманок (Лик, 1968).

Синон. Уралит—uralite (Розе, 1830 - частично).

Характ. выдел. Зерна и зернистые массы, кристаллы и их скопления, спутанно-волокнистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Монокл. с $C_2/m \cdot a_0 = 9,84-9,88$, $b_0 = 18,13-18,14$, $c_0 = 5,29-5,31$ Å, $\beta = 104^\circ 29' - 105^\circ 48'$; $Z = 2$ [1-3]. У минерала по составу, переходному к куммингтониту: $a_0 = 9,82$, $b_0 = 18,07$, $c_0 = 5,30$ Å, $\beta = 105^\circ 26'$ [4]. Изоструктурны с тремолитом. Уточнение структуры проводилось на актинолитовой роговой обманке из Новой Зеландии (хим. анализ 1) [2]. В актинолитовой роговой обманке из гранодиорита (хим. анализ 5) мессбауэровским методом определено распределение Fe^{2+} по октаэдрическим позициям структуры: $M(1) > M(3) \gg M(2)$ [5].

Кристаллы коротко- и длиннопризматические, игольчатые. На кристаллах из бесполовошпатного пегматита Кейрнсмора (Шотландия) наблюдаются формы: (100), (010), (110), (110), (130), (130), (011), (011) [6]. Координаты граней см. стр. 63.

Физ. св. Сп. по (110) совершенная. Хрупкие. Тв. 5-6. Раскальваются на игольчатые обломки [7]. Уд. в. 3,11-3,20. Цв. зеленый, голубовато-зеленый, серо-зеленый до зеленовато-черного. Бл. стеклянный. Прозрачны до полупрозрачных. ИК-спектр поглощения в области $1200-400 \text{ см}^{-1}$ сходен со спектрами тремолита и актинолита; частоты полос поглощения: 1110, 1065, 960, 760, 695, 655, 512, 468, см^{-1} [8].

Микр. Плеохроизм: по Ng — светло-зеленый до темно-зеленого, голубовато-зеленый, иногда зеленовато-бурый или желто-коричневый, по Nm — зеленый, буровато- и желтовато-зеленый, желтовато-коричневый, редко бесцветный, по Np — зеленоватый и желтоватый до бесцветного; $Ng > Nm > Np$. Двуосные (-). Пл. опт. осей (010), $Nm = b$. $cNg = 14-24^\circ$. Удлинение (+). $n_g = 1,648-1,680$, $n_m = 1,640-1,669$, $n_p = 1,630-1,660$, $n_g - n_p = 0,019-0,027$. $2V = 60-84^\circ$. Дисперсия отмечается редко, $r > v$ [3] или $r < v$ [6]. Обнаружены микроскопические включения пластинок куммингтонита (ось a куммингтонита || оси c роговой обманки) [4, 9], реликтов пироксена (оси c обоих минералов совпадают) [10, 11], кварца, биотита, магнетита, сульфидов, циркона [1, 4].

Хим. Теор. составы:

	Na ₂ O	CaO	MgO	FeO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O
1	—	13,28	16,70	8,51	6,03	53,35	2,13
2	1,81	13,12	18,87	8,40	2,98	52,71	2,11

1 — $\text{Ca}_2\text{Mg}_{3,5}\text{Fe}^{2+}\text{Al}_{0,5}[\text{Si}_{7,5}\text{Al}_{0,5}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$.
2 — $\text{Na}_{0,5}\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{Fe}^{2+}(\text{Si}_{7,5}\text{Al}_{0,5}\text{O}_{22})(\text{OH})_2$.

Состав актинолитовых роговых обманок с учетом изоморфных замещений выражается формулой: $(\text{Na}, \text{K})_{0-3,85}[(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Mg})_{2-1,31}\text{Na}_{0-0,66}][(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Al}, \text{Ti})_{4-2,5}(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_{1-2,5}]\text{II}(\text{Si}_{7,60-7,15}\text{Al}_{0,50-0,85})(\text{O}, \text{OH})_{22}(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl}, \text{O})_2$.

Содержание СаО в пределах 9—13%; установлена актинолитовая роговая обманка с 5,36% СаО ($\text{Ca}_{0,83}$), переходная к куммингтониту [4]. В диоритах и метасоматитах количество Са в этих роговых обманках не менее 1,75 на формульную единицу, в амфиболитах и сланцах часты разности с пониженным содержанием Са. MgO — от 12 до 18%; MnO — не более 0,6% ($\text{Mn}_{0,07}$); NiO — иногда до 0,11% [12—14]; Cr_2O_3 — до 0,48% [12, 13, 15, 16]. Na_2O от 0,5 до 2,7%, K_2O 0—0,80%. Низкое содержание K_2O (до 0,3%) характерно для актинолитовых роговых обманок из амфиболитов и сланцев; наиболее высокое (0,40—0,80%) — для образцов из диоритов, гранодиоритов и некоторых метасоматитов. Суммарное количество (Na + K) обычно не более 0,6 на формульную единицу, реже до 0,7—1. Содержание Fe условно принято равным 1—2,5 на формульную единицу; FeO — 6—16%, Fe_2O_3 — 0,5—7%. Количество Al_2O_3 изменяется от 4 до 9%, условно $\text{Al}_{0,60-1,85}^{\text{IV}}$, $\text{Al}_{\text{до } 1}^{\text{VI}}$. SiO_2 в пределах 49—52,5%. Содержание TiO_2 обычно не более 0,5—1%, иногда до 1,5—2% [6, 17—19]. P_2O_5 — до 0,22% [3]. Содержание F не выше 0,4%, обычно меньше или отсутствует. Cl (до 0,2%) установлен в некоторых образцах из гранодиоритов [1] и железорудных метасоматитов [20, 21]. Содержание H_2O^+ от 0,5 до 3,2% (более обычны низкие содержания). Актинолитовые роговые обманки с повышенным содержанием H_2O^+ встречены в некоторых сланцах [14, 15, 22].

Анализы (в порядке возрастания содержания $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	0,57	0,76	2,22	1,20	0,71	0,64	0,95	0,86	2,68
K_2O	0,28	0,18	He обн.	0,71	0,42	He обн.	0,51	0,20	0,41
MgO	17,94	17,40	14,54	14,32	13,61	13,26	11,75	12,26	12,49
CaO	9,44	10,13	11,50	11,37	12,12	11,10	11,84	11,52	12,92
MnO	0,14	0,25	0,05	0,17	0,58	0,58	0,30	0,32	0,42
FeO	9,20	10,14	6,10	7,79	11,08	14,09	14,18	14,49	13,23
Al_2O_3	4,18	4,03	5,00	5,88	5,52	4,57	4,27	4,44	4,23
Fe_2O_3	2,90	1,87	6,57	6,50	3,69	2,44	2,78	2,71	3,99
SiO_2	50,47	52,11	52,00	48,92	49,46	50,02	50,18	50,12	49,30
TiO_2	1,11	0,34	0,37	1,21	0,67	0,38	1,58	0,91	Сл.
P_2O_5	—	—	—	—	—	He обн.	He обн.	0,22	—
H_2O^+	3,10	2,21	1,77	1,37	1,81	3,17	1,93	2,10	0,94
H_2O^-	0,56	He обн.	—	0,18	0,01	0,12	0,20	0,12	—
F	0,12	0,19	—	0,27	0,15	0,015	—	—	—
Сумма	100,09 *	99,90**	100,12	99,89	99,87**	100,402**	100,47	100,27	100,61
—O=F ₂	0,05	0,08	—	0,11	0,07	0,006	—	—	—
	100,04	99,82	—	99,78	99,80	100,396	—	—	—
Уд. в.	3,11	—	—	3,159	3,18	3,16	—	3,164	—
n_g	1,648	1,657	1,659	1,664	1,667	1,661	1,680	1,667	1,665
n_m	—	1,645	—	1,655	1,662	—	1,669	1,658	1,656
n_p	1,630	1,630	1,640	1,643	1,648	1,640	1,659	1,640	1,645
(—)2V	69°	—	—	78°	70°	78°	79°	67°	84°
cNg	19°	—	—	19°	18°	18°	24°	15°	21°
$a_0(\text{Å})$	9,89	—	—	—	9,878	—	—	—	—
b_0	18,14	—	—	—	18,129	—	—	—	—
c_0	5,31	—	—	—	5,301	—	—	—	—
β	105°48'	—	—	—	104°50'	—	—	—	—
$\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$	1,40	1,41	1,44	1,67	1,76	1,96	2,05	2,08	2,10
$(\text{Al} + \text{Fe}^{3+})^{\text{VI}}$	0,16	0,31	0,98	0,88	0,59	0,25	0,42	0,43	0,57
$(\text{Al} + \text{Fe}^{3+})^{\text{IV}}$	0,85	0,57	0,57	0,85	0,77	0,79	0,63	0,64	0,63

* В том числе Cr_2O_3 — 0,08. ** В том числе Cr_2O_3 — 0,18, NiO — 0,11, CuO и CoO — не обн.
 ** В том числе Cl — 0,04. *** В том числе NiO — 0,017.

1 — из сланцев с хлоритом и тальком, Брекен-Крик (Новая Зеландия), анал. Хатон (в оригинале названа актинолитом) [2, 15]; 2 — зеленая (с синеватым оттенком), из биотит-амфиболовой тонкорасщепленной породы с вкрапленностью сульфидов и магнетита, медно-никелевое месторождение Восток (Кольский п-ов), анал. Романова [12]; 3 — голубовато-зеленая, из келифитового амфиболита по эклогиту, Уфалейский антиклинарий (Средний Урал), анал. Колосова и Айзенкевич, в оригинале названа эденитом [23]; 4 — зеленая, из грубозернистого меланократового диорита (аппинита), Глен-Тилт, Перт (Шотландия), анал. Дир [17]; 5 — из гранодиорита батолита Сьерра-Невада, шт. Калифорния (США), анал. Смит, спектрально определены V, Sc, Cu, Sn, Co, Ni, Cr, Ga, Y, Yb, Zr, Nb, Be, Sr, Ba [1]; 6 — из аподнабазов с эпидотом и альбитом, Киттиле (Северная Финляндия), анал. Оянпере, в оригинале названа актинолитом [14]; 7 — зелено-черная, из бесполовошпатового пегматита в [гибридной] роговообманковой породе, Кейрисмор (Шотландия), анал. Дир [6]; 8 — из амфибол-эпидот-хлорит-альбитового сланца, Стьюарт-Форк, шт. Калифорния (США), анал. не указан, в оригинале названа актинолитом [24]; 9 — серовато-зеленая, из прожилка, Таятское железорудное месторождение (Восточный Саян), спектрально обнаружены Ba, Ga, Ni, Co, Zn, Cu, Ge, анал. не указан [25].

Находж. Актинолитовые роговые обманки встречаются в природе реже, чем актинолит и обыкновенные роговые обманки. Рядом авторов высказывается мнение о разрыве смесимости между тремолитами — актинолитами и обыкновенными роговыми обманками в области, соответствующей составу актинолитовых роговых обманок. Основным доказательством этого считается образование в некоторых породах сростков и зональных кристаллов актинолита и роговой обманки с четкими границами между ними [3, 26—29]. Ряд исследователей считает, что разрыв смесимости возможен при температурах ниже 600° , его температурные границы и величина зависят от состава пород [30, 31]. По Эрнсту [32] и Дуку [33], прерывистость изоморфизма в ряду актинолит — обыкновенная роговая обманка проявляется лишь при относительно низких давлениях. Однако многими авторами разрыв смесимости отрицается, парагенезис актинолита и обыкновенной роговой обманки рассматривается как неравновесный, а актинолит в сростках с роговой обманкой как реликтовый минерал, замещение которого роговой обманкой связано с резким изменением условий и с малыми скоростями реакций превращения. Микрозондовым анализом в таких сростках нередко обнаруживается также и минерал состава актинолитовой роговой обманки [34—36].

Актинолитовые роговые обманки образуются при метаморфическом изменении основных пород — габбро, долеритов, диабазов, базальтов в условиях, соответствующих низкотемпературной области эпидот-амфиболитовой фации; слагают эпидотовые и мономинеральные амфиболиты, также альбит-эпидот-амфиболовые сланцы. Встречаются также в диоритах и гранодиоритах как продукты заключительных этапов формирования пород или среди постмагматических продуктов. Иногда связаны с метасоматитами рудных месторождений.

В габбро, пироксенитах, диабазах на начальных этапах их метаморфического преобразования актинолитовые роговые обманки образуются по пироксену [37] или по актинолиту, замещающему пироксен [34], иногда на контакте зерен пироксена и плагиоклаза [36]; в более поздние этапы формирования пород эпидот-амфиболитовой фации замещаются обыкновенной роговой обманкой, в виде реликтов сохраняются лишь в ядрах кристаллов [36], при этом железистость возрастает в ряду актинолит — актинолитовая роговая обманка — обыкновенная роговая обманка. При замещении актинолитовой роговой обманкой магматических высокоглиноземистых роговых обманок габбро в качестве промежуточной фазы иногда образуется обыкновенная роговая обманка (Чешский массив, СССР) [38]. Примеры: габбро и габбро-диабазы Приполярного Урала [39, 40], метабазиты Далрадиана, (Шотландия) [34], габбро Центрального Чешского массива (СССР) [38], габбро гор Хидака (Япония) [36], метапироксениты Неро-Хила (Центральная Танзания) [9], метабазальты Дупадагири, горы Бабабудан (Индия) [41].

В диоритах и гранодиоритах ассоциируются с плагиоклазом, кварцем, биотитом, иногда калиевым шпатом или пироксеном, разновидности с пониженным содержанием Ca не характерны, содержание щелочных металлов относительно невелико, обычно до $(\text{Na} + \text{K})_{0,6}$, Fe не менее 1,5 на формульную

единицу. Примеры: Восточно-Иульгинский интрузив на Чукотском п-ове [42]; порфиновый роговообманково-биотитовый гранодиорит Чешского массива (ЧССР) [43]; грубозернистый меланократовый диорит (аппинит) Глен-Тилта, Перт, Шотландия (хим. анализ. 4) [17]; пегматит с молочным кварцем в гибридной породе Кейрнсмора, Шотландия (хим. анализ 7) [6]; гранодиориты батолита Сьерра-Невада, шт. Калифорния, США (хим. анализ 5) [1]; диориты в Исиси, о-в Хоккайдо (Япония) [19]. Иногда в диорит-гранодиоритовых породах наблюдается актинолитовая роговая обманка с вростками куммингтонита (структуры распада твердого раствора), пример — биотит-куммингтонитовый диорит плутона Нумабукуро, горы Китаками, Япония [44], диориты и тоналиты комплекса Танзава (Центральная Япония) [45].

Мономинеральные и эпидотовые амфиболиты с актинолитовой роговой обманкой встречаются в метаморфических породах фаций высоких давлений. Актинолитовые роговые обманки в этих породах помимо эпидота ассоциируются с гранатом, клиноцоизитом, пироксенами, мусковитом, рутилом, титанитом, кварцем, хлоритом, кальцитом. Отличаются пониженным содержанием кальция ($Ca_{1,40-1,75}$), невысоким содержанием железа (редко более $Fe_{1,5}$) и очень низким содержанием калия. Примеры: Уфалейский антиклинорий на Среднем Урале (хим. анализ 3) [23], Чарский антиклинорий в Восточном Казахстане [46], район Церматта в Центральных Альпах [47, 48], о-в Сикоку (Япония) [22], Пуэрто-Кабельо (Венесуэла) [49], Новая Каледония [50]. В сланцах актинолитовая роговая обманка обычно ассоциируется с альбитом, эпидотом, хлоритом, титанитом, лейкоксенном, кварцем, эпидотом, иногда мусковитом, пумпеллитом, кальцитом, гематитом. Примеры: о-в Скай (Шотландия) [51], Киттиле (Финляндия) (хим. анализ 6) [14], Стьюарт-Форк, горы Кламаат, шт. Калифорния (США) (хим. анализ 8) [24], рудник Мотояси, преф. Эхиме [22], Коту-Бизан, Восточный Сикоку [10] и горы Канто (Япония) [52], Брекен-Крик, Шотовер и Коронет-Пик, Отаго (Новая Зеландия) (хим. анализ 1) [15, 16], в ассоциации со средним и даже основным плагиоклазом установлены в цоизит-андезит-биотит-амфиболовом сланце Лиро-Чиавенна в Лепонтинских Альпах (Швейцария) [47] и в валуне роговообманкового сланца с биотитом и рудным минералом в Секимотомура, преф. Ибараки (Япония) [3].

В роговиках по диабазу в контакте с гранитной интрузией — в Вадтингеру, Новый Южный Уэльс (Австралия) — в виде иглолечек в массе ксенобластового мозаичного альбита [53].

В метасоматитах образуются в связи с магнетитовым и сульфидным оруденением. В Восточном Саяне в Таятском месторождении слагают прожилки в околорудных породах (хим. анализ 9) [25], в Хабылыкском — гнезда в биотит-кварц-альбитовом метасоматите [54], в Горной Шории в Уйзокском месторождении — жилки в роговиках [20]. В месторождении Ташелги представляют продукт замещения пироксена авгитовых порфиритов [21]. В Хайлеолском месторождении (Хакасия) относится к дорудной стадии [7]. На Кольском п-ове содержатся в магнетитовом кварците Оленегорского месторождения [8], в биотит-амфиболовой тонкорассланцованной породе с вкрапленностью сульфидов в медно-никелевом месторождении Восток (хим. анализ 2) [12]. В графит-амфибол-кварцевых сланцах с сульфидами встречены в Тастула, Финляндия [18]. В медном поясе Кхетри (Индия) актинолитовая роговая обманка с $Ca_{0,83}$ развивается по роговообманковым кварцитам наряду с куммингтонитом и зональным плагиоклазом, содержит включения кварца, магнетита и сульфидов [4].

Изм. Замещаются обыкновенной роговой обманкой [36], иногда железистой [44], также хлоритом [20], апатитом, кварцем [13].

Искусств. Актинолитовая роговая обманка состава $Ca_2(Mg, Fe^{2+})_{4,5}Al_{0,5}Si_{7,5}Al_{0,5}O_{22}(OH)_2$ синтезирована в гидротермальных условиях в интервале температур 410—600° при $P_{H_2O} = 1$ кбар и $P_{CO_2} = 50$ бар. Между магниезальным и железистым конечными членами при $Al_{0,5}^{IV}$ существует непрерывный ряд твердых растворов [55].

Межплоскостные расстояния актинолитовой роговой обманки из Тайтского железорудного месторождения [25]*

FeK α -излучение, без фильтра, $D = 57,3$ мм

<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
2	3,293	3	2,018	1	1,500	2	1,186
8	3,135	2	1,889	10	1,435	1	1,156
1	2,964	2	1,814	2	1,359	2	1,119
7	2,726	1	1,745	3	1,339	1	1,109
1	2,614	5	1,650	2	1,310	5	1,085
1	2,536	1	1,616	3	1,292	8	1,050
2	2,339	5	1,579	3	1,193	4	1,030
2	2,158	2	1,530				

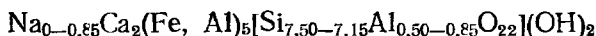
* Оригинал хим. анализа 9.

Л и т е р а т у р а

- Dodge F. C. W., Papike J. J., Mays R. E. J. *Petrology*, 1968, 9, N 3, 378.
- Zussman J. *Acta Cryst.*, 1955, 8, pt 6, 301.
- Shido F., Miyashiro A. J. *Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sect. 2, 1959, 12, pt 1, 85.
- Das Gupta S. P. *Min. Mag.*, 1972, 38, N 299, 890.
- Bancroft G. M., Brown J. R. *Am. Min.*, 1975, 60, N 3-4, 265.
- Deer W. A. *Geol. Mag.*, 1937, 74, N 8, 377.
- Индукеев Ю. В. Тр. Томск. ун-та, 1963. Сер. геол., 164, 28.
- Барабанов А. В., Зорина М. Л., Соболев В. К. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1973, вып. 10, 165.
- Haslam H. W., Walker B. G. *Min. Mag.*, 1971, 38, N 293, 58.
- Iwasaki M. J. *Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sect. 2, 1963, 15, pt 1, 55.
- Kanisawa S. J. *Japan. Assoc. min., petr., econ. geol.*, 1972, 67, N 10, 332.
- Яковлева А. К., Яковлев Ю. Н. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Л.: Наука, 1975, 54.
- Leake B. E. *Min. Mag.*, 1971, 38, N 296, 389.
- Meriläinen K. *Bull. Comm. géol. Finl.*, 1961, N 195, 41.
- Hutton C. O. *Mem. New Zealand Geol. Surv. D. S. I. R.*, 1940, 5, 13.
- Hutton C. O. *Acta Cryst.*, 1956, 9, pt 3, 231.
- Deer W. A. *Min. Mag.*, 1938, 25, N 161, 56.
- Marmo V. *Bull. Comm. géol. Finl.*, 1960, N 190, 44.
- Narada Z. J. *Fac. sci. Hokkaidō Univ.*, Ser. 4, geol., min., 1948, 8, 289.
- Чистяков В. К. Изв. Вышш. уч. зав. Геол. и разв., 1959, № 9, 27.
- Летуевникас А. И. Тр. Томск. ун-та, 1972. Сер. геол., 232, 158.
- Banno S. J. *Fac. sci., Univ. Tokyo*, sect. 2, 1964, 15, pt 3, 229.
- Белковский А. И. Тр. Ин-та геол. и геохим. УФАИ, 1976, вып. 130, 95.
- Holdaway M. J. *Am. Min.*, 1965, 50, N 7-8, 953.
- Калинин Д. В., Камыгин Л. И., Удот Б. С. В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. Изд-во Томск. ун-та, 1962, 163.
- Sundius N. *Sver. geol. unders.*, 1946, N 480, 32.
- Cooper A. F., Lovering J. F. *Contrib. min., petrol.*, 1970, 27, N 1, 11.
- Cooper A. F. J. *Petrology*, 1972, 13, N 3, 457.
- Brady J. B. *Am. Min.*, 1974, 59, N 5-6, 529.
- Klein C. *Am. Min.*, 1969, 54, N 1-2, 212.
- Misch P., Rice J. M. J. *Petrology*, 1975, 16, N 1, 1.
- Ernst W. G. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 1972, N 135, 73.
- Дук Г. Г. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 1, 12.
- Graham C. M. *Contrib. min., petrol.*, 1974, 47, N 3, 165.
- Choudhuri A. *Am. Min.*, 1972, 57, N 9-10, 1540; *Contrib. min., petrol.*, 1974, 44, N 1, 45.
- Grapes R. H. *Contrib. min., petrol.*, 1975, 49, N 2, 125.
- Hietanen A. *Am. Min.*, 1974, 59, N 1-2, 22.
- Ulrich J. *Studie CSAV*, 1975, N 12, 85.
- Перевозчиков Б. В. Тр. Тюменск. индустр. ин-та, 1974, вып. 21, 49.
- Фишман М. В., Голдин Б. А., Калинин Е. П. В кн.: Петрография и минералогия Приполярного Урала и Тимана. М.—Л.: Наука, 1966, 98.
- Raghavendra R. V., Anantha Syer G. V., Narayanan Kutty T. R. *Current Science*, 1977, 46, N 22, 765.
- Иванов В. С. Геология и геофизика, 1974, № 11, 59.
- Poubova M. *Krystalinikum*, 1971, 7, 119.
- Kanisawa S. *Mem. Geol. Soc. Japan*, 1974, N 11, 89.
- Tomita K., Jamaguchi J., Takita R. *Mem. Geol. Soc. Japan*, 1974, N 11, 95.
- Васильевская Е. Д., Козак А. П. Геология и геофизика, 1971, № 3 (135), 145.
- Wenk E., Schwander H., Stern W. *Schweiz. min., petr. Mitt.*, 1974, 54, H. 1, 97.

48. Wetzel R. Schweiz. min., petr. Mitt., 1974, 54, Н. 1, 151.
 49. Morgan B. J. Petrology, 1970, 11, N 1, 101.
 50. Lacroix A. Min. Abstr., 1941, 9, 274.
 51. Matthews D. W., Cheeney R. F. Scottish J. Geology, 1968, 4, pt 1, 20.
 52. Seki Y. Japan. J. geol. geogr., 1958, 29, N 4, 233.
 53. Macara B. J. 5-th General meeting Intern. Min. Assoc., Pap. a. Proc., London, 1968, 189.
 54. Дымкин А. М., Мазуров М. П., Федосеева М. М. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1977, вып. 364, 100.
 55. Schürmann K. N. Jb. Min., Monatsh., 1967, Н. 11, 346.

Ферроактинолитовые роговые обманки
 Ferro-actinolitic hornblendes



Названы по составу, промежуточному между составами ферроактинолита и железистых роговых обманок (Лик, 1978).

Характ. выдел. Зерна, волокнистые и шестоватые агрегаты, реликтовые участки в агрегатах ферроактинолита, каемки вокруг выделений актинолита.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2v}^3 - C2/m$; параметры не определялись. Изоструктурны с тремолитом и другими кальциевыми амфиболами. Кристаллы шестоватые до волокнистых; присутствуют формы a (100), b (010), m (110), q (210), n (310) [1]. Координаты граней и граничные углы см. стр. 63.

Физ. св. Сп. по (110) совершенная (под углом $\sim 56^\circ$). Хрупкие. Тв. 5—6. Уд. в. 3,365 [1]. Цв. темно-зеленый, почти черный.

Микр. Плеохроизм: по Ng — синевато-зеленый, зеленовато-голубой; по Nm — зеленый; по Np — зеленовато-желтый; $Ng > Nm > Np$. Двуосные (—). Пл. опт. осей (010), $Nm = b$, $cNg = 12-13^\circ$. Удлинение (+). $n_g = 1,704$, $n_m = 1,697$, $n_p = 1,669$, $n_g - n_p = 0,035$ у ферроактинолитовой роговой обманки из Лянгарского месторождения [1]. $2V = 13^\circ$ [2].

Хим. Теор. составы:

	Na ₂ O	CaO	FeO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O
1	—	11,74	33,85	5,34	47,18	1,89
2	1,58	11,43	36,62	2,60	45,94	1,83
1 — Ca ₂ (Fe _{4,5} Al _{0,5}) ₅ [Si _{7,5} Al _{0,5} O ₂₂](OH) ₂ .						
2 — Na _{0,5} Ca ₂ Fe ₅ [Si _{7,5} Al _{0,5} O ₂₂](OH) ₂ .						

Состав ферроактинолитовых роговых обманок с учетом изоморфных замещений выражается формулой $(\text{Na}, \text{K})_{0-0,85}[(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Mg})_{2-1,84}\text{Na}_{0-0,66}]_1(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Al}, \text{Ti})_{2,5-0}(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_{2,5-5}[(\text{Si}_{7,50-7,15}\text{Al}_{0,50-0,85})_5(\text{O}, \text{OH})_{22}](\text{OH}, \text{F}, \text{Cl}, \text{O})_2$.

Содержание CaO — 11—11,8%, MgO — 0,6—2,8%, FeO — 28,8—32,8%, Fe₂O₃ — 2,5—4,5%, MnO — 1,1—2,6%, Na₂O — 0,3—0,6%, K₂O — 0,4—0,8%, Al₂O₃ — 2—5,7%, SiO₂ — 44,3—45,5%, H₂O⁺ — 1,5%. Теоретическое содержание Fe условно принято равным 2,5—5 на формульную единицу, в природных образцах оно всегда выше 4, что объясняется существованием минимума устойчивости при содержании Fe_{3,5} (см. ниже).

Анализы (в порядке увеличения содержания Fe²⁺ + Fe³⁺):

	1	2		1	2		1	2
Na ₂ O	0,35	0,55	Fe ₂ O ₃	2,46	4,58	—O=F ₂	0,02	
K ₂ O	0,40	0,36	SiO ₂	45,35	45,50		100,32	
MgO	2,28	2,84	TiO ₂	сл.	0,58	Уд. в.	3,365	—
CaO	10,97	11,76	H ₂ O ⁺	1,45	1,54	Fe ²⁺ +Fe ³⁺	4,21	4,45
MnO	2,60	1,12	H ₂ O ⁻	—	0,22	(Al+Fe ³⁺) ^{VI}	0,54	0,30
FeO	29,20	28,75	F	0,06	—	(Al+Fe ³⁺) ^{IV}	0,74	0,64
Al ₂ O ₃	5,20	2,02	Сумма	100,34*	99,82			

* В том числе SO₂ — 0,02; Cl — сл.

1 — темно-зеленая до черной, из скарнов Лянгарского месторождения, Нуратинский хр. (Средняя Азия), анал. Мясников, спектрально определены Be, Ga, Sn, в оригинале названа ферритремолитом [1]; 2 — из послескарновых метасоматитов, рудник Рюо, Нагато (Япония), анал. Андо, спектрально определен Ge (10,8 g/m), в оригинале названа ферротремолитом [3].

Находж. Ферроактинолитовая роговая обманка встречается в скарнах Лянгарского месторождения в Узбекистане в виде псевдоморфоз по пироксену и шестоватых и тонкоигольчатых агрегатов в пустотах, нередко слагает включения в пирротине, кальците или кварце, частью ассоциируется с шеелитом, флюоритом [1]; в скарнах месторождения Рюо, Нагато (Япония) — с гранатом, ильваитом и пирротинном [3]; в массивных магнетитовых скарнах Сан-Леоне, о-в Сардиния (Италия) — с магнетитом, кварцем, флюоритом, кальцитом, ильваитом [2]. В метаморфизованных долеритах, габброидах и лавах Далрадиана (Шотландия) образует каемки вокруг зерен актинолита [4].

Изм. Замещается ферроактинолитом [2].

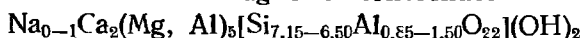
Искусств. Железистая актинолитовая роговая обманка с минимальным для этого минерала содержанием $Al^{IV} - Ca_2Fe_{4,5}Al_{0,5}[Si_{7,5}Al_{0,5}O_{22}](OH)_2$ синтезирована при температурах 410—600° при $P_{H_2O} = 1$ кбар и $P_{CO_2} = 50$ бар; ее нижний температурный предел устойчивости $435^\circ \pm 10^\circ$ [5]; с магнезиальным членом изоморфного ряда дает непрерывные твердые растворы. Наименьшей устойчивостью обладает при составе $Mg_{30}Fe_{70}$ (разлагается при 410°) [5]. В системе $CaCO_3 - Al_2O_3 - SiO_2 - Fe_2O_3$ в присутствии растворов хлоридов Na и K, при $P_{H_2O} = 1000$ атм, P_{CO_2} не более 2 атм и P_{O_2} , определяемом буфером $Fe_3O_4 - Fe(FeO)$, в области содержаний Al_2O_3 , соответствующих составу железистых актинолитовых роговых обманок, при 400—600° установлен разрыв смесимости [6].

Л и т е р а т у р а

1. Мясников В. С. Минералы скарнов Лянгарского месторождения в Средней Азии. Изд-во АН СССР, 1951, 72.
2. Verkaeren J. Ann. Soc. géol. Belg., 1974, 97, f. 1, 235.
3. Andō A., Takashima K. Bull. Geol. Surv., Japan, 1963, 14, N 11, 15 (809).
4. Graham C. M. Contrib. min., petrol., 1974, 47, N 3, 165.
5. Schürmann K. N. Jb. Min., Monatsh., 1967, H. 11, 346.
6. Малиновский И. Ю. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1973, вып. 119, 3.

Обыкновенные роговые обманки

Магнезиальные обыкновенные роговые обманки Common magnesio-hornblendes



Магнезиальные обыкновенные роговые обманки включают все роговые обманки с $Al_{0,85-1,50}^{IV}$ и $(Fe^{2+} + Fe^{3+})_{C-1}$. Являются членами изоморфного ряда, в котором $(Na + K)_A$ изменяются от 0 до 1 (максимально возможного). При низких содержаниях $(Na + K)_A$ преобладает чермакитовый тип гетеровалентных замещений (чермакитовые обыкновенные роговые обманки — tschermakitic common hornblendes, при высоких содержаниях $(Na + K)_A$ — эденитовый (эденитовые обыкновенные роговые обманки — edenitic common hornblendes). Теоретический конечный член ряда $NaCa_2Mg_5[Si_7AlO_{22}](OH)_2$ (эденит) в природе не встречен, но получен искусственно.

Названы по составу (Вернер, 1789).

Синон. Каринтин — carinthine (Вернер, 1817 — частично); смарагдит — smaragdit (Вернер, 1815 — частично); эденит — edenite (Брайтхаупт, 1847 — частично); алюмоэденит — aluminio-edenite (Лик, 1968 — частично).

Характ. выдел. Зерна, их агрегаты, кристаллы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$. $a_0 = 9,78-9,88$, $b_0 = 17,91-18,14$, $c_0 = 5,28-5,33$ Å; $\beta = 104^\circ 40' - 106^\circ 10'$; $Z = 2$ (см. хим. анализы). Параметры элементарной ячейки для искусственных амфиболов, соответствующих эденитовым конечным членам изоморфных серий, аналоги которых по составу в природе не обнаружены:

	$a_0(\text{Å})$	b_0	c_0	β	Ссылка
$\text{NaCa}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$	9,853	18,005	5,236	104°24'	[1]
$\text{Na}_2\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$	9,911	17,951	5,31	105 43	[2]
$\text{Na}_{0,5}\text{K}_{0,5}\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$	9,933	18,028	5,327	105 57	[2]
$\text{Na}_2\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}]\text{F}_2$	9,847	18,004	5,282	104 50	[3]
$\text{NaCa}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_7\text{BO}_{22}]\text{F}_2$	9,807	17,957	5,266	104 27	[3]

Магнезиальные обыкновенные роговые обманки изоструктурны с тремолитом и другими кальциевыми амфиболами. Средние межкатионные расстояния (в Å):

	1	2		1	2
M(1)—O	2,097	2,079	T(1)—O	1,644	1,666
M(2)—O	2,013	2,014	T(2)—O	1,628	1,628
M(3)—O	2,066	2,060	O—T(1)—O	109,5°	109,4°
M(4)—O (из 6)	2,433	2,427	O—T(2)—O	109,5	109,4
M(4)—O (из 8)	2,495	2,488	T(1)—O(5)—T(2)	137,8	135,9
A—O (из 10)	2,939	2,937	T(1)—O(6)—T(2)	138,7	138,8
A—O (из 12)	3,072	3,072	T(1)—O(7)—T(1)	140,1	137,2

1 — магнезиальная обыкновенная роговая обманка с пониженным содержанием кальция («каринтин») из эклогитов Полярного Урала (хим. анализ 4) [4], распределение катионов упорядоченное: Al^{IV} только в позиции T(1), Fe^{2+} в позиции M(1), Al^{VI} — в позиции M(2), позиция M(3) занята только Mg [4]; 2 — магнезиальная обыкновенная роговая обманка из ультрамафитов Среднего Побужья, распределение катионов по позициям точно не установлено (хим. анализ 5) [4].

Кристаллы призматические, до игольчатых.

Физ. св. Сп. по (110) совершенная (под углом около 56°). Тв. $5\frac{1}{2}$ —6. Уд. в. 2,98—3,24. Цв. от бледно-зеленого до темно-зеленого и почти черного, хромосодержащие роговые обманки изумрудно-зеленые, «каринтины» буровато-зеленые и бурые. ИК-спектр сходен со спектром актинолита, но полосы более широкие, их относительная интенсивность в области 500—450 см^{-1} выше, полосы поглощения наблюдались при 3660, 1101, 1060, 995, 959, 756, 695, 666, 647, 546, 510, 467, 405 см^{-1} (хим. анализ 3) [5].

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветные или светло-зеленые; плеохроируют в зеленых тонах, $N_g > N_m > N_p$. «Каринтин» по N_g — серо-зеленый или светло-коричневый, по N_m — зеленовато-коричневый, по N_p — бледно-зеленый до бесцветного, $N_m \geq N_g > N_p$. Двуосные (—), иногда (+). Пл. опт. осей (010), $N_m = b$, $cN_g = 16$ —20°, в «каринтинах» повышается до 22—30° [6]. Удлинение (+). $n_g = 1,635$ —1,670, $n_m = 1,620$ —1,650, $n_p = 1,610$ —1,645, $n_g - n_p = 0,020$ —0,028. 2V обычно 74—90°, иногда повышается до 121° [6—8] или снижается до 64—70° [9, 10]. У «каринтина» с Полярного Урала и эденитовой роговой обманки из Котаки (Япония) сильная дисперсия, $r > v$ [6, 11]. Под микроскопом обнаружены включения хром-шпинелидов [12], гематита и ильменита [13]. Магнезиальная роговая обманка была обнаружена микроскопически в ромбическом пироксене из нодулей перидотита в оливинном базальте вулкана Атак (Народная Демократическая республика Йемен) в виде пластинок толщиной от 2 до 10 мкм, ориентированных параллельно (100) пироксена, оси b и c обоих минералов совпадают [14].

Хим. Теор. составы:}

	Na_2O	CaO	MgO	Al_2O_3	SiO_2	H_2O^+
1	—	13,78	19,81	12,52	51,67	2,22
2	1,88	13,61	22,01	9,28	51,04	2,18
3	3,72	13,44	24,16	6,11	50,41	2,16

1 — $\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{Al}[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$.

2 — $\text{Na}_{0,5}\text{Ca}_2\text{Mg}_{4,5}\text{Al}_{0,5}[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$.

3 — $\text{NaCa}_2\text{Mg}_4[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$.

Состав магнезиальных обыкновенных роговых обманок с учетом изоморфных замещений выражается формулой $(\text{Na}, \text{K})_{\text{C}-1}[(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Mg})_{2-1,34} \text{Na}_{\text{C}-0,66}] [(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Al}, \text{Ti})_{\text{E}-4} (\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_{\text{C}-1}] [(\text{Si}_{7,1\text{E}-6,5\text{C}} \text{Al}_{0,8\text{E}-1,5\text{O}}) (\text{O}, \text{OH})_{22}] (\text{OH}, \text{F}, \text{O})_2$.

Содержание СаО обычно 9,5—13%, иногда снижается до 8,85% [6, 15]. Замещение Са на Mg, Mn и Fe осуществляется часто до $(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe})_{0,55}$; для роговых обманок из эклогитов характерно также замещение Са на Na (до $\text{Na}_{0,50}$). Содержание MgO не выходит за пределы 15—23%. MnO обычно не более 0,25%, отмечалось 6,76% [10]. Содержание Fe условно ограничено 1 на формульную единицу; FeO — от 1,5 до 7%, Fe_2O_3 — от 0,01 до 3%. Во многих роговых обманках из ультрамафитов и эклогитов содержится до 2,5% Cr_2O_3 ($\text{Cr}_{\text{до } 0,25}$) [5, 14, 16], NiO до 0,15%. Al_2O_3 обычно от 6,5 до 14%, иногда до 15—16% [6, 17]. Al^{VI} редко менее 0,25 на формульную единицу, иногда до 1,25. Содержание Na_2O от 0,40 до 3,40%, K_2O от 0,08 до 1,25%, $(\text{Na} + \text{K})_{\text{до } 1,1\text{C}}$. Наиболее высокое содержание щелочных металлов характерно для роговых обманок из эклогитов и мраморов, у роговых обманок из ультраосновных пород $(\text{Na} + \text{K})_{<0,6\text{C}}$. TiO_2 не более 0,9% ($\text{Ti}_{0,1\text{C}}$). SiO_2 от 45 до 51%. F большей частью не обнаруживается или содержится в небольших количествах (до 0,35%), лишь в некоторых эденитовых роговых обманках из мраморов его содержание достигает 1,9—3,1% ($\text{F}_{0,8-1,4}$) [7, 8, 18]. Содержание H_2O^+ от 0,7 до 4,2%. Низкое содержание воды и замещение групп OH на кислород характерно для эденитовых роговых обманок из мраморов и частично из эклогитов. Вхождение OH^- в аломокремнекислородный радикал отмечается для роговых обманок из ультрамафитов [12, 15, 19, 20].

Анализы (в порядке увеличения содержания $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	2,54	1,74	1,75	2,52	0,50	0,79	2,75	2,79	2,63
K_2O	1,24	0,16	0,19	0,60	0,12	0,14	0,64	0,36	0,29
MgO	20,60	21,20	20,83	18,03	20,55	19,96	17,78	17,38	14,22
CaO	12,50	11,73	10,98	10,70	12,14	11,59	9,98	10,09	11,24
MnO	—	—	0,01	0,07	0,22	0,12	0,07	0,03	0,08
FeO	1,65	2,77	3,35	3,59	4,35	4,95	5,25	4,10	6,82
NiO	—	—	0,14	—	0,05	0,05	—	—	—
Al_2O_3	11,05	8,02	10,33	11,54	7,00	7,35	9,92	10,80	11,87
Cr_2O_3	—	2,28	1,79	0,38	0,31	—	0,39	—	—
Fe_2O_3	0,67	0,10	0,06	1,14	1,61	1,48	1,19	2,52	1,62
SiO_2	48,10	49,63	48,28	48,40	50,29	50,25	50,26	50,63	48,11
TiO_2	0,10	0,43	0,44	0,33	0,68	0,48	0,19	0,30	0,55
H_2O^+	0,71	2,28	1,58	2,23	2,02	2,29	1,40	1,06	2,14
H_2O^-	0,11	—	—	0,40	0,12	0,12	0,06	—	0,38
F	1,90	—	0,12	Не обн.	—	0,14	0,02	—	—
Сумма	101,17	100,34	99,85	99,93	100,04*	99,71**	99,94***	100,06	99,95
$-\text{O}=\text{F}_2$	0,80	—	0,05	—	—	0,06	0,01	—	—
	100,37	—	99,80	—	—	99,65	99,93	—	—
Уд. в.	3,069	3,042	—	3,13	—	—	2,98	—	3,13
n_g	1,635	1,647	1,651	1,651	1,668	1,650	1,652	1,642	1,659
n_m	1,618	—	—	1,640	—	1,637	1,630	1,632	1,649
n_p	1,613	1,619	1,629	1,631	1,644	1,626	1,627	1,618	1,636
$(-)\text{D}_V$	119°	87°	90°	95°	74°	—	85—90°	77°	80—83°
cN_g	—	18°	16°	19°	16°	16°	26—28°	16°	17—18°
$a_0(\text{Å})$	—	—	9,88	9,780	9,817	—	—	—	9,784
b_0	—	—	18,14	17,908	17,953	—	—	—	18,033
c_0	—	—	5,33	5,293	5,296	—	—	—	5,318
β	—	—	106°10'	104°56'	105°03'	—	—	—	104°40'

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$Fe^{2+} + Fe^{3+}$	0,26	0,33	0,40	0,54	0,68	0,74	0,75	0,75	0,98
$(Al + Fe^{3+})^{VI}$	0,66	0,21	0,51	0,82	0,39	0,43	0,88	1,20	1,00
$(Al + Fe^{3+})^{IV}$	1,24	1,11	1,21	1,21	0,94	0,95	0,90	0,86	1,16

* В том числе SO_3 — 0,08.** CuO и CoO не обн.*** В том числе V_2O_5 — 0,04.

1 — из мрамора Паргаса (Финляндия) в оригинале названа паргаситом [7]; 2 — изумрудно-зеленая, прожилки в хромитовой руде, Южная Сербия (Югославия), анализ не указан [16]; 3 — из ксенолита лерцолита в эффузивах вулкана Авачи (Камчатка), анализ. Щека, спектрально определены V, Sn, Sc, Zr, Co, Pb, в оригинале названа хромистым амфиболом [5]; 4 — буровато-зеленая, из эклогита, «каринтин» (Полярный Урал), анализ. Митюшина [6]; 5 — из вебстерита (Среднее Побужье), анализ. Мирская и Степенко, в оригиналах названа актинолитовой роговой обманкой [21] и эденитом [4]; 6 — темно-зеленая, из метаперидотита, Аллареченский район (Кольский п-ов), анализ. Романова [15]; 7 — из контактовой зоны эклогита и кварц-мусковитовой жилы, Полярный Урал, «каринтин», анализ не указан [6]; 8 — из эклогитов, урочище Красная Скала, Кавказ, анализ не указан [22]; 9 — зеленовато-черная, из пироксен-гранатовых эклогитовых пород Коральпе (Австрия), «каринтин», анализ не указан [23].

Находки. Магнезиальные обыкновенные роговые обманки сравнительно редки, образуются при метаморфизме ультраосновных пород, в мраморах и эклогитах.

В мраморах и скарнах встречаются значительно реже, чем паргасит или тремолит, представлены почти безжелезистыми членами изоморфного ряда с высоким содержанием щелочных металлов и фтора (эденитовые). Встречены в Паргасе, Финляндия (хим. анализ 1), где сопровождаются графитом, флюоритом, ильменитом, шпинелью, плагиоклазом, диопсидом, скаполитом, хондритом и флогопитом [7, 8], а также в Эденвиле и Амита, шт. Нью-Йорк (США) [9, 18].

В ультраосновных породах магнезиальные обыкновенные роговые обманки развиваются по пироксенам и оливину, иногда образуются мономинеральные амфиболиты. В качестве второстепенных минералов в ассоциации с магнезиальными роговыми обманками наблюдаются хлорит, флогопит, тальк, циркон, апатит, антофиллит, $P2/m$ -куммингтонит, жедрит, корнерупин, корунд, сапфирин. В отличие от магнезиальных роговых обманок из мраморов в их составе, как правило, $Ca < 1,75$, $(Na + K) < 0,60$, $(Fe^{2+} + Fe^{3+}) > 0,30$. Встречены в гипербазитах медно-никелевых месторождений Аллареченского района на Кольском п-ове (хим. анализ 6) [15], в рассланцованном перидотите Мариупольского железорудного месторождения (УССР) [24], в вебстеритах габбро-перидотитовой формации Среднего Побужья (хим. анализ 5) [21], в жилах, секущих хромитосодержащие ультрабазиты Кемпирсайского массива на Южном Урале [12], в гипербазитах китойской свиты Восточного Саяна [20], в ксенолитах лерцолитов в лавах вулкана Авачи на Камчатке (хим. анализ 3) [5], в ультраосновных включениях в андезите вулкана Удина в Курило-Камчатской области [25], в амфиболитах с сапфирином, жедритом и корундом в Киттиле (Финляндия) [26], с антофиллитом, корнерупином, вермикулитом, рутилом в эндоконтакте лерцолитов со шпинелевыми амфиболитами в департаменте Арьеж, Пиренеи (Франция) [27], в перидотитах Центрального массива, Франция [19], с клинохлором и тальком в амфиболитах по ультраосновным породам в горах Оденвальд (ФРГ) [13], с флогопитом, цирконом, апатитом в прожилках среди хромитосодержащих пород в Южной Сербии, Югославия, (хим. анализ 2) [16], в нодулях перидотита в оливиновом базальте вулкана Атак около Адена (Народная Демократическая республика Йемен) [14], вокруг альбит-жадеитовых выделений в серпентинитах (эденитовая) в Котаки, преф. Нингата в Японии [11], в сростании с $P2/m$ -куммингтонитом в метаморфизованных ультрамафитах в Кума, Новый Южный Уэльс (Австралия) [28].

В эклогитах магнезиальная обыкновенная роговая обманка иногда присутствует в значительных количествах, находится в равновесной ассоциации с гранатом и омфацитом, обнаруживает буроватые цвета плеохроизма («каринтин»). Иногда сопровождается рутилом, более поздними кианитом, доизитом и кварцем. Встречена на Полярном Урале (хим. анализы 4 и 7) [6], в Восточных Су-

детах (Польша) [17, 29], в Зау-Альпе (Австрия) [17], на о-ве Тасмания (Австралия) [17]. Магнезиальные обыкновенные роговые обманки образуются по омфациту эклогитов и в породах, пространственно и генетически связанных с эклогитами, например, в контактовой зоне кварц-мусковитовых жил, секущих эклогиты, в гранатизированных перидотитах и амфибол-гранатовых породах на Полярном Урале [6], в амфиболлизированных апоэклогитовых породах в бассейне реки Большая Лаба на Кавказе (хим. анализ 8) [22], в апогаббровых пироксен-гранат-цоизитовых породах [30] и по омфациту эклогитов (хим. анализ 9) [23] в Коральпе, Штирия (Австрия), в амфиболитах из области развития эклогитов в Саксонских Рудных горах (ГДР) [31], в кианит-цоизитовом амфиболите с кварцем и парагонитом в Тонару, о-в Сикоку (Япония) [32].

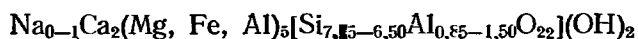
Искусств. Синтезированы не образующиеся в природных условиях бесцелочные обыкновенные роговые обманки и обыкновенные роговые обманки с максимально возможным теоретически содержанием щелочей без Al^{VI} , т. е. различные эдэниты. Магнезиальная обыкновенная роговая обманка состава $Ca_2Mg_{4,15-8,90}Al_{0,85-1,10}[Si_{7,15-6,90}Al_{0,85-1,10}O_{22}](OH)_2$ была получена при $750-850^\circ$ и $P_{H_2O} = 2$ кбар. В больших количествах Al в отсутствии щелочей в состав роговой обманки не входит. С тремолитом дает непрерывный ряд твердых растворов. При понижении P_{H_2O} до 1 кбар температура устойчивости смешанных кристаллов снижается на 35° . Увеличение давления до 10 кбар не вызывает значительного изменения максимального содержания Al^{IV} . Температурный предел устойчивости — 800° при $P_{H_2O} = 30$ кбар и 900° при $P_{H_2O} = 20$ кбар [30—35]. Эдэнит $NaCa_2Mg_5[Si_7AlO_{22}](OH)_2$ получен при 850° и $P_{H_2O} = 2$ кбар в течение трех дней ($n_g = 1,634$; $n_p = 1,621$; хим. анализ не проводился) [1]. При 900° и $P = 20$ кбар синтезирован в течение 25 часов из смеси соответствующих окислов, метастабильным становился лишь при повышении давления до 28,2 кбар и температуры до 950° [35]. Фторэдэнит $NaCa_2Mg_5[Si_7AlO_{22}]F_2$ синтезирован из стехиометрической смеси $Na_2MgSi_3O_8$, $CaSiO_3$, MgF_2 , MgO , $Al_2Si_2O_7$ и SiO_2 , которая нагревалась до 1350° , выдерживалась при этой температуре 5 часов, затем охлаждалась со скоростью 36° в час. Аналогичным способом после введения в шихту MgB_2O_4 вместо $Al_2Si_2O_7$ был получен борный аналог F-эдэнита. Материал (чистота не менее 95%) был проанализирован. Параметры элементарной ячейки см. на стр. 114 [3]. K-эдэнит $KCa_2Mg_5[Si_7AlO_{22}](OH)_2$ получен при 750° и $P_{H_2O} = 0,5$ кбар из стекла состава $K_2O \cdot CaO \cdot 6SiO_2$ с добавлением Al_2O_3 , MgO и Na_2CO_3 . Промежуточные члены изоморфного ряда Na-эдэнит — K-эдэнит синтезированы в области составов $Na_{1,0} - Na_{1,5}K_{0,5}$ при температуре $700-950^\circ$, $P_{H_2O} = 0,5-4,5$ кбар и выдержке 14—30 дней. Верхний температурный предел устойчивости эдэнита с $Na_{1,75}K_{0,25}$ при $P_{H_2O} = 1$ кбар — 850° , продукты распада — нефелин, флогопит, диопсид, энстатит, форстерит и флюид. При $P_{H_2O} > 2$ кбар температура распада повышается до 900° , продукты распада — флогопит, диопсид, форстерит, расплав и флюид. Повышение содержания K несколько снижает предел устойчивости [2]. Устойчивость эдэнитовой роговой обманки из Паргаса, Финляндия, ассоциирующейся с кальцитом, изучалась в гидротермальных условиях при $500-567^\circ$ и $P_{H_2O+CO_2} = 4-6$ кбар [36].

Л и т е р а т у р а

1. Colvill P. A., Ernst W. G., Gilbert M. C. Am. Min., 1966, 51, N 11-12, 1727.
2. Hinrichsen Th., Schürmann K. N. Jb. Min., Abhandl., 1977, 130, N 1-2, 12.
3. Kohn J. A., Comaforo J. E. Am. Min., 1955, 40, N 5-6, 410.
4. Литвин А. П. Кристаллохимия и структурный типоморфизм амфиболов. Киев: Наукова думка, 1977, 73.
5. Щека С. А., Щека Ж. А. ДАН СССР, 1973, 211, № 4, 953.
6. Удовкина Н. Г. Эклогиты Полярного Урала (на примере южной части хребта Марун-Кей). М.: Наука, 1971, 109.
7. Laitakari A. Bull. Comm. Geol. Finl., 1920, 10, N 54, 59.
8. Kreutz S. Sitzungsber. Acad. Wiss., Wien, 1908, 117, Abt. 1, 875.
9. Winchell A. V. Am. Min., 1931, 16, N 6, 259.

10. *Rondolino R.* Period. Min. Roma, 1936, 7, 109.
11. *Shido F. J.* Geol. Soc. Japan, 1958, 64, N 758, 595.
12. *Логинов В. П., Павлов Н. В., Соколов Г. А.* В кн.: Хромиты СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1940, 2, 5.
13. *Schubert W.* Contrib. min., petrol., 1969, 21, N 4, 294.
14. *Desnoyers C.* Bull. Soc. fr. Min. Crist., 1975, 98, N 1, 65.
15. *Яковлев Ю. Н., Яковлева А. К.* Минералогия и геохимия метаморфизованных медно-никелевых руд (на примере Аллареченского района). Л.: Наука, 1974, 299; *Яковлева А. К., Яковлев Ю. Н.* В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Л.: Наука, 1975, 54.
16. *Tajder M. N.* Jb. Min., 1939, N 1, 135.
17. *Mottana A., Edgar A. D.* Lithos, 1970, 3, N 1, 37.
18. *Parsons A. L.* Min. Abstr., 1930, 4, N 9, 390.
19. *Forestier F. H., Lasnier B.* Contrib. min., petrol., 1969, 23, N 3, 194.
20. *Хлестов В. В., Ушакова Е. Н.* Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1965, вып. 31, 245.
21. *Фомин О. Б., Литвин А. Л.* ДАН УССР. Сер. Б, геол., геофиз., хим. и биол., 1970, № 1, 38.
22. *Афанасьев Г. Д., Плишко В. В., Негвелов Ф. С., Грицкевич В. П., Григоренко В. В., Шпорт Н. П.* Апатитовые проявления Северного Кавказа. М.: Наука, 1976, 117.
23. *Postl W.* Mitteilungsblatt Abt. Miner. Landesmuseum Joanneum, 1976, N 44, 14 (48).
24. *Усенко И. С., Кравченко Г. Л., Хмарук Т. Г.* Геол. журн. АН УССР, 1970, 30, вып. 3, 35.
25. *Розинов М. И., Колесников Д. И.* Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1975, 143 [a], 54.
26. *Naarala I., Siivola J., Ojanperä P., Vletyinen V.* Bull. Geol. Soc. Finland., 1971, N 43, pt 2, 221.
27. *Monchoux P.* Contrib. min., petrol., 1972, 37, N 1, 47.
28. *Kisch H. J., Warnaars F. W.* Contrib. min., petrol., 1969, 24, N 3, 245.
29. *Smulikowski K.* Geol. Sudetica, 1964, 1, 13; Bull. Soc. géol. France, 1964, 6, N 2, 232.
30. *Heritsch H.* Tscherm. min., petr. Mitt., 1973, 19, N 4, 213.
31. *Engel A.* Ber. Deutsch. Gesellsch. Geol. Wiss. Reihe B. 1966, 11, N 4, 441.
32. *Banno S. J.* Fac. sci., Univ. Tokyo, sec. 2, 1964, 15, pt. 3, 229.
33. *Boyd F. R.* Carnegie Inst. Washington, 1953—1954, Year Book N 53, 108.
34. *Jasmund K., Schäfer R.* Contrib. min., petrol., 1972, 34, N 2, 101.
35. *Gilbert M. C.* Carnegie Inst. Washington, 1968, Year Book N 67, 167.
36. *Widmark E. T. N.* Jb. Min., Monatsh., 1974, N 7, 323.

**Магнезиально-железистые обыкновенные
роговые обманки
Common ferromagnesian hornblendes**



Магнезиально-железистые обыкновенные роговые обманки включают все роговые обманки с $\text{Al}_{0,5-1,50}^{\text{IV}}$ и $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})_{1-2,5}$. Являются членами изоморфного ряда, в котором $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}}$ изменяется от 0 до максимально возможного, равного 1. При низких содержаниях $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}}$ в их составе преобладает чермакитовый тип гетеровалентных замещений (феррочермакитовые обыкновенные роговые обманки — ferrotschermakitic common hornblendes), при высоких содержаниях $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}}$ — эденитовый тип замещений (эденитовые обыкновенные роговые обманки — edenitic common hornblendes).

Названы по составу (Вернер, 1789).

Синон. Уралит — ugalite (Розе, 1830 — частично); эденит — edenite (Лик, 1968 — частично).

Характ. выдел. Зерна и зернистые агрегаты, кристаллы, их сростки, каемки у выделений пироксенов и различных амфиболов.

Структ. и морф. крист. Монокл. с C_{2h}^3 — $C2/m$; $a_0 = 9,83-9,90 \text{ \AA}$, редко снижается до 9,77 [1]—[3]; $b_0 = 18,00-18,14$, редко до 18,18 [4] и более низкое до 17,92 [1]; $c_0 = 5,29-5,34$, иногда снижается до 5,25 [2, 5, 6], отмечалось более высокое, до 5,37 \AA [1]. $\beta = 104^\circ 20' - 105^\circ 15'$, указывался также угол $\beta = 106^\circ 06'$ [1]. $Z = 2$. Изоструктурны с тремолитом и другими кальциевыми амфиболами. Средние межатомные расстояния (в \AA) и углы:

	1	2		1	2
M(1)—O	2,115	2,102	T(2)—O	1,632	1,632
M(2)—O	2,027	2,059	O—T(1)—O	109,5°	109,5°
M(3)—O	2,071	2,094	O—T(2)—O	109,5	109,4
M(4)—O (из 6)	2,442	2,446	T(1)—O(5)—T(2)	134,5	135,8
M(4)—O (из 8)	2,504	2,515	T(1)—O(6)—T(2)	140,2	139,2
A—O (из 10)	2,977	2,969	T(1)—O(7)—T(1)	141,8	141,2
A—O (из 12)	3,098	3,085	V (A ³)	915,9	920,5
T(1)—O	1,657	1,651			

1 — из Среднего Побужья (хим. анализ 44) [7], Al^{IV} только в позиции T(1), распределение катионов по октаэдрическим позициям: M(1) = 0,49 Fe²⁺ + 0,51 Mg²⁺; M(2) = 0,42 Fe²⁺ + 0,43 Mg²⁺ + 0,15 (Al²⁺ + Ti⁴⁺); M(3) = 0,27 Fe²⁺ + 0,35 Mg²⁺ + 0,38 Fe³⁺; 2 — из Росинско-Тикчинского района УССР (хим. анализ 43) [7]; Al^{IV} только в позиции T(1), распределение октаэдрических катионов по различным позициям равномерное. В близкой по составу роговой обманке из того же района методом мессбауэровской спектроскопии установлено следующее распределение Fe по октаэдрическим позициям: M(1) = 42,2% Fe²⁺, M(2) = 15,0% Fe²⁺ + 22,7% Fe³⁺, M(3) = 20,1% Fe²⁺ [8].

Кристаллы от коротко- до длиннопризматических, обычно без конечных граней, иногда игольчатые, редко таблитчатые, описаны также веретенообразные кристаллы [9]. Размеры кристаллов достигают нескольких десятков сантиметров. Координаты граней см. на стр. 63. Двойники по (100) простые и полисинтетические.

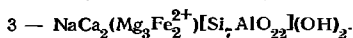
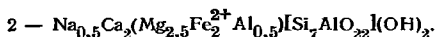
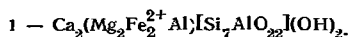
Физ. св. Сп. совершенная по (110) (под углом ~56°), иногда отдельность по (100) и (101). Изл. занозистый. После сжатия вдоль оси *c* наблюдалось скольжение с образованием деформационных двойников по (100); при увеличении температуры — двойникование по (001) и (101) [10]. Тв. 5½—6. Уд. в. 3,07—3,30. Цв. от светло- до темно-зеленого и почти черного, иногда с голубым или бурым оттенком, реже бурый. Цв. черты зеленовато-белый, серо-зеленый, коричневатозеленый. Бл. стеклянный. Прозрачные или просвечивают в тонких сколах. Магнитная восприимчивость 24,3 · 10⁻⁶ ед. СГС при содержании Fe_{1,24}²⁺ и Fe_{0,25}³⁺ (хим. анализ 11) [11]. В ИК-спектре в области валентных колебаний групп OH отмечались полосы 3672, 3657, 3642, 3627, 3615 и 3598 см⁻¹ [12]. Для чермакитовой обыкновенной роговой обманки с Fe_{1,60}²⁺ и Fe_{0,33}³⁺ из аподиабазовых амфиболитов бассейна р. Рось (УССР) определены параметры мессбауэровского спектра [8].

Микр. В шлифах в прох. свете отчетливый плеохроизм: по *Ng* — обычна зеленая или голубовато-зеленая окраска, бурые и коричневые тона отмечаются реже, они более характерны для обыкновенных роговых обманок с повышенным содержанием щелочных металлов; по *Nm* — зеленые, с буроватым или желтоватым оттенком, реже коричневые, иногда голубовато-зеленые; по *Np* — светлые желтые, желто-зеленые, зеленые или коричневые цвета, изредка бесцветны; *Ng* ≥ *Nm* > *Np*, иногда *Nm* > *Ng* > *Np*. Двуосные (—). Пл. опт. осей (010), *Nm* = *b*, *cNg* = 12—22°, более низкие значения наблюдаются у роговых обманок, переходных к базальгическим [5]; необычно большой угол погасания (32°) обнаружен у эденитовой обыкновенной роговой обманки из Эганвила, пров. Онтарио (Канада) [13]. Удлинение (+). *n_g* = 1,650—1,695, *n_m* = 1,640—1,690, *n_p* = 1,630—1,675, *n_g* — *n_p* = 0,016—0,030. 2*V* = 50—90°, преимущественно 65—85°; у некоторых роговых обманок из Ильменских гор определены положительные значения угла 2*V* (хим. анализы 2 и 29) [14]. Дисперсия отмечается редко, *r* < *v* [15, 16] или *r* > *v* [4, 11, 17, 18]. В шлифах нередко наблюдаются простые и полисинтетические двойники по (100). Отмечены зональные кристаллы: коричневатозеленые в ядре и зеленые по периферии [19]. Наблюдались реликтовые, закономерно ориентированные включения актинолита [20, 21] и пироксена [16, 22]. Встречаются в гомоосевых сростаниях с куммингтонитом [11, 23]. Иногда куммингтонит образует пятнистые обособления и участки в центральных частях кристаллов роговой обманки и каемки вокруг них [24, 25], также наблюдается в виде тонких пластинок, параллельных

(100) или (101) [18, 26—28]. В роговых обманках из изверженных пород обнаруживаются включения плагиоклаза, кварца, биотита, апатита, циркона, эпидота, непрозрачных минералов [19, 29—31], в апозклогитовых роговых обманках — включения эпидота, омфациита, граната [32].

Хим. Теор. составы:

	Na ₂ O	CaO	MgO	FeO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O
1	—	12,79	9,19	16,39	11,63	47,96	2,04
2	1,75	12,64	11,36	16,19	8,62	47,41	2,03
3	3,44	12,50	13,48	16,02	5,67	46,88	2,01



Состав магнезиально-железистых обыкновенных роговых обманок с учетом изоморфных замещений выражается формулой: $(\text{Na}, \text{K})_{0-1}[(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Mg})_{2-1,34}\text{Na}_{0-0,66}][(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Al}, \text{Ti})_{4-2,5}(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_{1-2,5}][(\text{Si}_{7,15-6,50}\text{Al}_{0,85-1,50})(\text{O}, \text{OH})_{22}](\text{OH}, \text{F}, \text{Cl}, \text{O}_2)$.

Содержание CaO обычно в пределах 9—12,5%, количество Ca в позиции M(4) редко достигает теоретического, т. е. 2,00 на формульную единицу из-за его частичного замещения на Na, Mn, Fe²⁺, Mg. В M(4) входит до Na_{0,50}, корреляции с содержанием Na и K в позиции A не наблюдается. Количество двухвалентных катионов Mn, Fe и Mg в позиции M(4) редко более 0,30 на формульную единицу. Наиболее заметно уменьшение содержания Ca за счет этого замещения в роговых обманках из эклогитов и куммингтонитсодержащих пород. Содержание MgO от 7 до 18%, чаще 9—15%. Условные границы содержания Fe — от 1 до 2,5 на формульную единицу. FeO — от 5,5 до 18,5%, Fe₂O₃ — от 0,5 до 7,5%; доля Fe³⁺ обычно невелика, редко до 50% [2, 14, 33—35]. Mn в небольшом количестве присутствует почти всегда, обычно до 0,8% MnO (Mn_{0,01-0,10}), иногда повышается до 1—1,3% [36, 37]. Содержание щелочей в магнезиально-железистых обыкновенных роговых обманках колеблется в следующих пределах: Na₂O — 0,50—3,40 (Na_{0,15-1,20}); K₂O — 0,05—2,70% (K_{0,01-0,50}). Роговые обманки без щелочей в природных условиях не образуются, с содержанием (Na + K)_{<0,50} редки, как и с наиболее высокими содержаниями (Na + K). При пониженном содержании Ca верхний предел содержания (Na + K) поднимается до 1,30 на формульную единицу. Na почти всегда существенно преобладает над K. В роговых обманках, ассоциирующихся с холмквиститом, отмечалось 0,09—0,18% Li₂O (Li_{0,05-0,10}) [9, 12]. Ti, так же как и Mn, присутствует практически во всех анализированных образцах, обычно до 2% TiO₂ (Ti_{0,20}). Повышенное (2—3,5%) содержание TiO₂ (Ti_{до 0,40}) характерно для обыкновенных роговых обманок, образующих вкрапленники в эффузивных породах [38—41], но отмечалось и в роговых обманках метаморфических пород [33, 42—50]. Содержание Al₂O₃ от 4,5 до 14,5% (Al₀₋₁^{VI}), редко несколько более. Содержание SiO₂ — 44—50%. F — до 0,5—0,8%, нередко отсутствует. Высокое содержание F установлено в роговой обманке из эндоконтакта пегматитовой жилы (2,88%) [51] и в роговой обманке из гранодиоритов (1,23%) [44]. Cl определяется редко (0,03—0,10%) [3, 11, 44, 52]; в обыкновенной роговой обманке из метасоматитов железорудных месторождений — 0,24—0,35% [33, 53]. H₂O⁺ от 0,5 до 3,5%. Низкие содержания H₂O⁺ характерны для эденитовых роговых обманок, в которых группы OH часто замещены кислородом. Повышено содержание H₂O⁺ (замещение O радикала на OH⁻) в некоторых обыкновенных роговых обманках из гранодиоритов [37, 54], из эпидотовых амфиболитов [55, 56] и из метасоматически измененных пород [1, 51, 57—59].

Анализы (в порядке увеличения содержания $Fe^{2+} + Fe^{3+}$):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	1,03	1,47	4,2	3,03	1,58	2,53	2,06	2,14	0,52
K_2O	0,40	0,14	0,4	0,76	0,57	0,70	0,93	0,26	0,28
MgO	16,12	15,66	11,2	14,95	15,00	14,23	14,80	12,76	15,64
CaO	10,80	12,03	10,7	10,26	11,79	11,57	12,18	11,69	12,45
MnO	0,20	0,24	0,3	0,10	0,18	0,22	0,18	0,13	0,20
FeO	7,92	5,75	7,2	6,85	10,12	8,62	10,65	7,84	9,16
Al_2O_3	12,68	9,63	14,1	9,00	10,95	9,82	8,50	11,02	6,25
Fe_2O_3	1,07	5,19	3,2	4,31	0,57	3,04	0,87	4,67	3,32
SiO_2	46,51	46,60	46,4	47,06	45,80	46,80	47,60	47,15	49,33
TiO_2	0,15	0,90	0,7	0,66	0,35	0,68	0,68	1,05	1,00
P_2O_5	0,04	—	—	—	0,01	0,07	—	0,02	0,24
H_2O^+	2,53	2,10	1,5	3,15	2,79	1,90	1,45	1,42	1,87
H_2O^-	0,28	—	—	не обн.	0,20	не обн.	—	0,04	—
F	0,10	0,05	—	—	—	0,23	—	—	0,05
Сумма	99,83*	99,76	99,9	100,13	(99,91)	(100,41)	99,90	100,19	100,31**
$-O=Fe_2$	0,04	0,02	—	—	—	0,10	—	—	0,02
	99,79	99,74	—	—	—	100,31	—	—	100,29
Уд. в.	—	—	—	3,069	—	—	3,15	—	—
n_g	1,661	1,660	1,664	1,657	1,655	1,665	1,670	1,665	1,660
n_m	—	1,651	1,658	1,648	—	—	1,660	1,659	—
n_p	1,634	1,633	1,646	1,638	1,638	1,647	1,656	1,647	1,647
(—)2V	88—90°	98°	77°	82°	84°	—	65°	89°	74°
cNg	15—17°	21°	22°	21°	—	—	—	—	16°
$a_0(\text{Å})$	—	—	—	9,901	9,854	—	—	—	—
b_0	—	—	—	17,977	18,144	—	—	—	—
c_0	—	—	—	5,373	5,299	—	—	—	—
β	—	—	—	106°06'	104°30'	—	—	—	—
$Fe^{2+}+Fe^{3+}$	1,05	1,25	1,26	1,27	1,28	1,37	1,40	1,45	1,46
$(Al+Fe^{3+})^{VI}$	0,83	0,88	1,35	0,66	0,50	0,77	0,54	1,22	0,53
$(Al+Fe^{3+})^{IV}$	1,40	1,31	1,50	1,31	1,42	1,23	1,03	1,16	0,89

* SO_3 не обн. ** Li_2O не обн.

1 — зеленая, из амфиболита, балка Березневатая (Кривой Рог), анал. Горда [60]; 2 — из амфиболитов Ильменгорской свиты (Урал), анал. Лаб. Ильменского заповедника [14]; 3 — из грубозернистого эпидотового амфиболита, Штокнубель (Швейцария), анал. не указан, в оригинале названа эденитовой роговой обманкой [32]; 4 — из метасоматически измененных амфиболитов близ контакта с кислыми породами, ручей Узкий, Уруштенский комплекс (Кавказ), анал. Нисенбаум [1]; 5 — из мономинеральной роговообманковой метасоматической породы, Борзовское месторождение корунда, Кыштымо-Каслинский район (Урал), анал. не указан, в оригинале сумма 99,85 [58]; 6 — из плагиоклазового амфиболита, бассейна р. Чампула, Алданский штат (Якутская АССР), анал. Галайская, в оригинале сумма 100,09 [61]; 7 — из альбит-эпидотового метасоматического, Виннеба (Гана), анал. Лэйгон, исправленный анализ из сводки Лика № 728 [62]; 8 — из амфиболита в Сябукава (Япония), анал. Лик [13]; 9 — зеленая, из метасоматической жилы в габбро-норите, Нют-Ульбейский массив в междуречье Ульбен и Ини (Прохотье), анал. Паринова [37].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na_2O	1,49	1,20	2,90	2,21	1,28	1,15	2,34	1,10	0,88
K_2O	0,51	0,24	0,05	0,25	0,25	0,52	0,66	0,26	0,54
MgO	14,56	13,75	14,22	13,59	14,85	14,36	9,52	13,15	13,01
CaO	10,90	10,92	9,22	10,62	10,80	11,73	12,11	11,31	11,70
MnO	0,18	0,36	0,07	0,16	0,23	1,03	0,23	0,25	0,37
FeO	8,86	10,24	6,59	10,64	11,62	9,70	9,93	12,17	10,44
Al_2O_3	8,53	13,01	8,72	11,84	6,02	4,74	12,39	8,12	7,69
Fe_2O_3	3,77	2,35	6,96	2,68	1,73	3,75	4,35	2,54	4,30
SiO_2	48,24	45,42	48,60	44,92	49,58	49,00	46,68	48,23	47,24
TiO_2	0,55	0,74	0,60	0,51	0,83	0,98	0,49	0,16	1,50

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
P ₂ O ₅	—	<0,01	0,05	0,01	—	0,60	0,08	He обн.	0,49
H ₂ O ⁺	1,80	1,61	1,94	2,31	1,42	2,63	1,04	2,37	1,57
H ₂ O ⁻	—	0,02	0,06	0,12	0,15	—	—	He обн.	0,21
F	0,89	0,61	0,03	—	2,88	0,15	—	0,10	0,29
Сумма	100,28	100,58*	100,01	99,86	101,64	100,34	99,82	100,12**	100,23
—O=F ₂	0,37	0,26	0,01	—	1,21	0,06	—	0,04	0,12
	99,91	100,32	100,00	—	100,43	100,28	—	100,08	100,11
Уд. в.	—	—	—	—	—	—	—	3,25	—
n _g	1,657	1,663	1,651	1,662	1,662	—	1,692	1,666	1,665
n _m	—	1,654	—	1,652	1,654	—	1,684	—	—
n _p	—	1,642	1,633	1,641	1,640	—	1,674	1,641	1,637
(—)2V	—	83°	—	83°	—	—	73°	80°	64°
cNg	—	20°	18°	—	—	—	—	13°	—
Fe ²⁺ +Fe ³⁺	1,48	1,48	1,54	1,58	1,58	1,59	1,70	1,76	1,77
(Al+Fe ³⁺) ^{VI}	0,80	1,01	1,19	0,84	0,32	0,32	1,52	0,66	0,76
(Al+Fe ³⁺) ^{IV}	1,06	1,45	1,03	1,48	0,89	0,90	1,11	1,01	1,05

* В том числе Cl — 0,10, CO₂ и Li₂O не обн. ** В том числе SO₃ — 0,17, Cr₂O₃ — 0,06, NiO — 0,03, CoO — 0,012, Li₂O — 0,09, Rb₂O и Cs₂O не обн.

10 — из амфибол-эндитового диафторита по кристаллическому сланцу основного состава, Алданский щит, анал. Кузнецова [63]; 11 — зелено-черная, из куммингтонитового амфиболита, Квисленд (Австралия), анал. Синот [11]; 12 — голубовато-зеленая, из эклогитов Уфалейского гнейсово-мигматитового комплекса, Средний Урал, анал. Колосова, в оригинале названа эденитом [34]; 13 — из гранат-эндитового амфиболита, образующего нодулы в биотитовом сланце, рудник Бесси, Центральный Сикую (Япония), анал. не указан [64]; 14 — из биотит-амфиболовой породы зоны расщелачивания, прнуроченной к экзоконтактовой зоне пегматита в амфиболите, медно-никелевое месторождение Восток (Кольский п-ов), анал. Успенская, в оригинале названа магnezитальной роговой обманкой [51]; 15 — из гранодиоритов, Нют-Ульбейский массив (Приохотье), анал. Кулагина [37]; 16 — из гиперстен-диопсид-плагноклазового гранулита, ручей Сербиян (Анабарский щит), анал. Алферова [65]; 17 — темно-зеленая, из горнблендитов Приазовья, анал. Горда [9]; 18 — из плагногранита Чернозем-Раздельского плутона (Болгария), анал. Ивчинова [66].

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Na ₂ O	0,71	1,86	1,94	2,15	0,92	2,03	1,06	2,44	0,96
K ₂ O	0,92	1,12	0,63	0,48	0,76	0,67	0,75	0,61	0,91
MgO	13,29	9,74	9,80	12,07	13,02	12,89	12,74	13,89	13,04
CaO	12,55	13,04	9,33	10,69	12,16	10,84	12,14	10,80	10,71
MnO	0,27	0,20	0,14	0,15	0,23	0,23	0,24	0,10	0,59
FeO	11,72	11,13	11,23	13,09	11,65	13,20	11,45	9,84	11,23
Al ₂ O ₃	7,01	11,75	10,58	11,45	5,60	6,49	9,05	5,20	7,07
Fe ₂ O ₃	3,23	3,97	4,25	2,36	4,27	2,77	4,84	6,75	5,19
SiO ₂	47,12	44,74	45,86	44,60	47,95	47,72	44,91	47,34	45,22
TiO ₂	0,59	1,36	4,08	0,69	1,02	0,67	0,52	0,90	1,21
P ₂ O ₅	0,16	0,12	0,28	0,02	—	—	0,08	0,04	0,83
H ₂ O ⁺	2,42	1,30	1,54	2,30	2,12	1,97	2,18	1,91	2,72
H ₂ O ⁻	0,29	—	—	—	0,36	0,24	0,07	0,12	—
F	0,05	0,07	0,10	0,36	—	—	—	0,03	0,34
Сумма	100,33	100,48*	99,76	100,41	100,06	99,72	100,12**	99,974***	100,02
—O=F ₂	0,02	0,05	0,04	0,15	—	—	—	0,01	0,14
	100,31	100,43	99,72	100,26	—	—	—	99,964	99,88
Уд. в.	—	—	—	3,135	—	3,11	3,214	3,17	—
n _g	1,672	1,680	1,682	1,666	1,678	1,668	1,675	1,676	1,678
n _m	—	—	—	1,658	—	1,659	—	—	—
n _p	1,650	1,655	1,666	1,648	1,660	1,643	1,653	1,653	1,660
(—)2V	72°	68°	—	84°	74°	77°	73°	60—64°	70°
cNg	20°	17°	—	15°	16—17°	14°	18°	20—24°	18°
α ₀ (Å)	—	—	—	9,836	—	9,772	—	—	—

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
b_0	—	—	—	18,112	—	18,020	—	—	—
c_0	—	—	—	5,316	—	5,287	—	—	—
β	—	—	—	104°50'	—	104°21'	—	—	—
$Fe^{2+}+Fe^{3+}$	1,79	1,82	1,85	1,86	1,90	1,94	1,95	1,96	1,97
$(Al+Fe^{3+})^{VI}$	0,46	1,14	1,06	0,74	0,50	0,51	0,73	0,64	0,49
$(Al+Fe^{3+})^{IV}$	1,10	1,36	1,25	1,49	0,94	0,93	1,38	1,01	1,32

* В том числе Cl — 0,08.

** В том числе Cr_2O_3 — 0,06, NiO — 0,03.

*** В том числе NiO — 0,004.

19 — из амфиболового гнейса, Северо-Крнворожский район (УССР), анал. Услонцева [67]; 20 — из пироксенового амфиболита, железорудное месторождение Ташелги (Горная Шория), анал. Иванчура [33]; 21 — из гранатового амфиболита, Уфалейский массив (Урал), анал. Ферштатер и Лебедева [65]; 22 — из полиметаморфических амфиболов с пироксеном и гранатом, Лигурия (Италия), анал. Маззу-котелли, спектрально определены Sr, Ni, Ba, Sr [68]; 23 — темно-зеленая, из гибридного кварцевого диорита, Вольнь (УССР), анал. Цвик [69]; 24 — из габбро-амфиболитов Урушетского комплекса (Кавказ), анал. Клытина [1]; 25 — из амфиболита правобережья р. Берды (Западное Приазовье), анал. Мирская [70]; 26 — из крупнозернистой амфибол-пироксен-альбитовой центральной части слла метадиабаза, Энонтекёй (Финляндия), анал. Оянпере [22]; 27 — из гранодиорита, массив Приисковый, Центральный Сихоте-Алинь, анал. не указан [54].

	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Na_2O	1,30	2,80	1,72	1,94	3,38	2,28	2,59	1,43	1,01
K_2O	1,89	2,70	0,85	0,27	1,49	1,78	—	0,36	0,85
MgO	12,77	10,20	12,44	9,03	11,94	9,23	10,14	11,55	11,04
CaO	8,65	11,17	10,93	10,20	9,40	10,51	12,54	12,22	11,96
MnO	0,30	—	0,14	0,26	0,35	0,19	1,28	0,28	0,47
FeO	9,34	12,93	15,61	11,56	11,00	12,21	11,31	13,79	12,58
Al_2O_3	8,21	9,21	7,91	9,74	6,49	10,92	8,40	8,36	8,17
Fe_2O_3	7,51	3,21	0,46	5,52	6,07	4,76	5,66	3,13	4,97
SiO_2	45,13	44,56	46,00	47,88	47,60	43,78	46,20	45,99	45,97
TiO_2	2,05	1,38	1,30	0,36	0,60	1,46	—	0,59	1,04
P_2O_5	0,29	—	—	—	0,01	0,17	—	0,22	—
H_2O^+	1,89	2,14	2,16	2,97	1,80	2,20	1,60	1,70	1,78
H_2O^-	0,11	—	0,36	0,03	—	—	0,40	0,08	0,02
F	1,23	—	—	—	0,20	0,18	—	—	0,12
Сумма	100,73*	100,30	99,88	99,76	100,33	100,02**	100,12	99,70	100,20***
$-O=F_2+Cl_2$	0,53	—	—	—	0,08	0,16	—	—	0,10
	100,20	—	—	—	100,25	99,86	—	—	100,10
Уд. в.	3,09	—	—	—	—	—	3,16	3,197	3,22
n_g	1,678	1,674	1,678	1,681	1,670	1,685	1,662	1,671	1,685
n_m	—	1,667	1,668	1,676	1,666	—	1,656	1,661	1,679
n_p	1,662	1,651	1,659	1,658	1,654	1,662	1,644	1,649	1,659
(—)2V	74°	112°	71°	55°	63°	68°	79°	79°	56°
cNg	—	16°	16°	—	32°	17°	20°	17°	17°
$a_0(\text{Å})$	9,89	—	—	—	—	—	—	—	9,893
b_0	18,11	—	—	—	—	—	—	—	18,154
c_0	5,31	—	—	—	—	—	—	—	5,322
β	104°48'	—	—	—	—	—	—	—	104°58'
$Fe^{2+}+Fe^{3+}$	1,98	1,98	1,99	2,00	2,03	2,05	2,05	2,07	2,12
$(Al+Fe^{3+})^{VI}$	0,88	0,64	0,28	1,18	0,85	0,97	1,03	0,72	0,82
$(Al+Fe^{3+})^{IV}$	1,37	1,34	1,16	1,08	0,95	1,48	1,09	1,11	1,17

* В том числе Cl — 0,06.

** В том числе Cl — 0,35.

*** В том числе Cl — 0,22.

28 — из гранодиорита, Западная Стара-Планина (Болгария), анал. Калпакчиева [44]; 29 — из амфиболитов, вмещающих щелочные интрузии, Селякинские горы (Урал), анал. не указан [14]; 30 — из гибридного крупнозернистого роговообманкового габбро, Осинский голец (Восточная Сибирь), анал. Лебедева [71]; 31 — из эпидиового амфиболита, Нагато (Юго-западная Япония), анал. Мураками [55]; 32 — с сидеритом из Эганвила, Онтарио (Канада), анал. Лик [13]; 33 — из мигматизированного амфиболита, железорудное месторождение Ташелги (Горная Шория), анал. Иванчура [33]; 34 — голубовато-зеленая по актинолиту в габбро, подвергшемся щелочному метасоматозу, Хайлелокское железорудное месторождение (Хакасия), анал. Кривец [36]; 35 — из диопсид-эпидит-плагноклаз-роговообманкового слнца, шт. Калифорния (США), анал. не указан [72]; 36 — из гранодиоритов Сьерра-Невады (США), спектрально обнаружены V, Sc, Y, Cu, Sn, Co, Ni, Cr, Ga, Zr, Nb, Sr, Ba, анал. Смит [3].

	37	38	39	40	41	42	43	44	45
Na ₂ O	1,37	1,65	0,96	2,08	1,04	1,56	0,86	1,29	0,94
K ₂ O	0,30	0,42	0,91	0,69	0,66	0,76	0,78	0,52	1,06
MgO	9,72	12,64	10,44	9,55	9,06	10,37	9,81	10,27	9,55
CaO	10,63	9,02	12,15	10,38	11,92	11,62	11,88	10,68	12,01
MnO	0,28	0,42	0,54	0,16	0,33	0,50	0,47	0,29	0,44
FeO	15,97	15,40	12,37	15,40	15,15	15,08	16,17	16,40	14,54
Al ₂ O ₃	10,09	8,11	9,62	9,61	10,61	9,05	7,90	8,28	9,12
Fe ₂ O ₃	1,75	2,66	6,25	3,09	3,73	3,95	3,47	3,34	5,56
SiO ₂	46,58	46,60	44,00	46,18	44,14	44,27	45,56	44,98	43,99
TiO ₂	0,73	1,46	0,42	0,90	1,20	1,07	0,87	1,62	0,72
P ₂ O ₅	0,13	—	—	—	0,02	0,14	0,13	0,17	0,16
SO ₃	—	—	—	—	—	0,19	0,18	0,21	0,04
H ₂ O ⁺	2,34	1,78*	2,36*	1,86	1,90	1,77*	2,01	1,97	1,97*
H ₂ O ⁻	—	0,20	0,10	0,06	0,01	0,07	0,06	0,06	0,08
F	0,50	Не обн.	—	0,04	0,06	—	—	—	0,09
Сумма	100,39	(100,36)	100,12	100,00	99,86**	100,40	100,15	100,08	100,27
—O=F ₂	0,21	—	—	0,02	0,03	—	—	—	0,04
	100,18	—	—	99,98	99,83	—	—	—	100,23
Уд. в.	3,227	3,30	—	—	3,25	—	3,25	3,26	3,238
n _g	1,679	1,682	1,658	1,676	1,676	—	—	1,688	1,683
n _m	1,673	1,671	—	—	1,668	—	—	—	—
n _p	1,661	1,658	1,637	1,654	1,651	—	—	1,676	1,661
(-) ₂ V	74°	84°	70°	—	74°	—	—	—	50°
cNg	18°	12°	16—19°	18°	21°	—	—	—	15°
a ₀ (Å)	9,858	—	—	—	9,858	9,835	9,883	9,842	—
b ₀	18,126	—	—	—	18,080	18,114	18,126	18,114	—
c ₀	5,321	—	—	—	5,339	5,314	5,319	5,318	—
β	104°54'	—	—	—	104°31'	104°52'	104°56'	104°56'	—
Fe ²⁺ +Fe ³⁺	2,15	2,20	2,24	2,26	2,32	2,35	2,42	2,44	2,46
(Al+Fe ³⁺) ^{VI}	0,76	0,60	0,93	0,90	0,90	0,72	0,64	0,61	0,87
(Al+Fe ³⁺) ^{IV}	1,17	1,11	1,46	1,13	1,39	1,34	1,15	1,24	1,38

* H₂O = п. п.

** В том числе Cl — 0,03.

37 — из амфиболита, Лигурия (Италия), спектрально определены Cr, Ni, Ba и Sr, анал. Маццукотелли [68]; 38 — из куммингтонитового амфиболита, Павловский массив, Центральная часть Украинского щита, анал. Миклашевская и Ротарь, в оригинале сумма 100,32, названа эденитовой роговой обманкой [24]; 39 — метасоматическая, железистые кварциты, Кривой Рог (УССР), анал. Панченко и Мирская [73]; 40 — из гранат-клиноцоизитового амфиболита, Уфалейский гнейсово-мигматитовый комплекс (Средний Урал), анал. Колосова, в оригинале названа чермакитом [34]; 41 — из амфиболита гнейсовой толщи, шт. Колорадо, анал. Ридл, спектрально определены V, Cr, Cu, Ga, Ba, Co, Ni, Sr, Y, Zr, Yb, Sc [52]; 42 — из амфиболита, около села Териоватого, Побужье (УССР), анал. Романишина [74]; 43 — из амфибол-плагноклазового гнейса, р. Рось (УССР), анал. Стеценко и Романишина, среди из 2 анализов [7, 74]; 44 — из двупироксенового габбро-амфиболита, Среднее Побужье (УССР), анал. Романишина и Мирская, средн. из 2 анализов [75]; 45 — из биотит-амфиболового гнейса, р. Рось (УССР), анал. Миклашевская [24].

Диagn. исп. П. п. тр. с трудом плавится, после застывания расплава образуется зеленовато-черное стекло.

Повед. при нагр. При нагревании в интервале температур 550—900° в атмосфере воздуха происходит постепенное изменение оптических свойств роговых обманок: зеленая окраска по Ng постепенно меняется на буро-зеленую, бурую и красно-бурую, показатели преломления резко возрастают приблизительно до 1,750, двупреломление — до 0,050, угол cNg снижается до 0°, удельный вес увеличивается, размеры элементарной ячейки уменьшаются (обыкновенные роговые обманки превращаются в базальтические). При этом четких эффектов на кривой ДТА не наблюдается [2, 71, 76, 77]. Изменение свойств при нагревании связано с окислением двухвалентного железа. Механизм этого

процесса изучался с помощью методов ЯГР, ИКС, ПМР; предполагается, что окисление железа сопровождается дегидроксидацией [77]. При нагревании окисленных роговых обманок в струе водорода восстанавливается зеленая окраска и все другие свойства [78]. В интервале 1000—1100° на кривых ДТА имеется эндотермический прогиб, обусловленный интенсивным выделением воды с твердофазным превращением в скрытокристаллический агрегат авгита и маггемита. Форма обломков и зерен при этом сохраняется. В вакууме окисление железа не происходит, вся вода выделяется в виде молекул H_2O при одновременном разрушении структуры. Продукты распада плавятся при 1150—1220° (в зависимости от содержания щелочных металлов) [71]. Энергия активации дегидратации 46 ккал/моль, энергия активации окисления 20 ккал/моль [79].

Наход. Магнезиально-железистые обыкновенные роговые обманки широко распространены в природе. В магматических комплексах наблюдаются главным образом в породах среднего состава: диоритах, кварцевых диоритах, гранодиоритах, иногда в позднемагматическую стадию образуются в габбро. Слагают вкрапленники в некоторых эффузивных породах основного и среднего состава. Из метаморфических пород наиболее характерны для плагиоклазовых и эпидотовых амфиболитов, встречаются в куммингтонитовых, гранатовых и пироксеновых амфиболитах и гнейсах. В метасоматических породах редки.

В габбро и норитах магматическая обыкновенная роговая обманка сравнительно редка, чаще является постмагматической. Магматическая обыкновенная роговая обманка габбро отличается коричневыми тонами плеохроизма, иногда слагает внешние зоны на выделениях более ранней высокоглиноземистой роговой обманки [80] или пироксена [81]. В стадию автотметаморфической уралитизации, когда пироксены замещаются актинолитом, бурая магматическая обыкновенная роговая обманка остается устойчивой [81], однако в условиях прогрессивного метаморфизма легко замещается зеленой с меньшим содержанием Ti , иногда с образованием зональных кристаллов [82]. Примеры: гибридное крупнозернистое роговообманковое габбро Оспинского гольца (Восточный Саян) (хим. анализ 30) [71]; пойкилитовое пироксен-роговообманковое габбро Чешского массива (ЧССР) [31, 80, 82]; роговообманковое габбро Железковского плутона в Странджанском антиклинории (Болгария) [83]; граногаббро Хорнсунда (Западный Шпицберген) [81]; габбро плутонического комплекса Гуадалуп в Калифорнии (США) [84]; роговообманковое и пироксен-роговообманковое габбро гор Китаками в Японии [85]. Возможно, магматическое происхождение имеет роговая обманка щелочного габбро в Итиное (Северная Япония) [86].

Развитие амфиболитизации обуславливает постепенный переход от неизменных габбро и норитов к метагаббро, габбро-амфиболитам и амфиболитам, иногда наблюдаемый в пределах одного массива [81, 87]. Замещению в первую очередь подвергаются пироксен [15, 88], реже плагиоклаз иногда с образованием мономинеральных горнблендитов. Примеры габброидов с роговой обманкой, частично или полностью заместившей пироксены: габбро-амфиболиты Уруштенского комплекса на Кавказе (хим. анализ 24) [1], габбро-анортозиты Анабарского щита в Восточной Сибири [45], метагаббро-анортозиты северо-восточной части Кольского п-ова [89], габбро комплекса Фай в Шотландии [90], амфиболитизированные габбро в штатах Делавэр, Пенсильвания и Калифорния (США) [15, 91], габброидные породы метаморфического пояса Хидака, Хоккайдо (Япония) [87], апогаббровые амфиболиты Урунди в Центральной Африке [92]. В Нют-Ульбейском массиве в междуречье Ульбеи и Ини (Приохотье) обыкновенная роговая обманка образует метасоматические жилы в телах габбро-норитов (хим. анализ 9) [37]. В областях развития щелочного метасоматоза в габброидах известны гнездообразные скопления эденитовой обыкновенной роговой обманки, пример — район Хайлеолского железорудного месторождения в Хакасии (хим. анализ 34) [36].

Обыкновенная роговая обманка слагает некоторые горнблендиты, длина ее кристаллов до 25 см, в качестве второстепенных минералов с ней ассоциируются пироксен, магнетит, иногда куммингтонит (вросстки). Для роговой обманки горнблендитов характерна относительно невысокая железистость ($Fe_{1,23-1,50}$). Горнблендиты, состоящие из обыкновенной роговой обманки, известны, например, в перидотит-габбро-гранодиоритовом комплексе Новой Каледонии [93], на площади батолита Стьюарт в Каскадных горах, шт. Вашингтон (США) [94], в северном Тичино (Швейцария) [95], в Севилье (Испания) [96]. В пироксенитах встречается в районе Мариупольского железорудного месторождения в Приазовье (УССР) [97] и в Кагура, горы Китаками (Япония) [85].

В диабазах, долеритах и базальтах магматическая обыкновенная роговая обманка редка, цвет ее бурый, характерно повышенное содержание титана и железа ($Fe_{>1,70}$). Отмечена в диабазах Будтингеру, Новый Южный Уэльс (Австралия) [38], в слабо дифференцированных силлах, штоках и дайках кварцевых диабазов и габбро-диабазов Хасанско-Гродековской складчатой зоны в Приморье [39], в долеритовой дайке в Западной Чехии (ЧССР) [98]. В процессе регионального метаморфизма развивается по пироксену, пример — диабазы Чертомлыкско-Соленовского района УССР [99]. Интенсивное развитие амфиболитизации диабазов приводит к образованию аподиабазовых амфиболитов, например, в бассейне р. Рось (УССР) [8]. В Бидуэл-Бар, шт. Калифорния (США), образование обыкновенной чермакитовой роговой обманки в диабазах произошло в контактовом ореоле гранитоидной интрузии: во внешней части ореола в ней $Fe_{2,43}$, ассоциируется с олигоклазом и эпидотом; во внутренней части ореола содержит меньше железа ($Fe_{1,77}$) и сосуществует с более основным плагиоклазом, пироксеном и титанитом [100]. Вблизи контакта с гранитами роговая обманка встречается в диабазах офиолитовой формации Верховцевского синклинория на Украине [6], в базальтах вблизи контакта с адаметлитами в Новом Южном Уэльсе (Австралия) [16]. В спилитовой провинции северо-восточной Финляндии крупнозернистая роговообманково-альбитовая порода с реликтовым пироксеном, титанитом и апатитом развита в ядре силла диабазов (хим. анализ 26) [22]; в метапорфирите Виннегаба, Гана, обыкновенная роговая обманка ассоциируется с альбитом, эпидотом и ильменитом (хим. анализ 7) [62, 101].

В диоритах, кварцевых диоритах, гранодиоритах и близких к ним по составу породах обыкновенная роговая обманка часто является основным темноцветным компонентом. Кристаллизовалась после пироксена и плагиоклаза, но ранее биотита и К-полевого шпата. Частью находится в реакционных взаимоотношениях с этими минералами: замещает пироксен и сама замещается биотитом и К-полевым шпатом. В породах среднего состава с обыкновенной роговой обманкой обычен кварц. Отмечалось нахождение обыкновенной роговой обманки в тоналитах с куммингтонитом [28]. Характерно образование обыкновенной роговой обманки при ассимиляции вещества основных вмещающих пород гранитной магмой [42, 69, 90, 102, 103]. Встречаются зональные кристаллы и зерна, свидетельствующие о возможности неоднократного выделения обыкновенной роговой обманки, частично, вероятно, при воздействии на породы постмагматических растворов [3]. Наблюдались срастания коричневатозеленой и зеленой роговых обманок [19]; зеленая роговая обманка кварцевых диоритов в процессе калишпатизации местами замещена бурой [104]. Обыкновенная роговая обманка кварцевых диоритов и гранодиоритов содержит умеренное количество щелочей и относится, как правило, к чермакитовым обыкновенным роговым обманкам. Содержание Al^{IV} изменяется в широких пределах, имеются постепенные переходы к актинолитовой роговой обманке и к чермакиту; обычно $Fe_{1,5-2,0}$, встречаются разновидности с повышенным содержанием H_2O^+ [54, 66, 105]. Примерами пород среднего состава с магнезиально-железистой роговой обманкой являются гибридизированные кварцевые диориты Воыни, УССР (хим. анализ 23) [69], диориты и гранодиориты габбро-гранитной и тоналит-

гранодиоритовой формации на Урале [105, 106], породы, возникшие при контактировании веществом гранитной магмы основных пород, Армении [102], гранодиориты Нют-Ульбейского массива в междуречье Ульбеи и Ини, Приохотье (хим. анализ 15) [37], гранодиориты Центрального Сихотэ-Алиня (хим. анализ 27) [54], гранитоиды Чернозем-Раздельского плутона (хим. анализ 18) и Западной Стара-Планины (хим. анализ 28) в Болгарии [44, 66], гранодиориты Центрального Чешского массива (ЧССР) [107], пироксеновые аппиниты, калишпатизированные диориты и гранодиориты Шотландии [104, 108—110], ксенолиты основной породы в граните Ирландии [42], гранодиориты и кварцевые диориты шт. Калифорния (хим. анализ 36) [3, 111, 112] и тоналиты шт. Айдахо (США) [113], кварцевые диориты, гранодиориты, тоналиты и адамеллиты гор Китаками, Танзава и Абукума в Японии [19, 28, 30, 114—116], тоналиты Нового Южного Уэльса в Австралии [103].

В некоторых андезито-дацитах и дацитах вкрапленники представлены обыкновенной роговой обманкой. Обычно в процессе застывания породы она постепенно переходит в базальтическую и сохраняется лишь в закаленных частях лавовых потоков со стекловатой основной массой. Обнаружена в подошве потока андезито-дацитов в Зангезурском хр. на Малом Кавказе [5], в базальт-андезитах области Эврос в северо-восточной Греции [117], в роговообманковых андезитах Кагава на о-ве Сикоку (Япония) [118], в игнимбритовом гиперстено-роговообманковом даците в Новом Южном Уэльсе (Австралия) [41], в роговообманковых дацитах Каскадных гор, шт. Калифорния (США) [40].

В плагиоклазовых амфиболитах обыкновенная роговая обманка является основным породобразующим минералом. Ассоциируется с плагиоклазом, небольшим количеством кварца, биотита, магнетита, ильменита, титанита и апатита. Плагиоклаз в таких амфиболитах имеет средний, реже основной состав, количественное соотношение этих минералов может быть различным (известны почти мономинеральные амфиболовые породы). При прогрессивном метаморфизме обыкновенная роговая обманка образуется по актинолиту, нередко возникают зональные кристаллы, ядра которых сложены реликтовым актинолитом или актинолитовой роговой обманкой [20, 21, 27, 119—122]. Наиболее широко распространены амфиболиты с чермакитовой обыкновенной роговой обманкой. Они известны на Украинском щите (хим. анализы 17 и 25), [9, 70, 123], в Раховском массиве на Карпатах [124], в районе Оленегорского месторождения на Кольском п-ове [125], в Ильменских горах (хим. анализ 2) [14] и на территории Кочкарского месторождения на Урале [29], на Горном Алтае [46], в Горной Шории (Алтай) [33], в Канской глыбе центральной части Восточного Саяна [126], в Шотландии [127, 128], в шт. Колорадо (хим. анализ 41) [52] и в шт. Южная Дакота (США) [129], в центральной части плато Абукума в Японии [17], в Брокен-Хиле, Новый Южный Уэльс (Австралия) [16].

Магнезиально-железистые обыкновенные роговые обманки с повышенным содержанием щелочных металлов в амфиболитах встречаются реже. Для них характерно сравнительно высокое отношение K/Na и парагенезис с биотитом и кварцем. Возможно, образование в амфиболитах обыкновенной роговой обманки с повышенной щелочностью обусловлено воздействием растворов в связи с гранитизацией. Такие роговые обманки известны на Украине в Побужье (хим. анализ 42) [74], в бассейне р. Рось [130], в Кременчугском железорудном районе [131], в Харбейском антиклинории на Полярном Урале [132], в районе железорудного месторождения Ташелги, Горная Шория [33], в юго-восточной и центральной частях Восточного Саяна [126], в Севилье (Испания) [96], в Лигурии, Италия (хим. анализы 37 и 22) [68], в шт. Вайоминг [133] и в шт. Пенсильвания (США) [91], на о-ве Хоккайдо (Япония) [134], в юго-западной части Австралии [48]. В амфиболитах из районов, в которых проявлены мигматизация или щелочной метасоматоз, наблюдаются обыкновенные роговые обманки с наиболее высоким содержанием щелочей, $(Na + K)_{0,86-1,20}$, эденитовые и переходные к кальциево-натриевым, например, в бассейне р. Чампули на Ал-

данском щите, Якутия (хим. анализ 6) [61], в месторождении Ташелги в Горной Шории (хим. анализ 33) [33], на Урале в Ильменских горах (хим. анализ 29) [14] и в Каслинском районе [135], в Тироле (Австрия) [136].

В метасоматически измененных амфиболитах зон тектонических нарушений установлены обыкновенные роговые обманки с повышенным содержанием воды или фтора. Примеры: на контакте с пегматитами и в зонах расланцевания на медно-никелевом месторождении Восток на Кольском п-ове (хим. анализ 14) [51], в ксенолите амфиболита в гранитах Лихмановской синклинали [57], в окварцованных амфиболитах Чертомлыкского района [99] и альбитизированных амфиболитах Криворожского бассейна в УССР [137], в виде крупнозернистых анхимономинеральных жильных и гнездообразных выделений в Белорусском массиве, БССР [138], в метаамфиболитах Уруштенского комплекса на Кавказе (хим. анализ 4) [11], вблизи месторождения сапфирина в комплексе Ситтампунди в Индии [59], в сланцевом поясе Тампере в Финляндии [139].

В куммингтонитсодержащих амфиболитах, сланцах и железистых кварцитах обыкновенная роговая обманка ассоциируется с гиперстеном, куммингтонитом или грюнеритом, биотитом, плагиоклазом, кварцем, магнетитом, гранатом. Равновесная ассоциация обыкновенной роговой обманки с куммингтонитом, вероятно, возникает в условиях, характерных для переходной зоны от зеленосланцевой к амфиболитовой фации метаморфизма [122]. При низком содержании железа в минералообразующей среде вместо куммингтонита в ассоциации с роговой обманкой кристаллизуется антофиллит, в определенных условиях возможно появление трехамфиболовой ассоциации [140]. Нередки сращения обыкновенной роговой обманки с куммингтонитом, образующиеся путем распада твердого раствора (пятнистые обособления, каемки, пластинки одного минерала в другом и общие зерна с четкими границами между индивидами). В ряде случаев роговая обманка амфиболитов метасоматически замещалась куммингтонитом, реже антофиллитом, плагиоклаз при этом становился более основным или замещался кордиеритом [25, 141]. В обыкновенной роговой обманке ($\text{Са}_{до 1,70}$, $(\text{Na} + \text{K})_{0,90-0,55}$) из ассоциаций с куммингтонитом содержание железа колеблется в значительных пределах (см. железистые обыкновенные роговые обманки). Обыкновенная роговая обманка в куммингтонитсодержащих амфиболитах и сланцах встречается в Павловском массиве в центральной части Украинского щита (хим. анализ 38) [24], в обрамлении Санарского массива на Южном Урале [23], в Вороньих тундрах на Кольском п-ове [142, 143]; в Тидале, Норвегия [144], в Орнавассо, Италия [18], в шт. Айдахо [145] и в шт. Массачусетс [140], США, в горах Китаками [47] и в области Хитаси [146] в Японии, в северо-западном Квинсленде, Австралия (хим. анализ 11) [11], в Новой Зеландии [25]. В породах железорудных формаций роговая обманка в ассоциации с куммингтонитом наблюдается в Криворожском бассейне, УССР (хим. анализы 1 и 39) [73, 141].

Для эпидотовых амфиболитов характерен парагенезис обыкновенной роговой обманки с эпидотом и кислым плагиоклазом; к второстепенным и вторичным минералам относятся кварц, гранат, титанит, биотит, мусковит, апатит, циркон, хлорит, гематит, кальцит. Наиболее характерной особенностью химического состава обыкновенной роговой обманки из эпидотовых амфиболитов является пониженное содержание кальция (замещается натрием и магнием). Количество натрия в позиции А обычно невелико. Отмечались разновидности с повышенным содержанием H_2O^+ [55, 56]. Для роговых обманок эпидотовых амфиболитов характерны голубые тона плеохроизма, нередко они развиваются по бурой или зеленой роговой обманке в процессе диафореза [63, 147]. Установлено замещение сине-зеленой роговой обманки из ассоциации с эпидотом и плагиоклазом № 8—10 бесцветной с более высоким содержанием магния и кремния, которая устойчива в ассоциации с плагиоклазом № 2—8, мусковитом и кварцем [148]. В эпидотовых амфиболитах по метагаббро обыкновенная роговая обманка образует внешние зоны кристаллов, ядра которых сложены актинолитовой роговой обманкой [87, 149]. Роговая обманка в эпидотовых ам

фиболитах известна на Северном Кавказе в бассейнах рек Теберда и Лаба [147, 148], на Алданском щите (хим. анализ 10) [63], в ряде мест Японии — на о-ве Сикоку (хим. анализ 13) [64], в северной части плато Абукума [56], в горах Китаками [150, 151], на о-ве Хоккайдо [87, 149, 152], в тектонической зоне Нагато (хим. анализ 31) [55], в Акаиси [2]. В ассоциации с эпидотом, кварцем и олигоклазом обыкновенная роговая обманка встречается также в некоторых сланцах, например, в бассейне р. Кукулек, Горный Алтай [46], в шт. Калифорния, США (хим. анализ 35) [72], в Шотландии [17], в Сибукава, Центральная Япония (хим. анализ 8) [13, 153].

В гранатовых амфиболитах и гранат-амфиболовых сланцах обыкновенная роговая обманка редка. Обнаружена в биотит-гранатовом амфиболите Уфалейского массива на Урале (хим. анализ 21) [45], в гранатовом амфиболите по гранулит в Татарской АССР [154], в гранатовом амфиболите с кварцем, плагиоклазом (№ 32), куммингтонитом, ильменитом, биотитом и магнетитом в горах Гоут в шт. Айдахо (США) [145]. В сланцах с гранатом, кварцем и хлоритом в Чертомлыкском районе УССР [99], в роговообманковом сланце с гранатом, кварцем, мусковитом, олигоклазом, титанитом и хлоритом в центральной части о-ва Сикоку (Япония) [64].

В амфиболитизированных эклогитовых породах обыкновенная роговая обманка, образованная путем замещения пироксенов и граната, ассоциируется с плагиоклазом, биотитом, кварцем, титанитом (по рутилу). В отличие от буроватого «каринтина», являющегося первичным минералом эклогитов, часто обладает голубовато-зелеными тонами плеохроизма. Известна в бассейне р. Большая Лаба на Кавказе [4], в Уфалейском гнейсово-мигматическом комплексе на Среднем Урале (хим. анализы 12 и 40) [34, 35], в окрестностях деревни Шубино на Южном Урале [155], в Кокчетавском массиве Центрального Казахстана [156], в Инвернесе (Шотландия) [157], в Итальянских Альпах [158], в Штокнубеле, Швейцария (хим. анализ 3) [32, 159], в Бесси на о-ве Сикоку (Япония) [160].

В пироксеновых амфиболитах и других метаморфических породах, для которых предполагается равновесная ассоциация роговой обманки с пироксенами, обыкновенные роговые обманки встречаются реже, чем высокоглиноземистые. Кроме плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксенов в парагенезисе с ними в этих породах встречаются биотит, гранат, магнетит, ильменит, кварц, акцессорные титанит, циркон, апатит. В этих роговых обманках обычно $Fe_{>1,50}$ (см. также железистые обыкновенные роговые обманки), $Ca_{>1,80}$, $(Na + K)_{0,45-0,85}$. Содержание титана в них выше, чем в роговых обманках из беспироксеновых амфиболитов ($Ti_{>0,13}$, до $Ti_{0,35-0,45}$). Отмечается некоторый недостаток воды против теоретического. Характерны буроватые тона окраски. Переходы от зеленой обыкновенной роговой обманки амфиболитов, ассоциирующейся со средним плагиоклазом и титанитом, к бурой, равновесной с основным плагиоклазом, пироксенами и ильменитом, наблюдались в ксенолитах амфиболита в габбро Оденвальда (ФРГ) [50]. Обыкновенная роговая обманка в ассоциации с пироксенами встречена в Среднем Побужье, УССР (хим. анализ 44) [75], на месторождении Ташелги в Горной Шории (хим. анализ 20) [33], в бассейне р. Урик в Восточном Саяне [43], в бассейне ручья Сербиян и Кутаас на Анабарском щите (хим. анализ 16) [45, 65], в породах с рудами Pb и Zn в районе Ямчина на Юго-Западном Памире [161], в Клифдене, Ирландия [162]; в Лизарде, Корнуэлл, Англия [49], в Иодзиката, преф. Ибараки (Япония) [163], в Западной Бенгалии (Индия) [164], в Брокен-Хиле [16] и в Стренгуэй [165] в Австралии, а также на крайнем юго-западе этого континента [48].

В биотит-роговообманковых гнейсах, сланцах и мигматизированных породах обыкновенная роговая обманка находится в парагенезисе с плагиоклазом, биотитом и кварцем, иногда с небольшим количеством калиевого полевого шпата, реликтового пироксена, также магнетита и ильменита. Обыкновенная роговая обманка в этих породах образовалась при мигматизации и гранитизации различных пород преимущественно основного состава. Обычно $Fe_{>1,70}$.

$(\text{Na} + \text{K})_{0,35-0,70}$ (доля К составляет 25—45% от суммы Na и К). Существует зависимость цвета обыкновенной роговой обманки мигматизированных пород от состава исходных пород: по гиперстен-плаггиоклазовым сланцам образуется бурая роговая обманка в ассоциации с ильменитом, по диопсид-плаггиоклазовым — зеленая в ассоциации с магнетитом [166]. Обыкновенная роговая обманка в гнейсах найдена в пределах Украинского щита: в бассейне р. Рось (хим. анализы 43 и 45) [24, 75], в Приазовье [166, 167], в Северо-Криворожском бассейне (хим. анализ 19) [67]; в районе Айварского месторождения на Колыском п-ове [125]; в междуречье Большой Куонамки и Монхоола на Анабарском щите [45]; в юго-западной Австралии [48]; в области Фридериксхэб в юго-западной Гренландии [168]. В субстрате мигматитов обыкновенная роговая обманка обнаружена в бассейне реки Сугам на Алданском щите [169]. В Удинско-Хилокском междуречье в Западном Забайкалье обыкновенная роговая обманка встречена в сиенит-мигматите в парагенезисе с плаггиоклазом (№ 22), микроклин-пертитом и биотитом [170]. В мигматитах Криворожского бассейна обыкновенная роговая обманка содержится в станциях железистых кварцитов с гранатом, магнетитом и куммингтонитом [73].

В метасоматитах обыкновенная роговая обманка средней железистости отмечается сравнительно редко. В околорудных метасоматитах Хабалыкского железорудного месторождения она образовалась по минералам пироксен-гранатовых скарнов и диоритов, ассоциируется со скаполитом, апатитом, титанитом и цирконом [171]; в рудах Тарбатского месторождения (Восточный Саян) местами отлагалась в пострудный этап [53]. В виде гнезд, полос и тонких прожилков образовалась в начальную стадию формирования гидротермального уранового рудопроявления [172]. Входит в состав метасоматитов Борзовского месторождения на Урале (хим. анализ 5) [58].

Изм. В ходе ретроградного метаморфизма и при гидротермальных изменениях пород обыкновенные роговые обманки замещаются актинолитом [9, 99, 107, 137]. Известно замещение роговой обманки куммингтонитом и антофиллитом [9, 99, 141], реже холмквиститом [9, 12] и глаукофаном [155]. Также подвергается замещению биотитом, флогопитом, хлоритом [9, 19, 102, 124, 137], эпидотом [24, 99]. В апатитовых рудопроявлениях Северного Кавказа корродируется апатитом, карбонатом и альбитом [4]. В искусственных гидротермальных условиях превращается в агрегат серпентина, гидроандрадита, вермикулита, флогопита [173]; отмечено замещение серпентиновидным минералом в природных условиях [24].

Межплоскостные расстояния обыкновенной роговой обманки из амфиболита юго-западной части гор Китаками (Япония) [151]

$\text{CuK}\alpha$ -излучение

hkl	I	$d(\text{Å})$	hkl	I	d	$\bar{h}\bar{k}\bar{l}$	I	d
110	100	8,41	061	5	2,59	191	5	1,868
130	4	5,10	20 $\bar{2}$	5	2,54	530	6	1,815
111	2	4,87	350	9	2,38	461	8	1,651
200	4	4,75	351	10	2,342	480	3	1,640
040	8	4,51	421	3	2,329	1.11.0	3	1,619
220	10	4,11	17 $\bar{1}$	2	2,301	600	6	1,588
041; 131	10	3,38	31 $\bar{2}$	2	2,289	60 $\bar{2}$	2	1,536
240	35	3,29	261	5	2,164	482	3	1,506
310	100	3,12	202	4	2,044	3.11.0	2	1,461
15 $\bar{1}$; 221	8	2,93	351	8	2,018	66 $\bar{1}$	10	1,441
330	40	2,80	370	4	2,000	512	9	1,366
331	8	2,73	510	5	1,894	710	3	1,358
151	16	2,71						

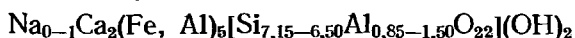
Л и т е р а т у р а

1. Плошко В. В., Сидоренко Г. А., Рудницкая Е. С., Клитина В. И. В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенеза. М.: Наука, 1970, 80.
2. Ohno M., Kawahara A., Kusachi I. Mem. Geol. Soc. Japan, 1974, N 11, 107.
3. Dodge F. C. W., Parike J. J., Mays R. E. J. Petrology, 1968, 9, N 3, 378.
4. Афанасьев Г. Д., Плошко В. В., Неговелов Ф. С., Грицкевич В. П., Григоренко В. В., Шпорт Н. П. Апатитовые проявления Северного Кавказа М.: Наука, 1976, 117.
5. Центер И. Я., Соколова Е. П., Хотина М. И. ДАН СССР, 1971, 199, № 5, 1154.
6. Ниливкина Э. Б. Офиолитовые ассоциации раннего докембрия. М.: Недра, 1977, 121.
7. Литвин А. Л. Кристаллохимия и структурный типоморфизм амфиболов. Киев: Наукова думка, 1977, 73.
8. Батиевский Б. А., Ивањицкий В. П., Литвин А. Л., Матяш И. В., Польшин Э. В. Геол. журн. АН УССР, 1975, 35, вып. 6, 54.
9. Байраков В. В. ДАН УССР, Сер. Б, 1967, № 6, 510; Мин. сб., Львов, 1974, 28, вып. 2, 77.
10. Rooney T. P., Riecker R. E. Am. Min., 1970, 55, N 1-2, 310.
11. Vernon R. H. Am. Min., 1962, 47, N 3-4, 360.
12. Wilkins R. W. T., Davidson L. R., Ross J. R. Contrib. min., petrol., 1970, 28, 280.
13. Leake B. E. Japanese J. geol., geograph., 1962, 33, N 1, 1.
14. Левин В. Я. Щелочная провинция Ильменских-Вишневых гор. М.: Наука, 1974, 127.
15. Larsen E. S., Draisin W. M. Intern. Geol. Congress Report 18-th sess., pt 2, Proc. sect. A, problems of Geochemistry. London, 1950, 66.
16. Binns R. A. Min. Mag., 1965, 34, (Tilley vol.), 52.
17. Shido F., Miyashiro A. J. Fac. sci., Univ. Tokyo, sec. 2, 1959, 12, pt 1, 85.
18. Boriani A. Rend. Soc. min. Ital., 1965, 21, 25.
19. Ikeda Y. J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sect. 2, 1976, 19, N 3, 205.
20. Brady J. B. Am. Min., 1974, 59, N 5-6, 529.
21. Seitsaari J. Bull. Comm. géol. Finl., 1956, N 172, 41.
22. Meriläinen K. Bull. Comm. géol. Finl., 1961, N 195, 41.
23. Болтыров В. Б., Пыстин А. М., Огородников В. Н. Тр. Свердловск. горн. ин-та, 1973, вып. 91 (2), 53.
24. Щербак И. Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1975, 1.
25. Watters W. A. New Zealand J. geol., geophys., 1959, 2, N 1, 248.
26. Ross M., Parike J. J., Shaw K. W. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, 2, 275.
27. Choudhuri A. Contrib. min., petrol., 1974, 44, N 1, 45.
28. Tomita K., Yamaguchi Y., Takita R. Mem. Geol. Soc. Japan, 1974, N 11, 95.
29. Грабеев А. И. Тр. ин-та геол. и геохим. Уральск. научн. центра АН СССР; 1974, вып. 1108, 3.
30. Kanisawa S. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1972, 67, N 10, 332.
31. Рубова М. Krystalinikum, 1971, 7, 119.
32. Bearth P. Beitr. Geol. Karte der Schweiz, NF, 1967, Ztg. 132; см. Wetzel R. Schweiz. min., petr. Mitt., 1974, 54, H. 1, 151.
33. Летушицкий А. И. Тр. Томск. ун-та. Сер. геол., 1972, 232, 158.
34. Белковский А. И., Локтина И. Н. ДАН СССР, 1975, 225, № 4, 920.
35. Белковский А. И. Тр. Ин-та геол. и геохимии УФАН, 1976, вып. 130, 95.
36. Индукаев Ю. В. Тр. Томск. ун-та. Сер. геол., 1963, 164, 28.
37. Недосекин Ю. Д. В кн.: Вулканические и интрузивные формации Прихотья. Новосибирск: Наука, 1976, 14.
38. Masaga B. J. 5-th General meeting Intern. Min. Assoc. Pap. a. proc., London, 1968, 189.
39. Вржосек А. А. В кн.: Базиты и гипербазиты Дальнего Востока. Владивосток, 1976, 68.
40. Wise W. S. Bull. Geol. Soc. Am., 1969, 80, N 6, 969.
41. Wilkinson J. F. G. J. Petrology, 1971, 12, N 3, 587.
42. Nockolds S. R. Geol. Mag., 1935, 72, N 853, 309.
43. Никитина Л. П. Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1964, вып. 18, 236.
44. Грозданов Л. Геохимия, минералогия и петрография. Болгарск. АН, 1977, 7, 22.
45. Лутц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1974, 128.
46. Лепезин Г. Г. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1972, вып. 121, 31.
47. Kanisawa S. Sci. Rep. Tohoku Univ., ser. 3, 1964, 9, N 1, 155.
48. Stephenson N. C. N. Lithos, 1977, 10, N 1, 9.
49. Green G. H. J. Geology, Chicago, 1964, 72, N 5, 543.
50. Matthes S., Schubert W. Contrib. min. petrol., 1971, 33, N 1, 62.
51. Яковлев Ю. Н., Яковлева А. К. Минералогия и геохимия метаморфизованных медно-никелевых руд (на примере Аллареченского района). Л.: Наука, 1974, 299.
52. Gable D. J., Smith V. C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1975, N 1392, 13.
53. Князев Г. Б. Тр. Томск. ун-та, 1974, 221, 59.
54. Стрижкова А. А. В кн.: Микроэлементы в минералах. Владивосток, 1976, 41.
55. Murakami N. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1975, 70, N 8, 251.
56. Tagiri M., Onuki H. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1976, 71, N 8, 229.

57. Сиротин Р. И., Полово Н. И. Геол. журн. АН УССР, 1959, 19, вып. 4, '47.
58. Колесник Ю. Н. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1976, вып. 261, 170.
59. Leake V. E., Japarhanan A. S., Ketr A. Min. Mag., 1976, 40, N 313, 525.
60. Горошников Б. И., Юрье Л. Д. ДАН СССР, 1965, 163, № 3, 720.
61. Кицул В. И. В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, 183.
62. Leake V. E. Geol. Soc. Am., Spec. pap., 1968, N 98, 79.
63. Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967, 65.
64. Vanno S. J. Fac. sci., Univ. Tokyo, sect. 2, 1964, 15, pt 3, 229.
65. Лутц Б. Г. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 3, 331.
66. Колчева Кр. Годичник Софийск. ун-та. Геол.-географ. фак., 1973—1974, 66, № 1, 187.
67. Вербицкий В. Н., Вербицкая Э. И. ДАН УССР. Сер. Б, 1971, № 4, 293.
68. Cimmino F., Cortesogno L., Lucchetti G. Rend. Soc. Ital. Min. Petr., 1976, 32, Fasc. 2, 591.
69. Гнатус Г. М. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1959, № 13, 316.
70. Усенко И. С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. Изд-во АН УССР, Киев, 1960, 103.
71. Коржинский А. Ф. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР. Сер. геол., 1961, вып. 16, 245.
72. Holdaway M. J. Am. Min., 1965, 50, N 7-8, 953.
73. Мельник Ю. П., Стрыгин А. И. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1963, № 17, 193.
74. Литвин А. Л., Орса В. И. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1970, вып. 4, 9.
75. Литвин А. Л., Егорова Л. Н., Остапенко С. С., Тепикин В. Е. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1972, вып. 6, 3.
76. Kôzu S., Yoshiki B., Kani K. Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 3, 1927, 3, N 2, 143.
77. Иваницкий В. П., Калиниченко А. М., Матяш И. В., Банзаракитиев Н. Ю., Спивак С. Д. Геохимия, 1977, № 7, 1073.
78. Barnes V. E. Am. Min., 1930, 15, N 9, 393.
79. Котловская Ф. И. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1975, вып. 9, 135.
80. Vejnár Z. Lithos, 1975, 8, N 1, 59.
81. Smulikowski W. Min. Mag., 1974, 39, N 308, 857.
82. Ulrich J. Stud. CSAV, 1975, N 12, 85.
83. Каменов Б. К. Годичник Софийск. ун-та. Геол.-геогр. фак., 1973, (1974), 66, № 1, 199.
84. Best M. G., Mercy E. L. P. Am. Min., 1967, 52, N 3-4, 436.
85. Onuki H. Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 3, 1963, 8, N 2, 272.
86. Onuki H., Tiba T. Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 3, 1964, 9, 137.
87. Grapes R. H., Hashimoto S., Miyashita S. J. Petrology, 1977, 18, N 2, 285.
88. Малахов И. А., Малахова Л. В. Тр. Ин-та геол. и геохим., Свердловск, 1970, вып. 83, 96.
89. Гинзбург И. В., Некрасова В. М. Тр. Мин. музея АН СССР, 1962, вып. 13, 161.
90. Nockolds S. R. Quart. J. Geol. Soc. London, 1941, 96, N 384, 490.
91. Rosenzweig A., Watson E. H. Am. Min., 1954, 39, N 7-8, 581.
92. Vande Putte B. Bull. Mus. royal d'Hist. nat. Belgique, 1939, 15, N 31, 1.
93. Rodgers K. A., Bevan J. C. Min. Mag., 1974, 39, N 308, 890.
94. Dollinger G., Blacic J. D. Earth Planet. Sci. Lett., 1975, 26, N 3, 409.
95. Hasler P. Schweiz. min., petr. Mitt., 1949, 29, N 1, 5.
96. Fabriés G. 5-th General meeting Intern. Min. Assoc., Pap. a. proc., Mineral. Soc. London, 1968, 204.
97. Усенко И. С., Кравченко Г. Л., Хмарук Т. Г. Геол. журн. АН УССР, 1970, 30, вып. 3, 35.
98. Vejnár Z. Věstník Ústředn. úst. geol., 1972, 47, N 4, 219.
99. Бойко В. Л., Литвин А. Л. Мин. сб., Львов, 1966, № 20, вып. 2, 247.
100. Compton R. R. Am. Min., 1958, 43, N 9-10, 890.
101. Layton W. J. Geol. Soc. Australia, 1963, 10, pt 2, 261.
102. Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л. Петрология и геохимия интрузивных комплексов некоторых рудных районов Армянской ССР. Изд-во АН АрмССР, 1976, 49.
103. Snelling N. J. Quart. J. Geol. Soc. London, 1960, 116, pt 2, N 462, 187.
104. Nicholls G. D. Quart. J. Geol. Soc. London, 1951, 106, pt 3, N 423, 309.
105. Малахова Л. В. Тр. геол. и геохимии, Свердловск, 1975, вып. 122, 83.
106. Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975, 46, 75 и 145.
107. Poubová M., Jurek K. Věstník Ústředn. úst. geol., 1976, 51, N 6, 321.
108. Deer W. A. Min. Mag., 1938, 25, N 161, 58.
109. Nockolds S. R., Mitchell R. L. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1947, 61, 560.
110. Muir I. D. Geol. Mag., 1953, 90, N 6, 409.
111. Dodge F. C. W., Ross D. C. J. Geology, Chicago, 1971, 79, N 2, 158.
112. Hietanen A. Contrib. min. petrol., 1971, 30, N 2, 161.
113. Larsen E. S., Schmidt R. G. U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, N 1070—A, 22.
114. Kato Y., Tanaka H. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1973, 68, N 12, 395.
115. Kato Y. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1974, 69, N 12, 417.
116. Kato Y., Onuki H., Tanaka H. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1977, 72, N 6, 252.
117. Profi S., Sideris C., Filippakis S. E. N. Jb. Min., Monatsh., 1974, H. 2, 68.

118. *Ujike O., Onuki H. J.* Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1976, 71, N 12, 389.
119. *Cooper A. F. J.* *Petrology*, 1972, 13, N 3, 457.
120. *Cooper A. F., Lovering J. F.* *Contrib. min., petrol.*, 1970, 27, N 1, 11.
121. *Graham C. M.* *Contrib. min., petrol.*, 1974, 47, N 3, 165.
122. *Sampson G. A., Fawcett J. J.* *Canad. Min.*, 1977, 15, pt 3, 283.
123. *Макухина Г. О.* Тр. ИГН АН УССР. Сер. петр., мин., геохим., 1960, вып. 6, 128.
124. *Ткачук Л. Г., Данилович Ю. Р.* Мин. сб., Львов, 1965, № 19, вып. 1, 42.
125. *Барabanов А. В., Зорина М. Л., Соболев В. К.* В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1973, вып. 10, 165.
126. *Хильтова В. Я.* Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1964, вып. 18, 90.
127. *Lambert R. St. J.* *The British Caledonides*. Edinburgh—London, 1963, 181.
128. *Dearnley R. Quart. J. Geol. Soc. London*, 1963, 119, pt 3, N 475, 243.
129. *Raychaudhuri B.* *Am. Min.*, 1964, 49, N 1-2, 198.
130. *Сироштан Р. И., Орса В. И., Щербак Н. П.* Геол. журн. АН УССР, 1965, 25, вып. 3, 3.
131. *Доброхотов М. Н.* Геология и железсрудные месторождения Кременчугского района. М.: Недра, 1964, 16.
132. *Бутин В. В.* Тр. Свердловск. горн. ин-та, 1974, вып. 108, 47.
133. *Levenson D. J.* *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1963, 74, N 8, 1026.
134. *Watanabe J. J.* *Geol. Soc. Japan*, 1965, 71, N 834, 129.
135. *Маркс В. А.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 2, 230.
136. *Hezner L.* *Tscherm. min. petr. Mitt.*, 1903, 22, H. 6, 562.
137. *Лазаренко Е. К.* и др. Минералогия Криворожского бассейна. Киев: Наукова думка, 1977, 278.
138. *Островский В. Е.* ДАН БССР, 1976, 20, № 8, 737.
139. *Seitsaari J.* *Bull. Comm. Géol. Finl.*, 1953, 26, N 159, 83.
140. *Robinson P., Jaffe H. W., Klein C., Ross M.* *Contrib. min. petrol.*, 1969, 22, N 3, 248.
141. *Горошников Б. И., Юрьев Л. Д., Сизова Р. Г.* Мин. сб., Львов, 1968, № 22, вып. 2, 156.
142. *Глаголев А. А., Боронихин В. А.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 3, 25.
143. *Андронов В. В.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1978, № 26, 183.
144. *Kisch H. J., Warnars F. W.* *Contrib. min. petrol.*, 1969, 24, N 3, 245.
145. *Nietanen A.* *Lithos*, 1976, 6, 261.
146. *Onuki H., Tagiri M. J.* Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1972, 67, N 9, 311.
147. *Шенгелиа Д. М.* В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Л.: Наука, 1975, 72.
148. *Шенгелиа Д. М.* ДАН СССР, 1973, 210, № 1, 195.
149. *Grapes R. H.* *Contrib. min., petrol.*, 1975, 49, N 2, 125.
150. *Onuki H., Kanisawa S., Tagiri M., Yoshida T. J.* Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1977, 72, N 7, 288.
151. *Shimazu M. J.* Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1963, 50, N 3, 110.
152. *Nagamura H. J.* *Geol. Soc. Japan*, 1963, 69, 207.
153. *Seki Y., Aiba M., Kato C.* *Japanese J. geol., geograph.*, 1959, 30, 233.
154. *Яковлев Б. Г.* ДАН СССР, 1966, 171, № 5, 1171.
155. *Архипенкова А. Я.* Мин. сырье, 1966, вып. 12, 126.
156. *Трусова И. Ф.* Сов. геология. 1956, сб. 51, 45.
157. *O'Hara M. J.* *Geol. Mag.*, 1960, 97, 147.
158. *Mottana A., Edgar A. D.* *Lithos*, 1970, 3, N 1, 37.
159. *Wetzel R.* *Schweiz. min. petr. Mitt.*, 1974, 54, H. 1, 151.
160. *Shido F. J.* *Geol. Soc. Japan.*, 1959, 65, N 770, 701.
161. *Другова Г. М., Московченко Н. И., Никитина Л. П.* В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Л.: Наука, 1975, 64.
162. *Leake B. E.* *Geol. J., Spec. Issue*, 1965, N 1, 229.
163. *Shido F. J.* *Fac. Sci. Univ. Tokyo, sect. 2*, 1958, 11, 174.
164. *Leake B. E.* *Min. Mag.*, 1971, 38, N 296, 389.
165. *Woodford P. J., Wilson A. F.* *N. Jb. Min. Abhandl.*, 1976, 128, H. 1, 1.
166. *Настенко Н. Н.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1972, 101, вып. 6, 389.
167. *Есипчук К. Е., Кравченко Г. А.* ДАН УССР. Сер. Б., 1971, 10, 882.
168. *Rivalenti G., Rossi A.* *Tscherm. min., petr. Mitt.*, 1973, 20, N 1, 13.
169. *Шкодзинский В. С.* Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. Новосибирск: Наука, 1976, 49.
170. *Белевцев Р. Я.* Геол. журн. АН УССР, 1966, 26, вып. 2, 43.
171. *Дымкин А. М., Мазуров М. П., Федосеева М. М.* Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1977, вып. 364, 100.
172. *Соловьева Ф. И.* В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1967, вып. 2, 155.
173. *Tateyama H., Shimoda S., Sudo T. J.* Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1972, 67, N 2, 35.

Железистые обыкновенные роговые обманки Common ferro-hornblendes



Железистые обыкновенные роговые обманки включают все роговые обманки с $\text{Al}_{0,85-1,50}^{\text{IV}}$ и $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})_{2,5-5,0}$. Представлены членами изоморфного ряда, в котором $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}}$ изменяется от 0 до максимально возможного, равного 1. При низких содержаниях $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}}$ в их составе преобладает чермакитовый тип гетеровалентных замещений (феррочермакитовые обыкновенные роговые обманки — ferro-tschermakitic common hornblendes), при высоких содержаниях $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}}$ — эденитовый (ферроэденитовые обыкновенные роговые обманки — ferro-edenitic common hornblendes). Теоретический конечный член ряда $\text{NaCa}_2\text{Fe}_5[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$ — ферроэденит — ferro-edenite в природных условиях не встречен.

Названы по составу (Вернер, 1789).

Синон. Баркевикит — barkevikite (Брёггер, 1890 — частично).

Характ. выдел. Зернистые, лучистые, параллельно-шестоватые агрегаты; кристаллы, войлокообразные, каемки вокруг зерен пироксенов.

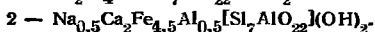
Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$. $a_0 = 9,84-9,94$, $b_0 = 18,00-18,26$, $c_0 = 5,29-5,34$ Å; $\beta = 104^\circ 31' - 105^\circ 31'$; у искусственного $\text{NaCa}_2\text{Fe}_5\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$: $a_0 = 9,999$, $b_0 = 18,217$, $c_0 = 5,314$ Å; $\beta = 105^\circ 30'$ [1]. $Z = 2$. Изоструктурны с тремолитом и другими кальциевыми амфиболами. Межатомные расстояния не уточнялись. Кристаллы призматические до игольчатых, иногда таблитчатые.

Физ. св. Сп. по (110) совершенная. Хрупкие. Тв. 5—6. Уд. в. 3,22—3,41. Цв. темно-зеленый до черного, в порошке часто синевато-зеленый.

Микр. В шлифах в прох. свете часто окрашены в сине-зеленые тона. Плеохроизм: по Ng — сине-зеленый, темно-зеленый, иногда коричневый или коричнево-зеленый; по Nm — зеленый, коричнево-зеленый, темно-коричневый, зеленовато-желтый, иногда сине-зеленый; по Np — желтый, зеленый, коричневый; $Ng \geq Nm > Np$, иногда $Nm > Ng > Np$. Двуосные (—). Пл. опт. осей (010), $Nm = b$, $cNg = 10-24^\circ$. Удлинение (+). $n_g = 1,680-1,725$, $n_m = 1,670-1,715$, $n_p = 1,660-1,705$, $n_g - n_p = 0,018-0,026$, у некоторых до 0,028—0,032. $2V = 27-80^\circ$. Иногда слабая дисперсия, $r < v$ [2, 3] и $r > v$ [4]. Отмечались псевдоодноосные кристаллы [4]. Под микроскопом обнаружены структуры распада твердого раствора с куммингтонитом [5—8], ориентированные сростки при образовании по пироксенам (оси c совпадают), включения апатита [4, 9], титанита [10], ильменита, плагиоклаза, кварца [11, 12].

Хим. Теор. составы:

	Na_2O	CaO	FeO	Al_2O_3	SiO_2	H_2O
1	—	11,93	30,57	10,84	44,74	1,92
2	1,60	11,61	33,47	7,91	43,54	1,87
3	3,12	11,31	36,21	5,14	42,40	1,82



Состав железистых обыкновенных роговых обманок с учетом изоморфных замещений выражается формулой $(\text{Na}, \text{K})_{0-1}[(\text{Ca}, \text{Mn})_{2-1,34}\text{Na}_{0-0,66}][(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Al}, \text{Ti})_{2,5-3}(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_{2,5-5}][\text{Si}_{7,15-6,50}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_{0,85-1,50}(\text{O}, \text{OH})_{22}](\text{OH}, \text{F}, \text{Cl}, \text{O})_2$.

Содержание CaO — 9—12%, иногда до 7,3% [10]. Замещение Ca катионами группы Y не превышает 0,25, Na — 0,40 на формульную единицу. MgO в пределах 1—10%, FeO — 15—27%, Fe_2O_3 — 15—9%, условно $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})_{2,5-5,0}$, MnO от 0,05 до 1%, редко до 1,7% (хим. анализ 6) [4]. В железистой роговой обманке из батолита Голден-Хорн, шт. Вашингтон (США) обнаружено 0,31% ZnO ($\text{Zn}_{0,04}$) [13]. Na_2O — 0,8—3,2%, K_2O — 0,15—1,7%; относительно низкое

содержание $(Na + K)_{0,40-0,70}$ характерно для железистых роговых обманок из метаморфических пород, более высокое $(Na + K)_{0,65-0,90}$ — из гранитов. Очень высокое содержание щелочных металлов $(Na + K)_{1,30}$ установлено в ферроэденитовой роговой обманке из щелочных пород [14]. Al_2O_3 — 5,5—12%, количество Al^{VI} обычно невелико, иногда он отсутствует, реже $Al^{VI}_{до 0,90}$. TiO_2 от 0,35 до 2,25% ($Ti_{до 0,25}$). SiO_2 — 40—46%, в разностях, переходных к ферроактинолитовой роговой обманке, до 48%. F обычно не выше 0,2%, в некоторых роговых обманках из гранитов и сиенитов до 0,5—1% [10, 15, 16] и даже до 1,7% [17]. Cl обнаружен только в железистых обыкновенных роговых обманках из метасоматитов (0,2—0,4%) [9, 18]. Содержание H_2O^+ в анализах часто ниже теоретического вследствие замещения OH на O. Высокое содержание H_2O^+ (2,97%) установлено в роговой обманке из метасоматических сиенитов о-ва Содо, Япония [10].

Анализы (в порядке увеличения содержания $Fe^{2+} + Fe^{3+}$):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	1,14	1,20	1,24	1,20	1,74	1,43	1,74	1,73	2,26
K_2O	0,81	0,70	0,59	1,26	1,58	1,61	1,51	1,42	1,00
MgO	7,78	6,30	7,20	7,64	5,46	5,21	4,59	2,91	3,18
CaO	11,85	11,34	11,17	11,03	10,61	10,83	10,44	10,55	9,31
MnO	0,34	0,31	0,46	0,28	0,75	1,71	0,22	0,68	0,67
FeO	15,56	17,36	19,67	17,82	20,15	17,30	23,91	23,60	26,97
Al_2O_3	11,03	11,52	11,43	9,18	9,33	9,65	8,96	9,21	6,64
Fe_2O_3	5,37	4,68	1,74	5,07	5,36	9,00	4,10	5,30	4,01
SiO_2	42,99	43,51	42,97	44,54	41,97	41,02	41,38	41,34	42,11
TiO_2	0,85	0,54	1,70	1,00	1,56	0,59	1,94	1,55	1,57
H_2O^+	1,87	2,45	1,74	1,35	1,50	0,88	1,02	0,68	1,68
H_2O^-	0,01	0,11	0,02	He обн.	—	0,14	0,02	0,10	0,29
F	0,08	0,04	—	—	—	сл.	0,61	1,00	—
Сумма	99,84 *	100,06	99,93	100,37	100,01	99,83 **	100,44	100,07	99,87 ***
—O=F ₂	0,03	0,02	—	—	—	—	0,26	0,42	—
	99,81	100,04	—	—	—	—	100,18	99,65	—
Уд. в.	3,29	3,223	3,304	—	—	—	—	—	—
n_g	1,687	1,688	1,687	1,699	1,709	1,700	1,712	1,720	—
n_m	1,679	—	1,675	1,691	1,702	—	1,702	—	—
n_p	1,668	1,670	1,661	—	1,683	1,692	1,683	—	—
(—)2V	58—79°	75°	78°	—	52°	0°	60°	—	30°
cNg	15—16°	14°	14°	—	16°	15—25°	18°	—	16°
$a_0(\text{Å})$	9,874	9,867	9,845	—	9,883	9,90	9,929	—	—
b_0	18,075	18,112	18,081	—	18,10	18,00	18,214	—	—
c_0	5,292	5,314	5,312	—	5,29	5,31	5,321	—	—
β	104°31'	104°56'	104°51'	—	104°36'	105°31'	104°57'	—	—
$Fe^{2+} + Fe^{3+}$	2,58	2,71	2,71	2,86	3,26	3,38	3,66	3,81	4,12
$(Al + Fe^{3+})^{VI}$	1,09	1,11	0,80	1,04	0,91	1,42	0,72	1,01	0,52
$(Al + Fe^{3+})^{IV}$	1,49	1,46	1,45	1,20	1,44	1,47	1,44	1,37	1,23

* В том числе Cl — 0,01; P_2O_5 — 0,15. ** В том числе P_2O_5 — 0,46.

*** В том числе Li_2O — 0,01; ZnO — 0,17.

1 — из амфиболита гнейсовой толщи, Фронт-Рейндж, шт. Колорадо (США), анал. Ридл, спектрально определены Ba, Co, Cr, Cu, Ga, Mo, Ni, Sc, Sr, V, Y, Yb, Zr [19]; 2 — из массивного амфиболита, с. Рахмановка, р. Ингулец (УССР), анал. Лопата [11]; 3 — из амфиболита, с гранатом и основным плагиоклазом, Брокен-Хил, Новый Южный Уэльс (Австралия), анал. не указан [2]; 4 — из метадолерита, Скури, Сатерленд (Шотландия), анал. О'Хара [20]; 5 — из чарнокитов Северной Карелии, анал. не указан, в оригинале названа гастингситом [21]; 6 — из гнейсов вблизи контакта с щелочными гранитами, Кальм-озеро (Кольский п-ов), анал. Острогорская, в оригинале названа гастингситом [4]; 7 — из чарнокитов массива Виборг (Финляндия), анал. Ояипере, в оригинале названа феррогастингситом [15]; 8 — из метасоматически измененного сиенита, с. Серединовка, Приазовье (УССР), анал. Швакова [16]; 9 — из биотитового гранита, батолит Голден-Хори, шт. Вашингтон (США), анал. Аоки, в оригинале названа гастингситом [13].

Наход. Железистые обыкновенные роговые обманки встречаются значительно реже, чем магнезиально-железистые. Уступают они по распространенности также феррогастингситам и феррочермакитам, от которых отличаются более высоким содержанием кремнезема. Из магматических пород железистую роговую обманку содержат только некоторые граниты и кварцевые сиениты. Изредка как продукт постмагматических процессов они встречаются в габбро, долеритах, диоритах. Установлены в некоторых амфиболитах, гнейсах и метасоматитах.

В основных изверженных породах развиваются по пироксену, если он содержит повышенное количество железа, иногда сопровождаются небольшим количеством калиевого полевого шпата и кварца. Примеры — дайка долерита среди пироксеновых гнейсов Скури, Шотландия (хим. анализ 4) [20], габбро в Шибугамо, пров. Квебек (Канада) [22], габбро в комплексе Гуадалупе, шт. Калифорния (США) [23]. В диоритах и гранодиоритах — в Риоке (Япония) [24]. В кварцевых диоритах плутонического комплекса Нумабукуро (Япония) голубая железистая роговая обманка образует внешние зоны кристаллов коричневато-зеленой магнезиально-железистой роговой обманки, ассоциируется с куммингтонитом [6]. В гранитах и кварцевых сиенитах железистые обыкновенные роговые обманки встречаются значительно реже, чем феррогастингсит. Их появление, вероятно, в большинстве случаев связано с метасоматическими процессами. Нередко они характеризуются повышенным содержанием фтора [17, 25] и щелочных металлов, $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})_{>3}$, по составу приближаются к феррогастингситам, отличаясь несколько более высоким содержанием кремнезема. Ассоциируются с кварцем, альбитом, калиевым полевым шпатом, биотитом. На некоторых выделениях железистой роговой обманки отмечаются кемки арфведсонита [13], известны сростки с эгирин-авгитом [4]. В метасоматических сиенитах по биотитовым гранитам образуются за счет биотита [10]. Примеры: граниты Борыхольма (Дания) [26], граниты рапакиви массива Виборг в Финляндии (хим. анализ 7) [15], чарнокиты Северной Карелии (хим. анализ 5) [21], граниты комплекса Панкшип в Нигерии [25], биотитовые бесплагноклазовые граниты батолита Голден-Хорн, шт. Вашингтон, США (хим. анализ 9) [13], кварцевые сиениты комплекса Мэрэнгудзи (Зимбабве) [17], сиениты близ с. Серединовка в Приазовье, УССР, (хим. анализ 8) [16], метасоматические сиениты по граниту в Кагава и Ямагути (Япония) [10, 27], щелочные породы Ставарна в Норвегии («баркевикит») [14].

В мономинеральных и плагноклазовых амфиболитах железистая обыкновенная роговая обманка встречена в железисто-кремнистой формации Украинского щита (хим. анализ 2) [11, 12], в Дзирульском массиве на Кавказе [28], на Приполярном Урале [29], в Кусинском массиве на Южном Урале [30], в Сатерленде (Шотландия) [31], в Фронт-Рейндже, шт. Колорадо, США (хим. анализ 1) [19], в Брокен-Хиле, Новый Южный Уэльс (Австралия) [2]. В ассоциации с куммингтонитом — в железистых кварцитах Чаро-Токкинского района (Алданский щит) [32], в куммингтонитовом амфиболите в шт. Массачусетс [33] и в Бедфорде, шт. Виргиния, (США) [34].

В гранатосодержащих метаморфических и метасоматических породах — в метасоматите гранулит-чарнокитового комплекса центральной части Кольского п-ова [35], во включениях гранатового амфиболита в кимберлите трубки Дружба (Якутия) [36], в гранатовом амфиболите Брокен-Хила, Австралия (хим. анализ 3) [2], в гранат-биотит-эпидот-альбитовом амфиболите в Ачахоиш (Шотландия) [37], с гранатом и эпидотом в глаукофаните на о-ве Груа (Франция) [38]. С пироксенами и гранатом в гранулитах Колтона, шт. Нью-Йорк (США) [39] и в Брокен-Хиле (Австралия) [2]. В гранатовых зонах метаморфических комплексов развивается по актинолиту, например, в сланцах Южных Альп и Новой Зеландии [40], в метабазитах Дальрадиана (Шотландия) [41]. Гнейсы с железистыми обыкновенными роговыми обманками находятся в ореолах гранитных интрузий: в районе Западных Кейв на Кольском п-ове (хим. анализ 6) [4], в Темпере (Финляндия) [42], в Фронт-Рейндже, шт. Колорадо (США) [19], на юго-западе Австралии [43].

В метасоматитах известны в жилах с кварцем или микроклином и маложе-
лезистым эпидотом в Тарбатском железорудном месторождении, Восточный
Саян [9]; с альбитом и сульфидами по феррогастингситу — в магнетитовых
скарнах на о-ве Эльба (Италия) [44], в скарновой зоне с геденбергитом и анд-
радитом в руднике Кинбу, преф. Нагато и в руднике Мойи, преф. Фукуока
(Япония) [18, 45]; в кварц-аксинит-амфиболовых породах, образовавшихся по
туфо-конгломерату, в ореоле гранодиоритовой интрузии близ железорудного
месторождения Хакусан в Исиносеки, преф. Ивате (Япония) [46]; в термально-
измененном туфе у контакта с гранодиоритами в виде жилков и скоплений с
кварцем, плагиоклазом, эпидотом, ортитом, лейкокосеном, турмалином, пирро-
тином, пиритом и кальцитом в области Акаган, горы Китаками (Япония) [6].

Искусств. Феррочермакитовая обыкновенная роговая обманка $\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Mg})_4\text{Al}[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$ с $\text{Fe}_{70} - \text{Fe}_{100}$ без примеси метастабильных фаз синте-
зирована при $400-600^\circ$, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \text{ бар}$ и $P_{\text{CO}_2} = 50 \text{ бар}$ [47]. Феррозенит
 $\text{NaCa}_2\text{Fe}_5\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$ получен при 600° и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 3 \text{ кбар}$ в восстановительных
условиях, определяемых буфером вюстит — железо, в течение 31 суток [1].
Железистые роговые обманки, состав которых не контролировался, синтези-
рованы в гидротермальных условиях из кислых хлоридных растворов ($\text{CaCl}_2 +$
 $+ \text{FeCl}_2$) различной концентрации и шихты, состоящей из плагиоклаза № 50
и аморфного кремнезема, при $350-550^\circ$ и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 600 \text{ атм}$. Образуют призма-
тические и игольчатые кристаллы (до 1,5 мм) [48]. Получены также в системе
 $\text{CaCO}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{Fe}_3\text{O}_4$ в растворе NaCl при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \text{ атм}$ и темпе-
ратурах $500-700^\circ$, при P_{O_2} , определяемом буфером магнетит — железо
(вюстит) [49].

Л и т е р а т у р а

1. Colwill P. A., Ernst W. G., Gilbert M. C. *Am. Min.*, 1966, 51, N 11-12, 1727.
2. Binns R. A. *Min. Mag.*, 1965, 35, N 270, 306.
3. Яковлева М. Е. ДАН СССР, 1941, 31, № 8, 790.
4. Гинзбург И. В., Белова Е. Н. ДАН СССР, 1960, 134, № 3, 666.
5. Immeda G. P., Klein C. *Am. Min.*, 1976, 61, N 11-12, 1117.
6. Kanisawa S. J. *Japan. Assoc. min., petr., econ. geol.*, 1974, 69, N 9, 339; *Mem. Geol. Soc. Japan*, 1974, N 11, 89.
7. Jaffe H. W., Robinson P., Klein C. *Science*, 1968, 160, N 3829, 776.
8. Ross M., Papike J. J., Shaw K. W. *Min. Soc. Am. Spec. Pap.*, 1969, N 2, 275.
9. Князев Г. Б. Тр. Томск. ун-та, 1974, 221, 59.
10. Murakami N., Maruyama T. J. *Japan. Assoc. min., petr., econ. geol.*, 1963, 50, N 5, 193.
11. Лазаренко Е. К. и др. Минералогия Криворожского бассейна. Киев: Наукова думка, 1977, 278.
12. Сироштан Р. И., Половко Н. И. Геол. журн. АН УССР, 1959, 19, вып. 4, 47.
13. Stull R. J. *Am. Min.*, 1973, 58, N 9-10, 873.
14. Bondy M., Pirani R., Simboli G. *Min. petr. acta*, Bologna, 1968, 14, 86.
15. Simonen A., Vorma A. *Bull. Comm. Géol. Finl.*, 1969, N 238, 5.
16. Чашка А. И., Марченко Е. Я. Научн. тр. Ин-та минеральных ресурсов, 1971, вып. 4, 205.
17. Henderson C. M. B. 5-th General meeting Intern. Min. Assoc., Pap. a. proc. Min. Soc. London, 1968, 291.
18. Matsumoto J. *Bull. Fac. Lib. Arts Nagasaki Univ. Nat. Sci.*, 1968, 8, 39, по реф. *Min. J.*, 1972, 7, N 1, 120.
19. Gable D. J., Smith V. C. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1975, N 1392, 35.
20. O'Hara M. J. *Min. Mag.*, 1961, 32, N 254, 848.
21. Шемякин В. М., Терентьева М. В., Сколова Е. П. ДАН СССР, 1970, 195, № 6, 1427.
22. Baskin G. D., Allard G. O. *Canad. Min.*, 1974, 12, pt 6, 428.
23. Best M. G., Mercy E. L. P. *Am. Min.*, 1967, 52, N 3-4, 436.
24. Kanisawa S. J. *Japan Assoc. min., petr., econ. geol.*, 1975, 70, N 6, 200.
25. Borley G., Frost M. T. *Min. Mag.*, 1963, 33, N 263, 646.
26. Leake B. E. *Geol. Soc. Am., Spec. pap.*, 1968, N 98.
27. Murakami N. J. *Japan. Assoc. min., petr., econ. geol.*, 1964, 51, N 3, 81.
28. Хмаладзе И. И. Изв. Геол. об-ва Грузии, 1967, 5, вып. 1, 51.
29. Фишман М. В., Голдин Б. А., Калинин Е. П. В кн.: Петрография и минералогия Приполярного Урала и Тимана. М.—Л.: Наука, 1966, 98.
30. Мясников В. С., Николаева Е. Г., Карпова О. В. В кн.: Минералы базитов в связи с вопро-
сами петрогенеза. М., Наука, 1970. 134.
31. Burns D. J. *Geol. Mag.*, 1966, 103, N 1, 19.

32. Глаголев А. А., Киселев Г. И., Кравченко В. М., Боронихин В. А. Геология рудных месторождений, 1977, № 2, 51.
33. Robinson P., Jaffe H. W. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 251.
34. Ross C. S. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1941, N 198, 12.
35. Бондаренко Л. П. Международный геологический конгресс. 22-я сессия. Докл. советских геологов. Проблема 13. Чарнокиты. М.: Наука, 1964, 13.
36. Бобриневич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т., Лебедева Л. И., Панкратов А. А., Смирнов Г. И., Харьков А. Д. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М.: Недра, 1964, 135.
37. Wieseman J. D. H. Quart. J. Geol. Soc. London, 1934, 90, pt 3, N 359, 354.
38. Triboulet C. Contrib. min., petrol., 1974, 45, N 1, 65.
39. Engel A. E. J., Engel S. G. Bull. Geol. Soc. Am., 1962, 73, N 12, 1499.
40. Cooper A. F. J. Petrology, 1972, 13, N 3, 457.
41. Graham C. M. Contrib. min., petrol., 1974, 47, N 3, 165.
42. Simonen A. Bull. Comm. Géol. Finl., 1960, N 189, 52.
43. Stephenson N. C. N. Lithos, 1977, 10, N 1, 9.
44. Dimanche F. Bull. Soc. fr. min., crist., 1970, 93, N 1, 89.
45. Matsumoto G. Mem. Geol. Soc. Japan, 1974, N 11, 113.
46. Watanabe M., Yagi K. Sci. Rep. Tohoku univ., ser. 3, 1953, 4, N 3, 166.
47. Schürmann K. N. Jb. Min., Monatsh., 1967, H. 11, 346.
48. Киселева И. А. ДАН СССР, 1966, 171, № 1, 177.
49. Малиновский И. Ю. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1973, вып. 119, 21.

Высокоглиноземистые роговые обманки

Паргасит Pargasite



Магнезиочермакит

Magnesiotschermakite



Паргасит и магнезиочермакит — магнезиальные высокоглиноземистые роговые обманки с $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})_{0-1}$, $\text{Al}_{>1,5}^{\text{IV}}$, $\text{Ti}_{<0,5}$ (изоморфный ряд с переменным содержанием щелочных металлов).

Название паргасит — от местности Паргас в Финляндии (Стейнхель, 1815), магнезиочермакит — по имени австрийского минералога Г. Чермака (Винчел, 1945) и составу.

Синоч. Для паргасита: магнезиогастингсит — magnesiohastingsite (Биллингс, 1928); тибергит — tiberkite (Магнуссон, 1930); кокшаровит — koksharovite, Kokscharowit (Норденшельд, 1857), kokscharoffite (Честер, 1846); каринтин — carinthine (Вернер, 1817 — частично); клюфткаринтин — Klufftkarinthin (Херич, Калер, 1960); смарагдит — smaragdite (Вернер, 1815 — частично). Названия теоретических составов: $\text{NaCa}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ — аломорпаргасит — alumorpargasite (Банч, 1973) и субкремниевый паргасит — subsilicic pargasite (Кемп и Лик, 1975); $\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ — аломочермакит — alumino-tschermakite (Лик, 1978); $\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ — паргасит (Дир и др., 1965) и магнезиогастингсит (Лик, 1978).

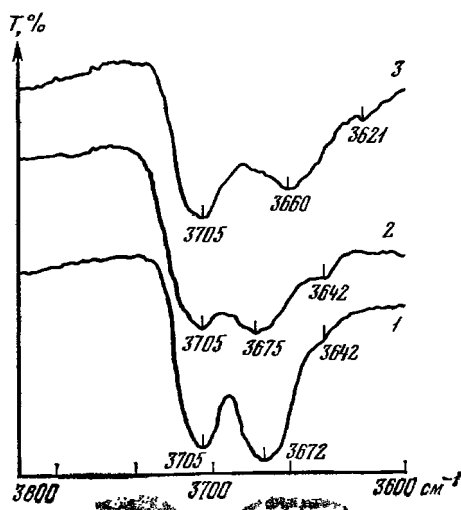
Характ. выдел. Зерна, зернистые массы, кристаллы, их друзы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с $C_{2h}^2 - C2/m$; $a_0 = 9,84-9,91$, $b_0 = 17,94-18,14$, $c_0 = 5,28-5,35$ Å; $\beta = 104^\circ 44' - 106^\circ 06'$; $Z = 2$. (см. хим. анализы); для искусственных конечных членов см. [1—4]. Изоструктурны с тремолитом и другими кальциевыми амфиболами. Межатомные расстояния уточнялись для паргасита из мраморов Паргаса (хим. анализ 16) [5, 6] и эклогитов областей Гетруск и Куплербрюн, Австрия (хим. анализ 17) [7, 8]. Средние значения для первого из них равны (в Å): $M(1) - O = 2,088$, $M(2) - O = 2,036$, $M(3) - O = 2,077$, $M(4) - O = 2,490$, $A - O = 2,945$, $T(1) - O = 1,675$, $T(2) - O = 1,636$, $O(5) - O(6) - O(5) = 163,2^\circ$; распределение катионов по позициям [6]: $M(1) = 0,77\text{Mg} + 0,23\text{Fe}$; $M(2) = 0,48\text{Mg} + 0,20\text{Fe} + 0,27\text{Al} + 0,05\text{Ti}$; $M(3) = 0,76\text{Mg} + 0,24\text{Fe}$; $M(4) = \text{Ca}$; $A = 0,63\text{Na} + 0,30\text{K}$; $T(1) = 0,62\text{Si} + 0,38\text{Al}$; $T(2) = 0,91\text{Si} + 0,09\text{Al}$.

Кристаллы от короткопризматических до игольчатых, с тупыми головками. Координаты граней и гранные углы см. на стр. 63. Грани (100) и (010) гладкие и блестящие, на (110) часто грубая вертикальная штриховка. На (001) отмечались извилистые фигуры травления [9].

Физ. св. Сп. по (110) совершенная, иногда спайность или отдельность по (100), (010) и (001) [10, 11]. Изл. неровный. Тв. 5—6. Уд. в. 3,02—3,21. Цв.

светло-зеленый, серо-зеленый, зеленовато-серый, реже темно-зеленый до зеленовато-черного [9, 10, 12] или светло-до темно-коричневого [13—16]; свинецсодержащий паргасит светлый красновато-коричневый [17]; хромсодержащий — ярко-зеленый [11]; отмечалась также зеленовато-синяя окраска [18]. В ИК-спектре искусственного паргасита в области валентных колебаний групп OH имеются полосы 3705 и 3675—3660 см^{-1} (они соответствуют колебаниям связей O—H гидроксильных групп, связанных с разными катионами), а также слабые полосы в области 3645—3620 см^{-1} (фиг. 20) [4].



Фиг. 20. ИК-спектры искусственных паргаситов (с разным содержанием железа) в области валентных колебаний групп (OH) (по Семету)

1 — Fe = 0; 2 — Fe = 1 в формульной единице (87% Fe²⁺ и 13% Fe³⁺); 3 — Fe = 1 в формульной единице (100% Fe²⁺)

Микр. В шлифах в прох. свете паргасит из мраморов и скарнов бесцветный или слабо плеохрозирующий в зеленых или голубовато-зеленых тонах по *Ng*, желтоватых по *Np*. Для паргасита и магнезиочермакита из ультрамафитов и эклогитов характерны коричневые тона плеохроизма: по *Ng* — коричневый, зеленовато-коричневый, коричневатозеленоватый, серо-зеленый; по *Nm* — светло-коричневый, серо-зеленый; по *Np* — бледно-коричневый, бледно-желтый, бледно-зеленый до бесцветного. При повышенном содержании Ti по *Ng* и по *Np* характерны красноватые оттенки. [19, 20]. Хромсодержащий магнезиочермакит плеохрозирует от изумрудно-зеленого по *Ng* до бледно-зеленого по *Np* [11]. $Ng \geq Nm > Np$. Двусосные (+), иногда (—). Пл. опт. осей (010), $Nm = b$, $cNg = 16-28^\circ$. Удлинение (+), $n_g = 1,640-1,680$, $n_m = 1,635-1,665$, $n_p = 1,625-1,660$, $n_g - n_p = 0,016-0,025$. (+) $2V = 54-105^\circ$. Слабая дисперсия, $r < v$ [11, 21, 22] или $r > v$ [10]. В шлифах обнаружены двойники по (100) [11, 21]. Установлены включения апатита, кальцита, диоксида [9, 12], хромшпинели [23], вроски флогопита вдоль плоскостей спайности, также двух- и многофазовые трубчатые газожидкие включения, вытянутые вдоль оси *c* (гомогенизируются при 220—260°, разрываются при 350°) [24].

Хим. Теор. составы:

	Na ₂ O	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O
1	3,71	13,42	19,29	18,29	43,13	2,16
2	—	13,75	14,83	25,00	44,21	2,21

1 — паргасит $\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Al}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$.
2 — магнезиочермакит $\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$.

Составы природных роговых обманок ряда паргасит — магнезиочермакит сложные из-за многочисленных изоморфных замещений и выражаются формулой $(\text{Na}, \text{K})_{0-1}(\text{Ca}_{2-1,34}\text{Na}_{0-0,66})[(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Al})_{6-3,5}(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_{0-1}\text{Ti}_{0-0,5}][\text{Si}_{6,5-5,3}\text{Al}_{1,5-2,7}(\text{O}, \text{OH})_{22}](\text{OH}, \text{F}, \text{Cl}, \text{O})_2$. Содержание CaO—9,50—13,40%, в паргаситах из мраморов Ca₂, нередко устанавливается избыток Ca, возможно, за счет примесей карбонатов, в паргасите из эклогитов Ca_{до 1,40} (замещение Ca на Na и катионы группы Y). Содержание MgO 14—22%. MnO от 0 до 0,5%, лишь в свинцово-марганцевом паргасите из Лонгбана (хим. анализ 4) до 3,24% (Mn_{0,40}) [17]. Общее количество Fe в паргаситах и магнезиочермакитах условно ограничивается интервалом 0—1 на формульную единицу, однако безжелезные разновидности в природе не встречены. Содержание FeO обычно в пределах 1—6,5%, очень редко менее 1% [22, 25, 26]. Fe₂O₃ не более 4,5%, доля Fe³⁺ составляет от 5 до 60% от суммы (Fe²⁺ + Fe³⁺). Содержание Al₂O₃ 11—

20% ($Al_{0,07-1,15}^{VI}$, $Al_{>1,50}^{IV}$). Na_2O — 1,40 — 3,60%, K_2O — 0,10 — 2,60%, что соответствует $(Na + K)_{0,45-1,20}$. Доля калия составляет от нескольких процентов в паргаситах из ультраосновных пород, до 50—75% в паргаситах из скарнов. Количество Na, замещающего Ca в позиции M(4) структуры, может достигать 0,50 на формульную единицу. Обычно в позиции A $(Na + K)_{>0,50}$ (большая часть магнезиальных высокоглиноземистых роговых обманок является паргаситами, магнезиочермакиты очень редки).

В паргаситах и магнезиочермакитах из ультраосновных пород и корунд-содержащих метасоматитов нередко обнаруживается Cr_2O_3 до 1%, редко до 1,5—3,2% [11, 24, 27]. В паргасите из скарнов Лонгбана (хим. анализ 4) обнаружено 2,12% PbO ($Pb_{0,08}$) [17]. TiO_2 обычно менее 1% ($Ti_{<0,10}$), но иногда до 3,38% ($Ti_{0,36}$) [20] и даже 4,65% ($Ti_{0,50}$) [19], т. е. наблюдается переход к керсугитам. SiO_2 — 40—46% (минимально $Si_{5,75}$) [22, 28].

Спектрально установлены следующие металлы: Ni, Co, V, Mo, Zr, Sn, Pb, Ag, Zn, Ga, Se, Yt, Sr, Be, In [12, 28—32]. F не обнаруживается или содержится в незначительных количествах в паргасите из ультраосновных пород и эклогитов, паргасит из мраморов и скарнов иногда содержит до 2,65% ($F_{1,22}$) (хим. анализ 16) [33]. Cl определяется редко, его максимальное содержание 0,46% ($Cl_{0,10}$) [12]. Избыточное содержание H_2O^+ — лишь в паргаситах и магнезиочермакитах из корундовых метасоматитов, иногда $OH_{до 3,99}^+$ [28].

Анализы (в порядке увеличения содержания $Fe^{2+} + Fe^{3+}$):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	2,44	2,88	2,58	3,18	2,30	2,44	2,40	$\sqrt{3,15}$	1,51
K_2O	$\sqrt{0,95}$	0,82	0,81	0,30	0,10	0,35	0,69	$\sqrt{0,32}$	0,12
MgO	17,20	20,23	20,10	20,17	19,73	16,45	16,33	15,86	16,05
CaO	13,10	12,79	13,10	12,62	10,32	12,19	11,87	10,55	11,92
MnO	—	0,04	0,32	3,24	0,06	0,04	0,15	—	0,09
FeO	0,58	1,26	1,40	—	3,90	4,48	4,49	2,95	4,05
Al_2O_3	20,20	13,22	13,24	10,30	15,03	16,35	17,81	15,53	14,90
Cr_2O_3	—	—	—	—	—	0,73	0,89	2,75	1,92
Fe_2O_3	—	1,06	0,90	2,68	0,82	0,41	0,92	2,67	1,51
SiO_2	40,70	43,30	44,10	43,08	45,00	44,81	42,47	$\sqrt{43,30}$	44,96
TiO_2	2,54	0,32	0,90	0,15	0,08	Не обн.	0,26	0,40	0,23
P_2O_5	—	сл.	—	—	сл.	0,02	0,05	—	—
H_2O^+	1,11	2,79	1,28	2,08	2,66***	1,76	1,78	$\sqrt{2,50}^{***}$	2,26
H_2O^-	—	0,10	0,02	0,23	—	Не обн.	Не обн.	0,20	0,15
F	1,30	0,90	1,47	—	—	Не обн.	—	—	0,02
Cl	0,04	—	—	—	—	0,05	—	—	0,05
Сумма	100,16*	99,71	100,22	100,15**	100,00	100,12****	(100,11)	100,18	99,74
$-O=F_2+Cl_2$	0,56	0,38	0,62	—	—	0,01	—	—	0,02
	99,60	99,33	99,60	—	—	100,11	—	—	99,72
Уд. в.	—	—	3,082	3,15	—	—	—	3,11	3,117
n_g	1,652	1,648	1,653	1,657	1,651	1,657	1,662	1,670	1,656
n_m	1,639	1,634	1,642	1,647	—	—	—	1,660	1,647
n_p	1,636	1,626	1,632	1,637	1,634	1,634	1,643	1,646	1,640
(+) $2V$	54°	76°	74°	86°	—	—	—	—	86°
cNg	24°	25°	25°	27°	17°	—	—	—	19°
$a_0(\text{Å})$	9,849	9,88	—	9,89	—	—	—	—	—
b_0	17,927	17,98	—	18,10	—	—	—	—	—
c_0	5,308	5,35	—	5,35	—	—	—	—	—
β	105°12'	105°31'	—	106°06'	—	—	—	—	—
$Fe^{2+}+Fe^{3+}$	0,07	0,26	0,27	0,29	0,54	0,57	0,63	0,63	0,64
$(Al+Fe^{3+})^{VI}$	1,12	0,39	0,58	0,34	0,81	1,01	1,14	0,98	1,03
$(Al+Fe^{3+})^{IV}$	2,25	1,91	1,74	1,72	1,74	1,66	1,95	1,88	1,62

* Все железо, как FeO.

** В том числе PbO — 2,12.

*** H₂O+ = п. п.

**** В том числе NiO — 0,04.

1 — бесцветный паргасит, из грубозернистого флогопитсодержащего мрамора Кашмира (Пакистан), анал. не указан [22, 34]; 2 — бесцветный, из паргасит-скаполитовых жилок в известковых метаморфизованных породах, п-ов Скаллен (Восточная Антарктида), анал. Харамура [35]; 3 — темно-коричневые кристаллы паргасита, в шлифах бесцветные, Тапиратиба, Саи-Паулу (Бразилия), анал. Оливейра [16]; 4 — свинец- и марганецсодержащий, светлый красновато-коричневый паргасит из Лонгбана (Швеция), анал. Бликс [17]; 5 — зеленый паргасит из корундсодержащего амфиболита, Шантель-Рибейр, Центральный массив (Франция), анал. не указан [14]; 6 — паргасит из розовой корундово-амфиболовой породы, шт. Северная Каролина (США), анал. Кемп и Лик [23]; 7 — паргасит из корунд-амфиболовой породы с железистым поизитом, Меркерштайн, Аруша (Танзания), анал. Кемп, в оригинале сумма 100,19 [23]; 8 — паргасит из флогопит-амфиболовой породы, переходящей в корунд-флогопит-плаггиоклазовую в контактовой зоне плаггиоклазита и дунита, массив Рай-Из (Полярный Урал), анал. лаб. ИГиГ СО АН СССР [24]; 9 — ярко-зеленый хромсодержащий магнезиочермакит из хромитита, Карангальпатти, обл. Селам, шт. Мадрас (Индия), анал. Ослунд [11].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	2,62	2,82	2,00	3,20	3,61	2,17	2,16	3,25	3,33
K ₂ O	0,52	0,48	0,55	1,17	0,25	0,12	1,43	0,43	0,16
MgO	21,21	17,00	15,68	15,40	19,42	14,31	16,16	14,63	14,83
CaO	11,75	11,23	12,14	11,46	10,77	12,81	13,40	9,51	11,41
MnO	0,08	0,03	0,04	—	Сл.	0,07	0,07	0,04	0,09
FeO	2,07	4,57	4,80	4,98	5,28	6,06	5,45	4,48	6,38
Al ₂ O ₃	11,67	13,77	17,10	14,14	11,81	19,33	13,60	14,84	13,68
Fe ₂ O ₃	3,87	1,16	1,45	1,76	1,38	0,90	2,06	3,73	2,13
SiO ₂	42,97	46,11	44,51	44,60	43,47	41,82	42,09	45,96	45,12
TiO ₂	0,32	0,43	Не обн.	1,30	1,81	0,41	0,68	0,62	0,81
P ₂ O ₅	Не обн.	—	0,01	—	—	—	Сл.	—	—
H ₂ O ⁺	2,44	2,33	1,87	2,01	2,12	1,89	0,82	2,58****	2,21
H ₂ O ⁻	0,33	Не обн.	Не обн.	—	0,22	0,07	0,04	—	Не обн.
F	Не обн.	—	—	—	Не обн.	—	2,65	—	—
Сумма	99,89*	99,93'	100,21**	100,02	100,14	99,96	100,94***	100,07	100,15
—O=F ₂							1,12		
							99,82		
Уд. в.	3,18	—	—	3,13	3,02	3,14	3,21	3,08	—
n _g	1,658	1,657	1,655	1,659	1,657	1,660	—	1,652	—
n _m	—	1,646	—	1,647	1,645	1,652	—	1,646	—
n _p	1,636	1,632	1,633	1,636	1,635	1,642	—	1,637	—
2V	—	—86°	—	—85°	+70°	—88°	—	—74°	+80°
cNg	25°	16°	—	21—22°	—	28°	—	17—18°	16°
a ₀ (Å)	—	9,798	—	9,86	—	—	9,910	9,87	9,838
b ₀	—	17,969	—	17,99	—	—	18,022	18,01	17,988
c ₀	—	5,291	—	5,30	—	—	5,312	5,333	5,293
β	—	104°57'	—	105°34'	—	—	105°47'	105°44'	105°02'
Fe ²⁺ +Fe ³⁺	0,66	0,66	0,72	0,78	0,79	0,82	0,90	0,91	0,99
(Al+Fe ³⁺) ^{VI}	0,49	0,89	1,28	0,94	0,37	1,30	0,72	1,29	0,96
(Al+Fe ³⁺) ^{IV}	1,88	1,51	1,71	1,63	1,77	1,03	1,85	1,55	1,57

* В том числе Cr₂O₃ — 0,04.** В том числе Cr₂O₃ — 0,06.*** В том числе CO₂ —0,30, BaO — 0,01, V₂O₅ — 0,02, SrO — не обн., Cl — сл.**** H₂O = п. п.

10 — светло-зеленый паргасит из горнблендита, включенного в кимберлит трубки Чомур (Якутия), анал. не указан, в оригинале назван «эденитом» [36]; 11 — коричневый паргасит из эклогита, Куплербрюн, Зау-Альпе (Австрия), анал. не указан [15]; 12 — паргасит из корунд-амфибол-анортитовой породы, шт. Северная Каролина (США), анал. Кемп, в оригинале назван алюмоочермакитовой роговой обманкой [23]; 13 — паргасит из эклогита, Гертруск (Австрия) («каритин»), анал. не указан [29]; 14 — паргасит из прожилков в оливин-энстатит-авгитовой породе, Койябе, Йокосука, преф. Канагава (Япония), анал. не указан [37]; 15 — магнезиочермакит из эклогита, Ноккормел, Саут-Эйр (Шотландия), анал. Ален [30]; 16 — паргасит из мраморов Паргаса (Финляндия), анал. Брамаль [33]; 17 — кристаллы паргасита из трещин в эклогите («клюдфкаритин»), Куплербрюн, Зау-Альпе (Австрия), анал. Калер [8]; 18 — оливково-коричневый паргасит из эклогита в гнейсах, Пуи-Феррьер, Центральный массив (Франция), анал. не указан [19].

Повед. при нагр. При нагревании в интервале 600—800° паргасита Слюдянки наблюдалось его побурение с увеличением показателей преломления без потери веса, происходил постепенный переход в базальтическую роговую обманку ($n_g = 1,694$, $n_p = 1,670$; $cNg = 8^\circ$). На кривой ДТА в интервале 1085—1140° обнаруживается сложный эндотермический эффект, обусловленный дегидратацией и образованием скрытокристаллического агрегата ($n = 1,679$) с пылевидными выделениями маггемита. Плавится при 1130—1140°; застывший расплав представляет собой тонкопористую массу стекла с дендритами игольчатых кристаллов пироксена [38].

Находж. Магнезиальные высокоглиноземистые роговые обманки (паргасит и магнезиочермакит) образуются при метаморфизме карбонатных и ультраосновных пород, особенно часто в развивающихся по ним скарнах и метасоматитах, иногда в эклогитах. Единичны находки этих амфиболов в эффузивных породах: паргасита с высоким содержанием титана в андезитах [39] и паргасита, переходного к обыкновенной роговой обманке, в друзах с тридимитом и кристобалитом в дацитах [40]. Существенно преобладает паргасит; магнезиочермакит очень редок.

В мраморах, кальцифирах, скарнах и послескарновых метасоматитах паргасит ассоциируется с кальцитом, доломитом, форстеритом, диопсидом, флогопитом или биотитом, иногда с корундом, анортитом, рутилом, шпинелью, апатитом. В парагенезисах без форстерита и шпинели — со скаполитом, иногда с более редкими минералами. Отмечены сростки со слюдой, частично относится к продуктам изменения форстерита и диопсида [41]. Иногда паргасит в этих породах образовался в связи с поздней стадией магматизма [10, 12, 26, 42]. В паргасите $(Na + K)_{0,8-1,0}$ из мраморов и скарнов, в отличие от паргасита из ультраосновных пород, доля калия может достигать 30 и даже 50% от суммы $(Na + K)$. Характерно повышенное содержание F (в паргасите из Паргаса $F_{1,22}$, хим. анализ 16) [33]. Встречен в форстеритсодержащих мраморах и кальцифирах в ряде районов Украинского щита (Мариупольский район, Приазовье, Завьяловский район Побужья, северное Криворожье) [41]; в гранат-амфибол-монтичеллитовых скарнах и метасоматических амфибол-диопсидовых породах с кальцитом в Ковдорском массиве (Кольский п-ов) [43, 44]; с гранатом и пироксеном в апоскарновых породах вблизи контакта с сиенитовой интрузией в месторождении Центральное (Восточный Саян) [42]. На западном берегу оз. Байкал, в ореоле Тажеранской щелочной интрузии, паргасит слагает жиллообразные тела в шпинель-фассаитовых скарнах и в бруситовых мраморах, содержащих кальцит, ксантофиллит, иногда перовскит, троилит, лёллингит [26]; в флогопитовых жилах Слюдянки в Южном Прибайкалье паргасит отлагался до флогопитообразования, частью по диопсиду, ассоциируется с кальцитом, шпинелью, апатитом, изредка со скаполитом, на стенках трещин наблюдаются друзы его кристаллов с хорошо образованными головками [9]. В архейской толще Южной Якутии встречен в доломитовых мраморах, скарнах и диопсидовых породах, образовавшихся на контакте магнезиально-карбонатных и алюмо-силикатных пород, а также в зонах трещиноватости, секущих такие контакты; во флогопит-карбонатных жилах и гнездах образует кристаллы (до 20 см), ассоциируется с диопсидом, флогопитом, шпинелью, скаполитом; слагает гнездообразные скопления в кальцифирах вблизи инъекционных тел гранитов [12, 31, 32, 45]. В бассейне р. Талой зеленовато-серый, почти безжелезистый паргасит («кокшаровит») слагает зону замещения в пегматите [25]. Содержится в мраморах Паргаса, Финляндия (хим. анализ 16) [5, 33]; в реакционных зонах на контакте пегматитовых жил и известняка в сростании с флогопитом и кальцитом наблюдается в Мансье (Швеция) [10]; в грубозернистых мраморах Хунза, Кашмир (Пакистан) ассоциируется с флогопитом, пиритом, корундом, плагиоклазом (хим. анализ 1) [22, 34]; с кальцитом, доломитом, флогопитом, шпинелью и апатитом на Корейском п-ове [46]; в мраморизованных доломитах с форстеритом, диопсидом, тремолитом, флогопитом и хондродитом в Тапиратиба, Сан-Паулу, Бразилия

(хим. анализ 3) [16]; в скаполит-паргаситовых прожилках среди мраморизованных известковых пород в обл. Скаллен, Восточная Антарктида (хим. анализ 2) [35]; в флогопитовых месторождениях юго-восточной части о-ва Мадагаскар [18]. В манганофиллитовых скарнах месторождения Лонгбан, Швеция, имеются зоны паргасита (кристаллы до 2,5 мм) с повышенным содержанием марганца и свинца (хим. анализ 4) [17, 47].

В ультраосновных породах паргасит образуется в поздние стадии их формирования за счет оливина, пироксенов, шпинели. Изредка встречается в виде включений в пироксене [48]. Содержит $(Na + K)_{0,8-1,0}$, $K_{до 0,10}$, почти весь Na входит в позиции А структуры, Са может быть замещен на катионы группы Y. Некоторые паргаситы из ультраосновных пород обогащены Cr (Cr_2O_3 до 2,43%, $Cr_{0,27}$) [48], реже Ti [19]. Встречен в оливинитах массивов Африканда, Салмагорский и Лесная Варака (Кольский п-ов) — каемки вокруг зерен пироксена, оливина, титаномагнетита, скелетные выделения в сростаниях с оливином, пироксеном, более поздними флогопитом и кальцитом [44]; в дунитах Кытлымского платинового массива в метасоматических прожилках [49]; по оливину и пироксенам в шпинелевых лерцолитах бассейна р. Сутам (Южный Алдан) [50]; в кимберлите трубки Чомур (Якутия) образует мономинеральные включения (хим. анализ 10) [36], а в трубке Обнаженная содержится во включении плагиогнейса в кимберлите [51]; в нодулях лерцолита щелочного комплекса Фен в Норвегии корродирует зерна шпинели [52]; в Арьеже (Франция) — в ариезитах с гранатом и шпинелью [19] и в паргаситовых лерцолитах по шпинелевым лерцолитам [53]; в лерцолитовых нодулях в агломерате вулкана Кирш (Южный Йемен) предположительно образовался в верхней мантии [48]; в плагиоклазовых лерцолитах и в габбро расслоенной интрузии массива Хороман, Хидака (Япония) [20]; в прожилках среди оливин-энстатит-авгитовой породы (хим. анализ 14) в Койябе, преф. Канагава (Япония) [37]; в гранатовых и шпинелевых вебстеритах из ксенолитов в лавах вулкана Итиноме-Гата (Япония) [21, 54]; в мантийных включениях в базанитовых лавах — пойкилитовые выделения в ассоциации с железистым моноклинным пироксеном, ромбическим пироксеном, оливином, шпинелью, пиропом, ильменитом, Ti-флогопитом в Большом каньоне, шт. Аризона (США) [55]; в ксенолитах лерцолитов в базальтовых лавах о-ва Нунивак, Аляска (США) [27]; в перидотитах Тинаквиллю (Венесуэла) [13]; «глазки» в милонитизированных шпинелевых перидотитах на о-вах Сан-Петер и Сан-Поль в Атлантическом океане [56].

Магнезиочермакит обнаружен в анортозитовом комплексе Ситтампунди, Селам, шт. Мадрас (Индия), слагает от 20 до 90% объема амфибол-хромитовых пород, содержит повышенное количество хрома (хим. анализ 9), отличается ярко-зеленой или изумрудно-зеленой окраской, сопровождается небольшим количеством рутила, корунда, шпинели, антофиллита [11].

В корундсодержащих метасоматитах по ультраосновным породам магnezиальные высокоглиноземистые роговые обманки образуются по пироксенам и оливину, ассоциируются с основным плагиоклазом, корундом, шпинелью, иногда сапфирином, флогопитом, эпидотом, гранатом; $(Na + K)_{0,60-1,20}$, содержание кальция часто низкое ($Ca_{до 1,55}$), нередко содержат хром (хим. анализы 6, 8, 12), иногда устанавливается повышенное количество воды. В метасоматитах Борзовского месторождения корунда в Кыштымо-Каслинском районе на Урале они характерны для амфибол-анортитовых и амфибол-шпинелевых пород и слагают мономинеральные зоны [28]; в массиве Рай-Из на Полярном Урале в зоне контакта плагиоклазита и дунита ассоциируются с флогопитом, наблюдаются между корунд-флогопит-плагиоклазовой и вермикулитовой зонами (хим. анализ 8) [24]; в Шантель-Рибейре, Центральный массив (Франция) известны полосчатые паргасит-анортитовые породы с корундом, сапфирином, шпинелью (хим. анализ 5) [14]; в шт. Северная Каролина (США) паргасит входит в состав корунд-амфиболовых и корунд-амфибол-анортитовых пород (хим. анализы 6, 12) [23]; в районе Аруша (Танзания) обнаружен в корунд-амфиболовых породах с цоизитом и хромшпинелью (хим. анализ 7)

[23]; в Тимургара, Дир (Пакистан) магнезиочермакит с пониженным содержанием кальция слагает гнейсовидные породы с корундом, плагиоклазом, эпидотом, гранатом [57, 58].

В эклогитах иногда встречается паргасит («каринтин») с $Al_{до 1,65}^{IV}$, близкий к магнезиальной обыкновенной роговой обманке, более характерной для этих пород. Ассоциируется с омфацитом, гранатом, рутилом, иногда с кианитом и цоизитом. Встречен в Куплербрюне и Гертруске, Зау-Альпе, Австрия (хим. анализы 11, 13, 17) [8, 15, 29]; отмечен в Пюи-Феррьер, Центральный массив, Франция (хим. анализ 18) [19]. Иногда высокоглиноземистая роговая обманка из некоторых эклогитов содержит меньше щелочей, но больше глинозема и относится к магнезиочермакиту; она ассоциируется не с омфацитом, а с фассаитом и шпинелью, например, в Ноккормеле, Саут-Эйр, Шотландия (хим. анализ 15) [30].

Изм. Установлено замещение «каринтина» голубовато-зеленой роговой обманкой в эклогитах [29], паргасита — агрегатом хлорита, плагиоклаза, маргарита и рутила [34].

Искусств. Паргасит легко синтезируется из смеси соответствующих окислов. Безжелезистый паргасит $NaCa_2Mg_4Al[Si_6Al_2O_{22}](OH)_2$ получен при $P_{H_2O} = 1$ кбар и $T = 850-900^\circ$ [1, 59], при $P_{H_2O} = 10$ кбар и $T = 800^\circ$ в течение 143 часов и при $P_{H_2O} = 20$ кбар и $T = 900^\circ$ за 25 часов [60]. Верхний температурный предел устойчивости при $P = 1$ кбар — 1040° [59]. При повышении давления до 30 кбар и 800° преобразуется в смесь слоистого силиката, граната, клинопироксена и стекла; при $P = 28,2-38,7$ кбар и $900-950^\circ$ — в гранат, форстерит и стекло [60]. Паргасит состава $NaCa_2Mg_4Fe^{3+}[Si_6Al_2O_{22}](OH)_2$ синтезирован при 850° , $P = 2$ кбар за 3 дня, буфер гематит—магнетит [3]. Он менее устойчив, чем безжелезистый паргасит, и при $920-950^\circ$ и $P = 250-700$ бар переходит в агрегат авгита, нефелина и оливина, иногда с геленитом или магнетитом [61]. Синтез паргаситов с различным отношением Fe^{3+}/Fe^{2+} при суммарном содержании $Fe_{1,0}$ осуществлен при 850° , $P = 2$ кбар за время от 10 до 150 часов с применением разных буферов. При уменьшении содержания Fe^{3+} от 100 до 13% от суммы ($Fe^{2+} + Fe^{3+}$) цвет паргасита изменялся в последовательности: золотисто-желтый, желтовато-зеленый, голубовато-зеленый, серо-зеленый или бесцветный. Показатели преломления уменьшались: n_g от 1,672 до 1,653; n_p от 1,657 до 1,642; объем элементарной ячейки возрастал. Компенсация валентности при восстановлении железа осуществлялась за счет присоединения протонов к кислороду радикала [4]. Синтез Ti-содержащего паргасита осуществлен при $P_{H_2O} = 1,5$ кбар и 1050° , максимальное содержание TiO_2 не превышало 7%. Увеличение содержания Ti сопровождалось уменьшением содержания воды, а также повышением температуры солидуса, выше которой Ti-содержащий амфибол сосуществует в равновесии с насыщенным H_2O расплавом, диопсидом и форстеритом [62]. K-содержащие паргаситы получены при $700-1000^\circ$ и $P_{H_2O} = 0,5-4,5$ кбар из стекла состава $K_2O \cdot CaO \cdot 6SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot MgO$ и Na_2CO_3 . Калием замещается не более 50% натрия; это замещение сопровождается некоторым увеличением параметров и объема элементарной ячейки [2].

Отл. От других роговых обманок отличается обычно положительным оптическим знаком.

Межплоскостные расстояния паргасита из Восточной Антарктиды [35] *

Си-излучение, Si — внутренний стандарт. Дифрактометр.

hkl	I	$d(\text{Å})$	hkl	I	d	hkl	I	d
020	15	9,01	151	27	2,696	530	10	1,816
110	63	8,44	061	24	2,584	550; 133	6	1,685
130	11	5,08	202	21	2,551	461	15	1,646
111	7	4,91	350	12	2,381	480	17	1,634
200	3	4,77	351	20	2,341	1.11.0	7	1,611
040	8	4,50	171	11	2,293	600	21	1,586

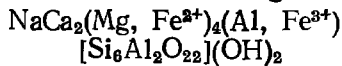
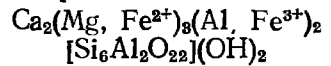
<i>hkl</i>	<i>I</i>	(<i>dA</i>)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
220	20	4,21	261	15	2,155	15 $\bar{3}$	13	1,582
13 $\bar{1}$	5	3,90	202	10	2,033	60 $\bar{2}$	6	1,541
041; 131	22	3,37	351	8	2,012	62 $\bar{2}$; 26 $\bar{3}$	7	1,513
240	44	3,27	370	8	1,998	48 $\bar{2}$	12	1,498
310	100	3,12	190	5	1,954	3.11.0	6	1,452
15 $\bar{1}$; 221	35	2,93	510	14	1,895	66 $\bar{1}$	15	1,442
330	27	2,81	46 $\bar{1}$	4	1,880	512	7	1,361
33 $\bar{1}$	32	2,742	$\bar{1}$	5	1,864	710	6	1,354

* Оригинал хим. анализа 2.

Л и т е р а т у р а

1. Braue W., Seck H. A. N. Jb. Min. Abhandl., 1977, 130, H. 1-2, 19.
2. Hinrichsen Th., Schürmann K. N. Jb. Min., Abhandl., 1977, 130, H. 1-2, 12.
3. Colville P. A., Ernst W. G., Gilbert M. C. Am. Min., 1966, 51, N 11-12, 1727.
4. Semet M. Am. Min., 1973, 58, N 5-6, 480.
5. Robinson K., Gibbs G. V., Ribble P. H. Am. Min., 1970, 55, N 1-2, 307.
6. Robinson K., Gibbs G. V., Ribble P. H., Hall M. R. Am. J. Sci., 1973, 273-A, 522.
7. Heritsch H., Paulisch P., Walitzi E.-M. Tscherm. min., petr. Mitt., 3 folge, 1957, 6, H. 3, 215.
8. Heritsch H., Kahler E. Tscherm. min., petr. Mitt., 3 folge, 1960, 7, H. 3, 218.
9. Калинин П. В. Тр. ВИМС, 1939, вып. 150, 200.
10. Eckermann H. Geol. För. Förhandl., 1922, 44, H. 3-4, 349, 360.
11. Subramanian A. P. Bull. Geol. Soc. Am., 1956, 67, N 3, 326.
12. Сердюченко Д. П. ДАН СССР, 1954, 96, № 6, 1233.
13. MacKenzie D. B. Bull. Geol. Soc. Am., 1960, 71, N 3, 307.
14. Forestier F. H., Lasnier B. Contrib. min., petrol., 1969, 23, N 3, 194.
15. Mottana A., Church W. R., Edgar A. D. Contrib. min., petrol., 1968, 18, N 4, 338.
16. Barros Gomes C., Vianna Coutinho J. M., Oliveira A. B. Anais Acad. Brasil. cie., 1966, 38, N 1, 39.
17. Gillberg M. Ark. min., geol., 1960, 2, H. 5, 425.
18. Majumdar H. H. Canad. Min., 1969, 10, pt 1, 97.
19. Mottana A., Edgar A. D. Lithos, 1970, 3, N 1, 37.
20. Niida K. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1977, 72, N 4, 152.
21. Aoki K., Shiba G. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1973, 68, N 10, 303.
22. Bunch T. E., Okrusch M. Am. Min., 1973, 58, N 7-8, 721.
23. Leake B. Min. Mag., 1971, 38, N 296, 389.
24. Стогний Г. А. Геология и геофизика, 1975, № 8, 158.
25. Коржинский Д. С. Тр. ИГН АН СССР. Сер. петр., 1945, вып. 61, 17.
26. Конец А. А., Самойлов В. С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974, 88.
27. Francis D. M. J. Petrology, 1976, 17, 357.
28. Колесник Ю. Н. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1976, вып. 261, 70.
29. Koritnig S. Zbl. Min., A, 1940, N 2, 31.
30. Bloxam T. W., Allen J. B. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1960, 64, N 1, 16.
31. Шмакин Б. М. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, 1961, 37, геол. и разв., 60.
32. Петрова З. И., Лещицкий В. И., Глазунова А. Д. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических горных пород. Л.: Наука, 1974, 92.
33. Leake B. E. Geol. Soc. Am., Spec. Pap., 1968, N 98, 115.
34. Okrusch M., Bunch T. E., Bank H. Mineralium Deposita, 1976, 11, 278.
35. Sawa K., Tatsumi T. J. Geol. Soc. Japan, 1969, 75, N 4, 225.
36. Бобривеич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т., Лебедева Л. И., Панкратов А. А., Смирнов Г. И., Харьков А. Д. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М.: Недра, 1964, 135.
37. Sameshima J. J. Geol. Soc. Japan, 1949, 55, 138.
38. Коржинский А. Ф. Тр. Вост-Сиб. фил. АН СССР. Сер. геол., 1961, вып. 16, 268.
39. Tomita K. Mem. Coll. sci. univ. Kyoto, ser. B, 1962, 28, 553.
40. Matsumoto H. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1954, 38, 26.
41. Сироштан Р. И., Половко Н. И., Бондарева Н. М., Кравченко Г. Л., Парфенова А. Я., Сокирко Г. Л., Сивак С. Д. Минералы карбонатных пород Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1976, 98.
42. Дымкин А. М., Мазуров М. П., Николаев С. М. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1975, вып. 268, 80.
43. Терновой В. И., Афанасьев Б. В., Сулимов Б. И. Геология и разведка Ковдорского вермикулит-флогопитового месторождения. Л.: Недра, 1969, 141.
44. 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. Л.: Недра, 1965, 453.

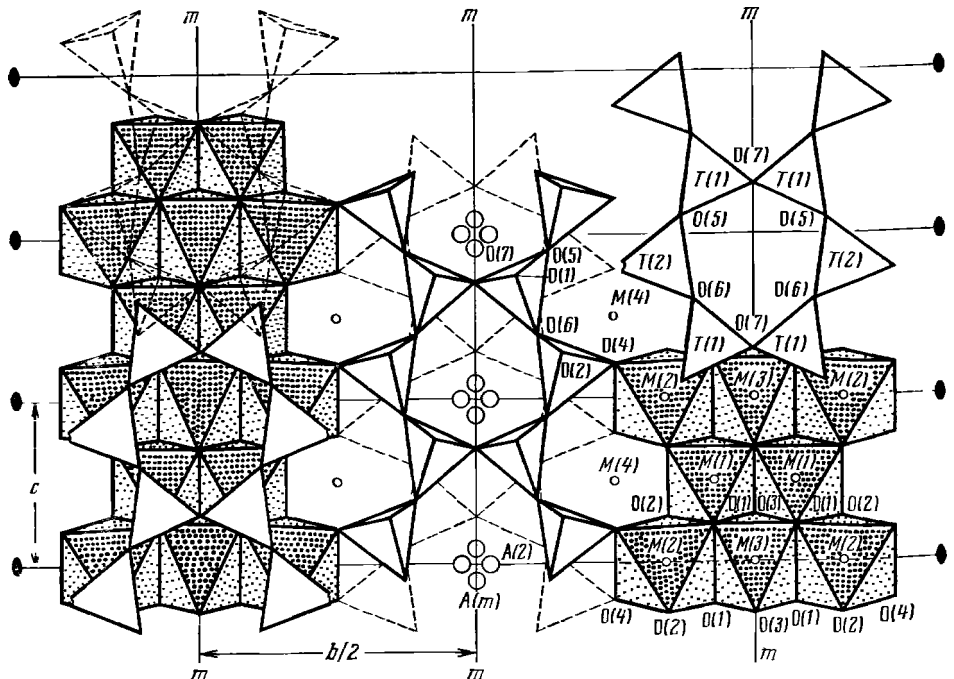
45. *Маракушев А. А.* Тр. Дальневосточного фил. АН СССР. Сер. геол., 1968, 5, 80.
 46. *Маракушев А. А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965, 90; *Маракушев А. А., Ким Хак Дзе, Ким Хенсо, Мишкин М. А.* В кн.: Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья. М.: Наука, 1966, 24.
 47. *Magnusson N. H.* Sver. geol. unders., Ser. C, 1930, N 23, 45.
 48. *Varne R.* Contrib. min., petrol., 1970, 27, N 1, 44.
 49. *Ефимов А. А., Ефимова Л. П.* Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 13. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967, 1.
 50. *Колесник Ю. Н.* Тр. ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1975, вып. 184, 280.
 51. *Акимов А. П.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 3, 42.
 52. *Griffin W. L.* Contrib. min., petrol., 1973, 38, N 2, 135.
 53. *Conquéré F.* Contrib. min., petrol., 1971, 30, N 4, 296.
 54. *Aoki K., Shiba G.* Sci. Rep. Tohoku Univ., ser. 3, 1974, 12, N 3, 395.
 55. *Best M. G. J.* Petrology, 1975, 16, N 1, 212.
 56. *Melson W. G., Jaroswich E., Bowen V. T., Thompson G.* Science, 1967, 155, N 3769, 1532.
 57. *Kemp A. J., Leake B. E.* Min. Mag., 1975, 40, N 311, 308.
 58. *Jan M. O., Kemp D. R. C., Tahirkheli R. A. K.* Min. Mag., 1971, 38, N 293, 106.
 59. *Boyd F. R.* Researches in Geochemistry. N. Y., 1959, 377.
 60. *Gilbert M. C.* Carnegie Inst. Washington, 1968, Year Book N 67, 167.
 61. *Semet M.* Am. Min., 1970, 55, N 1-2, 311.
 62. *Hamich M., Seck H. A.* Fortschr. Min., 1974, 51, N. 1, 18.

Гастингсит Hastingsite**Чермакит Tschermakite**

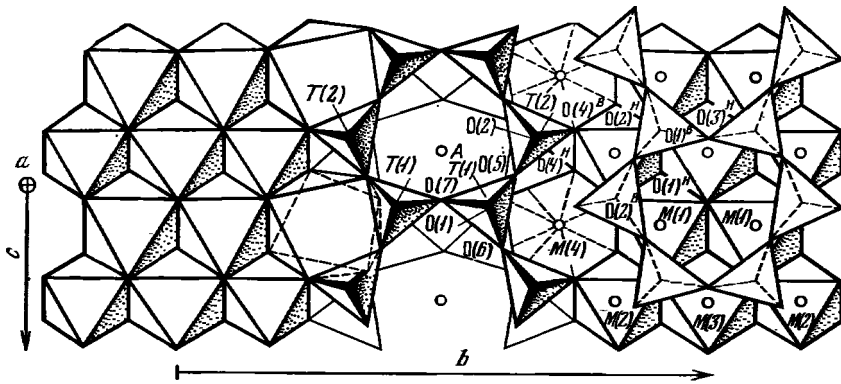
Гастингсит и чермакит — высокоглиноземистые роговые обманки средней железистости с $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})_{1-2,5}$, $\text{Al}_{>1,5}^{\text{IV}}$, $\text{Ti}_{<0,5}$ (изоморфный ряд с переменным содержанием щелочных металлов).

Название гастингсит — по месту нахождения в Гастингсе (Канада) (Адамс и Харрингтон, 1896), чермакит — по имени австрийского минералога Г. Чермака (Винчел, 1945).

Синон. Сорегит — *soretite* (Дюпарк, Пирс, 1902), фемагастингсит — *femaghastingsite* (Билингс, 1928), баркевикит — *barkevikite* (Брётгер, 1890 — частично), клофткаринтин — *Kluftkarinthin* (Херич, Калер, 1960 — частично). Для теоретического состава $\text{Na}_{1,5}\text{Ca}_{1,5}(\text{Mg},$



Фиг. 21. Структура чермакита в проекции на (100) (по Хауторну, Гранди)



Фиг. 22. Структура гастингсита в проекции на (100) (по Литвину)

$Fe^{2+}_3(Al, Fe^{3+})_2[Si_{5,5}Al_{2,5}O_{22}](OH)_2$ предложено название натрогастингсит — *patrohastingsite* (Кориковский, 1968); для $Ca_2Mg_8Fe_2^{3+}[Si_6Al_2O_{22}](OH)_2$ — ферричермакит — *ferri-tschermakite* (Лик, 1978).

Характ. выдел. Зернистые массы, зерна, кристаллы, их сростки, порфиروبластовые выделения, каемки вокруг зерен других темноцветных породообразующих минералов, псевдоморфозы по пироксенам.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$, $a_0 = 9,76-9,93$, $b_0 = 17,96-18,14$, $c_0 = 5,30-5,37$ Å, $\beta = 104^\circ 40' - 105^\circ 23'$, $Z = 2$ (см. хим. анализы). Значения, несколько выходящие за пределы указанных, редки [1—7]. Изоструктурны с тремолитом и другими кальциевыми амфиболами (фиг. 21—23).

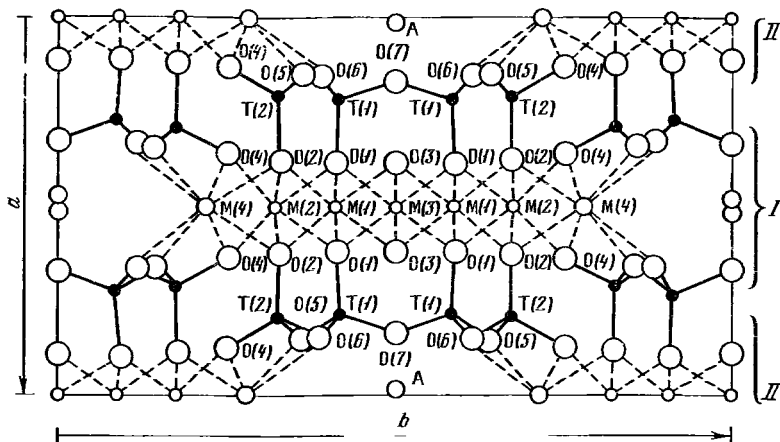
Средние межатомные расстояния (Å) для анализированных образцов [8, 9]:

	1	2	3	4	5	6
T(1)—O	1,674	1,656	1,682	1,672	1,660	1,660
T(2)—O	1,638	1,636	1,620	1,628	1,643	1,636
M(1)—O	2,123	2,114	2,135	2,116	2,094	2,110
M(3)—O	2,132	2,106	2,135	2,116	2,094	2,093
M(2)—O	1,990	2,034	1,995	1,968	2,012	1,958
M(4)—O	2,474	2,500	2,494	2,476	2,505	2,498
A—O	3,129	3,096	3,099	3,107	3,087	3,149 (из 12)
A—O	3,001	2,973	2,962	2,982	2,967	3,032 (из 8)
Хим. анализы	42	29	45	11	23	18

1—4 — чермакиты; 5—6 — гастингситы. Распределение катионов по структурным позициям: 1 — $M(1) = 0,61 Fe^{2+} + 0,39 Mg$; $M(3) = 0,78 Fe^{2+} + 0,22 Mg$; $M(2) = 0,65 Al + 0,10 Mg + 0,05 Fe^{2+} + 0,15 Fe^{3+} + 0,05 Ti$; $M(4) = 0,93Ca + 0,05Na + 0,01 Mg + 0,01 Mn$; A = 0,13 Na + 0,14 K, атомы щелочных металлов занимают в полиэдре A четыре различные положения, два в плоскости *m* и два на двойной поворотной оси (см. фиг. 21) [8]; 2 — $M(1) = 0,45 Fe^{2+} + 0,55 Mg$; $M(2) = 0,31 Fe^{2+} + 0,27 Al + 0,42 Mg$; $M(3) = 0,58 Fe^{2+} + 0,42 Mg$; $T(1) = 0,65 Si + 0,35 Al$; $T(2) = 0,92 Si + 0,08 Al$ [9]; 3 и 4 Mg и Fe^{2+} распределены равномерно по позициям M(1) и M(3), Al и Fe^{3+} в позиции M(2) [9]; 5 — $M(1) = 0,36 Fe^{2+} + 0,64 Mg$; $M(3) = 0,45 Fe^{2+} + 0,15 Fe^{3+} + 0,40 Mg$; $M(2) = 0,18 Fe^{2+} + 0,16 Fe^{3+} + 0,25 Al + 0,41 Mg$; $T(1) = 0,64Si + 0,36 Al$; $T(2) = 0,88 Si + 0,12 Al$ [9]; 6 — M(1) и M(3) равномерно заселены Mg и Fe^{2+} , M(2) = 0,05 $Fe^{2+} + 0,28 Mg + 0,52 Al + 0,10 Fe^{3+} + 0,05 Ti$, T(1) = 0,62 Si + 0,38 Al; T(2) = 0,96 Si + 0,04 Al [9].

В гастингситах из эклогитов Зау-Альпе («клюдткаринтин») (Å): Si—O = 1,61—1,74; M(1, 2, 3) — O = 1,96—2,12; M(4) — O = 2,34—2,72, A — O = 2,71—3,45 [10].

Кристаллы достигают 80 см в длину (в горнблендитах), призматические, обычно без конечных граней. Координаты граней и гранные углы см. на стр. 63. На (110) иногда вертикальная штриховка. Отмечены трубчатые полости с поперечником до 4 мм [11].



Фиг. 23. Структура гастингита в проекции на (001) (по Литвину)

Физ. св. Спайность по (110) совершенная (под углом около 56°), иногда также по (010) [12]. Тв. 5—6. Микротвердость 747—922 кгс/мм² [11]. Уд. в. 3,12—3,27, более высокие значения указываются редко [4, 13, 14]. Цв. зеленый, коричневый, зеленовато-коричневый, черный.

Микр. В шлифах в прох. свете резкий плеохроизм: по *Ng* — темно-зеленый, серо-зеленый, голубовато-зеленый, сине-зеленый, коричневатозеленый, бурозеленый, коричневый, по *Nm* — зеленый, буровато-зеленый, желто-зеленый, коричневый, коричневатожелтый, редко голубовато-зеленый, коричневатозеленый; по *Np* — светло-зеленый, серовато-зеленый, желто-зеленый, коричневатозеленый, буровато-зеленый, желтый, зеленовато-желтый, иногда бесцветный или голубоватый; $Ng \geq Nm > Np$, изредка $Nm > Ng > Np$. Двуосные (—), редко (+). Пл. опт. осей (010), $Nm = b$, $cNg = 10\text{--}30^\circ$. Удлинение (+). Обычно $n_g = 1,670\text{--}1,700$, $n_m = 1,665\text{--}1,690$, $n_p = 1,645\text{--}1,675$. При составах, переходных к паргаситовому, n_g , n_m и n_p несколько снижаются [3, 10, 15—17], при составах, переходных к керсутитовому и хлорферрогастингитовому, повышаются [11, 14, 18, 19]. $n_g - n_p = 0,016\text{--}0,028$, редко до 0,030—0,036 [20, 21]. (—)2V = 50—88°, при составах, переходных к паргаситовому, до 98° [22, 23] и даже до 115° [2]. Дисперсия отмечается редко, иногда только в толстых шлифах, $r > v$, реже $r < v$. Под микроскопом иногда обнаруживаются двойники по (100) простые и полисинтетические [14, 24, 25]. Отмечались включения апатита [26], куммингтонита [27], флогопита, диоксида [24], шпинели [28].

Хим. Теор. составы:

	Na ₂ O	CaO	MgO	FeO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O
1	3,45	12,48	8,97	15,98	17,01	40,11	2,00
2	—	12,77	4,59	16,36	23,20	41,03	2,05

1 — гастингит $\text{NaCa}_2\text{Mg}_2\text{Fe}_2^{2+}\text{Al}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$.

2 — чермакит $\text{Ca}_2\text{MgFe}_2^{2+}\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$.

Состав природных роговых обманок ряда гастингит—чермакит более сложный из-за многочисленных изоморфных замещений и выражается формулой $(\text{Na}, \text{K})_{0-1}(\text{Ca}_{2-1,34}\text{Na}_{0-0,66})[(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Al})_{4-2}(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_{1-2,5} \text{Ti}_{0-0,5}][(\text{Si}_{6,5-5,3}\text{Al}_{1,5-2,7})(\text{O}, \text{OH})_{22}](\text{OH}, \text{F}, \text{Cl}, \text{O})_2$. Содержание CaO редко выходит за пределы 10—12%, иногда до 8,4% ($\text{Ca}_{1,33}$) [29]. MgO от 5,5 до 16%. MnO присутствует в небольших количествах, иногда до 1% ($\text{Mn}_{0,12}$) [6, 30—33]. Условно $\text{Fe}_{1-2,5}$; FeO—5,2—16,7%, Fe_2O_3 —1,0—8,2%. Обычно Fe^{3+} составляет от 5 до 60% суммы ($\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$), в некоторых образцах Fe содержится в

основном в виде Fe^{3+} [6, 34—36], такие роговые обманки по степени окисления Fe аналогичны базальтической, но не обладают характерными для нее оптическими свойствами и отличаются также условиями образования. Na_2O — 1—2,8%, значительно реже 0,5—1% [8, 9, 29, 37]; в гастингситах с пониженным содержанием Ca может достигать 3,0—4,5% [3, 10, 15, 17, 24, 30, 36]. K_2O — 0,1—1,80%, иногда до 2,6% [4, 11, 13, 38—42]. Наиболее высокое содержание 3,08% отмечено в метасоматическом гастингсита [43]. Суммарное количество щелочных элементов 0,30—1,50 на формульную единицу, из них на K приходится от 4 до 60%. Содержание Al_2O_3 обычно в пределах 11—19%, иногда снижается до 8,5% или повышается до 20—22% [2, 20, 35, 44, 45]. Условно $Al^{IV}_{>1,50}$, обычно $Al^{IV}_{<2,20}$, более высокое содержание Al^{IV} — в некоторых гастингситах метасоматических пород [2, 13, 35, 39, 43, 46, 47]. $Al^{VI}_{0-1,75}$, наиболее низкие значения (до $Al^{VI}_{0,75}$) характерны для гастингситов и чермакитов изверженных пород и пироксенсодержащих метаморфических пород, наиболее высокие — для гастингсита кианитсодержащих пород, метасоматитов и сланцев. SiO_2 — 35—45%, преимущественно 39—45%. TiO_2 устанавливается почти всегда, обычно до 3% ($Ti_{до 0,35}$), но известны и переходные к керсутиту разновидности [4, 6, 18, 36, 40, 48]. Минимальные содержания TiO_2 в роговых обманках из эклогитов и из пород с кианитом, корундом, куммингтонитом, эпидотом, магнетитом. Повышенные содержания TiO_2 отмечаются для гастингсита и чермакита из магматических пород и пироксеновых амфиболитов. Нередко содержат P_2O_5 (до 0,3%), иногда Li_2O (до 0,02%) [2, 6, 27, 42]; BaO и SrO (0,02%) [49], Cr_2O_3 (до 0,11%) [12, 27, 42, 50], V_2O_5 (до 0,47%) [49, 51]; NiO (до 0,04%) [27]; спектрально обнаружены также Be, Co, Cr, Cs, Cu, Ga, La, Mo, Nb, Nd, Ni, Rb, Se, Sn, Y, Yb, Zr, Zr [2, 41, 52, 53]. Содержание H_2O^+ от 0,5 до 4%, $(OH)_{0,50-3,70}$. Наиболее низко оно в роговых обманках с высоким содержанием Fe^{3+} [34, 36] или Al^{VI} [44, 54]. Повышенное количество групп OH (замещение части атомов кислорода радикала) отмечается нередко. Количество таких избыточных групп OH достигает 1—1,75 на формульную единицу [2, 10, 31, 37, 47,55—57]. F устанавливается не всегда, обычно его содержание не выше 0,60% ($F_{0,25}$), реже до 1,7% ($F_{0,75}$) в образцах из некоторых гранитоидов и гнейсов [1, 56], пироксеновых амфиболитов [41, 58, 59], метасоматитов [13, 14, 43]. Cl устанавливается редко (не более 0,65%) [14, 59].

Анализы (в порядке увеличения содержания $Fe^{2+} + Fe^{3+}$):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	4,17	2,40	1,73	3,31	2,60	1,83	1,25	2,06	1,55
K_2O	1,05	0,69	0,11	0,24	0,27	0,31	0,74	0,63	0,49
MgO	13,66	15,38	14,45	13,39	14,93	13,37	13,78	14,79	10,30
CaO	8,72	11,50	11,76	10,18	11,80	12,05	10,66	11,80	10,10
MnO	0,18	0,11	0,08	0,06	0,13	0,14	0,10	0,08	0,05
FeO	6,62	8,26	8,70	7,18	5,18	7,79	11,25	8,72	11,20
Al_2O_3	13,14	12,53	15,42	14,56	13,06	17,94	14,01	11,57	18,06
Fe_2O_3	3,52	1,65	1,38	3,37	5,98	3,59	He обн.	4,02	1,81
SiO_2	44,90	41,44	43,82	44,66	42,10	41,07	44,36	42,09	43,24
TiO_2	1,45	3,90	0,55	0,80	1,73	0,18	1,64	2,34	0,51
P_2O_5	—	0,08	—	—	—	—	—	—	0,04
H_2O^+	2,51	1,76	2,00	2,10*	1,94	1,46	2,55	2,03	2,72
H_2O^-	0,13	0,12	0,12	—	0,16	0,57	—	0,06	He обн.
F	—	—	0,04	—	0,08	—	—	—	—
Сумма	100,05	99,82	100,16	99,85	99,96	(100,30)	100,34	100,19	100,07
$-O=F_2$	—	—	0,01	—	0,03	—	—	—	—
			100,15		99,93				
Уд. в.	3,20	—	—	3,17	—	—	—	—	—
n_g	1,667	1,678	1,657	1,658	1,698	1,683	1,675	1,677	—
n_m	1,657	1,674	—	1,650	—	—	1,668	1,669	—

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
n_p	1,641	1,666	1,638	1,640	1,672	1,658	1,649	1,652	—
(—)2V	75°	86°	—	79°	82°	76°	87°	75°	—
cNg	12°	21°	—	20°	23°	18°	14°	—	—
$a_0(\text{Å})$	9,836	—	—	9,786	9,882	10,01	9,832	—	—
b_0	17,913	—	—	17,957	18,036	18,25	18,094	—	—
c_0	5,343	—	—	5,307	5,314	5,32	5,328	—	—
β	105°55'	—	—	104°47'	106°09'	107°14' **	104°54'	—	—
$\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$	1,17	1,19	1,19	1,22	1,28	1,34	1,34	1,51	1,53
(Al+Fe ³⁺) ^{VI}	1,02	0,43	1,05	1,22	1,00	1,47	0,66	0,60	1,43
(Al+Fe ³⁺) ^{IV}	1,58	1,92	1,71	1,60	1,89	2,01	1,69	1,84	1,81

* H₂O = п. п.

** В установке 12/m.

1 — синевато-зеленый гастингсит из метасоматитов с апатитом, Уруштенский комплекс (Кавказ), в оригинале названа обыкновенной роговой обманкой, анал. Митюшина [3]; 2 — бурый гастингсит из пойкилософитового габбро-ворита, Чайская интрузия (Северное Прибайкалье), анал. не указан [48]; 3 — чермакит из гранатового амфиболита, водораздел рек Моихоола и Усумана, Анабарский щит, анал. Алферова, Гамянина, Ключева [16]; 4 — черный гастингсит из тонкозернистого эглогит-амфиболита Холь, Коральпе (Австрия), анал. не указан («каритин») [15]; 5 — фенокристаллы гастингсита из андезита, вулкан Удина, п-ов Камчатка, анал. Аксельрод [5]; 6 — чермакит из вулканических выбросов в Паро (Япония), анал. Томита, в оригинале сумма 100,33 [60]; 7 — бурый чермакит из гранат-бистит-амфибол-плагноклазовых сланцев (Юго-Западный Памир), анал. Зевелова [61]; 8 — гастингсит из горнблендитов, Геребл-Хил, Аргайл (Шотландия), анал. Нокольдс [62]; 9 — чермакит, порфириновые бласты в кванитовом сланце, Фродалера, Тичнио (Швейцария), анал. Лик и Кемп [63].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
N ₂ O	1,80	0,54	1,53	1,79	1,60	1,70	2,39	1,83	1,21
K ₂ O	1,75	0,40	0,21	0,12	3,08	0,88	1,47	1,53	0,28
MgO	12,03	9,90	12,32	12,07	11,34	8,05	12,85	11,23	9,54
CaO	11,30	11,84	11,06	10,20	11,33	9,99	12,90	12,44	10,65
MnO	0,09	0,04	0,20	0,27	0,11	0,24	0,36	0,18	0,17
FeO	11,38	12,96	12,57	11,15	9,56	9,92	7,71	9,46	13,15
Al ₂ O ₃	13,54	17,73	11,79	14,85	16,15	18,36	12,27	12,07	15,98
Fe ₂ O ₃	1,12	1,00	1,65	3,32	4,94	5,16	7,23	5,36	1,84
SiO ₂	41,50	42,62	43,78	43,82	38,25	40,86	39,50	39,98	43,33
TiO ₂	2,99	0,45	1,58	0,68	0,47	2,83	1,56	4,18	0,78
P ₂ O ₅	0,23	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	1,79	2,45	3,08	1,94	2,20	1,91	1,77	1,65	2,80
H ₂ O ⁻	0,10	—	0,27	0,06	—	—	—	0,15	—
F	0,85	—	—	0,04	0,85	—	0,15	0,12	—
Cl	—	—	—	0,03	0,28	—	0,03	—	—
Сумма	100,47	99,93	100,04	100,34	100,16	99,90	100,19	100,18	99,73
—O=F ₂ +Cl ₂	0,36	—	—	0,03	0,36	—	0,07	0,05	—
	100,11	—	—	100,31	99,80	—	100,12	100,13	—
Уд. в.	—	—	—	3,21	—	—	3,22	—	3,19
n_g	1,693	—	1,679	1,675	1,677	—	1,699	1,684	—
n_m	—	—	—	1,665	—	—	1,690	—	—
n_p	—	—	1,652	1,653	1,651	—	1,672	1,668	—
(—)2V	80—88°	—	76°	80°	—	—	68°	50°	—
cNg	10—21	—	—	19°	—	—	29—32°	16°	—
$a_0(\text{Å})$	—	9,762	—	—	—	—	—	9,82	9,761
b_0	—	17,994	—	—	—	—	—	18,06	18,003
c_0	—	5,325	—	—	—	—	—	5,39	5,316
β	—	105°06'	—	—	—	—	—	105°07'	104°50'
$\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$	1,53	1,68	1,70	1,71	1,74	1,78	1,78	1,79	1,79
(Al+Fe ³⁺) ^{VI}	0,61	1,31	0,55	1,25	1,09	1,72	0,89	0,72	1,16
(Al+Fe ³⁺) ^{IV}	1,87	1,83	1,65	1,65	2,30	2,02	2,09	2,01	1,77

10 — гастингсит из эклогитовых кристаллических сланцев, Джугджурская часть Становой зоны Алданского щита, анал. Шека [58]; 11 — чермакит из гранатовых амфиболитов Северной Карелии, анал. не указан, в оригинале назван паргаситом [9]; 12 — коричнево-зеленая роговая обманка с высоким содержанием (ОН) из горнблендита, Кагура, горы Китакама (Япония), анал. Онуки [64]; 13 — черный чермакит из антофиллитсодержащего расщепленного метабазита, Баикрофт, пров. Онтарио (Канада), анал. Скун [65]; 14 — зеленовато-черный гастингсит из скарнов железорудного месторождения Центральные Штоки (Горная Шория), анал. не указан [43]; 15 — бурый чермакит из ороговикованного амфиболита вблизи контакта с троктолитом, массив Лукинда, Становой хр., анал. Конькова [66]; 16 — ойкокрсталлы гастингсита из амфиболлизированного ийолита, Себьярвский массив, Кольский п-ов, анал. Ковязина [67]; 17 — гастингсит из эндоконтактной зоны Салгоно-Тигертгызской гранодиоритовой интрузии, Кузнецкий Алатау, анал. Некрасова, спектрально обнаружены Li, Cs, Rb, V, Cu, Sr [6]; 18 — чермакит из метаморфических кианитсодержащих пород свиты Харви-Наволоок (Северная Карелия), анал. не указан, в оригинале назван паргаситом [9, 68].

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Na ₂ O	2,54	1,86	2,15	1,98	1,68	0,80	1,37	2,41	2,16
K ₂ O	0,79	0,61	2,27	0,80	1,50	0,60	1,39	0,52	1,05
MgO	10,63	12,68	8,18	10,36	11,45	11,09	10,55	9,60	10,05
CaO	12,58	11,72	11,30	11,29	10,85	8,37	11,51	10,20	10,77
MnO	0,24	0,19	0,12	0,44	0,11	0,39	0,18	0,07	0,23
FeO	12,93	10,48	11,70	9,75	12,36	13,36	12,60	11,50	13,08
Al ₂ O ₃	14,12	12,77	15,02	12,15	12,49	13,98	11,76	16,64	14,43
Fe ₂ O ₃	1,55	5,07	3,81	6,98	4,25	3,42	4,10	5,72	3,48
SiO ₂	40,26	39,41	39,63	41,96	41,36	43,01	42,57	41,00	40,54
TiO ₂	2,75	2,37	3,20	2,00	1,95	2,68	2,41	0,50	2,42
P ₂ O ₅	—	—	0,15	—	—	—	0,02	—	—
H ₂ O ⁺	1,53	2,68	2,70	2,04	1,85	1,69	1,50	2,22	1,17
H ₂ O ⁻	не обн.	—	0,11	0,11	0,02	0,20	0,02	—	0,03
F	—	—	—	0,12	—	0,17	0,17	—	0,08
Cl	—	—	—	—	—	—	0,02	—	0,63
Сумма	99,92	(100,00*)	100,37**	100,09***	99,87	99,76	100,17	100,38	100,12
—O=F ₂ +Cl ₂	—	—	—	0,05	—	0,07	0,07	—	0,17
				100,04		99,69	100,10		99,95
Уд. в.	—	—	3,27	3,22	—	—	3,269	—	3,270
n _g	1,698	1,674	1,703	1,695	1,685	—	1,691	1,683	1,696
n _m	1,688	—	1,694	1,684	—	—	—	—	—
n _p	1,674	1,658	1,685	1,670	1,667	—	1,669	1,660	1,670
(-)-2V	—	75°	74°	69°	—	—	—	74—80°	78,5°
cNg	—	16°	—	—	—	—	—	19—22°	14°
a ₀ (Å)	—	—	—	—	9,838	—	—	—	—
b ₀	—	—	—	—	18,063	—	—	—	—
c ₀	—	—	—	—	5,313	—	—	—	—
β	—	—	—	—	104°49'	—	—	—	—
Fe ²⁺ +Fe ³⁺	1,80	1,86	1,88	1,99	2,03	2,03	2,04	2,04	2,05
(Al+Fe ³⁺) ^{VI}	0,73	0,60	0,94	1,12	0,87	1,15	0,90	1,52	1,08
(Al+Fe ³⁺) ^{IV}	1,95	2,18	2,12	1,78	1,81	1,66	1,63	1,99	1,88

* В том числе V₂O₅ — 0,16.

** В том числе SO₃ — 0,03.

*** В том числе BaO — 0,02.

V₂O₅ — 0,06, Sr₂O₃ — 0,01, SrO — 0,02.

19 — гастингсит из роговика по базальту вблизи контакта с монзонит-адамеллитовой интрузией, Тильбастер, Новый Южный Уэльс (Австралия), анал. Хердсман [69]; 20 — зеленый чермакит из гигантозернистых горнблендитов Первоуральского титаномагнетитового месторождения, Ревдинский район (Средний Урал), в оригинале сумма 99,93, анал. Рудницкая [51]; 21 — черный гастингсит, из дайки лампрофиров, с. Хлебодаровка (Восточное Приазовье), анал. Фролова, в оригинале назван керсутитом [11]; 22 — чермакит из дацитов Паритуту (Новая Зеландия), анал. Хаттон [49]; 23 — гастингсит из гранатовых габбро-амфиболитов, Среднее Побужье, Украинский щит, анал. Мирская [9, 70]; 24 — чермакит из кварцевого двурита, Ворожейский массив, Магаданская обл., анал. Булыменко и Базиев, в оригинале назван обыкновенной роговой обманкой [29]; 25 — гастингсит из пироксен-плагиоклазового амфиболита, Колтон, Адирондак, шт. Нью-Йорк (США), анал. Зирвельд [71]; 26 — сине-зеленый чермакит из кианитсодержащих метатупофосесчаников, Патомское нагорье, анал. Зевелева [72]; 27 — гастингсит из пироксен-амфибол-плагиоклазового сланца с порфиробластами граната, Рейнбоу, Адирондак, шт. Нью-Йорк (США), анал. Ослунд [59].

	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Na ₂ O	1,52	1,59	1,40	2,61	1,70	1,09	1,64	1,80	1,06
K ₂ O	2,13	0,47	0,75	2,57	0,74	1,31	0,84	1,68	0,99
MgO	10,74	10,75	9,62	7,77	9,28	10,66	10,00	10,42	9,81
CaO	10,08	11,92	10,49	11,14	12,15	11,83	11,45	11,85	11,02
MnO	0,20	0,16	0,11	0,14	0,30	0,40	0,20	0,11	0,21
FeO	11,64	11,80	14,26	13,24	11,50	11,62	13,86	13,70	15,70
Al ₂ O ₃	11,53	12,60	14,51	17,71	12,35	10,57	11,58	10,20	12,91
Fe ₂ O ₃	5,50	5,70	3,05	3,85	6,20	5,99	3,89	4,04	2,20
SiO ₂	41,06	42,44	43,17	37,74	42,08	43,13	43,17	42,80	42,34
TiO ₂	3,79	0,70	0,95	1,00	1,04	1,24	2,08	1,36	1,46
P ₂ O ₅	—	сл.	—	—	0,07	0,06	He обн.	—	—
H ₂ O ⁺	1,37	2,22	1,97	1,16	2,20	1,57	1,48	1,93	2,35
H ₂ O ⁻	0,32	0,08	—	0,03	He обн.	0,08	He обн.	—	—
F	0,36	—	—	1,62	0,13	0,27	0,06	0,30	—
Cl	0,23	—	—	—	—	0,14	—	—	—
Сумма	100,47	100,43	100,28	100,58	99,74	99,96	100,25	100,19	100,05
—O=F ₂ +Cl ₂	0,20	—	—	0,68	0,05	0,14	0,03	0,13	—
	100,27	—	—	99,90	99,69	99,82	100,22	100,06	—
Уд. в.	3,50	—	—	3,308	—	3,26	—	—	—
n _g	1,690	—	1,686	1,690	1,686	1,683	—	1,682	1,688
n _m	1,683	—	1,678	—	—	1,675	—	1,671	—
n _p	1,673	—	1,668	1,674	1,668	1,664	—	1,659	1,662
(-)2V	54—69°	—	84°	—	—	66°	—	53°	78°
cNg	—	—	13—15°	—	—	14°	—	13°	14°
a ₀ (Å)	9,79	9,849	9,823	—	—	9,874	—	—	9,868
b ₀	18,10	18,078	18,044	—	—	18,079	—	—	18,134
c ₀	5,25	5,314	5,327	—	—	5,328	—	—	5,342
β	105°00'	105°02'	104°41'	—	—	105°04'	—	—	105°13'
Fe ²⁺ +Fe ³⁺	2,09	2,09	2,10	2,12	2,13	2,14	2,17	2,18	2,20
(Al+Fe ³⁺) ^{VI}	0,86	1,08	1,22	1,34	1,15	1,03	0,94	0,70	0,81
(Al+Fe ³⁺) ^{IV}	1,81	1,74	1,64	2,27	1,72	1,52	1,54	1,57	1,70

28 — черный гастингсит из эндрбитов массива Островский, Умбинский гранитоидный комплекс (Кольский п-ов), анал. Романова [4]; 29 — чермакит из метасоматически измененных гнейсов, Базавлукский район (Криворожье), анал. не указан [9]; 30 — чермакит из гранатового амфиболита, Хорог (Юго-Западный Памир), анал. Гождзинская [61]; 31 — гастингсит из апоамфиболитовых (нефелин содержащих) метасоматических сланцев, Каргас, пров. Онтарио (Канада), анал. Эпльард [13]; 32 — зеленый гастингсит из габбро-амфиболитов, левобережье реки Унгры (Алданский щит), анал. Галайская [73]; 33 — чермакит из гранодиорита Фронт-Рейнджа, шт. Колорадо (США), анал. Ридл [52]; 34 — буро-зеленый гастингсит из гиперстен-диопсид-амфибол-плагноклазового сланца района ключа Сагжой, правобережье Алдана, анал. Тимофеева [73]; 35 — гастингсит с синеватыми оттенками плеохромазма из гранито-гнейсов, Нерчинский хр. (Забайкалье), анал. Аршинская, Шустер, Серебрякова [74]; 36 — бурый чермакит из гранат-биотит-амфибол-плагноклазовых сланцев метаморфической толщи Юго-Западного Памира, анал. Зевелева [61].

	37	38	39	40	41	42	43	44	45
Na ₂ O	1,16	1,38	1,39	2,52	1,67	0,80	1,57	1,30	1,63
K ₂ O	0,94	1,14	1,60	0,91	0,47	0,75	1,60	1,00	0,27
MgO	10,27	8,82	10,33	8,37	9,17	5,48	9,62	10,20	6,99
CaO	11,93	11,60	11,36	10,07	11,11	11,65	9,68	11,48	11,27
MnO	0,57	0,32	0,52	0,19	0,21	0,27	0,68	0,67	0,30
FeO	12,25	14,26	12,65	13,50	13,71	16,75	14,21	13,77	16,67
Al ₂ O ₃	11,68	11,96	10,20	13,75	13,67	18,67	11,39	9,06	14,59
Fe ₂ O ₃	6,23	4,45	6,60	5,96	5,88	2,64	5,93	6,47	3,82
SiO ₂	42,39	42,51	42,28	41,10	40,67	40,12	39,78	42,91	41,93
TiO ₂	0,78	1,42	1,14	1,04	1,59	0,87	1,47	0,59	0,45
P ₂ O ₅	—	—	—	0,10	—	—	—	—	0,11
H ₂ O ⁺	1,92	1,83	1,80	2,39	1,94	1,61	2,59	2,38	2,19

	37	38	39	40	41	42	43	44	45
H ₂ O ⁻	—	0,05	—	He обн.	—	0,01	0,25	0,10	0,02
F	0,21	0,23	0,50	—	He обн.	0,07	1,29	0,08	—
Cl	—	0,03	—	—	сл.	—	0,58	—	—
Сумма	100,33	100,00	100,37	99,90	100,09	99,69	100,64	100,01	100,38*
—O=F ₂ +Cl ₂	0,09	0,11	0,21	—	—	0,03	0,67	0,03	—
	100,24	99,89	100,16	—	—	99,66	99,97	99,98	—
Уд. в.	—	3,259	—	—	—	—	3,211	3,249	—
n _g	1,681	1,686	1,677	1,675	1,678	—	1,693	1,697	—
n _m	—	1,676	—	1,670	—	—	1,689	—	—
n _p	—	1,662	—	—	1,659	—	1,666	1,670	—
(-)2V	—	86°	—	54°	—	—	51°	—	—
cNg	—	—	—	—	16°	—	21°	23°	—
a ₀ (Å)	—	—	—	—	—	9,818	—	—	9,819
b ₀	—	—	—	—	—	18,106	18,14	—	18,071
c ₀	—	—	—	—	—	5,331	5,33	—	5,328
β	—	—	—	—	—	105°00'	—	—	105°00'
Fe ²⁺ +Fe ³⁺	2,23	2,29	2,34	2,36	2,38	2,41	2,44	2,46	2,50
(Al+Fe ³⁺) ^{VI}	1,07	1,01	0,92	1,24	1,17	1,67	0,68	0,79	1,27
(Al+Fe ³⁺) ^{IV}	1,68	1,61	1,64	1,85	1,91	1,95	2,02	1,55	1,73

* В том числе SO₃ — 0,14.

37 — чермакит из роговообманково-биотит-плагноклаз-кварцевого сланца в толще нижнепротерозойских пород Алданского щита, анал. Алексеева [54]; 38 — чермакит из амфиболита, месторождение Восток, Аллареченский район (Кольский п-ов), анал. Мокрецова, в оригинале назван феррочермакитом [75]; 39 — гастингсит из пегматита среди гранито-гнейсов, южная часть Чарской глыбы, Алданский щит, анал. Алексеева [54]; 40 — гастингсит из амфиболитов с эпидотом, альбитом, хлоритом, титанитом, Тоно, Центральный Сикоку (Япония), анал. не указан [21]; 41 — чермакит из мономинеральных амфиболитов, Кусинский массив (Южный Урал), анал. Воронкова [76]; 42 — чермакит из рудника Фруд, Садбери (Канада), анал. Майсон, в оригинале назван феррочермакитом [8]; 43 — роговая обманка с высоким содержанием H₂O⁺ из гранито-гнейса, Дид-Крик, северо-западная часть гор Адирондак, шт. Нью-Йорк (США), анал. Ослунд [56]; 44 — гастингсит из гранитов Анновской полосы, Криворожский бассейн, анал. Лопата [77]; 45 — чермакит из амфиболитов Конкско-Белозерского района, Украинский щит, анал. не указан, в оригинале назван паргаситом [9].

Повед. при нагр. При нагревании чермакита из вулканических выбросов (хим. анализ 6) выше 850° наблюдалось изменение окраски по Ng от желто-зеленой до красно-коричневой, структура не изменялась до 950°, линии пироксена на рентгенограмме появились при 1000° после двухчасовой выдержки, при 1050° чермакит полностью превратился в агрегат пироксена, плагноклаза и гематита [60]. Эндотермический эффект, обусловленный дегидратацией и твердофазовыми реакциями, отмечен для чермакитов из горнблендитов при 1111—1125° [51], для гастингсита при 1090° [78]. При нагревании продуктов распада гастингсита при 1145° образуется оливин, гематит переходит в магнетит [78].

Наход. Входят в состав различных магматических, метаморфических и метасоматических пород. Из магматических пород наиболее характерны для габброидов, нередко встречаются в жильных лампрофрах, горнблендитах, андезитах. В диоритах и гранодиоритах более редки, чем обыкновенные роговые обманки, в гранитах и сиенитах уступают по распространенности феррогастингситу. В метаморфических толщах чаще приурочены к породам высоких ступеней метаморфизма — гнейсам, мигматитам, гранулитам, гранатовым амфиболитам, кианитсодержащим породам, различным сланцам. Образуются в экзоконтактных ореолах интрузий и в метасоматически измененных породах.

В габброидных породах магнезиально-железистые высокоглинозистые роговые обманки образуются по пироксенам и оливину, реже кристаллизуются из расплава. Содержание железа не превышает 2 на формульную единицу, часто устанавливается повышенное количество титана, некоторые роговые обманки габбро являются переходными между гастингситом и керсутитом [79, 80]. Характерны буроватые тона окраски. Примеры: гастингсит в пойкилофитовом

габбро-норите Чайской интрузии (Северное Прибайкалье) по бронзиту и аггиту (хим. анализ 2) [48]; чермакит из кортландит-норитового комплекса Среднего хр. Камчатки, ассоциируется с флогопитом и антофиллитом [22]; гастингсит из амфиболитизированного габбро бассейна реки Евсейчики на Камчатке [81]; гастингсит (переходный к керсутиту) из габбро горы Патын, Кузнецкий Алатау [79]; высокоглиноземистая роговая обманка с необычно высоким содержанием Al^{IV} (2,68 на формульную единицу) и $(OH)_{2,92}$ из пегматоидных роговообманковых габбро (бойитов), Брандбукампен (Норвегия) [82]; чермакит по оливину из троктолита Южно-Калифорнийского батолита (США) [23]; гастингсит из грубозернистого габбро, Иритото, плато Абукума (Япония) [83]; чермакит из роговообманковых габбро, образующих включения в туфах, туфобрекчиях, агломератах и лавах северо-восточной Японии [84, 85]; гастингсит из долеритов горы Потойу в Северной Австралии, каемки у реликтовых зерен оливина, заключенных в плагиоклазе, от оливина отделен зоной кумминтонита и магнетита [86]; гастингсит (переходный к керсутиту) из гранатовых пироксенитов, образующих ксенолиты в щелочных оливиновых базальтах о-ва Нунивак (Аляска) [87].

Некоторые горнблендиты сложены почти целиком магнезиально-железистыми высокоглиноземистыми роговыми обманками, второстепенные минералы в них — пироксены, плагиоклаз, ильменит, апатит, иногда шпинель, мусковит. При увеличении содержания плагиоклаза постепенно переходят в роговообманковые габбро-пегматиты [88]. Содержание щелочей в высокоглиноземистых роговых обманках из горнблендитов не превышает 0,75 на формульную единицу, $Fe_{до 2,0}$, нередко отмечается повышенное содержание воды. В Качканарском и Ревдинском массивах на Среднем Урале с горнблендитами связано титаномagnetитовое оруденение (месторождение Первомайское). Роговая обманка крупных монокристалльных индивидов (до 80 см) в гигантокристаллических горнблендитах отличается повышенным содержанием воды, железа и титана (хим. анализ 20) [51, 89, 90]. Известны в горнблендитах габбро-перидотитовой формации восточного склона Урала [91] и на Приполярном Урале [88]; в горнблендитах и габбро-пегматитах хр. Джугджур на Дальнем Востоке [92]; в мусковит-полевошпатовых горнблендитах Эрнслоу-Квори (Англия) [37]; в горнблендитах по пироксениту в Гербл-Хил-Глен, Аргайл, Шотландия (хим. анализ 8) [62]; в шпинельсодержащих горнблендитах, слагающих включения в туфах кратера вулкана Итиноме-Гата в Японии [85]. Горнблендиты, включающие железные руды, известны в горах Китаками, Япония (хим. анализ 12) [55, 64, 93].

В жильных лампрофирах бурый гастингсит с высоким содержанием титана (переходный к керсутиту) слагает вкрапленники и ксенокристаллы. Примеры: фенокристаллы в дайке лампрофиров камптонитового облика, наряду с ортоклазом, биотитом, пироксеном, в Восточном Приазовье (хим. анализ 21) [11]; вкрапленники в мончикитах ущелья Рамзая в Хибинах [36]; в камптонитах магматической провинции Предаццо в Северной Италии [19]. В лампрофирах о-ва Танегасима в Японии гастингсит образует внешние зоны на кристаллах керсутита и сам иногда обрастает феррогастингситом [94].

В диоритах, кварцевых диоритах, гранодиоритах высокоглиноземистые роговые обманки встречаются значительно реже, чем обыкновенные; $(Na + K)_{0,35-0,65}$, реже $(Na + K)_{до 0,80}$, доля калия составляет 30—50%, $Ti_{до 0,50}$ и более. Примеры: диориты Аргайла, Шотландия [62], и Лимузина в Центральном массиве (Франция) [95]; кварцевые диориты Ворожейского массива в бассейне р. Анадырь, Магаданская обл. (хим. анализ 24) [29]; кварцевые диориты Кодена, плато Абукума в Японии [96]; гранодиориты Фронт-Рейнджа, в шт. Колорадо (США) (хим. анализ 33) [52]; эндоконтактная зона Салгоно-Тигертызской гранодиоритовой интрузии, Кузнецкий Алатау (хим. анализ 17) [6]; эндербиты (Na-чарнокиты), сложенные плагиоклазом с антипертитовыми вросками, гиперстеном, роговой обманкой и кварцем, массив Островский Умбинского гранитоидного комплекса, Кольский п-ов (хим. анализ 28) [4].

В андезитах и дацитах образуют фенокристаллы, по составу промежуточные между чермакитом и гастингситом, $(Na + K)_{0,65-0,80}$, $Ti_{>0,20}$. Примеры: андезиты вулкана Удина, Камчатка (хим. анализ 5) [5]; андезиты окрестностей села Велятино, Закарпатье [97]; андезиты о-ва Содо-Сима в Японии [98]; гранатсодержащие андезиты и дациты о-ва Сикоку в Японии [26]; диоритовые порфиры лакколита Укиап-Рейнджа, Юта (США) [53]; андезиты и дациты Пуэрто-Рико [99]; дациты Новой Зеландии (хим. анализ 22) [49]. Вкрапленники в андезитах, состоящие из сростков плагиоклаза, клинопироксена, ортопироксена и магнетита, вероятно, образовались на месте вкрапленников амфиболов в результате снижения давления при продвижении магмы в верхние горизонты земной коры [100]. В туфах и вулканических брекчиях встречены обломки кристаллов высокоглиноземистых роговых обманок, происхождение и состав которых различны. Окантанные обломки мегакристаллов гастингсита (переходного к керсутиту) отмечены в вулканической брекчии Какануи в Новой Зеландии [101, 18]; в Анаки, шт. Виктория (Австралия) [102], в Куруценкогель в Штирии (Австрия) [10], в туфах базанитовых диатрем близ Розенберга (ФРГ) [40]; в брекчии альенита на о-ве Альнё (Швеция) [39]. Чермакит обнаружен в вулканических выбросах в Гэс-Пэн, о-в Паро (Япония) (хим. анализ 6) [60], гастингсит — в игнимбритах бассейна р. Козлинка на Северном Кавказе [3], в пироксеновых туфах в Хейлсберг-Хегу (ФРГ) [34].

В гранитах и щелочных породах магнезиально-железистые высокоглиноземистые роговые обманки редки. Обнаружены в гранитах Анновской полосы в Криворожском бассейне (хим. анализ 44) [77]; в чарнокитах Тиневэли, шт. Мадрас, Индия [1]; в сиенитах Мойя преф. Ивате (Япония) [31]; в нефелиновых сиенитах бассейна р. Даокша, Байкало-Патомское нагорье [38]; в сандытах Ильменских гор на Урале [30]; в виде аутометаморфогенных ойкокристаллов в ийолите Себлярского массива на Кольском п-ове (хим. анализ 16) [67].

В полевошпатовых и мономинеральных амфиболитах и амфиболовых сланцах с плагиоклазом, небольшим количеством кварца, биотита, эпидота, граната, титанита, апатита, ильменита, магнетита и других минералов высокоглиноземистые роговые обманки представлены чермакитом и минералами переходного состава между чермакитом и гастингситом; $(Na + K)_{0,45-0,75}$, $Fe_{2-2,5}$, связаны постепенными переходами с феррочермакитом. Примеры: в амфиболитах Кусинского массива на Южном Урале (хим. анализ 41) [76, 103], Приднепровья (хим. анализ 45) [9, 104] и Криворожья [105], Аллареченского района на Кольском п-ове (хим. анализ 38) [75], Заиграевского района в Западном Забайкалье [106]; бассейна р. Унгра, Алданский щит (хим. анализ 32) [73], района станции Мысовая в Прибайкалье [107], бассейна р. Урик (Восточный Саян) [108], Фронт-Рейнджа, шт. Колорадо (США) [52], Конемара в Западной Ирландии [109], района Айроло в Швейцарии [110], тектонической зоны Хагато в Юго-Западной Японии [111]; в амфиболовых сланцах с кварцем и основным плагиоклазом в верховьях р. Аманауз на Кавказе [25], с кварцем, олигоклазом, эпидотом и биотитом в Оривеси (Финляндия) [112], в Айроло (Швейцария) [110], с основным плагиоклазом в Деналбе, горы Адирондак (США) [59], с эпидотом и кварцем или эпидотом, плагиоклазом и гранатом в горах Клатат, Северная Калифорния (США) [113], в районе месторождения Хитати, плато Абукума (Япония) [32].

Для куммингтонит- и антофиллитсодержащих амфиболитов высокоглиноземистые магнезиально-железистые роговые обманки не характерны, по содержанию Al^{IV} они приближаются к обыкновенным роговым обманкам. С куммингтонитом образуют тесные сростания, например: в амфиболитах Телемарка в Норвегии [114]. В биотит-амфиболовых породах Южного Гарриса (Внешние Гибриды) образовались по куммингтониту и содержат его реликтовые включения [115]; в амфиболитах области Хитаси в Японии куммингтонит слагает внешние зоны кристаллов чермакита [116]. В ассоциации с антофиллитом чермакит встречен в амфиболитах центральной части шт. Массачусетс

(США) [27] и в рассланцованном метагabbро в районе Банкрофт, пров. Онтарио (Канада) (хим. анализ 13) [65].

В эпидотовых амфиболитах высокоглиноземистые роговые обманки встречаются редко. Отмечались в ассоциации с альбитом, эпидотом, кварцем, рутилом, иногда гранатом, гематитом, титанитом на о-ве Сикоку в Южной Японии (хим. анализ 40) [21]. В Сибукава на о-ве Хонсю (Япония) гастингсит составляет почти мономинеральные амфиболиты с небольшим количеством эпидота, альбита, кварца, хлорита, апатита и магнетита [117, 118]. Гастингсит обнаружен также в кианитсодержащих эпидотовых амфиболитах, залегающих в виде вытянутых тел в пироксенитах Ойяма в Юго-Западной Японии [119].

В гранатовых амфиболитах высокоглиноземистые роговые обманки представлены обычно чермакитом, реже гастингситом. Для них характерно $(Na + K) < 0,85$, нередко низкое содержание кальция ($Ca_{до 1,40}$), $Fe > 1,50$; высокие содержания Ti неизвестны. Кроме плагиоклаза и граната, с чермакитом иногда ассоциируются в небольших количествах биотит, кварц, диопсид. Примеры: с биотитом в районе пегматитового месторождения Хетоламбино в Северной Карелии [120]; с биотитом и диопсидом в мигматизированной толще Хито Острова в Чупинском районе Карелии [35]; со ставролитом, куммингтонитом, биотитом, плагиоклазом и кварцем в Северной Карелии (хим. анализ 11) [9]; в породах метаморфического комплекса горанско-шахдаринской серии Юго-Западного Памира (хим. анализ 30) [61]; в бассейнах рек Кенада, Монхоол и Усуман на Анабарском щите (хим. анализ 3) [16]; в перекристаллизованной архейской толще Алданского щита [54]; в гранат-плагиоклазовом амфиболите из эндоконтактной части тела метадолерита с клинопироксеном, железорудными минералами и биотитом в Скури, Сатерленд (Шотландия) [121]; в полосчатом гранатовом амфиболите с кварцем, аксессуарными апатитом, сульфидами, титанитом, кальцитом в Конемара (Западная Ирландия) [33]; в альмандиновых амфиболитах в Шантель-Рибейр, Центральный массив (Франция) [122]; с кальцитом, титанитом, альбитом, кварцем, эпидотом и хлоритом в Бесси, Центральный Сикоку (Япония) [21]; с основным плагиоклазом и ильменитом, иногда с биотитом и кварцем в Йококава, плато Абукума (Япония) [123].

В амфиболсодержащих кристаллических сланцах высокоглиноземистая роговая обманка обычно представлена чермакитом, реже гастингситом. Ассоциируется с плагиоклазом, кварцем, биотитом, гранатом; содержит $(Na + K)_{до 0,80}$, (доля калия 4—50%), $Fe > 1,80$, $Ti_{0,04-0,30}$. Примеры: сланцы (с различным количеством плагиоклаза, чермакита, кварца, граната, иногда с биотитом) Беломорского комплекса, Чупино-Лоухский район (Карелия) [124]; сланцы чермакит-биотит-плагиоклаз-кварцевые, биотит-гранат-гастингсит-плагиоклазовые и биотит-чермакит-эпидотовые Удокано-Становой зоны, Якутия (хим. анализ 37) [54]; чермакит-плагиоклазовые в нижнепротерозойской толще Субганского грабена на Алданском щите [125]; гранат-биотит-чермакит-плагиоклазовые и гранат-диопсид-амфибол-плагиоклазовые из метаморфического комплекса горанско-шахдаринской серии на Юго-Западном Памире (хим. анализ 36 и 7) [61]; гранат-биотит-роговообманково-эпидот-кальцит-кварц-олигоклазовые в Круард-Скай (Шотландия) [126]; аподиоритовые роговообманково-гранат-олигоклаз-кварцевые и роговообманково-олигоклазовые, иногда с цоизитом, в Гремпиан-Хайленд (Шотландия) [127]; различные сланцы Швейцарских Альп: кварц-андезин-биотит-чермакит-серицитовые, биотит-чермакит-андезин-кварцевые, кварц-чермакит-олигоклазовые, гранат-андезин-биотит-чермакит-кварцевые и др. [110]; кварц-биотит-чермакит-плагиоклазовые (гнейсы диоритового состава) в Фридерикшебе (Юго-Западная Гренландия) [128]; плагиоклаз-куммингтонит-роговообманково-биотит-гранатовый сланец, шт. Массачусетс (США) [27]; апогabbровый скаполит-биотит-роговообманково-плагиоклазовый сланец в Стелвил-Расел, горы Адирондак (США) [59]; пелитовый сланец с гранатом, биотитом, кварцем, роговой обманкой, мусковитом, олигоклазом, клиноцоизитом, турмалином, графитом, апатитом в Ниигама-Сити, Центральный Сикоку (Япония) [21].

В эклогитах высокоглиноземистые роговые обманки средней железистости редки. В Гордуно (Швейцария) гастингсит в качестве первичного минерала содержится в эклогите, образующем линзу в перидотитах, отличается необычно высоким содержанием глинозема (Al_2O_3 20%, $Al_{1,23}^{VI}$, $Al_{2,21}^{IV}$), по содержанию $Fe_{1,30}$ приближается к паргаситу [45]. Апоэклогитовые роговые обманки встречаются в эклогит-амфиболитах Холя, Коральпе (хим. анализ 4) и в прожилках среди эклогитов («клюдткаринтин») в Зау-Альпе, Каринтия (Австрия) [10, 15]; в апоэклогитовых породах по омфакиту в районе Церматта (Швейцария) [17], в эклогитовых породах Уфалейского антиклинория на Среднем Урале [50, 129]. Эклогитоподобная порода, в которой гастингсит ассоциируется с гранатом, диопсидом и андезином, содержащим вросстки калиевого полевого шпата, обнаружена в виде включений в кимберлите трубки Удачная в Якутии [16].

В кианитсодержащих метаморфических и метасоматических породах, относимых к фациям высоких давлений, высокоглиноземистые роговые обманки ассоциируются с гранатом, эпидотом, плагиоклазом, биотитом, кианитом, кварцем, ставролитом, корундом и представлены чермакитами, с недостатком кальция и повышенным содержанием натрия в позиции M(4) и алюминия в октаэдрических позициях (глаукофановый тип гетеровалентных замещений), $(Na+K)_{<0,80}$, $K_{<0,10}$, $Ti_{<0,10}$, нередко устанавливается избыток воды против теоретического. Примеры: метаморфические породы свиты Харви-Наволоок, Северная Карелия (хим. анализ 18) [9, 68]; метасоматиты, связанные с колчеданным оруденением в районе г. Хизовары в Северной Карелии [130]; метасоматиты, сложенные мелкокристаллическим агрегатом кварца, кианита, роговой обманки и плагиоклаза с порфиробластами граната в районе оз. Лейбъявр на Кольском п-ове [20]; амфиболиты из прослоев между кианитсодержащими породами и магнезитами в Чаустином месторождении кианита на Горном Алтае [131, 132]; метатупопесчаники с плагиоклазом, гранатом, эпидотом, кварцем, биотитом и кианитом Патомского нагорья (хим. анализ 26) [72]; кианитовый амфиболит по эклогиту с реликтовым гранатом и обратнo-зональным плагиоклазом в Гленде, Инвернесс (Шотландия) [133]; кианитовые сланцы с порфиробластами роговой обманки и граната в Фродалера, Тичино (Швейцария) (хим. анализ 9) [63]; аналогичные сланцы в южной части Сент-Готарда (Швейцария) [134]; кианитсодержащие эпидотовые амфиболиты, образующие вытянутые тела в пироксенитах массива Ойяма в Юго-Западной Японии [119].

В пироксеновых амфиболитах и роговообманково-пироксен-плагиоклазовых сланцах гранулитовой фации метаморфизма магнезиально-железистые высокоглиноземистые роговые обманки представлены гастингситами и разновидностями, переходными к чермакиту. Часто они обладают буроватыми цветами плеохроизма. Их характерной чертой является более высокое, чем в образцах из других метаморфических пород, содержание титана ($Ti_{0,20-0,30}$). Обычен недостаток H_2O^+ , $Ca_{>1,70}$. Количество $(Na+K)_{0,60-0,85}$, как в гастингситах из беспироксеновых амфиболитов и сланцев, но доля калия несколько выше, обычно не менее 25% суммы $(Na+K)$; $Fe_{>1,50}$, доля Fe^{3+} , как и в образцах из других пород, равна 10—35%. Кроме плагиоклаза, ромбического и моноклинного пироксенов в парагенезисе с этими роговыми обманками встречаются гранат, калиевый полевой шпат, биотит, ильменит, рутил, апатит. Бурая роговая обманка иногда образует включения в моноклинном пироксене [135].

Примеры: гранат-пироксеновые амфиболиты с аксессуарными ильменитом, апатитом, цирконом, пиритом в районе оз. Лейбъявр на Кольском п-ове [20]; гранатовые дупироксеновые габбро-амфиболиты Среднего Побужья, Украинский щит (хим. анализ 23) [9, 70]; кристаллические сланцы с пироксеном Белорусского массива [136]; дупироксеновый амфиболит бассейна реки Даялык, Восточный Саян [108]; амфибол-гиперстен-салит-лабрадорный сланец, Анабарский щит [44]; амфибол-дупироксен-гранат-плагиоклазовый сланец водораздела рек Монхоолы и Далдына, Анабарский щит [16]; гиперстен-диопсид-амфибол-плагиоклазовый сланец района ключа Сагжой, правобережье

Алдана (хим. анализ 34) [73]; двупироксен-биотит-амфибол-плаггиоклазовые сланцы Алданской флогопитовой провинции [41, 137]; кристаллические сланцы с гранатом, гиперстеном, моноклинным пироксеном, плаггиоклазом, биотитом, ильменитом и титаномагнетитом в Джугджурской части Становой зоны Алданского щита (хим. анализ 10) [58]; гранат-амфибол-двупироксеновый сланец Охотского метаморфического комплекса в Приморье [138]; диопсид-анортитовый амфиболит Ниemenкила в юго-западной Финляндии [135]; сланцы с плаггиоклазом (№ 45—54), энстатитом, авгитом, гастингситом, иногда с биотитом или порфиробластическим гранатом, горы Адирондак, шт. Нью-Йорк (США) (хим. анализ 27) [59]; гастингсит-лабрадор-пироксеновые сланцы с ильменитом в Колтоне, северо-западный Адирондак (США) (хим. анализ 25) [71]; пироксеновый амфиболит с магнетитом и апатитом (включения в туфах щелочных базальтов), кратер Итиноме-Гата (Япония) [85]; амфибол-двупироксен-плаггиоклазовый сланец хр. Стренгуэйс (Центральная Австралия) [139]; сланец с энстатитом, биотитом, клинопироксеном, калиевым полевым шпатом, андезином, апатитом, ильменитом, рутилом, пирротинном в Лютцов-Холме (Антарктика) [21]; основные «чарнокиты» докембрия в юго-восточной части Шри Ланки [140]; основные гранулиты шт. Мадрас в Индии [141].

В гнейсах и мигматитах высокоглиноземистые роговые обманки средней железистости ассоциируются с кварцем, биотитом, калиевым полевым шпатом и кислым плаггиоклазом; $(\text{Na} + \text{K})_{0,65-0,85}$, доля калия не менее 35% от суммы Na и K; $\text{Fe}_{2-2,5}$, в большинстве случаев $\text{Al}_{<1,75}^{\text{IV}}$, имеются переходы к обыкновенным роговым обманкам. Примеры: гранитоиды мигматитового облика в верховьях р. Ачи на северо-востоке Кольского п-ова [6]; биотит-амфиболовые гнейсы Северной Карелии [142]; метасоматически измененные гнейсы мигматизированной толщи Украинского щита (хим. анализ 29) [9]; амфибол-биотитовые гнейсы Центральной части Восточного Саяна [143]; Алтанганские гранито-гнейсы Нерчинского хр., Забайкалье (хим. анализ 35) [74]; в пределах Алданского щита — плаггиомигматиты и базификаты федоровской свиты Алданской флогопитоносной провинции [41], биотит-амфиболовые плаггиомигматиты и пегматиты в гранито-гнейсах юга Чарской глыбы (хим. анализ 39) [54] и субстрат мигматита с рассеянным гранитным материалом в бассейне р. Олекмы [144]; кварц-биотит-роговообманковые гнейсы с линзами амфиболитов в Снёруме (Швеция) [145]; мигматизированные гранито-гнейсы с включениями амфиболитов и пегматоидными участками в Билги, шт. Майсур (Индия) [146]; обогащенные микроклином гранито-гнейсы в Дид-Крик, горы Адирондак, шт. Нью-Йорк (США) (хим. анализ 43) [56, 59].

В роговиках и экзоконтактных породах роговые обманки сравнительно редки. Чермакит установлен в биотит-амфибол-полевошпатовых роговиках бассейна р. Тетерев (УССР) [147] и в габбро-диабазе в контакте с гранитоидами в районе оз. Тастыколь в Северном Казахстане [28]. В массиве Лукинда (Становой хр.) амфиболиты в контакте с троктолитами теряют сланцеватость: сине-зеленый чермакит по направлению к контакту сменяется бурым с пониженным содержанием кальция (хим. анализ 15) и затем керсутитом; одновременно возрастает содержание Ti и уменьшается содержание Fe и Ca [66]. В Сигангойском месторождении корунда (Хакасия) в экзоконтакте габбро с карбонатными породами чермакит — один из минералов гнейсовидных пород с округлыми обособлениями плаггиоклаза [148]. В Тильбастере, Новый Южный Уэльс (Австралия), гастингсит с $\text{Ti}_{0,30}$ обнаружен в роговиках по базальтам вблизи их контакта с интрузией монзонит-адамеллитов (хим. анализ 19), на некотором удалении от контакта сменяется феррогастингситом [69]. В Янагисава, горы Китаками (Япония), в экзоконтактной зоне гранодиоритовой интрузии зеленый чермакит (зональные зерна) образовался по бледноокрашенной обыкновенной роговой обманке метагаббро [149]. В ассоциации с холмквиститом, кварцем, небольшим количеством биотита и клиноцоизита чермакит встречается в контактовой зоне пегматита и амфиболита в месторождении Мтоко (Зимбабве) [150].

В корундсодержащих метасоматических породах, для которых наиболее характерны магнезиочермакит и паргасит, встречаются высокоглиноземистые роговые обманки с $Fe_{до 1,60}$. В Борзовском месторождении корунда на Урале чермакит ассоциируется со шпинелью или корундом [2]; в анортозитовом комплексе Ситтампунди, шт. Мадрас (Индия) он образовался за счет анортита, оливина и бронзита; ассоциируется с эпидотом, антофиллитом, диопсидом, корундом, гранатом, скаполитом, кальцитом, иногда с титанитом, рутилом, апатитом [12]; в сланцах с плагиоклазом, гранатом, флогопитом, ставролитом и корундом встречен в послонно-мигматизированной толще Хито-острова в Чупинском районе Карелии [35]; в шпинелевых амфиболитах чермакит установлен в департаменте Арьеж (Франция) [151].

В метасоматитах по амфиболитам и пироксенсодержащим породам встречается гастингсит с $(Na+K)_{до 1,35}$. В Линдохе, пров. Онтарио (Канада) входит в состав метасоматических щелочных гнейсов в ассоциации с нефелином, скаполитом, везувинном, гранатом, плагиоклазом, клинопироксеном, кальцитом, титанитом, апатитом (хим. анализ 31) [13]. В ореоле Тажеранской щелочной интрузии на западном побережье Байкала бурый гастингсит («баркевикит») слагает плагиоклаз-«баркевикитовые» и нефелин-«баркевикитовые» метасоматические породы [152]. В Уруштенском комплексе Передового хр. (Кавказ) встречен в метаамфиболитах с эпидотом, гранатом, апатитом вблизи контакта с гранитоидами (хим. анализ 1) [3, 153]. В массиве Вуориярви на Кольском п-ове входит в состав апатитизированных пироксенитов и апатит-гастингситовых пород с перовскитом, магнетитом, гранатом [46]. В Арбарастахском щелочно-ультраосновном массиве на Алданском щите (Якутия) слагает метасоматические мономинеральные линзы и зоны [24]. Вероятно, метасоматическое происхождение имеют также мономинеральные гастингситовые породы месторождения Таёжного в Южной Якутии [42].

В метасоматитах, связанных с магнетитовым и медно-никелевым оруденением, магнезиально-железистые высокоглиноземистые роговые обманки встречаются гораздо реже, чем феррогастингситы, в основном они представлены гастингситом, реже чермакитом, часто содержат повышенное количество воды. Наблюдаются как в руде, так и во вмещающих ее скарнах и околоскарновых породах, являются обычно более ранними минералами, чем феррогастингсит. Для них $(Na+K)_{0,35-1,05}$, $Fe_{>1,40}$, характерно относительно высокое содержание Fe^{3+} , $Ti_{<0,12}$. Примеры: в Лебяжинском скарно-магнетитовом месторождении на Среднем Урале, в лежачем боку рудного тела по пироксену скарнов [47]; в ассоциации с алмандином и магнетитом в Заимановской железорудной зоне на Кольском п-ове [154]; в железорудном месторождении Центральные Штоки (Горный Алтай) с флогопитом в крупнокристаллическом кальците, цементирующем рудную брекчию (хим. анализ 14) [43]; в рудах и скарнах Инского месторождения на Горном Алтае [14]; в никелевом месторождении Фруд (Канада) (хим. анализ 42) [8].

Изм. В гранитах, гнейсах, апоэплогитовых породах иногда замещается биотитом [4, 77, 128]. Отмечено замещение гранатом, обыкновенной роговой обманкой [20, 155], актинолитом [83], куммингтонитом [123], антофиллитом [22], хлоритом, эпидотом, кальцитом [17, 51], мелкозернистым агрегатом анкерита, хлорита и кварца [51]. Вкрапленники в андезитах иногда опацифицированы [98].

Искусств. Синтез высокоглиноземистых роговых обманок средней железистости ($Fe_{1-2,5}$) не проводился. Устойчивость изучалась в опытах по кристаллизации базальта и андезита при высоких давлениях H_2O [156].

Межплоскостные расстояния гастингсита из Кузнецкого Алатау [6] *

FeK_{α} -излучение, $D = 57,3$ мм

<i>l</i>	<i>d</i> (kX)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
9	8,17	2ш	2,31	1	1,517	1	1,201
5	3,35	4	2,15	2	1,498	3	1,083

<i>I</i>	<i>d</i> (кХ)	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
4	3,25	3ш	2,04	8	1,440	5	1,051
7	3,11	1	1,686	3	1,363	6	1,029
4	2,97	4	1,645	4	1,338	1	1,017
3	2,83	1	1,611	3	1,307	6	0,989
10	2,69	5	1,581	1	1,295	1	0,982
8ш	2,57	1	1,543	1	1,281		

* Оригинал хим. анализа 17.

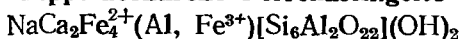
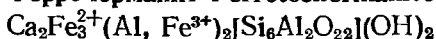
Л и т е р а т у р а

- Howie R. A. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1955, **62**, 749.
- Колесник Ю. Н. Тр. Ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР, 1976, вып. 161, 70.
- Плошко В. В., Сидоренко Г. А., Рудницкая Е. С., Климина В. И. В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенеза. М.: Наука, 1970, 80.
- Виноградов А. Н., Виноградова Г. В. В кн.: Интрузивные чарнокиты и порфириновые граниты Кольского полуострова. Апатиты, 1975, 76.
- Розинов М. И., Колесников Д. И. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1975, 143[a], 54.
- Гинзбург И. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1962, вып. 13, 3.
- Heritsch H., Bertoldi G., Walitzi E.-M. Tscherm. min. petr. Mitt., 3 folge, 1960, 7, N. 3, 210.
- Hawthorne F. C., Grundy H. D. Min. Mag., 1973, **39**, N 301, 36.
- Литвин А. Л. Кристаллохимия и структурный типоморфизм амфиболов. Киев: Наукова думка, 1977, 73.
- Heritsch H., Kahler E. Tscherm. min. petr. Mitt., 3 folge, 1960, 7, N. 3, 218.
- Юрьев Л. Д. ДАН УССР, 1967, № 10, 913.
- Subramaniam A. P. Bull. Geol. Soc. Am., 1956, **67**, N 3, 326.
- Appleyard E. C. Canad. Min., 1975, **13**, pt 4, 342.
- Индюкаев Ю. В. Тр. Томск. ун-та. Сер. геол., 1972, **232**, 119.
- Heritsch H. Tscherm. min. petr. Mitt., 1973, 19, N. 4, 213.
- Лутц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1974, 39, 133.
- Wetzel R. Schweiz. min. petr. Mitt., 1972, **52**, N. 2, 161.
- Dickey J. S. Am. Min., 1968, **53**, N 7-8, 1304.
- Bondy M., Pirani R., Simboli G. Min. petr. acta, Bologna, 1968, **14**, 71; Zucchini F., Mezzetti G., Simboli G. Min., petr. acta, Bologna, 1969, **15**, 109.
- Бондаренко Л. П. В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. Л.: Наука, 1966, 88.
- Banno S. Sci. Rep. Japan nat. sci. mus., 1964, Jare 1956—1962, ser. C, N 1, 11; J. Fac. sci. Univ. Tokyo, 1964, **15**, pt 3, 231.
- Старков Г. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1972, вып. 3, 349.
- Larsen E. S., Draistn W. M. Intern. Geol. Congress. Report 18-th sess. pt. 2. Proc. sect. A, Probl. Geochem, London, 1950, 60.
- Глазов А. А., Корчагин А. М., Харченков А. Г. Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. М.: Наука, 1974, 113.
- Лебединский В. И. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1952, № 6, 221.
- Ujike O., Onuki H. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1976, **71**, N 12, 389.
- Robinson P., Jaffe H. W. Min. Soc. Am. Spec. Pap., 1969, N 2, 251.
- Мищенко В. С., Сокирко Г. Л. В кн.: Химический состав и внутреннее строение минералов. Киев: Наукова думка, 1964, 115.
- Загрузина И. А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977, 213.
- Левин В. Я. Щелочная провинция Ильменских-Вишневых гор. М.: Наука, 1974, 127.
- Onuki H., Tiba T. Sci. Rep. Tohoku Univ., ser. 3, 1964, 9, 137.
- Kuroda Y. Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku. Sect. C, 1959, 7, N 58, 29.
- Leake B. E. Min. Mag., 1972, **38**, N 298, 649.
- Knöfel D., Engelhardt W. V. Beitr. Min., Petr., 1964, **9**, N. 6, 503.
- Лебедев В. И., Калмыкова Н. А., Нагайцев Ю. В. Сов. геология, 1974, № 9, 78.
- Лупанова Н. П. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, 1934, вып. 6, 53.
- Leake B. E. Spec. Pap. Geol. Soc. Am., 1968, N 68, 114.
- Чулков Н. Т., Залуцкий В. В. Изв. Выш. уч. зав. Геол. и разв., 1973, № 12, 38.
- Howie R. A. Min. Mag., 1963, **33**, N 263, 718.
- Vinx R., Jung D. Contrib. min., petrol., 1977, **65**, N 2, 135.
- Петрова З. И., Левицкий В. И., Глазунова А. Д. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических пород. Л.: Наука, 1974, 92.
- Сердюченко Д. П. В кн.: Железные руды Южной Якутии. Изд-во АН СССР, 1960, 326.
- Синяков В. И. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1975, вып. 270, 133.
- Закруткин В. В. Геология и геофизика, 1961, № 9, 72.
- Vocchio R. Rend. Soc. min. petr., Ital., 1977, **33**, N 2, 519.
- Бородин Л. С. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9, 161.

47. Овчинникова Л. В. *Метасоматиты и руды Лебяжинского железорудного месторождения*. М.: Недра, 1976, 127.
48. Касьянов А. В. *Тр. ЦНИГРИ*, 1973, вып. 108, 16.
49. Hutton C. O. *Trans. Roy. Soc. New Zealand*, 1944, 74, 133.
50. Белковский А. И., Локтича И. Н. *ДАН СССР*, 1975, 225, № 4, 920.
51. Фоминых В. Г., Латыш И. К., Шилов В. А. *Тр. Ин-та геол. и геохим., УФАН*, 1974, вып. 111, мин. сб. № 11, 43.
52. Gable D. J., Smith V. C. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1975, N 1392, 35.
53. Engel C. G. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1959, 70, 972.
54. *Кориковский С. П.* *Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны*. М.: Наука, 1967, 65.
55. Onuki H. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser. 3, 1965, 9, 253.
56. Buddington A. F., Leonard B. F. *Am. Min.*, 1953, 38, N 11-12, 891.
57. Nicholls G. D., Zussman J. *Min. Mag.*, 1955, 30, N 230, 717.
58. Леников А. М., Щека Ж. А. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1974, № 2, 135.
59. Buddington A. F. *Am. J. Sci.*, 1952, Bowen Vol., pt 1, 37.
60. Tomita K. *Mem. Coll. sci. Kyoto univ.*, ser. B, 1965, 32, N 2, geol. a. min. Art. 2, 55.
61. Другова Г. М., Московченко Н. И., Никитина Л. П. В кн.: *Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород*. Л.: Наука, 1975, 64.
62. Nockolds S. R. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1940, 96, pt 4, N 384, 490.
63. Kemp A. J., Leake B. E. *Min. Mag.*, 1975, 40, N 311, 308.
64. Onuki H. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser. 3, 1963, 8, N 2, 272.
65. Tilley C. E. *Am. Min.*, 1957, 42, N 5-6, 412.
66. Щека С. А. *Петрология и рудоносность никеленосных дунито-троктолитовых интрузий Станового хребта*. М.: Наука, 1969, 37.
67. 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*. Л.: Недра, 1965, 453.
68. Литвин А. Л., Егоров Л. Н., Мичник Т. Л., Московченко Н. И., Остапенко С. С., Турченко С. И. В кн.: *Конституция и свойства минералов*. Киев: Наукова думка, 1973, вып. 7, 31.
69. Binns R. A. *Min. Mag.*, 1965, 34, (Tilley vol.), 52.
70. Литвин А. Л., Егорова Л. Н., Петрунина А. А. В кн.: *Конституция и свойства минералов*. Киев: Наукова думка, 1974, вып. 8, 3.
71. Engel A. E. J., Engel C. G. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1962, 73, N 12, 1499.
72. Петров Б. В., Макрыгина В. А. *Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма*. Новосибирск: Наука, 1975, 97.
73. Кицул В. И. В кн.: *Геология и петрология докембрия Алданского щита*. М.: Наука, 1966, 183.
74. Силица С. М. *Гнейсовые купола Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье*. Новосибирск: Наука, 1975, 62.
75. Яковлев Ю. Н., Яковлева А. К. *Минералогия и геохимия метаморфизованных медно-никелевых руд (на примере Аллареченского района)*. Л.: Наука, 1974, 299.
76. Мясников В. С., Ныколева Е. Г., Карпова О. В. В кн.: *Минералы базитов в связи с вопросами петрогенеза*. М.: Наука, 1970, 134.
77. Лазаренко Е. К. и др. *Минералогия Криворожского бассейна*. Киев: Наукова думка, 1977, 278.
78. Wittels M. *Am. Min.*, 1951, 36, N 11-12, 851; 1952, 37, N 1-2, 8.
79. Богатиков О. А., Андреева Е. Д. В кн.: *Минералы базитов в связи с вопросами петрогенеза*. М.: Наука, 1970, 64.
80. Mason B. *Trans. Roy. Soc. New Zealand*, 1958, 85, pt 2, 247.
81. Флеров Г. Б., Колосков А. В. *Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки*. М.: Наука, 1976, 92.
82. Barth T. F. W. *Norsk Vidensk. Acad. Oslo, Skriet., Mat.-Nat. Kl.*, 1945, N 9, 103.
83. Ikeda Y. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, 1976, 19, N 3, 227.
84. Yamazaki T., Onuki H., Tiba T. *J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol.*, 1966, 55, N 3, 87.
85. Aoki K. *Contrib. min., petrol.*, 1971, 30, N 4, 314.
86. England R. N. *Min. Mag.*, 1974, 39, N 307, 816.
87. Francis D. M. *Contrib. min., petrol.*, 1976, 58, N 1, 51.
88. Сирич Н. А. *Тр. ИГН АН СССР*, 1945, вып. 72. *Петрогр. сер.*, 118.
89. Фоминых В. Г., Самойлов П. И., Максимов Г. С., Макаров В. А. *Пироксениты Качканара*. Свердловск: Изд. УФАН, 1967, 30.
90. Борисенко Л. Ф., Усков Е. Д., Лучин Н. С. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1969, № 1, 83.
91. Морковкина В. Ф. В кн.: *Вопросы петрографии и минералогии*. М.: Изд-во АН СССР, 1953, 2, 88.
92. Леников А. М., Погорелова М. Г., Филиппова Т. Г. В кн.: *Петрология изверженных и метаморфических пород*. Изд. АН СССР, Владивосток, 1969, 31.
93. Onuki H. *J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol.*, 1964, 51, N 1, 210.
94. Yagi K., Ishikawa H., Kojima M. *J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol.*, 1975, 70, N 7, 213.

95. *Dejou J., Guyot J., Chaumont C.* C. R. Acad. Sci. Paris. Ser. D, 1972, 274, N 26, 3489.
96. *Ogura Y.* J. Geol. Soc. Japan, 1956, 62, 618.
97. *Пекун Ю. П.* Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1951, № 5, 347.
98. *Ujike O.* Sci. Rep. Tohoku Univ., ser. 3, 1972, 11, N 3, 159.
99. *Lidiak E. G.* Am. Min., 1970, 55, N 1-2, 302.
100. *Stewart D. C.* Contrib. min. petrol., 1975, 53, N 3, 195.
101. *Mason B.* New Zealand J. geol., geophys., 1966, 9, N 4, 474.
102. *Ellis D. J.* Contrib. min. petrol., 1976, 58, N 2, 149.
103. *Пыстин А. М., Пыстина С. Н., Ленных В. И.* Тр. Ильменск. заповедника, 1976, вып. 15, 41.
104. *Орса В. I.* Петрология гранито-гнейсового комплекса Среднего Придніпров'я. Київ: Наукова думка, 1973, 29.
105. *Вербицкий В. Н., Вербицкая Э. И.* ДАН УССР. Сер. Б, 1971, № 4, 293.
106. *Белевец Р. Я.* Геол. журн. АН УССР, 1966, 26, вып. 2, 43.
107. *Коржинский Д. С.* Тр. ИГН АН СССР. Петрогр. сер., 1945, вып. 61, 17.
108. *Никитина Л. П.* Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1964, вып. 18, 236.
109. *Leake B.* Controls of Metamorphism, Geol. J., Spec. Issue, 1965, N 1, 299.
110. *Steiger R.* Schweiz. min. petr. Mitt., 1961, 41, N 1, 127.
111. *Murakami N.* J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1975, 70, N 8, 251.
112. *Seitsaari J.* Bull. Comm. géol. Finl., 1953, 27, N 159, 89; 1956, 28, N 172, 41.
113. *Holdaway M. J.* Am. Min., 1965, 50, N 7-8, 953.
114. *Stout J. J.* Petrology, 1972, 13, N 1, 99.
115. *Livingstone A., Frost M. T., Suddaby P.* Min. Mag., 1973, 39, N 304, 464.
116. *Onuki H., Tagiri M. J.* Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1972, 67, N 9, 311.
117. *Seki Y., Aiba M., Kato C.* Japanese J. geol., geogr., 1959, 30, 233.
118. *Leake B.* Japanese J. geol., geogr., 1962, 33, N 1, 3.
119. *Kurokawa K.* J. Geol. Soc. Japan, 1975, 81, N 4, 273.
120. *Гродницкий Л. Л., Полин А. К.* Тр. Карел. фил. АН СССР, ин-т геологии, 1975, вып. 23, 15, 141.
121. *O'Hara M. J.* Min. Mag., 1961, 32, N 254, 848.
122. *Forestier F. H., Lasnier B.* Contrib. min., petrol., 1969, 23, N 3, 194.
123. *Kanisawa S.* Contrib. min., petrol., 1969, 20, N 2, 164.
124. *Лебедев В. И., Нагайцев Ю. В.* В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма. Изд. Ленингр. ун-та, 1975, 5, 13.
125. *Березкин В. И.* Метаморфизм нижнего протерозоя Алдаинского щита. Новосибирск: Наука, 1977, 78.
126. *Leake B. E.* Scottish J. Geol., 1968, 4, pt 3, 287.
127. *Shido F., Miyashiro A.* J. Fac. sci. Univ. Tokyo sect. 2, 1959, 12, pt 1, 85.
128. *Rivalenti G., Rossi A.* Tschermin. petr. Mitt., 1973, 20, N 1, 13.
129. *Белковский А. И.* Тр. Ин-та геол. и геохим. УФАИ, 1976, вып. 130, 95.
130. *Пинаева Н. П.* В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970, 117.
131. *Лепезин Г. Г., Ушакова Е. Н.* Геология и геофизика, 1974, № 6, 89.
132. *Лепезин Г. Г.* Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1976, 10, вып. 305, 160.
133. *Tilley C. E.* Min. Mag., 1937, 24, N 158, 555.
134. *Hezner L. N.* Jb. Min., 1908, 27, 167.
135. *Parras K.* Bull. Comm. Géol. Finl., 1958, N 181, 107.
136. *Островский В. Е.* ДАН БССР, 1976, 20, № 8, 137.
137. *Утенков В. А.* Изв. Выssh. уч. зав. Геол. и разв., 1973, № 9, 53.
138. *Авченко О. В.* Петрология Охотского метаморфического комплекса. М.: Наука, 1977, 36.
139. *Woodford P. J., Wilson A. F.* N. Jb. Min. Abhandl., 1976, 128, N 1, 1.
140. *Jayawardena D. E. de S., Carswell D. A.* Min. Mag., 1976, 40, N 314, 541.
141. *Ray S., Sen S. K.* N. Jb. Min., Abhandl., 1970, 114, N 1, 61.
142. *Сафронова Г. П.* Сов. геология, 1968, № 6, 110.
143. *Хильтова В. Я.* Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1964, вып. 18, 90.
144. *Шкодзинский В. С.* Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов Новосибирск: Наука, 1976, 49.
145. *Hollander H. B.* Lithos, 1970, 3, N 2, 93.
146. *Sathe R. V.* Ind. Min., 1967, 8, N 1-2, 66.
147. *Сироштан Р. И., Половок Н. И., Бондарева Н. М., Кравченко Г. Л., Парфенова А. Я., Сокирко Г. Л., Сливак С. Д.* Минералы карбонатных пород Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1976, 98.
148. *Наседкина В. Х.* Месторождения корундовых и шпинелевых пород юго-западного склона Батеневского кряжа. М.: Наука, 1977, 45, 51, 54.
149. *Kanisawa S.* Sci. Rep. Tohoku Univ., ser. 3, 1964, 9, N 1, 155.
150. *Knorring O., Hornung G.* Min. Mag., 1961, 32, N 252, 731.
151. *Monchoix P.* Contrib. min., petrol., 1972, 37, N 1, 47.
152. *Конев А. А., Самойлов В. С.* Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974, 132.
153. *Афанасьев Г. Д., Плошко В. В., Неговцов Ф. С., Гришкевич В. П., Григоренко В. В., Шпорт Н. П.* Апатитовые проявления Северного Кавказа. М.: Наука, 1976, 117.

154. Трусова И. Ф. Изв. Высш. уч. зав. Геол. и разв., 1976, № 11, 77.
 155. Blattner P. Contrib. min., petrol., 1976, 55, N 2, 181.
 156. Green T. H., Ringwood A. E. Earth Planet. Sci. Lett., 1968, 3, N 5, 481.

Феррогастингсит Ferrohastingsite**Феррочермакит Ferrotschermakite**

Феррогастингсит и феррочермакит — железистые высокоглиноземистые роговые обманки с $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})_{2,5-5}$, $\text{Al}_{>1,5}^{\text{IV}}$, $\text{Ti}_{<0,5}$ (изоморфный ряд с переменным содержанием щелочных металлов).

Названия феррогастингсит (Билини, 1928) и феррочермакит (Винчел, 1945) даны в связи с более высоким содержанием железа, чем соответственно в гастингсите и чермаките.

Синон. Баркевикит — barkevikite (Брётгер, 1890 — частично); гирнарит — girnarite (Матье, Джжингран, 1931); дашкесанит — dashkessanite (dashkessanite, daschkessanite) (Крутов, 1936) — феррогастингсит с высоким содержанием хлора; норалит — noralite (Дана, 1868); римпилит — rimpylite (Мургоян, 1922). Для теоретических составов предлагались следующие названия: $\text{NaCa}_2\text{Fe}_4^{2+}\text{Al}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ — феррогастингсит — ferro-hastingsite (Дир и др., 1965) и ферропаргасит — ferro-pargasite (Лик, 1978); $\text{NaCa}_2\text{Fe}_4^{2+}\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ — феррогастингсит — ferro-hastingsite (Дир и др., 1965) и гастингсит — hastingsite (Лик, 1978); $\text{Ca}_2\text{Fe}_3^{2+}\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ — феррочермакит (Дир и др., 1965) и ферроалюмочермакит — ferro-alumino-tschermakite (Лик, 1978); $\text{Ca}_2\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ — феррочермакит — ferro-tschermakite (Дир и др., 1965) и ферроферричермакит — ferro-ferri-tschermakite (Лик, 1978).

Характ. выдел. Зерна, зернистые и спутанно-игольчатые агрегаты, кристаллы, их сростки, лучистые и радиально-лучистые агрегаты, каемки вокруг зерен пироксенов.

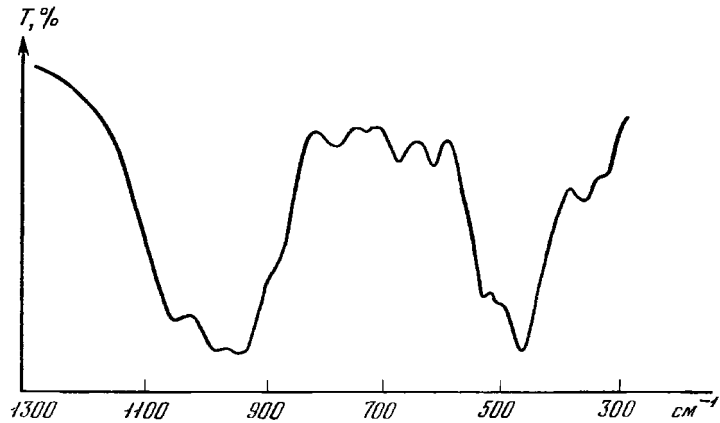
Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^3 — $C2/m$, $a_0 = 9,86-9,97$, $b_0 = 18,00-18,26$, $c_0 = 5,28-5,37$ Å; $\beta = 104^\circ 34' - 105^\circ 56'$. $Z = 2$.

Изоструктурны с тремолитом и другими кальциевыми амфиболами. Средние межатомные расстояния (в Å) феррогастингсита из рапакиви (хим. анализ 27) [1]: T(1) — O = 1,667, T(2) — O = 1,625, M(1) — O = 2,145, M(2) — O = 2,077, M(3) — O = 2,080, M(4) — O = 2,531, A — O = 2,992 (из 10), A — O = 3,111 (из 12); феррогастингсита с пониженным содержанием SiO_2 из нефелиновых гнейсов (хим. анализ 6) [2]: T(1) — O = 1,681, T(2) — O = 1,655; M(1) — O = 2,116, M(2) — O = 1,980, M(3) — O = 2,131, M(4) — O = 2,481, A(2) — O = 3,106 (из 12) и 2,889 (из 8), A(m) — O = 3,132 (из 12) и 2,875 (из 8); распределение катионов по позициям [2]: T(1) = 0,51Si + 0,49Al; T(2) = 0,81Si + 0,19Al; M(1) = 0,31Mg + 0,69Fe; M(2) = 0,21Mg + 0,30Fe + 0,29Al + 0,20Ti; M(3) = 0,16Mg + 0,84Fe; M(4) = 0,87Ca + 0,07Fe + 0,06Na; Na и K преимущественно в A(2).

Кристаллы короткопризматические до игольчатых и волокнистых, обычно без конечных граней, иногда с тупыми головками, длина их до нескольких сантиметров, иногда уплощены по (100) [3] или по (010) [4]. Известны комбинации форм: (100), (010), (001), (110), (101), (210) [5, 6] и (010), (110), (011), (100), (121) [3, 7]. Координаты граней см. на стр. 63. На (110) иногда вертикальная штриховка [6].

Физ. св. Сп. по (110) совершенная под углом около 56° ; отмечалась пинакоидальная спайность [8]. Изл. неровный. Тв. $4\frac{1}{2}$ — 5. Уд. в. 3,25—3,60. Цв. темно-зеленый, зеленовато-черный, смоляно-черный, голубовато-зеленый, зеленовато-бурый. Бл. стеклянный, иногда шелковистый. Электромагнитны. В ИК-спектре наиболее интенсивно поглощение в областях $1150-850$ cm^{-1} и $550-400$ cm^{-1} (фиг. 24) [9].

Микр. Плеохроизм: по Ng — темно-зеленый, голубовато-зеленый, оливково-зеленый, коричневатозеленый, сине-зеленый до зеленовато-синего; по Nm — темно-зеленый, серозеленый, коричневатозеленый, зеленовато-коричневый, желто-зеленый, голубовато- и сине-зеленый, зеленовато-синий, у «баркевикита» — коричневый; по Np — зеленовато-желтый, буровато-желтый, коричневый,



Фиг. 24. ИК-спектр феррогастингсита (по Диманшу)

зеленовато-коричневый, желтый, голубовато-зеленый, у «дашкесанита» — оранжево-желтый; $N_g \geq N_m > N_p$, иногда $N_m > N_g > N_p$. Двуосные (-). Пл. опт. осей (010), $Nm = b, cNg = 10-25^\circ$. Удлинение (+). Аномальная оптическая ориентировка наблюдалась в феррогастингситах из нефелиновых сиенитов: пл. опт. осей \perp (010), $Ng = b, cNm \approx 27^\circ$ [8, 10], $n_g = 1,685-1,750$, $n_m = 1,670-1,725$, $n_p = 1,660-1,728$; $n_g - n_p = 0,015-0,030$. $2V$ обычно $25-65^\circ$, отмечались также низкие значения $2V$ (до 0°) [4, 8, 11-16], изредка большие углы $2V = 75-88^\circ$ [17-20]. Дисперсия от слабой до сильной, $r > v$ [14, 15, 21-24], иногда $r < v$ [8, 9, 25]. У феррогастингсита с повышенным содержанием Cl из месторождения Одиночное (Восточный Саян) оптическая плотность изменяется: по Ng постепенно возрастает от фиолетовой к красной части спектра с максимумом в его желто-оранжевой части (580 нм), далее резко уменьшается; по Np — постепенное уменьшение от фиолетовой части к красной с минимумом при 550-580 нм [26]. В шлифах иногда обнаруживаются двойники по (100) простые и полисинтетические [6, 8, 27, 28, 29], пятнистое или зональное распределение окраски [8, 26, 30]. В феррогастингситах из рудосносных метасоматитов наблюдались многочисленные газожидкие включения с кристалликами галита, гомогенизирующиеся при 350-480° [30, 31]. Наблюдаются включения нефелина, микроклина [8], пироксена [32], кварца, эпидота, биотита, ильменита, циркона [18], титанита [33], геденбергита, андрита [29], ильменита [21].

Хим. Теор. составы:

	Na ₂ O	CaO	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O
1	3,13	11,32	29,00	8,06	10,29	36,38	1,82
2	—	11,59	22,27	16,47	10,54	37,26	1,87

1 — феррогастингсит $\text{NaCa}_2\text{Fe}_4^{2+}\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$.

2 — феррочермакит $\text{Ca}_2\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$.

Состав природных роговых обманок ряда феррогастингсит-феррочермакит более сложный из-за многочисленных изоморфных замещений и выражается формулой: $(\text{Na}, \text{K})_{0-1}(\text{Ca}_{2-1,34}\text{Na}_{0-0,66})[(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Al})_{2,5-0}(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_{2,5-0}\text{Ti}_{0-0,5}][(\text{Si}_{6,5-5,3}\text{Al}_{1,5-2,7})(\text{O}, \text{OH})_{22}](\text{OH}, \text{F}, \text{Cl}, \text{O})_2$.

Содержание CaO обычно 9,5-12%, иногда до 7,2% [4, 10, 12, 25, 34-37]; содержание CaO > 12%, вероятно, связано с примесью кальцита [7, 26, 30, 38]. MgO 0,25-9,5% ($\text{Mg}_{0,05-2,15}$). Феррогастингситы с минимальным содержанием MgO (<1%) встречаются в щелочных породах [10, 39, 40] и метасоматитах [4, 15], наиболее высокие содержания ($\text{Mg}_{>1,50}$) — в андезитах [41, 42], гнейсах [43, 44], мигматитах [45], амфиболитах [19, 35, 46, 47], метасомати-

тах железорудных месторождений [5, 6, 26, 30, 38]. MnO обычно не более 1% ($Mn_{0,01-0,13}$); повышенные содержания — 1,35—1,70% MnO ($Mn_{0,17-0,28}$) в феррогастингситах некоторых щелочных пород [8, 10, 32, 35] и скарнов [48]. Наиболее высокое содержание 2,45% ($Mn_{0,36}$) установлено в магнетитсодержащем скарне [49]. FeO — 13—29%, Fe_2O_3 — 3—13%, условно принято ($Fe^{2+} + Fe^{3+}$)_{2,50-5,00}. Fe^{3+} иногда частично замещает Si, а Fe^{2+} — Ca. В феррочермакитах и феррогастингситах из амфиболитов и гнейсов ($Fe^{2+} + Fe^{3+}$)_{<4,00}, отмечены постепенные переходы к чермакитам и гастингситам средней железности; в образцах из гранитов и щелочных пород ($Fe^{2+} + Fe^{3+}$)_{>3,00}, в метасоматитах ($Fe^{2+} + Fe^{3+}$)_{2,50-4,70}. Доля Fe^{3+} обычно 12—35% от суммы Fe^{2+} и Fe^{3+} , в феррогастингситах из нефелиновых сиенитов 20—45%. Na_2O — 1—4%, редко ниже (0,6—0,9%) [4, 28, 30, 49]. K_2O преимущественно 1—2%. Повышенное содержание K_2O (2—3,5%) в ряде случаев отмечается в феррогастингситах из гранитов [34, 50], щелочных пород [10, 32, 35, 39, 40, 51] и метасоматитах [4, 12, 14, 15, 49, 52, 53]. $(Na + K)_{0,50-1,65}$, в феррочермакитах из амфиболитов и гнейсов ($Na + K$)_{0,50-0,75}, в феррогастингситах из щелочных пород ($Na + K$)_{>1,0}. Доля K по отношению к сумме $(Na + K)$ от 25 до 50%, иногда до 60—70%. Al_2O_3 обычно 8,5—14,5%; аномально высокое (16—18%) содержание Al_2O_3 — в феррогастингситах из нефелинсодержащих пород с $Al_{до 2,75}^{IV}$ [35, 51]. В разновидностях, переходных к железистой обыкновенной роговой обманке и при замещении Si на Fe^{3+} (хим. анализы 17, 21), содержание Al_2O_3 падает до 6,3% [32, 54]. Al находится преимущественно в тетраэдрических позициях; $Al_{0-0,80}^{VI}$, редко $Al_{до 0,80}^{VI}$. Содержание TiO_2 обычно не выше 2,5% ($Ti_{до 0,30}$), изредка 2,8—3,5% ($Ti_{0,30-0,42}$) [17, 25, 36, 51, 55, 56]. Низкие содержания TiO_2 характерны для феррогастингситов из метасоматитов железорудных месторождений. SiO_2 — 36—42% ($Si_{5,80-6,50}$). В щелочных породах отмечались гастингситы с 33,5—34,5% SiO_2 ($Si_{до 5,25}$) [35, 51]. P_2O_5 не более 0,30—0,35%, изредка до 0,50%. ZnO до 0,6% [8, 32, 34, 50, 51]. Li_2O до 0,126% [15, 18, 34, 58]; BaO 0,10% [59]; CoO 0,09% [18]; V_2O_5 0,14% [21]; ZrO_2 0,17%, Nb_2O_5 0,046% и Ta_2O_5 0,002% [34]. Спектральным методом обнаружены Au, Be, Cr, Cu, Ga, Ge, Mo, Ni, Pb, Se, Sn, Sr, Y, Yb [8, 14, 28, 60].

H_2O^+ — 0,5—3,2%. В некоторых феррогастингситах изверженных пород $OH_{<1,50}$ [17, 32, 61—64]. В кремнекислородном радикале нередко $OH_{>0,50}$ [7, 10, 11, 13, 18, 22, 25, 26, 41, 65, 66], иногда $OH_{до 1-1,80}$ [4, 30, 35, 37, 67, 68]. F — 0—2,6%; в феррогастингситах из метасоматитов железорудных месторождений и в феррочермакитах из амфиболитов до 0,35%, а в образцах из гнейсов иногда до 1%; высокие содержания F (1,20—2,60%) только в феррогастингситах некоторых гранитов и щелочных пород [25, 32, 56, 69]. Cl характерен для феррогастингситов из метасоматитов рудных месторождений, 0,2—2% ($Cl_{до 0,55}$), редко более — 2,75% ($Cl_{0,77}$) [13, 14], 2,93% ($Cl_{0,83}$) [11], 3,30% [70]; в феррогастингситах («дашкесаните») Дашкесанского месторождения 6,42% ($Cl_{1,77}$) [15]. В некоторых феррогастингситах из гранитов, сиенитов и гнейсов содержится до 1% Cl.

Анализы (в порядке увеличения содержания $Fe^{2+} + Fe^{3+}$):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	1,18	1,76	1,62	1,32	1,16	3,14	2,41	1,48	2,25
K_2O	1,20	0,83	0,40	0,81	2,21	1,48	0,90	1,08	2,15
MgO	9,51	8,79	6,12	6,74	6,14	5,00	3,76	6,47	5,58
CaO	11,30	10,62	10,17	11,24	9,87	10,30	11,25	11,39	11,27
MnO	0,43	0,45	0,28	0,35	0,46	0,26	0,90	0,36	0,78
FeO	14,11	14,74	17,23	17,30	16,89	16,49	21,05	17,05	19,16
Al_2O_3	9,94	9,03	14,24	11,93	12,34	17,89	14,08	11,13	11,74
Fe_2O_3	6,69	6,45	4,89	5,31	6,30	6,65	2,80	7,92	5,21
SiO_2	42,64	42,19	41,67	41,86	39,85	33,50	38,85	40,00	37,48
TiO_2	1,16	2,26	0,45	1,14	2,33	3,26	2,00	1,33	2,63

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
P ₂ O ₅	0,05	0,56	Не обн.	0,05	0,13	0,05	—	—	—
H ₂ O ⁺	1,86	1,86	2,47	1,97	1,90	1,37	1,82	1,80	0,82
H ₂ O ⁻	—	—	—	Не обн.	Не обн.	0,04	0,10	—	0,04
F	0,16	0,57	0,17	0,05	0,69	0,25	Сл.	0,30	1,84
Cl	—	—	—	0,01	—	—	—	—	0,16
Сумма	100,23	100,11	99,865*	100,08	100,27	99,68	99,92	100,45**	101,17***
—O=F ₂ +Cl ₂	0,07	0,24	0,07	0,02	0,29	0,10	—	0,13	0,81
	100,16	99,87	99,795	100,06	99,98	99,58	—	100,32	100,36
Уд. в.	3,283	—	3,35	3,30	—	—	—	—	—
n _g	1,685	1,708	1,685	1,691	1,712	1,700	1,720	1,693****	1,711
n _m	—	—	—	1,684	1,703	—	—	1,678	—
n _p	1,666	1,684	1,661	1,668	1,687	1,687	1,694	1,668	1,696
(—)2V	62°	—	87°	62°	—	—	40°	53°	—
cNg	—	22°	10°	18°	—	—	14°	13°	—
a ₀ (Å)	—	—	—	9,862	—	9,866	—	—	9,928
b ₀	—	—	—	18,121	—	18,014	18,16	—	18,157
c ₀	—	—	—	5,324	—	5,354	—	—	5,373
β	—	—	—	104°34'	—	105°05'	—	—	105°11'
Fe ²⁺ +Fe ³⁺	2,54	2,62	2,71	2,81	2,90	2,96	3,08	3,12	3,17
(Al+Fe ³⁺) ^{VI}	0,97	0,79	1,32	1,12	1,08	1,38	0,98	1,10	0,73
(Al+Fe ³⁺) ^{IV}	1,56	1,57	1,75	1,63	1,88	2,73	1,94	1,84	2,08

* В том числе SO₂ — 0,02; CoO — 0,009; Li₂O — 0,126; Cs₂O, Cr₂O₃, NiO — не обн.

** В том числе V₂O₅ — 0,14.

*** В том числе ZnO — 0,06.

**** В оригинале показатели преломления не соответствуют оптическому знаку.

1 — густо-сине-зеленый феррочермакит из гнейса мигматизированной толщи, бассейн р. Токмак (Приазовье), анал. Стеценко, в оригинале сумма 100,28 [43]; 2 — зеленовато-бурый феррочермакит из дайцитов Охотско-Чукотского вулканического пояса, анал. Паринаова [41]; 3 — феррочермакит из холмквиститсодержащего амфиболита (Приазовье), анал. Горда [18]; 4 — феррочермакит из амфиболита, Фронт Рейндж (США), анал. Ридл, спектрально определены Ba, Co, Cr, Cu, Ga, Mo, Ni, Sc, Sr, V, Y, Yb, Zr [60]; 5 — феррочермакит из гранитоидов Лицкого массива (Кольский п-ов), анал. Романова, в оригинале назван обыкновенной роговой обманкой [71]; 6 — феррогастнигсит из метасоматических нефелиновых гнейсов, Каргас-Рейдж, Линдох, пров. Онтарио (Канада), анал. Элльярд [51]; 7 — бутылочно-зеленый феррогастнигсит в тесном сростании с магнетитом из скарнов, о-в Эльба (Италия), анал. не указан [9]; 8 — феррочермакит из мономинеральных амфиболитов, Кузинский массив (Южный Урал), анал. Молева [21]; 9 — феррогастнигсит из фойянта кольцевого комплекса Марангадзи, Зимбабве, анал. Кармихаэль [32].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	2,10	2,65	2,98	1,14	1,68	1,31	1,17	2,12	0,81
K ₂ O	1,03	2,04	0,55	2,66	1,61	2,14	1,41	1,33	2,22
MgO	6,28	4,63	6,16	3,14	4,10	3,40	3,03	4,05	0,99
CaO	10,71	10,58	9,92	11,82	9,45	11,01	11,90	10,30	11,47
MnO	0,13	0,51	0,24	0,75	0,58	0,42	0,41	0,48	0,40
FeO	17,04	19,62	19,95	22,99	22,89	21,77	21,47	25,52	24,60
Al ₂ O ₃	10,72	10,42	11,95	14,06	11,49	11,15	10,18	8,32	12,62
Fe ₂ O ₃	9,35	5,79	7,48	4,38	5,22	6,82	8,10	3,66	5,37
SiO ₂	39,47	38,20	37,90	36,34	38,73	36,23	39,69	40,20	36,63
TiO ₂	1,42	3,49	0,29	0,94	1,70	0,47	0,26	2,06	0,33
P ₂ O ₅	0,09	—	—	—	—	0,13	0,08	0,26	—
H ₂ O ⁺	1,50	1,13	1,94	1,81	1,67	1,16	1,16	0,98	3,09
H ₂ O ⁻	—	—	0,16	0,01	0,04	0,21	0,28	Не обн.	0,08
F	—	0,34	—	0,02	0,61	Не обн.	Не обн.	0,48	0,12
Cl	—	—	0,49	—	0,53	5,59	1,51	0,66	1,68
Сумма	99,84	100,25*	100,01	100,06	100,30	101,93**	100,65	100,51***	100,41
—O=F ₂ +Cl ₂	—	0,14	0,11	0,01	0,38	1,29	0,35	0,35	0,43
	100,11	99,90	100,05	99,92	100,64	100,30	100,16	99,98	

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Уд. в.	—	—	3,47	—	3,258	3,59	—	—	3,54
n_g	1,708	1,722	1,720	1,725	1,714	1,751	1,730	1,707	1,744
n_m	—	—	1,718	1,718	1,709	—	1,725	—	—
n_p	1,688	1,704	1,698	1,700	1,688	1,728	1,707	1,687	1,718
(—)2V	—	88°	28°	45°	51°	15°	30—40°	—	33°
cNg	—	18°	16°	—	12°	11°	16—20°	16°	—
$a_0(\text{Å})$	—	—	—	—	—	—	—	9,921	—
b_0	—	—	—	—	—	—	—	18,200	—
c_0	—	—	—	—	—	—	—	5,324	—
β	—	—	—	—	—	—	—	104°52'	—
$\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$	3,32	3,35	3,50	3,61	3,64	3,81	3,86	3,88	3,91
$(\text{Al} + \text{Fe}^{3+})^{\text{VI}}$	1,24	0,84	1,05	1,00	0,90	0,88	1,27	0,51	0,83
$(\text{Al} + \text{Fe}^{3+})^{\text{IV}}$	1,83	1,84	2,04	2,18	1,87	2,10	1,64	1,51	2,18

* В том числе CO_2 — 0,85, при расчете вычтен CaCO_3 .** В том числе SO_3 — 0,12.*** В том числе ZnO — 0,09.

10 — феррогастингсит из амфиболита керетьской свиты Беломорского комплекса, Чупнино-Лоухский район (Карелия), анал. Потоцкая [72]; 11 — феррогастингсит из нефелинового сиенита Коргердабинского массива (Юго-Восточная Тува), анал. не указан [17]; 12 — темно-зеленый феррогастингсит из жилков в околорудных метасоматитах, Хайлеолское железорудное месторождение, Хакасия, анал. Кривец [5]; 13 — феррогастингсит из роговика по базальту, Тилбастер, Новый Южный Уэльс (Австралия), анал. Хердсман [53]; 14 — феррогастингсит из гранито-гнейса комплекса Старк, горы Адирондак, шт. Нью-Йорк (США), анал. Пэк [25]; 15 — феррогастингсит («дашкесанит»), Дашкесанское месторождение (Азерб. ССР), анал. Крутов [15]; 16 — черный феррогастингсит из друз с кальцитом, Тарбатское железорудное месторождение (Восточный Саян), анал. не указан, спектрально определены Ba, Ga, V, Co, Cu, Ni, Pb, Sr, Zn, Sr [3]; 17 — феррогастингсит из гранита, плато Джос (Нигерия), анал. Борлей [32]; 18 — железистая высокоглиноземистая роговая обманка с повышенным содержанием H_2O из крупнокристаллических прожилков в магнетит-гастингситовой руде, месторождение Мульгинское, Кордовский массив (Восточный Саян), анал. Шишковская [68].

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Na_2O	0,68	3,02	2,60	1,81	1,18	2,29	1,50	1,43	1,65
K_2O	3,27	1,94	1,60	1,72	1,98	1,61	1,57	1,86	1,44
MgO	0,78	1,55	4,36	1,97	2,16	2,43	1,07	1,33	2,06
CaO	8,20	9,86	11,30	9,56	10,49	10,04	10,64	9,72	9,76
MnO	0,58	1,36	0,43	0,48	0,87	0,70	0,28	0,23	0,48
FeO	23,24	21,92	18,10	24,67	19,96	25,59	26,64	27,12	27,58
Al_2O_3	14,11	12,54	6,34	11,03	11,29	8,65	10,17	9,91	8,83
Fe_2O_3	7,13	8,46	12,74	5,80	11,86	4,89	5,00	5,12	4,45
SiO_2	36,72	36,82	37,80	38,44	37,00	39,43	38,24	39,32	37,52
TiO_2	1,47	1,35	2,86	2,37	0,59	2,20	2,00	2,05	3,44
P_2O_5	—	Не обн.	—	—	—	0,21	—	—	0,32
H_2O^+	2,75	1,39	1,07	1,09	2,55	1,10	1,88	1,43	2,28
H_2O^-	0,46	Не обн.	0,12	0,19	0,40	0,01	0,08	Не обн.	0,18
F	0,96	0,36	0,99	0,96	0,58	0,29	1,06	0,32	—
Cl	0,10	Не обн.	—	0,60	—	0,81	0,51	0,64	—

Сумма 100,45 100,63* 100,31 100,69 100,91 100,39** 100,64 (100,48) 100,38***
 $-\text{O}=\text{F}_2+\text{Cl}_2$ 0,43 0,15 0,41 0,54 0,24 0,31 0,57 0,28

	100,02	100,48	99,90	100,15	100,67	100,08	100,07	100,20	
Уд. в.	—	3,399	3,31	3,448	3,45	—	3,447	3,441	3,52
n_g	1,715	1,719	1,714	1,724	1,710	1,720	1,730	1,732	—
n_m	1,708	—	—	1,717	1,708	1,713	—	1,725	—
n_p	1,700	1,702	1,696	1,694	1,691	1,702	1,702	1,706	—
(—)2V	0°	14—48°	53°	52°	35°	—	44°	24°	—
cNg	—	—	19—22°	12—13°	23°	10°	12°	18°	—
$a_0(\text{Å})$	—	9,86	—	—	9,95	9,937	9,937	9,962	9,945
b_0	—	18,20	—	—	18,10	18,240	18,241	18,261	18,239
c_0	—	5,28	—	—	5,31	5,336	5,336	5,345	5,340

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
β	—	105°30'	—	—	105°56'	104°55'	104°59'	105°04'	104°57'
$Fe^{2+}+Fe^{3+}$	3,92	3,97	4,00	4,01	4,04	4,08	4,18	4,28	4,28
$(Al+Fe^{3+})^{VI}$	1,28	1,32	0,88	0,99	1,35	0,66	0,67	0,86	0,54
$(Al+Fe^{3+})^{IV}$	2,20	2,08	1,88	1,80	2,16	1,60	1,86	1,65	1,92

* В том числе ZnO — 0,06, CO_2 — не обн.

** В том числе ZnO — 0,14.

*** В том числе SO_2 — 0,39.

19 — черная железистая высокоглиноземистая роговая обманка с повышенным содержанием H_2O из гнейсов кровли щелочного массива, Восточные Кейвы (Кольский п-ов), анал. Егорова, в оригинале названа гастингситом [4]; 20 — смоляно-черный феррогастингсит из жильного фойяит-пегматита горы Дедовой (Кузнецкий Алатау), анал. Ломейко [8]; 21 — феррогастингсит из эндоконтактовой части массива нефелиновых сиенитов Киш-Орда, Чингизская зона (Казахстан), анал. Зайцева [54]; 22 — феррогастингсит из роговообманкового гранита в Крепберн-Лейн, горы Адириодак (США), анал. Пэк [25]; 23 — феррочермакит из гранито-гнейсов Губенского массива (Южный Урал), анал. Свержинская [22]; 24 — феррогастингсит из сиенита, плато Джос (Нигерия), анал. Борлей [32]; 25 — феррогастингсит из рапакиви массива Салми (Финляндия), анал. Кюринг [65]; 26 — феррогастингсит из рапакиви массива Суомениеми (Юго-Восточная Финляндия), анал. Оянпере, в оригинале сумма 100,26 [73]; 27 — феррогастингсит из рапакиви, бассейна р. Рось, Украинский щит, среднее из 2 анализов, анал. Панченко и Романишина, в оригинале назван гастингситом [55].

Диагн. исп. В конц. HCl «дашкесанит» растворяется с выделением порошкового SiO_2 ; HNO_3 и H_2SO_4 не действуют; п.-п.тр. плавится, застывая в черную блестящую массу.

Повед. при нагр. На кривой ДТА феррогастингсита из нефелинового сиенита имеются эффекты: экзотермический при 600—700°, эндотермический при 980°, вызванный обезвоживанием и твердофазовым превращением; эндотермический при 1090° — результат спекания продуктов превращения; экзотермический при 1140°, обусловленный окислением железа; эндотермический около 1200°, отвечающий плавлению [8]. На кривой ДТА «дашкесанита» из Дашкесана низкотемпературный экзотермический эффект не фиксируется, максимумы других эффектов соответственно при 950, 1050, 1100 и ~1200° [74]. Изменения окраски «дашкесанита» до темно-коричневой происходит в интервале 500—650°, после нагревания до 750—800° плеохроизм не обнаруживается, после охлаждения появляется резкий плеохроизм от черного до желто-бурого [15].

Нахожд. Железистые высокоглиноземистые роговые обманки входят в состав изверженных, метаморфических и метасоматических пород. В магматических породах они представлены феррогастингситом и встречаются почти исключительно в гранитах, сиенитах и нефелиновых сиенитах. Для метаморфических пород менее характерны, чем другие роговые обманки. Встречены в породах контактовых ореолов щелочных интрузий. Хлорсодержащие феррогастингситы характерны для метасоматитов железорудных месторождений. Феррогастингсит распространен значительно шире, чем феррочермакит, очень часты амфиболы промежуточного состава.

В основных породах очень редки, по содержанию Al^{IV} являются переходными к железистой обыкновенной роговой обманке. В габбро и пироксенитах Шибугаму в Квебеке (Канада) феррогастингсит образовался по железистому пироксену и на контактах ферроактинолита с плагиоклазом [75]. В Теско (Финляндия) феррочермакит наблюдается в габбро-диоритах в ассоциации с плагиоклазом № 45 и куммингтонитом [76].

В кварцевых диоритах и гранодиоритах железистые высокоглиноземистые роговые обманки редки. В Риоке (Центральная Япония) сопровождаются ильменитом и пирротинном. В отличие от феррогастингситов из гранитов, они содержат меньше железа, щелочных металлов и представлены феррогастингситами и амфиболами, промежуточными между феррочермакитом и феррогастингситом [77]. В некоторых вулканических породах феррочермакит слагает вкрапленники; по содержанию железа ($Fe_{<2,85}$) является переходным к чермакиту. Примеры: игнимбриты дацитов Охотско-Чукотского вулканического пояса (хим. анализ 2) [41], трахиандезит Оривеси в Финляндии [42]. В гранитах, обогащенных калиевым полевым шпатом, феррогастингсит ассоцииру-

ется с биотитом, реже с лепидомеланом, гиперстеном, выделяется после полевых шпатов и кварца, иногда содержит их включения; $Fe_{>3,0}$, доля Fe^{3+} по отношению к сумме ($Fe^{2+} + Fe^{3+}$) не более 25%; $(Na + K)_{>0,80}$, доля калия 30—45%, $Al_{1,50-1,80}^{IV}$, $Ti_{>0,15}$, $F_{0,25-0,75}$, $Cl_{до 0,60}$. Примеры: рапакиви бассейна реки Рось на Украинском щите (хим. анализ 27) [55]; биотит- и лепидомелан-феррогастингситовые граниты Канозерского, Иоканьгского и Коютынского массивов на Кольском п-ове [50]; пегматитовая жила в граните близ Колвицкого озера на Кольском п-ове [61]; рапакиви Виганского и Нарвозерского массивов в Северной Карелии [62]; рапакиви массивов Салми (хим. анализ 25), Суомениеми (хим. анализ 26) и Ментихарью в Финляндии [63, 65, 73, 78]; граниты гор Адирондак (хим. анализ 22) [25], массива Пибоди в шт. Массачусетс [79] и Южно-Калифорнийского батолита в США [69]; роговообманково-биотитовые граниты плато Джос в Нигерии (хим. анализ 17) [32].

В сиенитах и кварцевых сиенитах феррогастингсит ассоциируется с калиевым полевым шпатом, кислым плагиоклазом, кварцем, биотитом или лепидомеланом, пироксеном (чаще всего геденбергитом), иногда с оливином, акцессорными цирконом, магнетитом, титанитом, апатитом. Часто распределен в породе крайне неравномерно. Образуется после геденбергита, иногда путем его замещения. Отмечены нарастания феррогастингсита на бурой роговой обманке [40] и на керсутите с постепенным переходом в арфведсонит во внешних зонах зерен [80]; $Fe_{>3,5}$, $(Na + K)_{0,90-1,60}$, доля калия иногда до 65—75%, $Al_{<2,0}^{IV}$, $F_{до 1,25}$. Примеры: трахитоидные сиениты Южнокальчинского массива в Приазовье (УССР) [39]; щелочной сиенит Сахарйокского массива на Кольском п-ове [34, 50]; сиениты эндоконтакта Ильменогорского массива (Урал) [35]; пироксен-амфиболовые сиениты плутона Большой Таскыл в Кузнецком Алатау [81]; щелочные сиениты Ала-Билютайского массива в Забайкалье [58]; феррогастингситовые сиениты Туимо-Карышского водораздела в Хакасии [82]; пегматоидные сиениты Кульпского щелочного массива в Центральном Туркестано-Алае (Средняя Азия) [40, 83]; сиениты плато Джос в Нигерии (хим. анализ 24) [32]; кварцевые сиениты кольцевого комплекса Марангадзи в Зимбабве [32, 56]; монциты интрузии Монтереджиан в горах Шеффорд, пров. Квебек (Канада) [80], щелочные породы Баркевика (Восточная Норвегия) [84].

В нефелиновых сиенитах феррогастингсит ассоциируется с калиевым полевым шпатом и нефелином, часто с кислым плагиоклазом, иногда с содалитом, пироксеном, кальцитом, гранатом, акцессорными ортитом, апатитом, магнетитом, титанитом, цирконом, флюоритом, эвдиалитом. Кристаллизуется в магматическую стадию после нефелина и после полевого шпата или одновременно с ним, содержит включения этих минералов. Иногда развивается в постмагматическую стадию по пироксену [17, 85]. $(Na + K)_{1,10-1,80}$, $(Al + Fe)_{2,00-2,60}^{IV}$, $Fe_{>8,00}$. Примеры: мариуполит (дайка в щелочном граните) и нефелиновый сиенит Мариупольского массива (УССР) [10, 37]; миаскиты Ильменского массива [35] и нефелиновые сиениты Бердяушского плутона [86] на Урале; эндоконтактные породы массива Киш-Орда в восточной части Центрального Казахстана (хим. анализ 21) [54]; нефелиновые сиениты Чингиз-Тарбагатайского региона и Северо-Западного Прибалхашья (Казахстан) [87]; нефелиновый сиенит Кульпского щелочного массива, Центральный Туркестано-Алай (Средняя Азия) [40]; нефелиновые сиениты Сайжинского плутона и Кыджимит-Зимовьечинского массива на Витимском нагорье [85, 88]; фойяит-пегматиты — жила в габбро горы Дедовой в Кузнецком Алатау (хим. анализ 20) [8, 89]; нефелиновый сиенит гор Кульджуктау (Узбекистан) [90]; нефелиновый сиенит и пуласкит Коргеретабинского массива в юго-восточной Туве (хим. анализ 11) [17]; фойяит в Кап-Верде (Исландия) [64]; фойяиты, сиениты и пуласкиты кольцевого комплекса Марангадзи в Зимбабве (хим. анализ 9) [32, 56].

В амфиболитах феррогастингсит и феррочермакит сравнительно редки, содержание $Fe_{2,50-3,00}$. Образуются при амфиболитизации мафических пород с повышенной железистостью, содержатся в глубокометаморфизованных тол-

щах, часто в ассоциации с гранатом и рудными минералами. Примеры: амфиболиты с гранатом, кварцем, титанитом и железорудными минералами Беломорского комплекса Чупино-Лоухского района Карелии (хим. анализ 10) [72]; крупнокристаллические почти мономинеральные феррогастингситовые породы с кварцем, микроклином, биотитом, титанитом, пиритом среди гранито-гнейсов и полевошпатовые амфиболиты района медно-никелевых месторождений Восток и Аллареченское на Кольском п-ове [19, 46]; биотитизированные и калишпатизированные амфиболиты среди мигматитов Криворожского бассейна [67]; биотитизированный и холмквиститизированный амфиболит с ильменитом в Приазовье, УССР (хим. анализ 3) [18], амфиболиты, вмещающие щелочные интрузии района Миасса [35] и Касли [33] в Челябинской области на Урале; гранатизированные и скаполитизированные амфиболиты с реликтовым ильменитом, образовавшиеся по габбро и габбро-норитам с титаномагнетитовым оруденением, Кусинский массив на Южном Урале (хим. анализ 8) [21]; аподиабазовый сланцеватый амфиболит с микроклином, Удино-Хилокское междуручье в Западном Забайкалье [47]; гранатовые амфиболиты по кристаллическим сланцам основного состава с повышенной железистостью, Кимчакский комплекс в Приморье [91]; гранатовые ортоамфиболиты с титанитом, сульфидами, кварцем, кальцитом в Конемара (Западная Ирландия) [66]; амфиболиты с кварцем Фронт-Рейнджа, шт. Калифорния, США (хим. анализ 4) [60].

В гнейсах, мигматитах и палингенных гранитоидах встречаются как феррочермакит, так и феррогастингсит; $(Na+K)_{0,60-0,90}$, доля калия 35—55%, $Fe_{2,50-4,00}$, доля Fe^{3+} около 25%, $Ti_{>0,15}$. Ассоциируются с плагиоклазом, микроклином, биотитом и кварцем, аксессуарными магнетитом, апатитом и другими минералами. Примеры: гранито-гнейс с кордиеритом в Губенском массиве, Златоустовский район, Южный Урал (хим. анализ 23) [22]; метаморфизованный порфириновый гранит Лицкого массива, Кольский п-ов (хим. анализ 5) [71]; палингенные апогнейсовые гранодиориты Павлопольского массива, Приазовье [92]; амфибол-биотитовый гнейс с реликтами пироксена в бассейне р. Токмак, Приазовье (хим. анализ 1) [43]; сланцы с кварцем, олигоклазом, микроклином, биотитом, роговой обманкой, эпидотом, магнетитом и ортитом в зоне мигматизации, верховья р. Ильдугем, Горный Алтай [93]; пегматоидные гранатовые мигматиты с идиоморфными альмандином, лепидомеланом и роговой обманкой в агрегате калиевого полевого шпата и кварца, бассейн р. Учур, Алданский щит [36]; мигматиты бассейна р. Гонам и Сутам, Алданский щит [45]; гранито-гнейсы комплекса Старк, горы Адирондак, США (хим. анализ 14) [25]; гнейсы Юго-Западной Австралии [44].

В контактовых ореолах интрузий наблюдается преимущественно феррогастингсит; феррочермакит редок. В Тилбастере, Новый Южный Уэльс (Австралия) в контактовой зоне монцонит-адамеллитовой интрузии феррогастингсит слагает прожилки в роговиках по базальту (хим. ан. 13) [53]. В контактовом ореоле батолита в области Бидуэл-Бар (шт. Калифорния, США) по туфам образовались почти мономинеральные феррогастингситовые сланцы с небольшим количеством титанита, олигоклаза, кварца, эпидота [59]. Образование по туфам отмечено и для зоны контакта с гранодиоритами в районе железорудного месторождения Акаган, горы Китаками (Япония) [94]; по диориту в экзоконтакте гранитного массива в Бэнчори, Кинкардин (Шотландия) [24]; в экзоконтакте щелочной интрузии в кварц-полевошпатовом мигматите с ортитом и магнетитом на западном склоне Ильменских гор (Урал) [35]; в гнейсах кровли щелочного массива в срастаниях с биотитом в Восточных Кейвах на Кольском п-ове (хим. анализ 19) [4]. В Линдохе, пров. Онтарио (Канада) феррогастингсит (хим. анализ 6) входит в состав нефелинсодержащих гнейсов, иногда с кальцитом, гранатом, титанитом, апатитом, скаполитом и шпинелью, образовавшихся по амфиболитам [51].

В метасоматитах железистые высокоглиноземистые роговые обманки представлены в основном феррогастингситом; феррочермакит очень редок. Образуются в связи с формированием магнетитовых, кобальт-никелевых, реже

медно-никелевых и свинцово-цинковых руд. В месторождениях скарнового типа феррогастингсит образуется по пироксенам и гранатам в скарнах и по пироксенам, плагиоклазу и актинолиту в нескарнированных вмещающих породах, частью слагает прожилки и жилы. Входит в состав некоторых магнетитовых руд или концентрируется на их контакте с вмещающими породами. Скопления феррогастингсита иногда приурочены к кобальтовому (Дашкесан) [15] и золото-мышьяковому (Кон-и-Зак) [28] оруденениям. В месторождениях магнетита с более поздними сульфидами феррогастингсит образует сростания с пирротинном, частично замещается халькопиритом и пиритом [30, 31]. Наиболее характерной типоморфной особенностью феррогастингсита из метасоматитов магнетитовых месторождений является повышенное содержание хлора, до 3% ($Cl_{до 0,80}$), в «дашкесаните» — 6,40% ($Cl_{1,77}$) [15]. Месторождения с феррогастингситом многочисленны в Восточном Саяне: Одинокое [26], Мульгинское (хим. анализ 18) [68], Тарбатское (хим. анализ 16) [3, 7, 95—97], Хабарлыкское [98] и месторождения Ирбинской группы [30, 99]. В Хакасии феррогастингсит характерен для месторождений Анзасское [11], Самсон [57] и Хайлеолское (хим. анализ 12) [5, 6]. Известен также в Инском месторождении, Горный Алтай [6], в месторождениях Центральные Штоки, Горная Шория [52], в Ампалькском и Лавреновском, Кузнецкий Алатау [12, 100], в Сорском, Южный Тургай [101], в месторождениях Среднего и Северного Урала [27], в Херренге (Швеция) [49], на о-ве Эльба, Италия (хим. анализ 7) [9]. В связи с кобальтовым и магнетитовым оруденением феррогастингсит («дашкесанит») обнаружен в Дашкесанском месторождении, Азербайджан (хим. анализ 15) [15, 70]; в зонах околорудного изменения скарнов — в кобальт-никелевом месторождении Хавуаксы (Тувинская авт. обл.) [14]. В околоскарновых породах с олигоклазом, ферроавгитом, апатитом и титанитом известен в Талнахском медно-никелевом месторождении, Норильский район [23]; в скарнах с мышьяковыми минералами — в Кон-и-Заке, Зеравшанский хр. (Средняя Азия) [28], в скаполит- и гранат-феррогастингситовых породах района Акатуевского свинцово-цинкового месторождения, Восточное Забайкалье [48]; в альбитизированных и скаполитизированных жерловых вулканических породах трубки Пороговой, северо-западная часть Сибирской платформы [13]; в гранат-геденбергитовых скарнах с воластонитом, ильваитом, аксинитом, данбурином, турмалином, везувианом, флюоритом, датолитом, стильпномеланом и рудными минералами (магнетит, сфалерит, галенит, халькопирит, арсенипирит и др.) в месторождениях Обира и Кинбу в Японии [16, 29, 102]. В магнетитовых скарнах, содержащих марганцевые силикаты кнебелит и даннеморит, в Баститьярне (Швеция) феррогастингсит содержит повышенное количество марганца (2,45% MnO , $Mn_{0,35}$) [49]. Феррогастингсит встречен также в магнетитсодержащих метасоматитах северо-западной части Кольского п-ова, развивающихся по магнизиальным скарнам и кварц-куммингтонитовым метасоматитам [20].

Изм. Замещается актинолитом с образованием псевдоморфоз [7, 27, 30, 70, 99], холмквиститом [18], антофиллитом [21], ферроактинолитовой роговой обманкой [9], лепидомеланом и биотитом [17, 18, 22, 50], иногда с одновременным выделением магнетита и кварца и образованием биотит-магнетит-кварцевых псевдоморфоз [27], альбитом [8], гранатом [21], хлоритом, карбонатами, эпидотом [41, 48, 70], ильваитом и кварцем [27], магнетитом [7, 99], гематитом [27], сульфидами [30].

Искусств. Железистые высокоглиноземистые роговые обманки получены в гидротермальных условиях из смесей окислов, соответствующих двум составам (соотношение Fe^{2+}/Fe^{3+} в продуктах синтеза не определялось) [103, 104, 105]:

1. $NaCa_2Fe_4^{2+}Al[Si_6Al_2O_{22}](OH)_2$. При частичном давлении кислорода, определяемом буфером $Fe-FeO$ при 847° и $P = 2014$ бар, получен плеохроирующий в зеленых тонах амфибол с $n_g = 1,718$, $n_p = 1,700$, $a_0 = 9,95$, $b_0 = 18,14$, $c_0 = 5,33$ Å, $\beta = 105^\circ 18'$, $V = 928,5$ Å³. При 640° и $P = 1989$ бар с кварц-фаялит-магнетитовым буфером свойства менялись вследствие частич-

ного окисления железа: $n_g = 1,715$, $n_p = 1,698$, $a_0 = 9,90$, $b_0 = 18,13$, $c_0 = 5,33 \text{ \AA}$, $\beta = 105^\circ 06'$, $V = 924,7 \text{ \AA}^3$.

2. $\text{NaCa}_2\text{Fe}_4^{2+}\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$. Синтез проводился при 600° и $P = 3000 \text{ бар}$ в течение 31 часа с кварц-фаялит-магнетитовым буфером; получен амфибол с $n_g = 1,728$, $n_p = 1,702$, $a_0 = 9,979$, $b_0 = 18,152$, $c_0 = 5,325 \text{ \AA}$, $\beta = 105^\circ 12'$, $V = 930,8 \text{ \AA}^3$. Его предел устойчивости 650° при $P > 20 \text{ кбар}$ и 700° при $P > 12 \text{ кбар}$ (буфер фаялит + ортоферросилит + магнетит), 750° при $P = 12 \text{ кбар}$ (буфер кварц + фаялит + магнетит).

Синтез феррогастингсита осуществлен также в присутствии хлоридов щелочных металлов; установлено, что он устойчив только в узком интервале слабощелочных, нейтральных и слабощелочных сред [106, 107].

Межплоскостные расстояния феррогастингсита с Дедовой горы, Кузнецкий Алатау [8] *

Fe-излучение, $D = 57,3 \text{ мм}$

<i>l</i>	<i>d</i> (кХ)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
10	8,17	1	2,24	6	1,583	1	1,183
2	4,47	8	2,17	5	1,514	1	1,175
1	3,47	6	2,05	2	1,483	1	1,161
7	3,40	1	1,976	9	1,451	1	1,140
3	3,29	3	1,889	1	1,418	1	1,128
9	3,13	4	1,825	6	1,375	8	1,093
4	2,94	2	1,776	6	1,349	9	1,060
3	2,83	3	1,694	6	1,322	2	1,043
10	2,72	7	1,661	5	1,303	8	1,037
8	2,60	2	1,626	3	1,285	3	1,024
8	2,56	7	1,599	1	1,241	1	1,015
1	2,40	1	1,567	4	1,212	8	0,9966
8	2,36	3	1,553	2	1,201	8	0,9886
2	2,305						

* Оригинал хим. анализа 20.

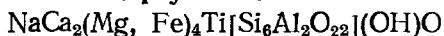
Л и т е р а т у р а

1. Литвин А. Л. Кристаллохимия и структурный типоморфизм амфиболов. Киев: Наукова думка, 1977, 91.
2. Hawthorne F. C., Grundy H. D. *Min. Mag.*, 1977, 41, N 317, 43.
3. Князев Г. Б. Тр. Томск. ун-та. Сер. геол., 1966, 186, 153.
4. Гинзбург И. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 11, 13.
5. Индукаев Ю. В. Тр. Томск. ун-та. Сер. геол., 1963, 164, 28.
6. Индукаев Ю. В. Тр. Томск. ун-та. Сер. геол., 1972, 232, 119 и 137.
7. Дымкин А. М., Могилева М. П. В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М.: Наука, 1967, 191.
8. Андреева Е. Д. В кн.: Щелочный магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы. М.: Наука, 1965, 230.
9. Dimanche F. *Bull. Soc. fr. min. crist.*, 1970, 93, N 1, 89.
10. Morosewicz J. *Tscherm. min. petr. Mitt. N. Folge*, 1925, 38, 210.
11. Павлов Д. И. Анзасское магнетитовое месторождение и участие хлора в его формировании. М.: Наука, 1964, 9.
12. Павлов Д. И. Геология рудных месторождений, 1968, 10, № 1, 108.
13. Осипова Г. Н. В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1966, 135.
14. Онтюев Д. О. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 1, 48.
15. Крутов Г. А. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1936, № 2-3, 341.
16. Matsumoto Y. *Mem. Geol. Soc. Japan*, 1974, N 11, 113.
17. Яшина Р. М. В кн.: Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы. М.: Наука, 1965, 155.
18. Байраков В. В. Мин. сб., Львов, 1974, 28, вып. 2, 77.
19. Яковлев Ю. Н., Яковлева А. К. Минералогия и геохимия метаморфизованных медно-никелевых руд (на примере Аллареченского района). Л.: Наука, 1974, 299.
20. Трусова И. Ф. Изв. Высш. уч. зав. Геол. и разв., 1975, № 2, 44.
21. Мясников В. С., Николаева Е. Г., Карпова О. В. В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенеза. М.: Наука, 1970, 134.
22. Виноградская Г. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 1, 60.

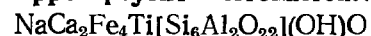
23. Юдина В. В. В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1970, 143.
24. Shido F., Miyashiro A. J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sect. 2, 1959, 12, 85.
25. Buddington A. F., Leonard B. F. Am. Min., 1953, 38, N 11-12, 801.
26. Крутов Г. А., Виноградова Р. А. ДАН СССР, 1966, 169, № 1, 204.
27. Овчинников Л. Н. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1960, вып. 39, 253.
28. Тимофеева Т. С. Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1964, вып. 16, 62.
29. Matsumoto Y., Miyahisa M. J. Min. Soc. Japan, 1960, 4, N 5, 372.
30. Мазуров М. П. Геология и геофизика, 1974, № 11, 51.
31. Мазуров М. П. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1977, № 348, 155.
32. Borley G. D., Frost M. T. Min. Mag., 1963, 33, N 260, 358; 1963, 33, N 263, 646.
33. Маркс В. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 2, 230.
34. Батиева И. Д. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1972, вып. 9, 34.
35. Левин В. Я. Щелочная провинция Ильменских—Вишневых гор. М.: Наука, 1974, 127.
36. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965, 90.
37. Айнберг Л. Изв. Главн. геол.-разв. Упр., 1930, 49, № 5, 75.
38. Дымкин А. М., Мазуров М. П., Федосеева М. М. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1977, вып. 364, 100.
39. Ляшкевич З. М. Мин. сб., Львов, 1969, № 23, вып. 2, 170.
40. Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М.: Наука, 1964, 60.
41. Соловьев В. И. Минералы эндогенных образований Якутии. Якутск, 1977, 31.
42. Seitsaari J. Bull. Comm. Géol. Finl., 1953, 26, N 159, 83.
43. Есипчук К. Е., Кравченко Г. Л. ДАН УССР, Сер. Б., 1971, № 10, 882.
44. Stephenson N. C. N. Lithos, 1977, 10, N 1, 9.
45. Шкодзинский В. С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. Новосибирск: Наука, 1976, 49.
46. Яковлева А. К., Яковлев Ю. Н. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических горных пород. Л.: Наука, 1975, 54.
47. Белевцев Р. Я. Геол. журн. АН УССР, 1966, 26, вып. 2, 43.
48. Новоселова А. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 2, 225.
49. Magnusson N. H. Sver. geol. unders. Ser. C, 1940, N 30, 66; 1940, Arsbok 34, N 431, 55.
50. Батиева И. Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976, 85.
51. Appleyard E. C. Canad. Min., 1975, 13, pt 4, 342.
52. Синяков В. И. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1975, вып. 270, 133.
53. Binns R. A. Min. Mag., 1965, 34 (Tilley vol.), 52.
54. Зырянов В. Н. Петрология метасоматически измененных гранитоидов и щелочных пород Чингизской зоны. М.: Наука, 1969, 45.
55. Литвин А. Л., Егорова Л. Н., Мишник Т. Л., Остапенко С. С., Тепикин В. Е. Мин. сб., Львов, 1972, № 26, вып. 4, 341.
56. Henderson C. M. V. 5-th General Meeting Intern. Min. Assoc., Pap. Proc., London, 1968, 291.
57. Индукаев Ю. В., Хохлов В. Е. В кн.: Сборник статей по геологии Сибири, Изд-во Томск. ун-та, 1975, 113.
58. Вартамова Н. С., Завьялова И. В., Григорьева Т. Н. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1975, вып. 184, 5.
59. Compton R. R. Am. Min., 1958, 43, N 9-10, 890.
60. Gable D. J., Smith V. C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1975, N 1392, 1.
61. Волкова М. И., Померанцева Н. Г. Химические анализы минералов Кольского полуострова. Апатиты, 1970, 316.
62. Шемякин В. М., Терентьева М. В., Соколова Е. П. ДАН СССР, 1970, 195, № 6, 1427.
63. Savolahti A. Bull. Comm. géol. Finl. 1962, N 204, 33.
64. Kuntz W. N. Jb. Min., Abt. A, 1930, B.—Bd., 60, 244.
65. Sahama Th. G. Bull. Comm. géol. Finl., 1947, N 140, 159.
66. Leake B. E. Min. Mag., 1972, 38, N 298, 649.
67. Сироштан Р. И., Половоко Н. И. Геол. журн. АН УССР, 1959, 19, вып. 4, 47.
68. Крутов Г. А., Виноградова Р. А., Киселева И. А. Вестн. Моск. ун-та. Сер. IV, геол., 1970, № 6, 31.
69. Larsen E. S., Draisin W. M. Intern. Geol. Congress Report 18-th sess. Part 2. Proc. sect A, Probl. Geochim. London, 1950, 66.
70. Грудев А. П., Ратникова Г. И. Изв. Высш. уч. зав. Сер. геол. и разведка, 1960, № 5, 89.
71. Ветрин В. Р., Виноградов А. Н., Виноградова Г. В. В кн.: Интрузивные чарнокиты и порфировидные граниты Кольского полуострова. Апатиты, 1975, 220.
72. Лебедев В. И., Нагайцев Ю. В. В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма. Изд. Ленингр. ун-та, 1975, 5, 13.
73. Simonen A., Vorma A. Bull. Comm. Géol., Finl., 1969, N 238, 5.
74. Иванова В. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 73.
75. Baskin G. D., Allard G. O. Canad. Min., 1974, 12, pt 6, 428.

76. *Seitsaari J.* Ann. Acad. Sci. Fenn. Ser. A. Geol.-Geograph., 1952, N 30, 5.
77. *Kanisawa S. J.* Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1975, 70, N 6, 200.
78. *Свириденко Л. П.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 2, 40.
79. *Lyons P. C.* Am. Min., 1972, 57, N 9-10, 1404.
80. *Frisch T.* Canad. Min., 1970, 10, pt 3, 553.
81. *Кривенко А. П.* Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1973, вып. 176, 60.
82. *Довгаль В. Н.* Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1971, вып. 79, 123.
83. *Ильинский Г. А.* Минералогия щелочных интрузий Туркестано-Алая. Изд. Ленингр. ун-та, 1970, 131.
84. *Bondy M., Pirani R., Simboli G.* Min petr. acta, Bologna, 1968, 14, 86.
85. *Конец А. А.* Тр. Вост.-Сиб. Геол. ин-та, 1962, вып. 11, 89.
86. *Заварицкий А. Н.* Тр. ЦНИГРИ, 1937, вып. 96, 223.
87. *Нурлымбаев А. Н.* Минералогия щелочных интрузий Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1976, 129.
88. *Андреев Г. В., Шаракишинов А. О., Литвиновский Б. А.* Интрузии нефелиновых сиенитов Западного Забайкалья. М.: Наука, 1969, 53.
89. *Андреева Е. Д.* Щелочной магматизм Кузнецкого Ала-Тау. М.: Наука, 1968, 75.
90. *Каюмов А.* Узб. геол. журн., 1971, № 4, 64.
91. *Маракшувев А. А., Ким Хак Дзе, Ким Хенсо, Мишкин М. А.* В кн.: Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и юга Приморья. М.: Наука, 1966, 97.
92. *Кравченко Г. Л., Цуканов В. А.* Геол. журн. АН УССР, 1972, 32, вып. 1, 48.
93. *Лепезин Г. Г.* Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1972, вып. 121, 31.
94. *Kanisawa S. J.* Japan. Assoc. min., petr. econ. geol., 1974, 69, N 9, 339.
95. *Князев Г. Б.* В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Изд. Томск. ун-та, 1965, вып. 3, 75.
96. *Князев Г. Б.* Тр. Томск. ун-та, 1974, 221, 59.
97. *Князев Г. Б.* В кн.: Вопросы минералогии и геохимии эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. Изд. Томск. ун-та, 1977, 89.
98. *Князев Г. Б., Хохлов В. Е.* Тр. Томск. ун-та, 1976, 239, 28.
99. *Дымкин А. М., Мазуров М. П., Николаев С. М.* Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1975, вып. 268, 115.
100. *Камаев С. Г.* Тр. Томск. ун-та. Сер. геол., 1966, 186, 127.
101. *Бекмухаметов А. Е.* Формирование скарново-рудных зон магнетитовых месторождений Южного Тургая. Алма-Ата: Наука, 1970, 165.
102. *Matsumoto Y.* Bull. Fac. Zib. Arts. Nagasaki Univ. Nat. Sci., 1968, 8, 39, по реф. Min. J., 1972, 7, N. 1, 120.
103. *Gilbert M. C.* Am. J. Sci., 1966, 264, N 9, 698; Carnegie Inst. Washington, 1968, Year Book, N 67, 167.
104. *Colville P. A., Ernst W. G., Gilbert M. C.* Am. Min., 1966, 51, N 11-12, 1727.
105. *Ernst W. G.* Minerals, Rocks and Inorganic Materials, Berlin, Heidelberg, New York, 1968, 1, 1.
106. *Малиновский И. Ю.* ДАН СССР, 1966, 170, № 6, 1400; 1968, 178, № 3, 600; Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1973, вып. 119, 21 и 56.
107. *Малиновский И. Ю., Костюк Е. А., Гулецкая Э. С.* Геология и геофизика, 1970, № 3, 44.

Керсутит Kaersutite



Феррокерсутит Ferrokaersutite



Керсутит и феррокерсутит — высокоглиноземистые роговые обманки с повышенным содержанием титана ($\text{Al}_{>1,5}^{\text{IV}}$, $\text{Ti}_{>0,5}$). Являются членами изоморфного ряда с различным содержанием Mg и Fe^{2+} , крайний магнизальный член которого магнизокерсутит — magnesiokaersutite в природе не встречен, но получен искусственно.

Название керсутит — по месту нахождения в районе горы Керсут в Гренландии (Лоренцен, 1884); феррокерсутит — по составу (Лик, 1968); магнизокерсутит — по составу (Хамич, Сек, 1974).

Синон. Линозит — linozite (Вашингтон, Райж, 1908); титанистый фордфедоровит — titanous fordfedorovite (Соболев, 1947).

Характ. выдел. Фенокристаллы и их обломки, иногда оплавленные; порфиробласты, оторочки зерен пироксенов, изредка — мирмекитоподобные включения в моноклинном пироксене.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$, $a_0 = 9,81-9,90$, $b_0 = 18,02 - 18,14$, $c_0 = 5,27-5,32$ Å; $\beta = 104^\circ 54' - 105^\circ 23'$; $Z = 2$ [1-7].

Изоструктурны с другими кальциевыми амфиболами (описание структуры см. на стр. 29) (фиг. 25). Средние межзатомные расстояния (в Å):

	1	2		1	2
T(1)—O	1,670	1,676	M(4)—O	2,504	2,488
T(2)—O	1,639	1,633	A—O (из 10)	2,929	2,940
M(1)—O	2,098	2,048	A—O (из 12)	3,066	3,071
M(2)—O	2,059	2,051	O(5)—O(6)—O(5)	162,5°	164,5°
M(3)—O	2,057	2,060			

1 — керсутит из Керсута (Гренландия) с 5,79% TiO_2 [1] (ранее определено 10,33% TiO_2 [8]); распределение катионов по структурным позициям [1]: T(1) = 0,50Al + 0,50 Si; T(2) = 0,06 Al + 0,94 Si; M(1) = 0,25 Fe^{2+} + 0,75 Mg; M(2) = 0,20 Fe^{2+} + 0,46 Mg + 0,20 Ti + 0,14 Al; M(3) = 0,25 Fe^{2+} + 0,41Mg + 0,20 Ti + 0,14 Al; M(4) = 0,85 Ca + 0,15 Na; A = 0,78 Na + 0,22 K.

2 — керсутит из Нумапу, п-ов Ики, Япония (хим. анализ 8) [5, 9], по отношению Fe^{3+}/Fe^{2+} переходный к оксикерсутиту; распределение катионов по структурным позициям [10]: M(1) = 0,33 Mg + 0,27 Fe^{2+} + 0,16 Fe^{3+} + 0,17 Ti + 0,07 Al; M(2) = 0,62 Mg + 0,13 Al + 0,11 Fe^{3+} + 0,07 Fe^{2+} + 0,07 Ti; M(3) = 0,42 Mg + 0,23 Fe^{3+} + 0,13 Fe^{2+} + 0,14 Ti + 0,08 Al; M(4) = 0,86 Ca + 0,06 Mg + 0,02 Fe^{2+} + 0,02 Fe^{3+} + 0,02 Ti + 0,02 Al; A = 0,75 Na + 0,25 K; T(1) = 0,45 Al + 0,55 Si; T(2) = 0,11 Al + 0,89 Si. Нейтронографическое изучение распределения Ti в этом же образце керсутита также указывает на большую концентрацию Ti в позиции M(1), чем в позициях M(2) и M(3) [10].

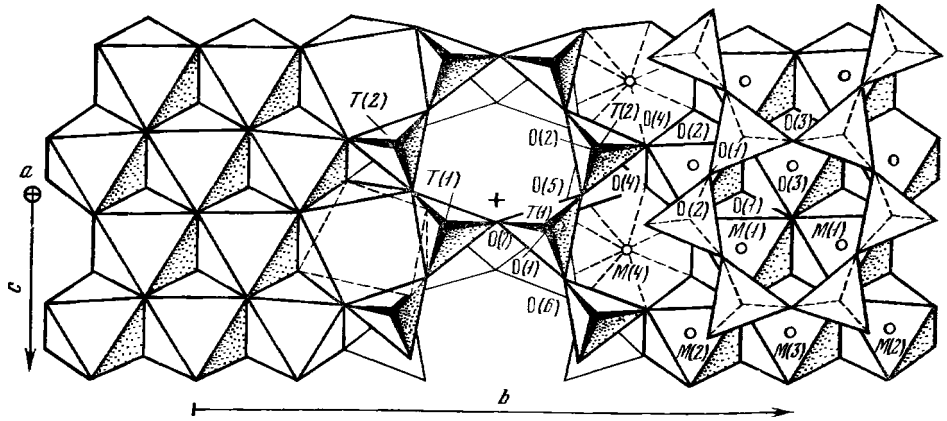
Кристаллы призматические, от короткостолбчатых до длиннопризматических, до 30 см [11]. Координаты граней см. на стр. 63. Характерны двойники по (100). Наблюдались гомоосевые сростания керсутита и титанавгита с общими осями *b* и *c*, более редки подобные сростания с диопсидом и титанбиотитом. Границы гомоосевых сростаний нечеткие, реже резкие прямолинейные или отчетливые неровные [9, 12—14].

Физ. св. Сп. по (110) совершенная. Излом занозистый до раковистого. Очень хрупкие. Тв. 5,5—6. Уд. в. 3,06—3,60. Цв. коричневый до почти черного, смоляно-черный, угольно-черный, темный красно-коричневый. Черта светло-коричневая. Бл. на плоскостях спайности сильный стеклянный, иногда смоляной. В тонких краях зерен просвечивает. В ИК-спектре отмечалась широкая пологая полоса в области 510—445 $см^{-1}$ [15].

Микр. Плеохроизм очень сильный: по *Ng* — темно-коричневый, каштаново-коричневый с фиолетовым оттенком, красно-коричневый до темного красновато-коричневато-черного; по *Nm* — красновато-коричневый, каштаново-коричневый, коричневый; по *Np* — светло-коричневый, светлый желтовато-коричневый, коричневато-желтый до соломенно-желтого; $Ng \geq Nm > Np$. Интенсивность плеохроизма увеличивается с повышением содержания TiO_2 и отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} [9]. Двуосные (—). Пл. опт. осей (010), *cNg* от 4 до 26°. Удлинение (+). $n_g = 1,690—1,730$, $n_m = 1,680—1,710$, $n_p = 1,670—1,695$, $n_g - n_p = 0,030—0,045$. В керсутитах, переходных к оксикерсутиту, n_g и $n_g - n_p$ имеют более высокие значения, *cNg* — более низкие. Изменение показателей преломления обусловлено колебаниями содержания Fe и Ti, а также отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} [9, 16] (фиг. 26). $2V = 65—85^\circ$, обычно около 80° . Отмечалась сильная дисперсия, $v > r$ [9, 14, 17, 18].

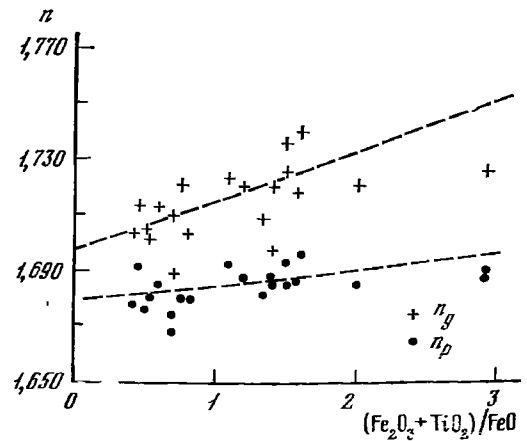
Аоки [9] указал более сильную дисперсию по одной оптической оси и менее отчетливую — по другой; по его данным, дисперсия увеличивается с повышением содержания TiO_2 и степени окисления железа. В образцах из Керсута и с о-ва Линоса наблюдалась слабая дисперсия бисектрис [19]. Сильная дисперсия показателей преломления установлена у керсутита из базальтовой дайки Дого (Япония) [20].

У некоторых керсутитов в шлифах обнаруживается зональность: у керсутита из лампрофиров она обусловлена в основном возрастанием содержания железа к периферии выделений [7, 21], а у керсутита из эффузивных пород — окислением железа внешних частей вкрапленников [9, 22]. Отмечалось пятнистое угасание [23]. Микроскопические включения в керсутите представлены пироксенами, плагиоклазом, оливином, апатитом, магнетитом, титаномagnetитом, ильменитом. Ильменит частью слагает тонкие, закономерно ориентированные пластинки, образовавшиеся, вероятно, в результате распада твердого раствора [24, 25]. Под электронным микроскопом в керсутите из Сан-Карлоса, шт. Аризона (США), обнаружены антифазные домены с границами, параллельными (100) [26].



Фиг. 25. Структура керсутита в проекции на плоскость (100) (по Литвину)

Фиг. 26. Изменение показателей преломления керсутита в зависимости от величины отношения $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)/\text{FeO}$ (по Богатикову и Андреевой)



Хим. Теор. составы:

	Na ₂ O	CaO	MgO	FeO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	SiO ₂	H ₂ O
1	3,38	12,20	8,72	15,66	11,10	8,70	39,26	0,98
2	3,16	11,40	—	29,28	10,38	8,14	36,72	0,92

1 — керсутит $\text{NaCa}_2\text{Mg}_2\text{Fe}_2^{2+}\text{Ti}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_0$.

2 — феррокерсутит $\text{NaCa}_2\text{Fe}_4^{2+}\text{Ti}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_0$.

Состав титанистых высокоглиноземистых роговых обманок, включающих керсутит, феррокерсутит и полученный искусственно магнезиокерсутит, с учетом возможных изоморфных замещений выражается формулой: $(\text{Na}, \text{K})_{0-1}(\text{Ca}_{2-1,34}\text{Na}_{0-0,66})\text{I}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mn}, \text{Al})_{4,5-4}\text{Ti}_{0,5-1}[\text{Si}_{6,5-5,3}\text{Al}_{1,5-2,7}\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F}, \text{Cl}, \text{O})_2$.

Содержание CaO 10—13%, редко снижается до 8,5% (хим. анализы 16 и 17). MgO — 9—14% (Mg_{2-3}) в керсутите, 0,9—7,2% ($\text{Mg}_{0,2-1,7}$) в феррокерсутите. FeO — 5,5—15,5% в керсутите, 19—26% в феррокерсутите; Fe_2O_3 — 1—6%, в феррокерсутите до 9%. В керсутите из эффузивных пород содержание Fe_2O_3 и отношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ иногда повышены (переход в оксикерсутит). Магнезиокерсутиты в природе не встречены, феррокерсутиты ($\text{Fe}_{>2,5}$) очень редки. MnO 0,1—0,3%, в феррокерсутите до 0,9%. Na₂O — 1—3,5%, K₂O — 0,5—2%; K_{0,10-0,36}, (Na + K)_{0,30-0,90}; количество атомов щелочных металлов в позиции А не менее 0,30 на формульную единицу, доля К до 50%. Al₂O₃ — 8,3—16%; Al в основном в тетраэдрических позициях, Al_{0-0,6}^{VI}. SiO₂ — 35—41,5%; Si замещается не только на Al^{IV}, но и на Fe³⁺. TiO₂ — 4,5—8,5%; в старых анализах ука-

заны содержания до 10,3% [8,19], вероятно, завышенные [1]. В незначительных количествах в керсутитах обнаружены NiO (до 0,1%) (хим. анализы 3,4, 6), Cr₂O₃ (0,13%) [27], P₂O₅ до 0,2% [28]. Спектрально определены Zr, V, Sr, Zr (десятые доли %), Ba, Nb, In, La, Ce, Nd, Cr, Be, Y, Co, Cu, Ga, Sc (сотые доли %), Rb, Pb (тысячные доли %), Pr (десятитысячные %) [1, 22, 29]. H₂O — 0,5—2,00%, почти во всех керсутитах группы OH частично замещены на O. F иногда до 0,80%, Cl до 0,1% [22].

Анализы (в порядке увеличения содержания Fe²⁺ + Fe³⁺):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	1,99	2,78	2,01	2,51	2,52	2,80	2,21	2,50	2,48
K ₂ O	1,45	1,34	0,63	1,11	1,21	1,59	1,16	1,33	1,27
MgO	11,96	11,08	12,47	11,73	10,68	11,36	9,48	10,73	10,58
CaO	12,37	10,82	12,16	12,05	10,63	10,12	13,36	10,69	10,54
MnO	0,11	0,14	0,12	0,14	0,16	0,09	0,16	0,16	0,17
FeO	7,33	7,91	3,96	7,42	8,19	10,92	11,30	4,89	10,68
NiO	—	—	0,10	0,09	—	0,09	—	—	—
Al ₂ O ₃	13,87	13,78	9,89	13,60	16,02	14,26	15,16	15,48	13,78
Fe ₂ O ₃	4,03	3,93	8,85	5,25	4,69	1,75	1,24	9,27	3,40
SiO ₂	39,20	40,36	40,85	39,01	38,90	39,51	38,24	38,24	39,35
TiO ₂	6,53	7,09	8,47	6,05	5,71	5,64	5,61	5,89	6,28
H ₂ O ⁺	0,87	0,79	0,19	0,98	1,00	1,68	1,83	0,49	1,48
H ₂ O ⁻	0,27	0,26	—	0,19	He обн.	He обн.	0,04	0,04	0,14
F	—	0,37	0,28	He обн.	—	He обн.	Сл.	—	0,48
Сумма	99,98	100,65	99,98	100,16*	99,71	99,81	99,79	99,71	100,66**
—O=F ₂		0,16	0,12						0,20
		100,49	99,86						100,46
Уд. в.	3,264	—	3,336	3,272	—	—	3,27	—	—
n _g	1,709	1,720	1,760	1,717***	1,720	1,707	1,713	1,725	1,715
n _m	1,700	1,708	1,731	1,697	1,708	1,694	—	1,710	1,705
n _p	1,680	1,688	1,692	1,682	1,688	1,677	1,685	1,687	1,686
(—)2V	75°	78°	71°	79°	78°	82°	81°	77°	80°
cNg	5°	4°	1°24'	1—2°	4°	6°	17°	4°	11°
a ₀ (Å)	—	—	—	—	—	—	9,882	9,807	9,84
b ₀	—	—	—	—	—	—	18,080	18,017	18,10
c ₀	—	—	—	—	—	—	5,322	5,307	5,27
β	—	—	—	—	—	—	105°19'	105°26'	104°54'
Fe ²⁺ +Fe ³⁺	1,37	1,42	1,50	1,52	1,55	1,56	1,56	1,66	1,71
(Al+Fe ³⁺) ^{VI}	0,77	0,84	0,85	0,83	1,14	0,59	0,55	1,53	0,65
(Al+Fe ³⁺) ^{IV}	2,13	2,01	1,89	2,16	2,20	2,11	2,27	2,26	2,15

* В том числе P₂O₅ — 0,03.

** В том числе Cr₂O₃ — 0,03.

*** В оригинале показатели

ли преломления не соответствуют оптическому знаку.

1—13 — керсутит; 14—17 — феррокерсутит. 1 — из трахиандезита, в Удурёдо (Корейский п-ов), анал. Узидима [30]; 2 — из трахиандезита Июкуси, о-в Ики (Япония), анал. Матсумото [31]; 3 — из базальта, Монте-Росса, о-в Линоза (Тунис), анал. Вашингтон [19]; 4 — из трахибазальта, Данедди (Новая Зеландия), анал. Сили [12]; 5 — из трахиандезита, о-в Ики (Япония), анал. Аоки [9]; 6 — из анальцимового базальта Маунт-Спринг, Новый Южный Уэльс (Австралия), анал. Эвери и Андерсон [32]; 7 — из лугаритовой жилы, Лугар, Эйр (Шотландия), анал. Ховье [2]; 8 — из выбросов трахиандезита, о-в Ики (Япония), анал. Аоки [5, 9]; 9 — из камптонита, Южная Джунгария (Казахстан), анал. не указан [3].

	10	11	12	13	14	15	16	17
Na ₂ O	2,40	1,03	1,74	2,92	1,34	1,79	1,35	1,33
K ₂ O	0,69	1,71	0,46	0,88	1,33	1,51	1,25	1,20
MgO	10,73	10,14	9,27	8,96	4,34	7,20	2,19	0,90
CaO	11,85	11,50	10,12	10,86	10,25	10,40	8,55	8,70
MnO	0,24	0,11	0,20	0,32	—	—	0,88	0,75
FeO	12,45	11,15	13,64	15,26	19,40	19,30	26,03	25,68

	10	11	12	13	14	15	16	17
Al ₂ O ₃	10,70	14,96	13,00	10,55	15,02	10,21	10,94	8,34
Fe ₂ O ₃	1,82	3,91	4,00	4,04	3,62	4,01	4,33	8,71
SiO ₂	40,27	39,36	39,20	39,75	36,95	39,26	38,72	35,14
TiO ₂	7,23	4,52	6,00	4,92	6,25	4,42	5,03	7,17
H ₂ O ⁺	1,46	1,23	2,00	1,25	1,26	0,92	1,22	1,93
H ₂ O ⁻	0,03	—	0,25	0,22	0,19	—	—	—
F	—	0,50	—	0,22	—	0,80	—	0,12
Сумма	99,87	(100,12)	(99,88)	100,15	(99,95)	99,83*	(100,49)	99,97
—O=F ₂		0,21		0,08		0,34		0,05
		99,91		100,07		99,49		99,92
Уд. в.	—	3,284	—	3,316	—	—	3,42	—
n _g	1,722	1,710	1,689	1,710	1,709	1,704	1,713	1,730
n _m	1,706	—	—	—	—	—	1,711	—
n _p	1,679	1,690	1,669	1,673	1,677	1,678	1,693	—
(—)2V	76—80°	—	80—86°	70—85°	72°	74°	43°30'	—
cNg	7—8°	4—9°	10—13°	6—10°	9°	9°	20—21°	—
Fe ²⁺ +Fe ³⁺	1,78	1,84	2,16	2,43	2,96	3,01	3,99	4,57
(Al+Fe ³⁺) ^{VI}	0,18	0,97	0,64	0,49	0,95	0,53	0,76	0,40
(Al+Fe ³⁺) ^{IV}	1,93	2,11	2,11	1,89	2,24	1,83	1,82	2,27

* В том числе P₂O₅ — 0,01.

10 — из титанавгит-керсутитового тешенита, Сакамото (Япония), анал. Аоки [9]; 11 — из эруптивных обломков лейцитовых анкаратритов, район Лесозаводска (Приморье), анал. Бакланова, в оригинале сумма 100,20 [33]; 12 — из ильменитового габбро, Ариадинский массив (Приморье), анал. Минаева, в оригинале сумма 99,95 [34, 35]; 13 — из рудного полевошпатового [перидотита, Гремяха-Вырмес (Кольский п-ов), анал. Успенская [13]; 14 — из сиенита, Коралут, Орисса (Индия), анал. Воле, в оригинале сумма 99,98, назван феррогастингситом [36]; 15 — из габбро-пегматита, хр. Джугджур (Хабаровский край), анал. Соколова и Косяк [11]; 16 — из сиенита, Монедпок, шт. Вермонт (США), анал. не указан, в оригинале сумма 100,53 [37]; 17 — из гранито-гнейса, южная часть Чарской глыбы, Алданский щит, анал. Алексеева [38].

Диagn. исп. П. п. тр. легко сплавляется в черный слабо магнитный шарик. Грань *m* (110) травится горячей HF [19].

Повед. при нагр. На кривой ДТА имеется два эндотермических прогиба: при 1050—1070° (дегидратация и распад минерала) [16, 17] и при 1120° (вероятно, плавление продуктов распада); отмечался также пологий экзотермический подъем при 350—550° [17]. Керсутит устойчив до 500°, затем образуются: оксикерсутит (600—700°), оксикерсутит + моноклинный пироксен (800—1000°), моноклинный пироксен + гематит + плагиоклаз (1060—1180°), магнетит-оливиновое стекло (1210—1250°) [39]. Переход керсутита в оксикерсутит сопровождается резким увеличением показателей преломления, как и при окислении беситанистых роговых обманок. Изменение структуры керсутита при нагревании до 1050° изучалось методами ПМР и ЯГР [40]. При нагревании от 20 до 1000° максимальное расширение керсутита наблюдается вдоль оси *b* (1,12—1,15%), наименьшее — вдоль оси *c* (0,83%) [41]. При температурах ниже 700° керсутит устойчив вплоть до *P* = 23 кбар; при 1150° и давлении выше 10 кбар наблюдалось образование перовскита, выше 20 кбар — граната, моноклинного пироксена и очень небольшого количества рутила [39, 42]. В экспериментах при избытке H₂O керсутит из Какануи (Новая Зеландия) плавится инконгруэнтно при температуре около 700° и *P* = 10—20 кбар с образованием амфибола непостоянного состава (основная фаза) и незначительного количества (5%) титанита, рутила и жидкости; при повышении температуры появляется пироксен, количество жидкой фазы увеличивается. При давлении выше 20 кбар керсутит при близосолидусных температурах (700—900°) переходит в амфибол, моноклинный пироксен, гранат ± рутил ± титанит ± флогопит ± жидкость [42].

Наход. Титанистые высокоглиноземистые роговые обманки — редкие амфиболы, встречающиеся в основном в щелочных базальтоидных и габброид-

ных породах, очень редко в сиенитах и гранитоидах. Для них характерна ассоциация с титанавгитом, титанистым биотитом, титаномагнетитом, ильменитом, также оливином, плагиоклазом, олигоклазом, фельшпатоидами. Относительно бедный железом керсутит (Fe₁₋₂) образуется из богатой летучими магмы при высоких *T* и *P*. Условия его кристаллизации и устойчивость в условиях верхней мантии и нижних частей земной коры рассмотрены в работах [7, 25, 42—52]. Глубинный керсутит встречается в виде фенокристаллов и их обломков в щелочных базальтоидах, жильных щелочных лампрофирах и гипабиссальных щелочных габброидах. Глубинное происхождение, по-видимому, имеет керсутит ксенолитов ультрабазитов, захваченных лавами при продвижении к поверхности. В интрузивных породах керсутит, выделившийся из магмы на ранних этапах ее кристаллизации, почти не встречается. Предполагается, что в процессе становления интрузий происходит резорбция керсутита с образованием пироксена (имеются реликтовые включения керсутита в титанавгите) [53]. Частичное замещение керсутита титанавгитом отмечено в некоторых жильных лампрофирах [3]. Керсутит (Fe_{>2}) и феррокерсутит (Fe_{2,5-5}) являются позднемагматическими и послемагматическими минералами, они образуются по пироксенам и другим минералам; в гипабиссальных породах слагают каемки у вкрапленников титанавгита и внешние зоны кристаллов более магнезиального керсутита [7, 21, 27], в габброидах образуют порфиробласты с реликтами титанавгита, плагиоклаза и рудных минералов. Феррокерсутит изредка обнаруживается в сиенитах и гранитоидах.

В ультрабазитах и габброидах керсутит встречается в интрузивных комплексах, включающих щелочные породы. Образуется главным образом из остаточных расплавов или при постмагматическом изменении в связи с существенно калиевым метасоматозом; обычно развивается по титанавгиту или на контакте ильменита и титаномагнетита с пироксенами и плагиоклазом, образует порфиробласты и пойкилитовые выделения, редко идиоморфные кристаллы. Для них Fe_{1,5-3,5}, Fe²⁺ ≫ Fe³⁺, обычен некоторый недостаток воды против теоретического. Примеры: в перидотитах, пироксенитах, мельтейгитах, якупирангитах и ильменит-титаномагнетитовых рудах габбро-сиенитового массива Гремяха-Вырмес на Кольском п-ове (хим. анализ 13) [13]; в магнетит-диопсид-керсутитовых, пироксен-плагиоклаз-керсутитовых и биотит-керсутит-пироксеновых породах Кургинского массива на Кольском п-ове, возникших за счет рудных пироксенитов и перидотитов (при перекристаллизации образовались призматические кристаллы длиной до 10 см) [17]; в габбро горы Патын, Кузнецкий Алатау (роговые обманки, переходные между гастингситом и керсутитом) [16]; в оливин- и биотитсодержащих габбро Хушагольского щелочного массива (Восточный Саян) — в виде крупных идиоморфных кристаллов [54]; в пегматоидных анортозитах, рудных оливиновых пироксенитах, перидотитах, норитах, габбро, габбро-пегматитах и апатит-титаномагнетитовых породах хр. Джугджур (Хабаровский край) (хим. анализ 15) [11, 34]; в обогащенной рудными минералами экзоконтактной зоне троктолитовой интрузии в ассоциации с оливином в массиве Луча (Становой хр.) [35, 55]; в керсутитовых и керсутит-перовскитовых пироксенитах Кокшаровского массива ультраосновных щелочных пород в Приморье [28, 35]; в ильменитовом габбро Ариадинского массива (Приморье) (хим. анализ 12) [34, 35]; щелочных базитах массива основных и щелочных пород в Синтра, близ Лиссабона (Португалия) [56]; в щелочном габбро интрузии Монтерегийен в горах Шеффорд, пров. Квебек (Канада) [57]; в ямаскитах и габбро в Ямаска, пров. Квебек (Канада) [58]; в краевых частях зоны габбро в ультраосновной слоистой интрузии массива Хоромен (Япония) [59].

В жильных щелочных лампрофирах и гипабиссальных щелочных ультрабазитах и габброидах керсутит слагает фенокристаллы и ксенокристаллы, иногда оплавленные или опацифицированные, изредка входит в состав основной массы, образует каемки вокруг вкрапленников титанавгита, содержится в ксенолитах основных и ультраосновных пород. Некоторые фенокристаллы раз-

биты трещинами, заполненными основной массой [60]. Примеры: в дайке тералита на горе Петрелиуса в Хибинском массиве [21, 61] и в дайках керсутитовых плагиоферидотитов Нясюкской интрузии в районе Печенги на Кольском п-ове [62], в мончикитовых дайках Приазовья [63], в камптонитовых дайках Южной Джунгарии (Казахстан) (хим. анализ 9) [3] и Восточного Саяна [60], в лейцитовых анкаратритах эруптивной брекчии района Лесозаводска (Приморье) (хим. анализ 11) [33], в монзонитовых жилах и шпихрах в щелочных долеритах в районе Лесогорска на Сахалине [14], в Восточной Гренландии в камптонитах района Скергард [64] и в дайке лампрофира в Кангердлугсуак [65], в силле щелочных пикритов г. Керсут (Гренландия) в виде кристаллов в пегматитовых жилах и обособлениях монзонитового состава, а также в каемках вокруг зерен титанавгита (в краевых частях силла) [8, 19, 27, 66], в лугаритовых жилах среди пикритов в Лугаре, Эйр, Шотландия (хим. анализ 7) [2], в керсутитовом диабазе из силла в офиолитовой формации Корнуэлла (Англия) [6], в тешенитах Сакамото, Япония (хим. анализ 10) [9, 20, 67], в камптонитах на о-ве Танегасима (Япония) [7], в камптонитах района Боулдер-Дам, шт. Аризона (США) [68].

В трахибазальтах, в трахиандезитах, базанитах, трахитах, фонолитах и их эруптивных аналогах керсутит слагает фенокристаллы, наряду с оливином, Тi-авгитом, Тi-биотитом, полевыми шпатами; входит в состав ксенолитов ультрабазитов и встречается в виде обломков мегакристаллов. От керсутита из гипабиссальных пород отличается более высоким отношением Fe^{3+}/Fe^{2+} , это различие является следствием окисления Fe^{2+} после извержения. Наблюдается постепенный переход в оксикерсутит. Примеры: ксенолиты керсутитовых пород с реликтами оливина и авгита в туфах и базанитах Ист-Файфа, Шотландия [69]; фенокристаллы в тефрите плато Шаляней, Овернь, Центральный массив (Франция) [70]; мегакристаллы керсутита и керсутитсодержащие перидотитовые нодулы в базанитах и их туфах в Розенберге (ФРГ) [50]; фенокристаллы в лапиллях основной лавы в Монте-Росса на о-ве Линоза в Тунисе — «линозит» (хим. анализ 3) [19]; в трахибазальтах района оз. Рудольф в Восточной Африке [71]; фенокристаллы и включения ультрабазитов в фонолитах и трахибазальтах на Канарских о-вах [72]; ксенолиты, состоящие из керсутита и Тi-авгита с плагиоклазом и рудными минералами в интерстициях в трахибазальтах о-ва Тристан-да-Кунья в Южной Атлантике [22].

Фенокристаллы керсутита установлены в щелочных андезитобазальтах, трахиандезитах и их вулканических выбросах в Йоходо, на о-ве Сэсю и в Удурёдо, Корейский п-ов (хим. анализ 1) [9, 30, 73, 74]; фено- и ксенокристаллы в трахибазальтах, трахиандезитах, трахитах и щелочных риолитах о-ва Ики, Япония (хим. анализ 2, 5, 8) [9, 31, 75, 76]; фенокристаллы в анальцимовом базальте в Маунт-Спринг (хим. анализ 6) и мегакристаллы в базаните в Армидале, шт. Новый Южный Уэльс (Австралия) [32, 45, 77]; во включениях верлитов, пироксенитов и в виде мегакристаллов и сростков (с флогопитом и ильменитом в интерстициях) в нефелиновых базанитах шт. Виктория (Австралия) [24]; фенокристаллы в трахибазальтах и оливин-анортоклазовых трахитах района Данедин в Новой Зеландии (хим. анализ 4) [12, 78]; мегакристаллы и включения в нодулах эколита в брекчии Какануи, Новая Зеландия (по составу промежуточные между керсутитом и гастингситом) [4, 18, 79—81]; обломки кристаллов и прожилки, секущие ксенолиты лерцолитов, в базанитах Диш-Хила и кратера Сайберия в шт. Калифорния (США) [82—84]; пойкилитовые выделения в ксенолитах габброидов, заключенных в базанитах центральной части шт. Невада (США) [85]; ксенокристаллы и их сростки (до 5 см) с ильменитом в интерстициях, выделения в ксенолитах шпинелевых перидотитов в базальтах Сан-Карлоса, шт. Аризона (США) [44, 86]; пойкилобласты и прожилки в ксенолитах лерцолитов и гранатовых пироксенитов в оливиновых базальтах о-ва Нунивак, близ Аляски (США) (по составу промежуточные между гастингситом и керсутитом) [49].

Имеются единичные находки феррокерсутита: в сиените Вермонта, Новая

Англия (США) (хим. анализ 16) [37], в сиените Корапута, шт. Орисса (Индия) (хим. анализ 14) [36], в рапакиви Корсунь-Новомиргородского плутона в Житомирской области УССР («титанистый фордфедоровит») [87], в гранито-гнейсах южной части Чарской глыбы, Алданский щит, Восточная Сибирь (хим. анализ 17) [38]. В ореоле Тажеранской щелочной интрузии, на западном берегу оз. Байкал феррокерсутит встречается как продукт замещения «баркевикита» в апосланцевых плагиоклаз-«баркевикитовых» породах [88].

Изм. Некоторые вкрапленники керсутита в эффузивных и жильных породах оплавлены, корродированы, нередко опацититизированы, керсутит частью превращен в оксикерсутит. Установлено замещение фенокристаллов керсутита тонкозернистым агрегатом клинопироксена, оливина, полевого шпата или нефелина, магнетита, ильменита, иногда амфибола [3, 9, 12, 22, 25, 75, 78, 89]. Отмечалось замещение керсутита титанистым биотитом [13, 28, 35, 54, 62], иногда зеленой роговой обманкой [11, 62], актинолитом [62], хлоритом [64].

Искусств. Синтезированы лишь магнезиокерсутиты, не встречающиеся в природных условиях. Магнезиокерсутит с максимальным (7%) содержанием $TiO_2 - NaCa_2Mg_4Al_{0,25}Ti_{0,75}[Si_6Al_2O_{22}](OH_{1,25}O_{0,75})$ — получен при $T = 1050^\circ$ и $P = 1,5$ кбар. Увеличение содержания Тi сопровождается уменьшением количества H_2O^+ (происходит замещение $Al^{3+} + H \rightarrow Ti^{4+}$). С увеличением содержания TiO_2 повышается температура солидуса; выше линии солидуса магнезиокерсутит сосуществует с расплавом, насыщенным H_2O [90].

Межплоскостные расстояния керсутита из Боулдер-Дам, шт. Аризона (США) *

CuK α -излучение, $D = 114,6$ мм								
hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
110	9	8,38	002; 20 $\bar{2}$	9	2,548	003; 332	6	1,703
11 $\bar{1}$	6	4,90	35 $\bar{1}$	8	2,337	023; 39 $\bar{1}$	5	1,677
040	6	4,49	17 $\bar{1}$; 31 $\bar{2}$	7	2,291	2.10. $\bar{1}$; 461	8	1,645
111	5	3,97	042; 24 $\bar{2}$	6	2,215	1.11.0; 62 $\bar{1}$	6	1,613
13 $\bar{1}$	5	3,88	261; 33 $\bar{2}$	8	2,153	15 $\bar{3}$; 531	8	1,584
041; 131	9	3,36	202; 280	7	2,038		6	1,540
240	8	3,26	40 $\bar{2}$	7	2,024		8	1,518
310	9	3,11	351	7	2,009		6	1,501
15 $\bar{1}$; 221	8	2,931	610	5	1,887		5	1,470
330	6	2,793	19 $\bar{1}$; 242	6	1,862		6	1,455
33 $\bar{1}$	6	2,726	17 $\bar{2}$; 44 $\bar{2}$	5	1,845		9	1,439
151	10	2,693	530	6	1,808		6	1,362
061	9	2,589	11 $\bar{3}$; 20 $\bar{3}$	6	1,754			

* ASTM. 17-478.

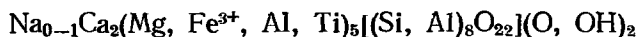
Л и т е р а т у р а

1. Литвин А. Л. Кристаллохимия и структурный типоморфизм амфиболов. Киев: Наукова думка, 1977, 110.
2. Howie R. A. Min. Mag., 1963, 33, N 263, 718.
3. Добрецов Г. Л., Алядина И. Н., Добрецова Т. Г. Зап. Всес. мин. об-ва, 1969, 98, вып. 4, 471; Добрецов Г. Л., Добрецова Т. Г. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1969, 58, вып. 2, 73.
4. Parke J. J., Rose M., Clark J. R. Min. Soc. Am. Spec. Pap., 1969, N 2, 117.
5. Kitamura M., Tokonami M. Sci. Rep. Tohoku univ. Ser. 3, 1971, 11, N 2, 125.
6. Kempe D. R. C. Min. Mag., 1968, 36, N 282, 874.
7. Yagi K., Ishikawa H., Kojima M. J. Japan Assoc. min., petr., econ., geol., 1975, 70, N 7, 213.
8. Gossner B., Spielberger F. Zs. Krist., 1929, 72, 111.
9. Aoki K. J. Petrology, 1963, 4, N 2, 198.
10. Kitamura M., Tokonami M., Morimoto N. Contrib. min., petrol., 1975, 51, N 3, 167.
11. Ленников А. М. Петрология Джугджурского анортозитового массива, Изд. Дальневост. ГИ СО АН СССР, Владивосток, 1968, 455; В кн.: Вопросы петрологии метаморфических и магматических пород. Владивосток: Изд. Дальневост. ГИ СО АН СССР, 1965, 43.
12. Benson W. N. Trans. Roy. Soc. New Zealand, 1939, 69, 283.
13. Кавардин Г. И. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Кировск: Изд. Кольск. фил. АН СССР, 1959, вып. 1, 55.
14. Yagi K. Bull. Geol. Soc. Am., 1953, 64, N 7, 769.
15. Omori K. Sci Rep. Tohoku univ., 1964, 9, N 1, 84.

16. *Богатиков О. А., Андреева Е. Д.* В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенеза. М.: Наука, 1970, 64.
17. *Осокин А. С.* В кн.: Минералогия и геохимия. Изд. Ленингр. ун-та, 1968, вып. 3, 21.
18. *White A. J. R., Chappell B. W., Yakes P.* Contrib. min., petrol., 1972, 34, N 3, 185.
19. *Washington H. S., Wright F. E.* Am. J. Sci., ser. 4, 1908, 26, 151.
20. *Tomita T.* J. Shanghai Sci., inst., sect. 2, 1934, 1, ser. print. N 8, 99.
21. *Боруцкий Б. Е., Целин А. И.* В кн.: Новое в минералогических исследованиях. Изд. Моск. отд. Всес. мин. об-ва, М., 1976, 157.
22. *Le Maitre R. W.* Min. Mag., 1969, 37, N 286, 185.
23. *Залищак Б. Л.* Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород. М.: Наука, 1969, 22.
24. *Ellis D.* Contrib. min., petrol., 1976, 58, N 2, 149.
25. *Aoki K.* Contrib. min., petrol., 1970, 25, N 4, 270.
26. *Buseck P. R., Iijima S.* Am. Min., 1974, 59, N 1-2, 1.
27. *Donaldson C. H.* Min. Mag., 1977, 41, N 318, 297.
28. *Руб М., Г., Залищак Б. Л.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 10, 83.
29. *Kesson S., Price R.* Contrib. min., petrol., 1972, 35, N 2, 119.
30. *Narada Z. J.* Fac. sci. Hokkaido Univ., ser. 4, 1936, 3, N 3-4, 282.
31. *Aoki K., Matsumoto H. J.* Japan. Assoc. min., petrol., econ. geol., 1959, 43, N 5, 248.
32. *Wilkinson J. F. G.* Am. Min., 1961, 46, N 3-4, 340.
33. *Ганеева Г. М.* Геология и геофизика, 1960, № 10, 46.
34. *Щека С. А., Лениников А. М., Залищак Б. Л.* В кн.: Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во Дальневост. ГИ СО АН СССР, 1965, 100.
35. *Щека С. А., Лениников А. М., Залищак Б. Л.* В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966, 273.
36. *Bose M. K.* Min. Mag., 1964, 33, N 265, 912.
37. *Wolff J. E. J.* Geology, Chicago, 1929, 37, N 1, 1.
38. *Кориковский С. П.* Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрике Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967, 65.
39. *Yagi K., Hariya Y., Onuma K., Fukushima N.* J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., ser. 4, 1975, 16, N 4, 331.
40. *Иваницкий В. П., Калининченко А. М., Матяш И. В., Шеен Д. И., Банзаракчиев Н. Ю.* Изучение окисления и дегидроксиляции некоторых амфиболов. Киев: Изд-во АН УССР, 1976, 45.
41. *Kozi S., Ueda J.* Proc. Japan Acad., Tokyo, 1934, 10, N 1, 25.
42. *Merrill R. B., Wyllie P. J.* Bull. Geol. Soc. Am., 1975, 86, N 4, 555.
43. *Ernst W. G.* Amphiboles. Crystal Chemistry, Phase Relations and Occurrence. Springer — Verlag, New York, 1968, 125.
44. *Mason B.* Min. Mag., 1968, 36, N 283, 997.
45. *Binns R. A.* Am. J. Sci., 1969, 267-A, 33.
46. *Gunn B.* Canad. Min., 1972, 11, pt 4, 840.
47. *Best M. G. J.* Geophys. Res., 1974, 79, N 14-15, 2107.
48. *Sawthorn R. G.* Geochim., cosmochim. Acta, 1976, 40, N 11, 1319.
49. *Francis D. M.* Contrib. min., petrol., 1976, 58, N 1, 51.
50. *Vinx R., Jung D.* Contrib. min., petrol., 1977, 65, N 12, 135.
51. *Костюк Е. А., Соболев В. С.* ДАН СССР, 1977, 233, № 2, 468.
52. *Бакуменко И. Т., Добрецов Н. Л., Кежежискас В. В., Кутюлин В. А., Похиленко Н. П., Соболев В. С. и др.* Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975, 200.
53. *Полканов А. А., Елисейев Н. А.* Петрология плутона Гремяха-Вурмес (Кольский полуостров). Изд-во Ленингр. ун-та, 1941, 1.
54. *Романов И. А.* В кн.: Вопросы петрографии и минералогии основных и ультраосновных пород Восточной Сибири. Иркутск, 1974, 79.
55. *Щека С. А.* Петрология и рудоносность никеленосных дунито-троктолитовых интрузий Станового хребта. М.: Наука, 1969, 80.
56. *Mafos Alves C. A.* Revista Fac. Cien., Univ. Lisboa, ser. 2a, c-cien. nat., 1964, 12, fasc. 2, 209.
57. *Frisch T.* Canad. Min., 1970, 10, pt. 3, 553.
58. *Gandhi S. S.* Canad. Min., 1970, 10, pt. 3, 452.
59. *Niida K. J.* Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1977, 72, N 4, 152.
60. *Учкин О. М., Синяевская Н. В.* Зап. Сиб. отд. Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 4, 78.
61. *Котылева-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, 2, 97.
62. *Бабушкин Е. М.* В кн.: Минералы и парагенезисы минералов основных и ультраосновных пород Кольского полуострова. Апатиты: Изд. Кольск. фил. АН СССР, 1977, 34.
63. *Еременко Г. К.* ДАН УССР. Сер. Б., 1968, № 7, 590; *Еременко Г. К., Швакова А. А.* ДАН УССР. Сер. Б. 1969, № 11, 971.
64. *Vincent E. A.* Quart. J. Geol. Soc., London, 1953, 109, pt 1, N 433, 21.
65. *Brooks C. K., Platt R. G.* Min. Mag., 1975, 40, N 311, 259.
66. *Dresher F. K.* Tscherm. min., petr. Mitt., 1932, 43, N 4-5, 207.
67. *Tiba T.* Sci. Rep. Tohoku univ., ser. 3, 1966, 9, N 3, 541.

68. Campbell I., Schenk E. T. *Am. Min.*, 1950, 35, N 9-10, 671.
69. Chapman N. A. J. *Petrolog.*, 1976, 17, N 4, 472.
70. Brousse R. *Bull. Soc., fr. min., crist.*, 1961, 84, N 2, 131.
71. Brown F. H., Carmichael I. S. E. *Lithos*, 1971, 4, N 3, 305.
72. Borley G., Suddaby P., Scott P. *Contrib. min., petrol.*, 1971, 31, N 2, 102.
73. Kawano Y. J. *Japan. Assoc., min., petr., econ. geol.*, 1934, 11, 124; *Japan. Acad., Proc.*, Tokyo, 1934, 40, N 6, 350.
74. Ueda T., Tomita K. *Min. J., Japan*, 1964, 4, N 2-3, 85.
75. Aoki K. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser. 3, 1959, 6, N 2, 261.
76. Aoki K. *Am. Min.*, 1968, 53, N 1-2, 241.
77. Wilkinson J. F. G. J. *Petrology*, 1962, 3, N 2, 192.
78. Coombs D. C., Wilkinson J. F. G. J. *Petrology*, 1969, 10, N 3, 440.
79. Mason B. *New Zealand J. geol., geophys.*, 1966, 9, N 4, 474.
80. Mason B. *Contrib. min., petrol.*, 1968, 19, N 4, 316.
81. Dickey J. S. *Am. Min.*, 1968, 53, N 7-8, 1304.
82. Wise W. S. *Bull. volcanol.*, 1966, 29, 235.
83. Wiltshire H. G., Calk L. C., Schwarzman E. C. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1971, 10, N 2, 281.
84. Wiltshire H. G., Trask N. J. *Am. Min.*, 1971, 56, N 1-2, 240.
85. Best M. G. *Contrib. min., petrol.*, 1970, 27, N 1, 25.
86. Prinz M., Nehru C. *Min Mag.*, 1969, 37, N 287, 333.
87. Соболев В. Учен. зап. Львовск. ун-та. Сер. геол., 1947, 6, вып. 5, 110.
88. Конев А. А., Самойлов В. С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974, 135.
89. Uchimizi M. J. *Fac. Sci. Univ. Tokyo, sect.*, 2, 1966, 16, pt. 1, 135.
90. Hamich M., Seck H. A. *Fortschr. Min.*, 1974, 51, N 1, 18.

Базальтические роговые обманки Basaltic hornblendes



К базальтическим роговым обманкам относятся красновато-бурые роговые обманки с высоким отношением $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, заметно отличающиеся от остальных роговых обманок по оптическим свойствам. Для них характерны: высокое светопреломление и двупреломление, большой угол $2V$ и очень малый угол погасания, резкий плеохроизм с красно-бурой окраской по Ng , часто дефицит групп OH [1, 2, 3]. Возможно, эти отличия связаны не только с преобладанием Fe^{3+} над Fe^{2+} , но и со структурными особенностями [4]. Базальтические роговые обманки являются продуктами нагревания других Fe -содержащих роговых обманок при $600-800^\circ$ в присутствии свободного кислорода (с переходом Fe^{2+} в Fe^{3+}) и связаны с ними постепенными переходами.

По Аоки [5], к базальтическим следует относить роговые обманки с отношением $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} > 2$, по Богатикову и Андреевой [6] — с $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} > 1$. Имеются указания на находки роговых обманок, по составу соответствующих базальтическим ($\text{Fe}^{3+} > \text{Fe}^{2+}$, мало H_2O^+), но не обладающих характерными для них оптическими свойствами [7, 8, 9].

Поскольку переход роговых обманок в соответствующие базальтические связан с окислением железа, Винчелом предложено называть последние окисленными роговыми обманками (oxyhornblendes) [10]. Соответственно различают оксигастингсит (oxyhastingsite), оксичермакит (oxyschermakite), оксикерсутит (oxykaersutite) и т. д. (Лик, 1978). В природных условиях базальтические роговые обманки образуются при изменении фенокристаллов роговых обманок эффузивных пород после излияния лав на поверхность. Они представлены главным образом оксигастингситом и оксикерсутитом, редко окисленной обыкновенной роговой обманкой.

Названы по нахождению в эффузивных породах базальтового состава.

Сичон. Оксироговая обманка — oxyhornblende (Винчел, 1932); гексаболит — hexabolite (Штруни, 1949); лампроболит — lamprobolite (Роджерс, 1940); синтагматит — syntagmatite (Штруни, 1949 — частично). Для теоретических составов Винчелом (1953) предлагались названия: $\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_4[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}]\text{O}_2$ — ферричермакит — ferri-tschermakite, $\text{NaCa}_2\text{Fe}_3^{3+}\text{Fe}_2^{2+}[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}]\text{O}_2$ — ферриэденит — ferri-edenite, $\text{NaCa}_2\text{Fe}_2^{2+}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_3[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}]\text{O}_2$ — ферригастингсит — ferri-hastingsite.

Характ. выдел. Фенокристаллы, обломки кристаллов.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^2 - C2/m$. $a_0 = 9,79 - 9,98$, $b_0 = 17,98 - 18,07$, $c_0 = 5,26 - 5,33$ Å; $\beta = 104^\circ 31' - 106^\circ 05'$; $Z = 2$. Изоструктурны с тремолитом и другими Са-амфиболами. Описание структуры см. на стр. 29. Межатомные расстояния (средние, в Å) для оксигастингита из Черношина [11]: Si—O = 1,66, M(1—3)—O = 2,06, M(4)—O = 2,54; для оксикерсутита из Кангердлугсуак (Гренландия) (хим. анализ 5) [12]: T(1)—O = 1,680, T(2)—O = 1,643, M(1)—O = 2,066, M(2)—O = 2,057, M(3)—O = 2,067, M(4)—O = 2,494, A(m)—O = 3,104, A(2)—O = 3,078, O(5)—O(6)—O(5) = 1,62,9 (2)°. Распределение катионов по позициям [12]: M(1) = 0,34 Fe³⁺ + 0,66 Mg; M(2) = 0,06 Fe³⁺ + 0,50 Mg + 0,18 Al + 0,26 Ti; M(3) = 0,24 Fe³⁺ + 0,76 Mg; M(4) = 0,01 Mn²⁺ + 0,96 Ca + 0,01 Fe³⁺ + 0,02 Mg; T(1) = 0,47 Al + 0,53 Si; T(2) = 0,06 Al + 0,94 Si.

В базальтической роговой обманке из Икебукуро (Япония), совершенно однородной под микроскопом, обнаружены плоскопараллельные элементы структуры пироксена $C2/c$, его оси a , b и c параллельны соответствующим осям ячейки $I2/m$ роговой обманки (формулу перехода от установки $C2/m$ к $I2/m$ см. на стр. 33). На рентгенограмме нет линий, соответствующих пироксену, элементы его структуры обнаружены при монокристалльной съемке. Возможно, что такого рода структура (переходная к пироксеновой) характерна и для других базальтических роговых обманок [4]. Угол (110): $(\bar{1}10) = 124^\circ 32'$ определен на образце, для которого изучена структура [11]. Кристаллы призматические, до 2 см. Описаны кристаллы с комбинацией форм (100), (010), (110), $(\bar{1}01)$, (011) [13] и (100), (010), (001), (110), $(\bar{1}11)$, $(\bar{1}01)$ [14].

Физ. св. Сп. по (110) совершенная. Тв. 5—6 Уд. в. 3,20—3,34. Цв. бурый до черного.

Микр. В шлифах резкий плеохроизм: по Ng — темно-красно-бурый, коричнево-красный, густо-коричневый; по Nm — бурый, коричневый, желтый, иногда с зеленоватым или оранжевым оттенком; по Np — светло-желтый до бесцветного; $Ng > Nm > Np$. Двуосные (—). Пл. опт. осей (010), $Nm = b$, $cNg = 0-5^\circ$. Удлинение (+). $n_g = 1,712-1,770$, $n_m = 1,695-1,741$, $n_p = 1,666-1,707$, $n_g - n_p = 0,046-0,083$. $2V = 70-82^\circ$. Дисперсия сильная, $r < v$, отмечена для оригинала хим. анализа 2 [15]. В шлифах нередко двойники по (100) [13, 14, 16—18], иногда наблюдается зональность [16, 18].

Хим. Характерной особенностью химического состава базальтических роговых обманок является резкое преобладание Fe³⁺ над Fe²⁺ и пониженное количество групп OH до их полного отсутствия. Как отмечалось выше, каждая Fe²⁺-содержащая роговая обманка после выдержки при 600—800° переходят в базальтическую, поэтому содержания Na, K, Ca, Mg, Mn, Al, Fe, Ti и Si в базальтических роговых обманках могут изменяться в тех же пределах, что и в других роговых обманках. В природных базальтических роговых обманках (Fe²⁺ + Fe³⁺)_{1-2,50}, Ti_{>0,20}; по содержанию Al^{IV}_{>1,50} их большая часть относится к высокоглиноземистым, но встречаются и соответствующие обыкновенным (хим. анализ 3); (Na + K)_{>0,50}. H₂O⁺ 0—0,6%, иногда аномально высокое, что, возможно, связано с неточностью определения [11, 19]. F_{до 0,30}, Cl не определялся.

Анализы (в порядке увеличения содержания TiO₂):

	1	2	3	4	5	6
Na ₂ O	2,41	1,35	2,01	2,45	1,90	2,29
K ₂ O	0,40	1,07	1,20	1,56	2,31	1,42
MgO	14,44	13,21	12,56	14,34	14,52	13,01
CaO	10,91	11,96	11,13	11,85	12,14	11,85
MnO	0,18	0,41	0,35	0,70	0,08	0,09
FeO	сл.	2,77	0,42	0,21	0,04	0,34
Al ₂ O ₃	13,01	7,55	8,31	12,09	14,35	14,67
Fe ₂ O ₃	12,07	14,04	14,23	11,83	9,60	11,51
SiO ₂	43,98	44,34	45,00	40,69	39,90	38,78

	1	2	3	4	5	6
TiO ₂	2,02	2,08	2,29	2,98	4,65	5,51
H ₂ O ⁺	0,46	0,19	1,80	1,24	0,48	0,30
H ₂ O ⁻	0,09	0,06	—	—	0,02	Не обн.
F	—	0,35	0,66	—	0,12	—
Сумма	100,02*	100,17**	(99,96)	100,04***	100,11	99,77
—O=F ₂		0,14	0,28		0,05	
		100,03	99,68		100,06	
Уд. в.	—	3,246	—	—	—	—
n _g	1,730	1,735	1,744	1,731	—	1,762
n _m	1,705	1,715	—	1,711	—	1,731
n _p	1,666	1,675	1,686	1,685	—	1,697
(—)2V	—	—	70°	82°	—	79°
cNg	1°	5°	0°	0—2°	—	0°
a ₀ (Å)	—	—	9,786	—	9,892	—
b ₀	—	—	18,060	—	18,064	—
c ₀	—	—	5,26	—	5,312	—
β	—	—	104°31'	—	105°23'	—
Fe ²⁺ +Fe ³⁺	1,32	2,01	1,61	1,34	1,08	1,33
(Al+Fe ³⁺) ^{VI}	1,94	1,95	1,52	1,40	1,45	1,63
(Al+Fe ³⁺) ^{IV}	1,61	1,09	1,46	2,01	2,12	2,23

* В том числе Cr₂O₃ — 0,05.

** В том числе P₂O₅ — 0,79 (примесь апатита).

*** В том числе P₂O₅ — 0,10.

1 — оксигастингсит из красного туфа, о-в Сикоку (Япония), анал. Юджик и Онуки [20]; 2 — обыкновенная «оксироговая обманка» из кварцевого латита, Сан-Хуан, шт. Колорадо (США), анал. Гонье [15]; 3 — обыкновенная «оксироговая обманка» из центральной части потока андезито-дацитов, Зангезурский хр., Малый Кавказ, анал. Щербович (в оригинале сумма 100,26) [19]; 4 — оксигастингсит из гипертензороговообманкового андезита, о-в Тайвань, анал. Коно [13]; 5 — оксикерсутит из щелочных изверженных пород, Кангердлугсуак (Гренландия), анал. Мюйссон [12]; 6 — оксикерсутит из трахибазальтовых выбросов, о-в Ики (Япония), анал. Аоки [5].

Повед. при нагр. Прогревание природных базальтических роговых обманок при 800° приводит к более полному окислению железа [21, 22]. Изменение состава и структуры оксикерсутита при нагревании исследовалось методами ПМР и ЯГР [23]. В интервале 20—1050° расширение в направлении оси *c* равно 0,82—0,97%, при 1050° оно резко возрастает, что сопровождается превращением в черное непрозрачное вещество [24].

Находж. Базальтические роговые обманки встречаются только в эффузивных и пирокластических породах: базальтах, трахибазальтах, андезитах, трахиандезитах, дацитах, латитах и их туфах. Окисление железа и превращение роговой обманки в базальтическую осуществляется после излияния магмы на поверхность. Однако образование базальтической роговой обманки происходит не во всех лавовых потоках. Вероятно, оно контролируется концентрацией и давлением летучих [19]. Обычно базальтическая роговая обманка приурочена к внутренним частям лавовых потоков; к подошве и кровле она постепенно переходит в зеленую роговую обманку, одновременно основная масса породы становится стекловатой [19, 25]. Для всех базальтических роговых обманок характерно повышенное содержание титана, наиболее высоко оно в базальтических роговых обманках из трахиандезитов и трахибазальтов, образовавшихся по керсутиту. Количество Al^{IV} в значительной степени зависит от содержания SiO₂ во вмещающих породах, наиболее высоко оно в роговых обманках базальтов и уменьшается в андезитах и дацитах [20]. Примеры: в андезито-дацитах, дацитах и их туфах в Зангезурском хребте на Малом Кавказе (хим. анализ 3) [19]; в пирокластах района Балаклары в Крыму [26]; в андезитах вулкана Шевелуч [16] и вулкана Удина [27] на п-ове Камчатка; в базальтовых шлаках вулкана Ветрового на Курильских о-вах [28]; в щелочных изверженных породах в Кангердлугсуак, Гренландия (хим. анализ 5) [12];

в базальтах и туфах в горах Рён (ФРГ) [29, 30]; в Черношине (Чехословакия) [11]; в андезитах из Голупека в Южной Сербии [14]; в гиперстен-роговообманковом андезитах на о-ве Тайвань (хим. анализ 4) [13]; в андезитах, дацитах и красных туфах на о-вах Сикоку и Сёдо в Японии (хим. анализ 1) [20, 25, 31, 32]; в роговообманковых андезитах Центральной Японии [4, 18]; в титанавгит-оливин-керсутитовом грахиандезите и его выбросах на о-ве Ики, Япония (хим. анализ 6) [5, 33]; в дацитах вулкана Таухара в Новой Зеландии [17]; в риолитах и кварцевых дацитах в шт. Калифорния (США) [34, 35]; в кварцевом латите в ассоциации с биотитом, плагиоклазом, кварцем, ортоклазом, титанитом в Сан-Хуане, шт. Колорадо (США) (хим. анализ 2) [15]; в ксенолитах габброидной породы из красных туфов о-ва Тристан-да-Кунья (Южная Атлантика) [36].

Изм. Внешние части кристаллов нередко опацифицированы [16, 18, 19], отмечаются также замещения базальтической роговой обманки агрегатом пироксена, плагиоклаза и магнетита [16—18] или агрегатом авгита, магнетита и гематита [13]. Иногда кристаллы покрыты черной корочкой оливина и магнетита [24].

Искусств. Базальтические роговые обманки могут быть получены при нагревании других роговых обманок при температуре 600—800° [4, 21].

Отл. От других роговых обманок отличаются по резкому плеохроизму (от красно-бурых до желтых тонов), высокому двупреломлению, большому углу $2V$ и очень малому углу cNg .

Межплоскостные расстояния базальтической роговой обманки из Икебукуро (Япония) [4]

$CuK\alpha$ -излучение. Дифрактометр

hkl^*	I	$d(\text{Å})$	hkl	I	d	hkl	I	d
110	84	8,35	330	14	2,80	321	9	2,33
040	9	4,51	231	14	2,73	332	9	2,15
141	16	3,38	251	28	2,71	202	10	2,01
240	33	3,27	112	14	2,59	510	5	1,88
310	100	3,11	202	13	2,55	530	7	1,80
051	12	2,93	400	5	2,37	480	10	1,64

* Установка $12/m$.

Л и т е р а т у р а

- Graham W. A. P. Am. Min., 1926, 11, N 5, 118.
- Sundius N. Sver. geol. unders., ser. C, 1946, N 480, 30.
- Wilkinson J. F. G. Am. Min., 1961, 46, N 3-4, 340.
- Tomita K. Mem. Coll. sci., Kyoto univ. Ser B, 1965, 32, N 2, 47; 1962, 28, N 4, 549.
- Aoki K. J. Petrology, 1963, 4, N 2, 198.
- Богатиков О. А., Андреева Е. Д. В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенеза. М.: Наука, 1970, 64.
- Knöfel D., Engelhardt W. V. Beitr. Min. Petr., 1964, 9, N. 6, 503.
- Гинзбург И. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1962, вып. 13, 3.
- Лупанова Н. П. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, 1934, вып. 6, 53.
- Winchell A. N. Am. Min., 1932, 17, N 10, 472; 1945, 30, N 1-2, 27.
- Heritsch H., Riechert L. Tscherm. min. petr. Mitt., 1960, 7, N. 3, 235.
- Hawthorne F. C., Grundy H. D. Min. Mag., 1973, 39, N 304, 390; Canad. Min., 1975, 13, pt 1, 91.
- Ichimura T. Min. Mag., 1931, 22, N 134, 561.
- Tiscan F. Min. Abstr., 1925, 2, N 10, 429.
- Larsen E. S., Irving G., Gonyer F. A., Larsen E. S., 3-rd. Am. Min., 1937, 22, N 8, 889.
- Меняйлов А. А. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1955, вып. 9, 99.
- Lewis G. F. New Zealand J. geol., geophys., 1968, 11, N 3, 651.
- Taneda S. Mem. Fac. Sci. Kyushu univ., ser. D, geol., 1941, 1, N 2, 43.
- Центер И. Я., Соколова Е. П., Хотина М. И. ДАН СССР, 1971, 199, N 5, 1154.
- Ujike O., Onuki H. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1976, 71, N 12, 389.
- Barnes V. E. Am. Min., 1930, 15, N 9, 393.
- Schneider C. Zs. Krist., 1891, 18, N. 6, 579.
- Иванцук В. П., Калинин А. М., Матяш И. В., Швец Д. И., Банзаракшеев Н. Ю. Изучение окисления и дегидроксидации некоторых амфиболов. Киев: Наукова думка, 1976, 45.

24. *Kozu S., Yoshiki B.* Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 3, 1927, 3, N 2, 107.
 25. *Ujike O.* Bull. Geol. Surv., Japan, 1974, 25, N 10, 509.
 26. *Гришаков А. Г.* Мин. сб., Львов, 1966, № 20, вып. 1, 119.
 27. *Розинов М. И.* Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1975, 143[a], 54.
 28. *Федорченко В. И., Родионова Р. И.* Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1975, 39.
 29. *Galkin X. N.* Jb. Min., 1910, B.-Bd., 29, 695.
 30. *Ficke B.* Tscherm. min., petr. Mitt., 1961, 7, H. 4, 343.
 31. *Ujike O.* Sci. Rep. Tohoku Univ., ser. 3, 1972, 11, N 3, 159.
 32. *Ujike O. J.* Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1974, 69, N 12, 427.
 33. *Aoki K. J.* Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1967, 57, N 3, 111.
 34. *Carmichael I. S. E.* Contrib. min., petrol., 1967, 14, N 1, 36.
 35. *Wise W. S.* Geol. Soc. Am. Bull., 1969, 80, N 6, 969.
 36. *Le Maitre R.* Min. Mag., 1969, 37, N 286, 185.

Кальциево-натриевые моноклинные амфиболы

ГРУППА РИХТЕРИТА

	a_0	b_0	c_0	β	Уд.в.
Рихтерит $\text{NaCaNa}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$	9,832	17,954	5,269	$104^\circ 21'$	2,93—3,51
Винчит $\text{CaNa}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2\text{Al}[\text{Si}_6\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	—	—	—	—	2,96—3,16
Катофорит $\text{NaCaNa}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$	—	—	—	—	3,21—3,41
Тарамит $\text{NaCaNa}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	9,960	18,177	5,352	105 04	3,44—3,52
Барруазит $\text{CaNa}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$	9,80	18,04	5,33	104 38	3,16

В эту группу объединены моноклинные амфиболы, промежуточные по химическому составу между кальциевыми и натриевыми амфиболами. Главное различие между минералами группы — содержание Al в тетраэдрических позициях. В рихтерите оно незначительно. В катофорите $\text{Si} : \text{Al} = 7 : 1$, в тарамите — $3 : 1$. Винчит отличается от рихтера низким содержанием Na. Структура минералов группы рихтерита аналогична структуре других моноклинных амфиболов. Позиция А, вакантная в винците и барруазите, в рихтерите, катофорите и тарамите занята Na и K.

Распределение катионов по разным структурным позициям Ca-Na-амфиболов [1]:

	A	2M(4)	2M(1) + M(3)	2M(2)	4T(1) + 4T(2)
Рихтерит	Na	(Ca, Na) ₂	(Mg, Fe ²⁺) ₃	(Mg, Fe ²⁺)	Si ₈
Винчит	—	(Ca, Na) ₂	(Mg, Fe ²⁺) ₃	(Mg, Fe ²⁺)Al	Si ₈
Катофорит	Na	(Ca, Na) ₂	(Mg, Fe ²⁺) ₃	(Mg, Fe ²⁺)Al	AlSi ₇
Тарамит	Na	(Ca, Na) ₂	(Mg, Fe ²⁺) ₃	Al ₂	Al ₂ Si ₆
Ферритарамит	Na	(Ca, Na) ₂	(Fe ²⁺ , Mg) ₃	Fe ₂ ³⁺	Al ₂ Si ₆
Барруазит	—	(Ca, Na) ₂	(Mg, Fe ²⁺) ₃	Al ₂	AlSi ₇
Феррибарруазит	—	(Ca, Na) ₂	(Fe ²⁺ , Mg) ₃	Fe ₂ ³⁺	AlSi ₇

В минералах группы рихтерита широко проявлены изоморфные замещения $\text{Mg} \rightleftharpoons \text{Fe}^{2+}$, $\text{Al} \rightleftharpoons \text{Fe}^{3+}$, $\text{Si} \rightleftharpoons \text{Al}$, $(\text{Na}, \text{K}) \text{R}^{2+} \rightleftharpoons \text{R}^{3+}$, чем обусловлены значительные вариации их состава.

Мияширо [2] отнес амфиболы группы катофорита и рихтерита (натриевого тремолита) к щелочным амфиболам вместе с рибекит-глаукофаном и арфведсонитом и выделил рибекит-арфведсонит-катофоритовую серию.

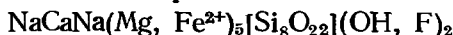
Многие анализы минералов данной группы плохо рассчитываются на кристаллохимические формулы, что, видимо, связано с неоднородностью анализированных образцов. Кристаллы часто зональные [3—5], представляют собой сростания амфиболов различного состава (натриевые или натриево-кальциевые и кальциевые). Интервал несмесимости в ряду Ca—Na-амфиболов различен для разных пар амфиболов и зависит от общей железистости, темпе-

ратуры образования и окислительного потенциала среды [6, 7]. Амфиболы данной группы относятся к числу редких минералов, встречаются преимущественно в метаморфических, метасоматических и гидротермально измененных породах.

Л и т е р а т у р а

1. Литвин А. Л. Кристаллохимия и структурный типоморфизм амфиболов. Киев: Наукова думка, 1977, 132.
2. Miyashiro A. J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II, 1957, 11, pt 1, 57.
3. Iwasaki M. J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II, 1963, 85, pt 1, 69.
4. Klein C. Am. Min., 1969, 54, N 1-2, 212.
5. Jamieson R. A. Nature, 1977, 265, N 5593, 428.
6. Добрецов Н. Л., Костюк Е. А., Лаврентьев Ю. Г., Пономарева Л. Г., Поспелова Л. Н., Соболев В. С. ДАН СССР, 1971, 199, № 3, 677.
7. Добрецов Н. Л. Глаукофановые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974, 277.

Рихтерит Richterite



Назван по имени проф. Т. Рихтера (Брайтхаупт, 1865).

Синон. Мармайролит — marmaïrolite (Холет, 1875), астохит — astochite (Сьёрген, 1891); натровый рихтерит — soda-richterite, natronrichterite (Сьёрген, 1895), изабеллит — isabellite (Честер, 1896); сзехениит (ссехениит, сехеннит) — czechenyiite (частично, Креннер, 1899); чернышевит — chernyshevite (tschernichewite, Tschernischewit) (Дюпарк и Пирс, 1907); имеринит — imerinite (Лакруа, 1910); натровый тремолит — soda-tremolite (Сундиус, 1946). Чиклит — chiklite [1], отнесенный Диром и др. (1965) к ферририхтериту — ferri-richterite, по составу не соответствует рихтериту.

Для искусственного рихтерита предложены названия: фторрихтерит — fluor-richterite $\text{Na}_2\text{CaMg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{F}_2$ [2]; фтормагнезио-рихтерит — fluor-magnesiio-richterite $\text{Na}_2\text{Mg}_6\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{F}_2$ [3]; феррорихтерит — ferro-richterite $\text{Na}_2\text{CaFe}_5^{2+}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ [4].

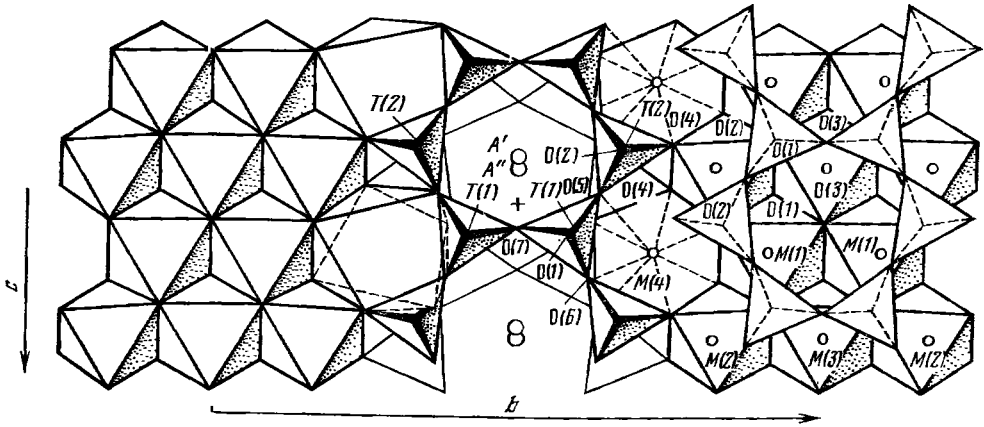
Разнов. Калиевый рихтерит, рихтерит-асбест.

Характ. выдел. Зерна, пластинки, призматические и игольчатые кристаллы, волокнистые массы (асбесты).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^2 - C2/m$. $a_0 = 9,832$, $b_0 = 17,954$, $c_0 = 5,269 \text{ \AA}$; $\beta = 104^\circ 21'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,548 : 1 : 0,293$ [5]; калиевый рихтерит имеет: $a_0 = 10,019$, $b_0 = 18,036$, $c_0 = 5,286 \text{ \AA}$; $\beta = 104^\circ 59'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,555 : 1 : 0,293$ [6]. $Z = 2$. Для искусственных рихтеритов определены:

a_0	b_0	c_0	β	Состав	Ссылка
9,907	17,979	5,268	$104^\circ 15'$	$\text{Na}_2\text{CaMg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	[4]
9,902	17,980	5,269	104 13	$\text{Na}_2\text{CaMg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	[5]
9,962	18,122	5,292	104 04	$\text{Na}_2\text{CaMg}_5\text{Fe}_3\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	[4]
9,982	18,223	5,298	103 44	$\text{Na}_2\text{CaFe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	[4]
10,049	17,988	5,272	104 48	$\text{KNaCaMg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	[7]
10,172	18,201	5,290	104 32	$\text{KNaCaFe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	[5]
9,823	17,957	5,268	104 20	$\text{Na}(\text{Na}, \text{Ca})_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{F}_2$	[2]
9,8336	17,9630	5,2621	104 12	$\text{Na}_2\text{CaMg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{F}_2$	[5]
9,824	17,968	5,263	104 22	$\text{Na}_2\text{CaMg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{F}_2$	[8]
9,846	18,019	5,274	104 25	$\text{Na}_2\text{CaMg}_{2,5}\text{Fe}_{2,5}\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{F}_2$	[8]
9,9478	17,9774	5,2666	104 48	$\text{K}_2\text{CaMg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{F}_2$	[7]

В структуре рихтерита (фиг. 27) [6], как и в других амфиболах, двоянные цепочки кремнекислородных тетраэдров связаны MeO -октаэдрами М (1), М (2), М (3) и М (4). В октаэдрических позициях в основном находятся Mg , Fe^{2+} , Fe^{3+} , частично Al и Ti . Ca и Na в равных количествах занимают позиции М (4). Октаэдрическая лента в рихтерите, по сравнению с тремолитом, заметно искажена вследствие вхождения крупных атомов в позиции М (2). Характерно большее среднее расстояние катион — кислород в М (2) по сравнению с М (1) и М (3) [6]. Часть Na или K (один атом на формульную единицу) заполняет позиции А

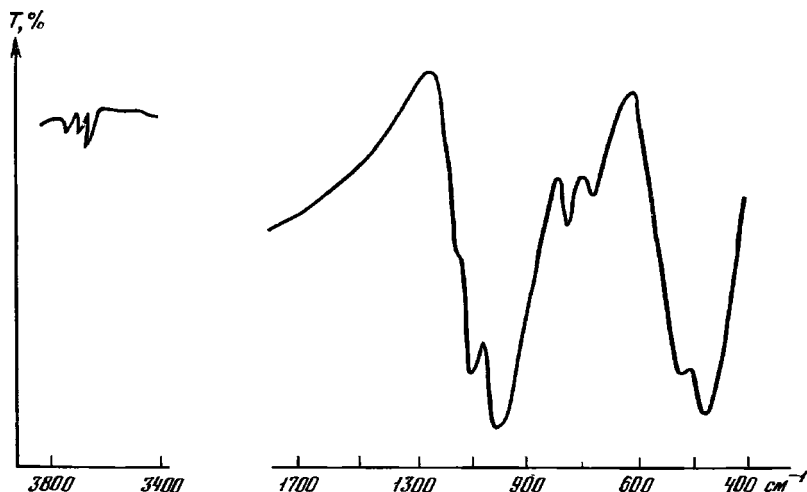


Фиг. 27. Структура рихтерита в проекции на (100) (по Литвину)

между тетраэдрическими цепочками. В калиевом рихтерите эти позиции заполнены К. По Пэпику с соавторами [6], координация К с учетом связей $< 3,00 \text{ \AA}$ равна 8, с учетом более длинных связей — 11; калий находится в двух симметричных положениях в позиции А, благодаря чему геометрически позиция А более правильная, а угол β увеличен. Значения энергии Маделунга и электростатических потенциалов подтверждают нахождение Na в позициях А, а Na и Ca — в позициях М (4) [9]. По Гхоузу [10] и Уитэйкеру [11], при заполнении позиции М (4) возникает несбалансированный локальный заряд, в результате чего Na окружается шестью О, заряд компенсируется вхождением Fe^{3+} в позиции М (2), как ближайшие к позиции М (4). Методом Мессбауэра доказано [12] вхождение Fe^{2+} в позиции М (1), М (3) и Fe^{3+} — в М (2). Как и в других амфиболах, Si занимает две позиции — Si (1) и Si (2). В калиевом рихтерите тетраэдры Т (2) больше по размерам и более искажены. В противоположность роговой обманке Al в калиевом рихтерите занимает позицию Si (2) [6]. Замещение Si на Al приводит к увеличению дитригональности кремнекислородных цепочек. OH и F занимают положения О (3), соседствующие с позициями А. В калиевом рихтерите из Австралии (хим. анализ 5) [6]: М (1) = 0,91 Mg + 0,52 (Fe^{2+} + Mn); М (2) = 0,03 Mn + 0,91 (Fe^{2+} + Mn) + 0,06 Fe^{3+} + 0,03 (Al + Ti); М (3) = 0,91 Mg + 0,06 Fe^{3+} + 0,03 (Al + Ti); М (4) = 0,50 Ca + 0,50 Na; А = 1,00 К.

Межатомные расстояния в калиевом рихтерите (средние, в Å) [6]: Si (1)-тетраэдр Si (1) — О = 1,623, О — О = 2,648; Si (2)-тетраэдр Si (2) — О = 1,644, О — О = 2,678; Si (1) — Si (2) = 3,079; О — Si (1) — О = $109^\circ 24'$, О — Si (2) — О = $109^\circ 18'$. Межатомные расстояния в искусственном рихтерите, магниевом и железистом соответственно (средние, в Å) [8]: М (1) — О (F) = 2,053 и 2,064; М (2) — О = 2,085 и 2,101; М (3) — О (F) = 2,057 и 2,051; М (4) — О = 2,542 и 2,541; Si (1)-тетраэдр Si (1) — О = 1,621 и 1,621; О — О = 2,644 и 2,645; Si (2)-тетраэдр Si (2) — О = 1,636 и 1,633; О — О = 2,682 и 2,663; М (1) — М (1) = 3,218 и 3,277, М (1) — М (2) = 3,077 и 3,097, М (1) — М (3) = 3,084 и 3,091, М (1) — М (4) = 3,345 и 3,339, М (2) — М (4) = 3,161 и 3,145; Si (1) — О — Si (1) = $135^\circ 42'$ и $137^\circ 0'$; Si (2) — О — Si (2) = $134^\circ 54'$ и $135^\circ 12'$.

Установлена зависимость величины a_0 рихтерита от размера катионов в октаэдрической ленте [5, 13] — при замещении Mg на Fe^{2+} a_0 увеличивается линейно [7, 8, 14]. Эта закономерность подтверждается и на искусственном рихтерите, но присутствие Fe^{3+} нарушает ее [15]. При замещении Na на К в А-позициях a_0 линейно возрастает [6], угол β увеличивается [5, 7]. В искусственном рихтерите при замещении Na на К a_0 уменьшается от 10,049 до 9,907 Å, т. е. на 1,41%. Уменьшение радиуса катиона более значительно, чем изменение a_0 ; это заставляет предположить, что Na в позициях А не полностью занимает про-



Фиг. 28. ИК-спектр рихтерита (по Власовой)

странство [5]. b_0 зависит от величины катионов в позициях М (2) и М (4) [4] и от изменений в тетраэдрических группах [5, 16]; c_0 контролируется размерами катионов в позициях М (1) и М (3), а также размерами катионов тетраэдрических групп [4]. При замещении Mg на Fe^{2+} , по одним данным [5, 8], угол β остается постоянным, по другим [4] — уменьшается. При замещении Mg на Cd в искусственном рихтерите a_0 , b_0 и β возрастают [17].

Уравнения регрессий для зависимости параметров ячейки от состава для искусственных рихтеритов [5]: a_0 (Å) = $9,9072 + 0,2028x - 0,1586x^2 + 0,0971x^3$ при $\sigma = 0,0021$; b_0 (Å) = $17,9788 + 0,0085x$ при $\sigma = 0,0033$; c_0 (Å) = $5,2680 + 0,0039x$ при $\sigma = 0,0012$; $\beta - 104^\circ$, минуты = $15,03 + 49,89x - 39,97x^2 + 23,01x^3$ при $\sigma = 0,84$; V (Å³) = $909,57 + 14,73x - 9,80x^2 + 6,86x^3$ при $\sigma = 0,37$, где x — мол. % калиевого рихтерита; σ — стандартное отклонение.

В искусственном рихтерите при замещении Si на Ge линейно возрастают $a_0 \cdot \sin \beta$, b_0 и c_0 , т. е. увеличиваются расстояния между тетраэдрическими лентами, благодаря развороту тетраэдров по оси c , и удлиняется тетраэдрическая лента по оси c и по оси b [18]. При замещении OH на F параметры a_0 , b_0 и c_0 уменьшаются, угол β почти не изменяется [5].

Двойники простые и полсинтетические по (100).

Физ. св. Сп. по (110) совершенная (под углом $55^\circ 33'$; вычисл. $55^\circ 30'$). Отдельность по (100) и (001). Уд. в. 2,93—3,51. Тв. 5—6. Цв. желтый, бурый, буровато-красный, светло-зеленый до темно-зеленого; асбестовые разности зеленовато-серые с голубоватым оттенком; калиевый рихтерит — красновато-бурый, темно-бирюзовый [19]. В серии искусственно полученных Mg- и Fe-рихтеритов при увеличении содержания Fe цвет меняется от бесцветного до травяно-зеленого [15]. Бл. стеклянный, у асбестов — шелковистый.

У рихтеритов из Булдыма (Южный Урал) магнитная восприимчивость $11,6 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС [20]. ИК-спектр (фиг. 28) характеризуется следующими полосами поглощения: 1185, 1130, 1070, 970, 740, 665, 515, 465 cm^{-1} ; в области валентных колебаний гидроксильных групп рихтерит дает три полосы 3688, 3665, 3620 cm^{-1} примерно одинаковой интенсивности (по Власовой). Отмечена зависимость между степенью заселенности позиций А и частотой валентных колебаний группы OH в ИК-спектре: у искусственных рихтеритов главный максимум при 3728 cm^{-1} или при 3734 cm^{-1} (К-рихтерит) характеризует полную заселенность позиций А; у природных амфиболов увеличение частоты валентных колебаний составляет 20—40 cm^{-1} и, вероятно, связано с замещениями OH на F и Si на Al [21]. ИК-спектры см. также [22].

Микр. В шлифах бесцветный, соломенно- или медово-желтый. Плеохроизм: по Ng — бесцветный, соломенно-желтый, бурый, оранжевый, светло-синий с пурпурным оттенком, голубовато-зеленый; по Nm — бесцветный, светло-желтый, бурый, бледно-зеленый, светло-сине-зеленый; по Np — бесцветный, светло-желтый, бурый, бледно-зеленый, светло-сине-зеленый. Калиевый рихтерит: по Ng — бледно- до ярко-желтого, иногда зеленовато-желтый, по Nm — красноватый, розовый, по Np — светло-желтый до бесцветного. Феррорихтерит: по Ng — зеленый, по Nm — желтовато-зеленый, по Np — зеленый, интенсивность окраски увеличивается с возрастанием содержания Fe^{2+} [15]. $Nm > Ng > Np$ [23], реже $Ng > Nm > Np$ или $Ng = Np < Nm$ (у калиевого рихтерита). Удлинение (+). Двуосный (-). Пл. опт. осей (010). $Nm = b$, $aNp = 1-26^\circ$, $cNg = 8-57^\circ$ (в тупом углу). У калиевого рихтерита cNg от 26° [23] до 40° [19]. У искусственного Mg-рихтерита $cNg = 5-10^\circ$, у Fe-рихтерита $10-15^\circ$ [15]. $2V = 48-73^\circ$. $n_g = 1,619-1,673$, $n_m = 1,616-1,665$, $n_p = 1,598-1,653$; $n_g - n_p = 0,014-0,024$. Значения показателей преломления см. также при хим. анализах.

Для искусственных рихтеритов определены:

	n_g	n_m	n_p	cNg	$2V$	Ссылка
Na—Mg—F-рихтерит	1,596	1,589	1,577	12°	—	[17]
F-рихтерит	1,622	1,614	1,603	22°	72°	[2]
Mg-рихтерит	1,622	—	1,604	—	—	[4]
Fe-рихтерит	1,710	—	1,690	—	—	[4]

Дисперсия сильная, $r < v$. Дисперсия показателей преломления и двупреломления для искусственного Mg—F-рихтерита [3]:

$\lambda(\text{Å})$	n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$
5893	1,5954	1,5894	1,5756	0,0198
4861	1,6007	1,6952	1,5850	0,0157
6563	1,5933	1,5369	1,5718	0,0215

В природных рихтеритах с ростом Fe^{2+} и Fe^{3+} увеличиваются показатели преломления (Fe^{3+} , вероятно, более значительно). По Диру и др. (1965), вхождение Мп влияет на светопреломление так же как Fe^{2+} . В искусственных рихтеритах n_g и n_p увеличиваются линейно, а n_m уменьшается с повышением содержания Fe^{2+} . Показатели преломления повышаются также при замещении Mg на Ca [17]. Угол $2V$ и дисперсия увеличиваются с возрастанием содержания Fe^{3+} или с уменьшением магнезиальности [24].

Хим. Характерно широкое изоморфное замещение $Mg \rightarrow Fe^{2+}$ с образованием богатых железом рихтеритов и феррорихтерита (ferrorichterite) — конечного члена изоморфного ряда [25, 26]. Теор. состав рихтерита при различных соотношениях Mg и Fe:

	1	2	3	4	5	6
Na ₂ O	7,53	7,30	7,04	6,79	6,56	6,35
CaO	6,85	6,60	6,36	6,14	5,93	5,74
MgO	24,63	18,96	13,73	8,87	4,24	—
FeO	—	8,48	16,35	23,66	30,51	36,89
SiO ₂	58,74	56,54	54,48	52,57	50,85	49,18
H ₂ O	2,20	2,12	2,04	1,97	1,91	1,84

1 — Na₂CaMg₃Si₈O₂₂(OH)₂; 2 — Na₂CaMg₄FeSi₈O₂₂(OH)₂;
 3 — Na₂CaMg₂Fe₂Si₈O₂₂(OH)₂; 4 — Na₂CaMg₂Fe₃Si₈O₂₂(OH)₂;
 5 — Na₂CaMgFe₄Si₈O₂₂(OH)₂; 6 — Na₂CaFe₅Si₈O₂₂(OH)₂.

Многие рихтериты содержат менее двух атомов щелочных металлов на 24 O и могут рассматриваться как твердые растворы рихтерита с тремолитом [8, 24, 27]. Сундиус [27] предполагал существование серии твердых растворов рихтеритового состава, содержащих на формульную единицу от Na₂Ca до

NaCa_{1,5}. Границы составов рихтерита и магнезиорифведсонита, рихтерита и магнезиорифбекита, рихтерита и глаукофана не совсем ясны [28]. Отмечается замещение Na на K с образованием калиевого рихтерита [6, 19, 23]. По Форбсу [16], существуют искусственные соединения изоморфного ряда между рихтеритом и магнезиорифтеритом, в которых происходит замещение Ca ↔ Mg. Для некоторых рихтеритов характерно высокое содержание Mn («астохит»). Содержание R³⁺-элементов в рихтеритах обычно невелико. В рихтерите из метеорита Уичита-Каунти обнаружен Cr, содержание которого меняется от зерна к зерну (до 0,7% Cr₂O₃) [29].

Анализы (расположены по уменьшению магнезиальности — mg):

	1	2	3	4	5	6	7
Na ₂ O	4,61	7,5	5,50	3,14	3,64	5,22	6,59
K ₂ O	1,75	0,6	1,80	0,64	5,70	1,73	1,12
MgO	24,37	22,4	22,40	23,67	21,32	19,84	22,52
CaO	7,70	5,8	8,16	9,01	6,95	7,08	5,11
FeO	0,04	0,5	1,80	сл.	2,41	2,51	1,08
MnO	—	—	0,06	2,40	0,06	0,49	0,14
SrO	—	—	—	—	0,15	—	0,02
Al ₂ O ₃	0,24	0,4	1,00	0,37	1,72	1,50	0,46
Fe ₂ O ₃	0,52	—	1,60	0,29	0,58	3,80	3,41
Cr ₂ O ₃	—	0,7	—	—	—	—	—
SiO ₂	57,06	57,8	53,96	57,74	52,67	54,84	55,62
TiO ₂	0,04	1,5	0,57	сл.	3,53	0,25	0,57
H ₂ O ⁺	0,50	1,1	1,56	2,39	0,46	0,63	2,40
H ₂ O ⁻	0,95						
F	1,79	2,3	0,44	0,37	1,29	2,50	0,66
Сумма	99,81*	100,6	99,81**	100,02	100,48	(100,39)	99,88
—O=F ₂	0,75	1,0	0,18	0,16	0,54	1,06	0,28
	99,06	99,6	99,63	99,86	99,94	99,33	99,60
Уд. в.	—	—	—	2,99	3,12	—	—
n _g	1,624	1,621—1,628	1,630—1,635	1,627	1,632	1,627	1,628
n _m	1,618	1,616—1,625	1,622—1,624	—	—	—	—
n _p	1,606	1,598—1,607	1,610—1,618	1,605	1,616	1,617	1,611
cNg	17°	—	25—26°	17°	26°	18—23°	21—22°
(-) ² V	64°	40—60°	—	Средний	70°	71°	—
a ₀ (Å)	—	9,832	—	—	10,019	—	—
b ₀	—	17,954	—	—	18,036	—	—
c ₀	—	5,269	—	—	5,286	—	—
β	—	104°21'	—	—	104°59'	—	—
mg	98,9	98,7	96,5	94,0	92,7	91,9	90,5

* В том числе P₂O₅ — 0,24. ** В том числе BaO — 0,04, CO₂ — 0,33, п. п. 0,59.

1 — 4, 6, 7, 9, 12—17, 19, 20 — рихтерит; 5, 8, 11, 18 — калиевый рихтерит; 10 — рихтерит-асбест. 1 — из ультраосновного массива Бор-Урях, водораздел р. Котуй и р. Маймечи (Якутская АССР), анал. Гулецкая [30]; 2 — из железного метеорита Уичита-Каунти (шт. Техас, США), данные микронзондового анализа [29], параметры элементарной ячейки по [11]; 3 — из флогопитоносных пород Ковдора (Кольский п-ов), анал. Филонова [31]; 4 — из метаморфизованного известняка Лонгбана (Швеция), анал. Бигден [27]; 5 — из лейцитового лампронита, Кимберли (Западная Австралия), анал. Винцент [23], параметры элементарной ячейки по [5]; 6 — из фенитов Ильменских гор (Урал), анал. Смирнова, кроме того P₂O₅ — 0,01%, в оригинале сумма 99,38 [32]; 7 — из прожилков в диопсидовых породах Ковдора, анал. Филонова [31].

	8	9	10	11	12	13	14
Na ₂ O	3,20	5,15	5,49	6,45	7,80	5,63	5,81
K ₂ O	4,77	1,80	1,93	4,36	2,10	1,72	0,61
MgO	21,4	21,95	20,52	18,06	17,71	18,45	16,68
CaO	7,14	6,15	6,91	3,42	3,30	5,43	6,87
FeO	4,34	0,87	2,39	0,35	2,96	—	4,73

	8	9	10	11	12	13	14
MnO	0,07	0,07	1,08	0,60	0,52	8,69	0,13
BaO	—	—	—	—	0,08	0,30	—
Al ₂ O ₃	1,25	0,71	0,79	0,30	2,02	1,37	0,49
Fe ₂ O ₃	—	4,71	2,85	8,62	7,37	1,89	8,19
Cr ₂ O ₃	0,06	0,06	—	—	—	—	—
SiO ₂	54,4	56,74	55,64	56,54	54,30	53,80	53,38
TiO ₂	0,60	0,28	0,12	0,08	0,04	0,10	0,91
H ₂ O ⁺	—	0,87	0,09	1,05	0,61	1,91	1,55
H ₂ O ⁻	—	—		—	—		
П. п.	—	—	2,79	—	—	—	—
F	—	1,30	0,09	1,22	2,14	0,36	0,60
Сумма	97,23	100,91*	100,69	101,05	100,95	99,88**	99,95
—O=F ₂	—	0,54	0,03	0,51	0,90	0,16	0,26
		100,37	100,66	100,54	100,05	99,72	99,69
Уд. в.	—	3,051	—	—	3,129	3,08	—
n _g	—	1,627	1,629	1,635	1,641	1,641	1,648
n _m	—	1,623	—	—	1,633	1,635	—
n _p	—	1,612	1,612	1,621	1,623	1,622	1,638
cNg	—	20°30'	14°	40°	30—55°	19°	—
(-) ² V	—	—	—	70°	87°	66°30'	—
a ₀ (Å)	10,00	—	9,78	—	—	—	—
b ₀	18,00	—	18,05	—	—	—	—
c ₀	5,26	—	5,32	—	—	—	—
β	104°48'	—	104°10'	—	—	—	—
mg	89,6	88,3	87,9	78,7	75,6	73,2	71,0

* В том числе SrO — 0,02, NiO — 0,23. ** В том числе SO₃ — 0,19, Cl — 0,04.

8 — из кимберлитовой трубки Уэслетон (ЮАР), данные микронзондового анализа [33]; 9 — из измененной породы Айрон-Хила, шт. Колорадо (США), анал. Гонье [24]; 10 — Алдан (Якутская АССР), анал. Чигова, Львова, Лурье [34]; 11 — из каритов Торгинского месторождения (Южная Якутия), анал. Кулагина [19]; 12 — из карбонатной породы Айрон-Хила, шт. Колорадо (США), анал. Гонье [24]; 13 — из метаморфизованного известняка Лонгбана (Швеция), анал. Бликс [27]; 14 — из силикатно-карбонатной жильной породы Чернянского месторождения (Курская магнитная аномалия), анал. Зубрецкая (по новым данным Куренкиной).

	15	16	17	18	19	20
Na ₂ O	5,46	5,43	5,56	4,65	5,78	3,59
K ₂ O	2,70	1,40	2,88	4,68	3,14	1,10
Li ₂ O	0,01	—	0,06	—	—	0,01
MgO	15,73	14,89	13,88	12,88	13,26	7,01
CaO	6,12	7,35	5,60	5,91	4,91	6,68
FeO	9,78	9,36	10,70	11,10	10,29	19,91
MnO	0,48	0,94	0,66	0,20	0,75	0,87
Al ₂ O ₃	2,45	3,85	2,36	2,27	2,69	3,10
Fe ₂ O ₃	2,44	2,97	2,46	3,24	4,71	7,72
SiO ₂	50,66	48,82	50,91	50,58	50,98	44,60
TiO ₂	2,40	2,33	2,32	2,27	1,23	2,29
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,53
V ₂ O ₅	—	—	—	—	0,21	—
H ₂ O ⁺	0,64	0,72	1,19	1,93	0,03	—
H ₂ O ⁻	0,10	0,30	0,20	0,30	1,50	—
П. п.	—	—	—	—	—	2,49
F	2,56	2,42	2,09	—	1,47	1,02
Сумма	101,53	100,78	100,87	100,01	100,95	100,92
—O=F ₂	1,07	1,01	0,87	—	0,61	0,43
	100,46	99,77	100,00	—	100,34	100,49

	15	16	17	18	19	20
Уд. в.	3,190	—	—	—	3,269	—
n_g	—	1,648	1,656	—	1,660	—
n_m	—	1,644	1,653	—	1,653	—
n_p	—	1,634	1,643	—	1,646	—
cNg	—	—	—	—	—	—
(—)2V	—	64°	58°	—	66°30'	—
$a_0(\text{Å})$	—	—	—	—	—	—
b_0	—	—	—	—	—	—
c_0	—	—	—	—	—	—
β	—	—	—	—	—	—
mg	69,4	67,3	64,6	61,9	60,5	30,6

15 — из полевошпатового уртита горы Коашва, Хибинский массив (Кольский п-ов), анал. Мокрецова [35]; 16 — из хибинита, р. Малая Белая, Хибинский массив, анал. Романова [35]; 17 — из малиньита горы Кукисвумчорр, Хибинский массив, анал. Мокрецова [35]; 18 — с о-ва Корсика, анал. Нетиллар [36]; 19 — из лувритового пегматита, Хибинский массив, анал. Загнайченко [37]; 20 — из сиенитов Северо-Восточной Тувы, анал. Писарская [38].

В ряде работ [39—41] приведены хим. анализы амфиболов, описанных под названием рихтерит, но не вполне соответствующих по составу принятой для него формуле.

Повед. при нагр. На кривой ДТА имеется эндотермическое понижение в интервале температур 920—1050° с максимумом при 1010° (разрушение структуры, удаление группы OH, образование новых минеральных фаз — пироксена и фторсиликатного стекла или эгирин-авгита, гематита и кристобалита) [42]. На кривой ДТА алданского рихтерит-асбеста эндотермическое понижение фиксируется при более высокой температуре — 1140° [33]. Поле стабильности рихтерита, синтезированного в гидротермальных условиях, ограничено температурами 400—970° и давлением водяного пара 75—750 бар. При высокой температуре и низком давлении паров воды рихтерит разлагается на диопсид, форстерит, рёддерит, расплав и пар. Выше 150 бар при инконгруэнтном плавлении образуется диопсид, форстерит, энстатит, расплав, пар. Инвариантная точка — при 145 бар водного давления и 900° [16]. Более стабилен, чем тремолит. При нагревании рихтерита из Лонгбана (хим. анализ 4) при 1045° получен пироксен наряду с щелочным фторсиликатным стеклом и водой (теплота реакции 6,85 кал/г); продуктами разложения рихтерита из Айрон-Хила (хим. анализ 12) при температуре 1050° оказались эгирин-авгит, гематит, кристобалит и вода (теплота реакции 4,68 кал/г) [43].

Нахожд. Мало распространенный амфибол. Наиболее характерен для метаморфизованных карбонатных пород, встречается в метасоматических и гидротермально-измененных породах. В щелочных комплексах представляет минерал гидротермальной стадии. Обнаружен в метеоритах [29], в омфацитовых нодулях кимберлита [33]. Вероятно наличие К-рихтерита в амфиболовой ассоциации верхней мантии [5].

Известен на Кольском п-ове во флогопитоносных крупнокристаллических породах Ковдора, образует оторочки на контактах оливиновых жил, содержащих кальцит, магнетит, тетраферрифлогопит [31]; в карбонатитах, доломит-тремолитовых и тремолитовых породах Себляврского массива и Лесной Вараки образован путем замещения тремолита; в Африканде обнаружен в миароловых пустотах пироксенитов в виде оторочек вокруг выделений актинолита, также в фенитах на стенках пустот вместе с клевеландитом, хлоритом, титанитом, кальцитом и цеолитами [41]; встречается в хибинитах, полевошпатовых уртитах, малиньитах и других щелочных породах Хибинского массива [35, 37]. Найден в фенитах Ильменских гор (Урал) [32], в метасоматически измененных породах экзоконтактового ореола ультраосновного массива Бор-Урях (Якутская АССР) [30], в доломит-кальцитовых карбонатитах Малосаянского массива (Тувинская авт. обл.) [44], в щелочных гранитах Северо-Восточной Тувы [38]. В месторождении Джумарт (Атасуйский район, Казахстан) ассоции-

руется с родонитом и Мп-хлоритом; образовался при гидротермальном метасоматозе [45].

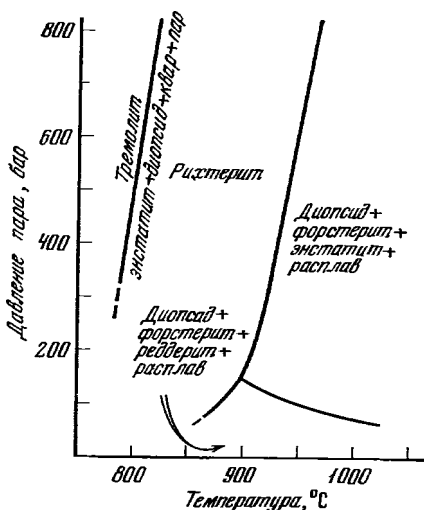
Как первичный минерал обнаружен в графитовых желваках в железном метеорите Уичита-Каунти (шт. Техас, США) в ассоциации с форстеритом и другими минералами [29]; отмечен в энстатитовом хондрите Эби [46] и в лунном базальте [47].

Типичен для щелочного комплекса Айрон-Хил, шт. Колорадо (США) [24] как продукт гидротермальной переработки сиенитов. Там же обнаружен в метаморфизованных известняках, в жилах гранитоидных пород и в карбонатных жилах, секущих пироксениты. Известен в метаморфизованных известняках и Fe-Мп-скарнах Лонгбана и Пайсберга (Швеция) [27], в породах карбонатитового комплекса Финляндии [48]; в метаморфизованных известняках и жадеитовых породах Японии [28]. В субщелочных изверженных породах Кении (пантеллеритах, комендитах, порфириновидном пантеллеритовом обсидиане) присутствует в виде фенокристаллов и микролитов [26]. В метасоматических сиенитах Юго-Западной Японии ассоциируется с альбитом, К-полевым шпатом, эпидитом [25].

Искусств. Na—F-рихтерит синтезирован при изучении системы $\text{NaF} - \text{MgF}_2 - \text{MgO} - \text{SiO}_2$ [2, 49, 50]. Получены также Na—OH-рихтерит [4, 51], K-рихтерит [5], серия Mg—Fe-рихтеритов и феррорихтеритов [4]. Na—F-рихтерит и K—F-рихтерит синтезированы сплавлением смеси окислов, нагретых до температуры около 1200° с последующим медленным охлаждением до 1000° и выдерживанием при этой температуре в течение нескольких дней [8]. Методом сплавления Na—F-рихтерит получен при нагревании до $791 - 1244^\circ$ и давлении 1—2 кбар (выдержка от 9 до 39 дней), а K—F-рихтерит — при нагревании до $791 - 1244^\circ$ и давлении 2 кбар (выдержка в течение 9 дней) [5]. Получены также при нагревании смеси $\text{Na}_2\text{MgSi}_3\text{O}_8$, CaSiO_3 , MgF_2 , MgO , SiO_2 в соответствующих количествах до 1350° в течение 5 часов [5] и при медленном остывании расплавленной (1250°) смеси NaF , Na_2CO_3 , MgO , MgF_2 , SiO_2 [23]. Промежуточные члены ряда Na—K-рихтеритов синтезированы из смеси KHCO_3 , NaHCO_3 , CaCO_3 , SiO_2 , которая нагревалась до $700 - 900^\circ$ не более 3 часов на воздухе или в смеси газов $\text{CO}_2 + \text{H}_2$; для получения F-членов добавлялся CaF_2 , при синтезе ферририхтерита вводилась Fe_2O_3 [5]. Волокнистый Mg—F-рихтерит получен сплавлением химически чистых MgO , SiO_2 , MgF_2 , NaF и Na_2SiF_6 в стехиометрических соотношениях (при некотором избытке F) с NaCl в электропечах при $850 - 950^\circ$ [17]; Li-рихтерит ($\text{Li}_2\text{CaMg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{F}_2$) — как продукт реакций в твердом состоянии [49]; Cd-содержащий фторрихтерит — из расплава при температуре $850 - 950^\circ$ (в качестве исходных компонентов использовались химически чистые SiO_2 , MgO , CdO , MgF_2 , NaF , Na_2SiF_6) [16]. Все OH-содержащие рихтериты представляют собой продукты гидротермального синтеза. Богатый Fe^{2+} рихтерит получен вместе с клинопироксеном из смеси, состав которой отвечает формуле $\text{KNaCaFe}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, при 601° и давлении 1 кбар в водном флюиде [5]. Na—K-OH-рихтериты синтезированы при нагревании диопсида и стекла соответствующего состава при 850° и водном давлении 1 кбар в течение от 20 до 57 дней [7].

Исследованы кристаллохимические особенности синтетических рихтеритов, зависимости их физических свойств от состава (см. соответствующие разделы).

Фазовые соотношения рихтерита $\text{Na}_2\text{CaMg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, синтезированного гидротермальным путем, изучены в температурном интервале $400 - 970^\circ$ и давлении водяного пара $75 - 750$ бар (фиг. 29) [16]. Волокнистый Na—Mg-рихтерит получен в автоклавах в щелочной водной среде из смеси NaOH , MgCl_2 , CaCl_2 , SiO_2 в стехиометрических соотношениях (с небольшим избытком щелочей) при $250 - 550^\circ$ и давлении $300 - 1500$ атм в течение 24—48 часов [52]. Образуется при автоклавной обработке смеси измельченного энстатита (с 5% FeO) раствором NaOH (0,2—3%) и метасиликата Na при $300 - 500^\circ$ и давлении



Фиг. 29. Фазовое соотношение рихтерита в интервале температур 400—970° и давления водяного пара 75—750 бар (по Форбсу)

фиолетовых тонах. От актинолита — тремолита при том же содержании железа — меньшими показателями преломления, двупреломлением, меньшим углом 2*V*, большим углом погасания *cNg*; от жедрита — косым погасанием.

Разнов. Калиевый рихтерит (К-рихтерит) — potash-richterite (K-richterite).

Назван по составу [6]

Синон. Магнофорит — magnophorite (Прайдер, 1939); калмагнезиокатофорит — kalimagnesiokatophorite (Прайдер, 1939); симпсонит — simpsonite, по Уэде и Прайдеру (не симпсонит Боули) [23].

Отличается повышенным содержанием К (хим. анализы 5, 8, 11, 18), деталями структуры. Наибольшие различия имеются в оптических свойствах (см. соответствующие разделы).

Обнаружен в ультракислых разностях грорудитов (каритах) в районе Торгинского месторождения (Южная Якутия) [19] с эгирином, микроклином, кварцем. В лейцитосодержащей породе (волжидите) района Кимберли (Западная Австралия) — с флогопитом, диопсидом, ваденитом, рутилом, перовскитом, апатитом; является продуктом поздней магматической кристаллизации К-содержащих лав [23]. В орендите Лейцит-Холз, шт. Вайоминг (США) [23, 59] встречен с диопсидом, флогопитом, лейцитом. В слюдисто-пироксеновых желваках из кимберлитовой трубки Уэселтон (ЮАР) ассоциируется с флогопитом, диопсидом [31]. В Сиско на о-ве Корсика в небольшом минеттовом силле, секущем серицитовые и известковые сланцы, найден в виде фенокристаллов вместе с флогопитом, санидином, диопсидом, биотитом [35].

Рихтерит-асбест — richterite-asbestos — волокнистая разновидность рихтерита [34] (хим. анализ 10). По содержанию щелочей близок к родусит-асбесту, отличается более высоким содержанием Mg и очень низким Fe. Является кислото- и щелочестойким материалом; растворимость в кислотах и щелочах до 8%. Прочность на растяжение 150—210 кг/мм² [39]. Диэлектрическая проницаемость 7,24 у хрупких асбестов, 7,63 — у эластичных [39].

Мало распространенный вид асбеста. Известен на Алдане в виде небольших выделений и прожилков в тремолит-актинолитовых породах в зонах контакта щелочных интрузий с магнезиальными карбонатными породами, в сиенитах и скарнах [34, 39, 60, 61]. Иногда образует тесные срастания с тремолит-актинолитовым асбестом и щелочным амфиболом рибекитового типа.

не менее 300 атм [53] и из смеси Na_2CO_3 , CaO, MgO и SiO_2 выше 650° в течение 24 часов (наряду с небольшими количествами форстерита и диопсида) [17]. При воздействии щелочных растворов (0,1—3% NaOH) на сильно измельченный (до < 40 нм) диопсид в автоклаве при 300—500° и давлении 250—1000 атм в течение 24—120 часов получен рихтерит-асбест [54]. В гидротермальных условиях рихтерит синтезирован из смеси MgCO_3 , CaCO_3 , Na_2CO_3 и SiO_2 при температуре около 400° [55].

Детально исследованы фазовые равновесия в системе $\text{Na}_2\text{CaMg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2 - \text{Na}_2\text{CaFe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, стабильность конечных членов (рихтерит и феррорихтерит) [56] и промежуточных составов (Mg_4Fe , Mg_3Fe_2 , Mg_2Fe_3 , MgFe_4) [57, 58].

Практ. знач. Используется как огнеупорный материал, асбесты — как кислото- и щелочестойкие материалы.

Отл. Отличается характерным плеохроизмом в желтых, красноватых и

Межплоскостные расстояния рихтерита из Пайсберга (Швеция) *

СоК_α-излучение, D = 60 мм

hkl	l	d	hkl	l	d	l	d	l	d
110	100	8,55	331; 151	80ш	2,71	10	1,792	40	1,374
111: 200	20	4,84	061	40	2,58	20	1,677	20	1,358
040	40	4,52	202	60	2,53	50	1,656	20	1,324
111	10	3,96	350; 351	50	2,34	10	1,636	50	1,289
131	20	3,85	171	50	2,28	40	1,610	10ш	1,269
131	70	3,38	132; 261	60	2,16	40	1,571	10	1,223
240	60	3,27	202; 351	40ш	2,03	20	1,546	20	1,200
310	70	3,15		10	1,949	60ш	1,507	10	1,173
	10	3,03		20	1,914	60	1,449	Далее 3 линии	
221	60	2,94		10	1,850	10	1,406	до 1,055	
330	40	2,82							

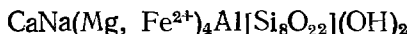
* ASTM, 10-456.

Л и т е р а т у р а

1. Bilgrami S. A. Min. Mag., 1955, 30, N 229, 633.
2. Kohn J. A., Comeforo J. E. Am. Min., 1955, 40, N 5-6, 410.
3. Gibbs G. V., Miller J. L., Shell H. R. Am. Min., 1962, 47, N 1-2, 75.
4. Charles R. W. Am. Min., 1974, 59, N 5-6, 518.
5. Huebner J. S., Papike J. J. Am. Min., 1970, 55, N 11-12, 1973.
6. Papike J. J., Ross M., Clark J. R. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 117; Литвин А. Л. Кристаллохимия и структурный типоморфизм амфиболов. Киев: Наукова думка, 1977, 68.
7. Huebner J. S., Papike J. J. Am. Min., 1970, 55, N 1-2, 300.
8. Cameron M., Gibbs G. V. Carnegie Inst. Washington, 1970—1971, Year Book N 70, 150.
9. Wittaker E. J. W. Am. Min., 1971, 56, N 5-6, 980.
10. Ghose S. Min. Mag., 1965, 35, N 269, 46.
11. Wittaker E. J. W. Acta Cryst., 1960, 13, pt 4, 291.
12. Virgo D. Carnegie Inst. Washington, 1971—1972, Year Book N 71, 513.
13. Ernst W. G. Amphiboles I. 1968. Springer-Verlag Berlin — Heidelberg-New York, 27.
14. Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А., Рогачев Д. Л. Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 12, 3.
15. Charles R. W. Carnegie Inst. Washington, 1971—1972, Year Book N 71, 510.
16. Forbes W. C. Am. Min., 1971, 56, N 5-6, 997.
17. Федосеев А. Д., Григорьева Л. Ф., Ковалева Г. И., Крупеникова З. В. Мин. сб., Львов, 1969, № 23, вып. 4, 366.
18. Григорьева Л. Ф., Крупеникова З. В., Романов Д. П. ДАН СССР, 1973, 213, № 5, 1087.
19. Лазебник К. А. ДАН СССР, 1978, 240, № 3, 701; Лазебник К. А., Лазебник Ю. Д., Кулагина Д. А. Минералогические особенности эндогенных образований Якутии. Якутский филиал СО АН СССР, Якутск, 1979, 43.
20. Ефимов А. Ф., Крюкова М. Г., Андрус У. У. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 4, 148.
21. Rowbotham G., Farmer V. C. Contrib. min., petrol., 1973, 38, N 2, 147.
22. Коваленко В. И., Власькин Н. В., Лапидес И. Л., Горегляд А. В. Щелочные амфиболы редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977, 159.
23. Prider R. T. Min. Mag., 1939, 25, N 166, 373; Wade A., Prider R. T. Quart. J. geol. Soc. London, 1941, 96, pt 1, N 381, 39.
24. Larsen E. S. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1942, N 197-A, 48.
25. Murakami M. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1964, 51, N 3, 77.
26. Nicholls J., Carmichael J. S. E. Contrib. min., petrol., 1969, 20, N 3, 268.
27. Sundius N. Geol. För. Förhandl., 1945, 67, H. 2, N 441, 266; Sver. geol. unders. Ser. C., N 480, 1946, Årsbok 40, N 4, 6.
28. Miyashiro A. J. Fac. sci., Univ. Tokyo, 1957, 11, pt 1, 57.
29. Olsen E. Science, 1967, 156, N 3771, 61.
30. Реевратто В. В. ДАН СССР, 1965, 163, № 4, 970.
31. Терновой В. И., Афанасьев Б. В., Сулимов Б. И. Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Л.: Недра, 1969, 138.
32. Баженов А. Г., Иванов Б. Н. Тр. Ильменского заповедника, 1976, вып. 14, 133.
33. Erlank A. J., Finger L. W. Carnegie Inst. Washington, 1970, Year Book N 68, 320.
34. Иванов И. П., Сидоренко Г. А. Зап. Всес. мин. об-ва 1965, 94, вып. 5, 497.
35. Иванова Т. Н., Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Поляков К. И. Ййолит-уртиты Хибинского массива. Л.: Наука, 1970, 36.
36. Velde D. Bull. Soc. fr. min., crist., 1967, 90, N 2, 214.
37. Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Померанцева Н. Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М.—Л.: Наука, 1964, 150.
38. Коваленко В. И., Писарская В. А., Пополитов Э. И. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 9, 32.
39. Соболева М. В. Минералогия волокнистых минералов группы амфиболов и серпентина. М.: Недра, 1972, 157.

40. *Krenner J. A. N. Jb. Min.*, 1900, 341; *Babu S. K., Nayak V. K. Proc. Nat. inst. Sci., India*, 1961, pt A, 27, N 2, 161; *Shoda T., Bunno M. Mineral. J.*, Japan, 1973, 7, N 2, 159.
41. *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. Л.: Недра, 1965, 454.
42. *Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розина Е. Л.* Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974, 146.
43. *Wittels M. Am. Min.*, 1952, 37, N 1, 28.
44. *Самойлов В. С.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1973, 102, вып. 3, 320; *Самойлов В. С., Гормашева Г. С.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1975, 104, вып. 2, 145.
45. *Каюпова М. М.* В кн.: Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Алмата: Наука, 1967, 2, 96; Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1965, вып. 2, 27.
46. *Douglas J. A., Plant A. G.* 31-st Ann. Meet. Meteorolog. Soc., Cambridge, Mass., 1968.
47. *Gay P., Bancroft G. M., Bown M. G. Geochim., Cosmochim. Acta*, 1970, 34, Suppl. 1, Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf. 1, 481.
48. *Puustinen K. Bull. Geol. Soc. Finland*, 1972, 44, 83.
49. *Eitel W. Proc. Intern. Sympos. Reactiv. Solids, Gothenburg*, 1952, 335, Edit. 1954.
50. *Гончаров Ю. И., Хаджи И. П., Коваленко В. С.* ДАН СССР, 1971, 201, № 1, 176.
51. *Phillips K., Rowbotham G.* Intern. Min. Assoc. Paper. Proc. 5-th General Meet. Cambridge, 1968, 249, Min. Soc., London.
52. *Федосеев А. Д., Макарова Т. А., Косулина Г. И.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1968, 97, вып. 6, 722.
53. *Корыткова Э. Н., Макарова Т. А.* ДАН СССР, 1974, 215, № 3, 653.
54. *Корыткова Э. Н., Макарова Т. А.* Изв. АН СССР. Неорг. матер., 1974, 10, № 1, 188.
55. *Cristophe Michel-Lévy M.* Bull. Soc. fr. min., crist., 1957, 80, N 79, 297.
56. *Charles R. W. Am. Min.*, 1975, 60, N 5-6, 367.
57. *Charles R. W., Hewitt D. A., Wones D. R.* Proc. Second. Lunar Sci. Conf. Geochim. Cosmochim. Acta, 1971, Suppl. 2, 1, 645.
58. *Charles R. W. Am. J. Sci.*, 1977, 277, N 5, 5.
59. *Cross W. Am. J. Sci.*, 1897, ser. 4, 4, 115.
60. *Андреев Ю. К.* Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 95, 61.
61. *Корягин А. М.* Матер. по геол. и пол. ископ. Якутской АССР, 1961, вып. 6, 101.

Винчит Winchite



Назван по имени геолога Х. Винча, открывшего минерал [1].

Синон. Экрит — eckrite [2].

Характ. выдел. Иголки, пластинки, призмочки, радиально-лучистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2v}^3 — $C2/m$.

Образец винчита, для которого определены параметры элементарной ячейки [3], по составу не соответствует данному амфиболу.

Физ. св. Сп. совершенная по (110), отдельность по (100). Уд. в. 2,959 — 3,157. Тв. около 6. Цв. голубой, темно- и светло-синий, фиолетовый, лиловый, лавандово-синий. Бл. стеклянный.

Микр. Плеохроирует: по *Ng* — от светло-голубого до голубого, по *Nm* — светло-розовый, светлый синева-фиолетовый, по *Np* — от розового, фиолетово-розового до светло-розового [4]; $Np > Ng > Nm$. Двуосный (—). Пл. опт. осей (010). $cNp = 15-74^\circ$ [4]. В зональных кристаллах, по Фермору [5], положение индикатрисы изменяется: в ядре кристалла *Np* находится ближе к оси *c*, $cNp = 16^\circ$, удлинение (—); во внешней зоне *Ng* ближе к оси *c*, $cNg = 20^\circ$ ($cNp = 70^\circ$), удлинение (+). $n_g = 1,643-1,663$, $n_m = 1,632-1,652$, $n_p = 1,613-1,640$; $n_g - n_p = 0,015-0,030$. $2V = 59-84^\circ$ [4]. Содержит включения кварца, рутила, Мп-минералов.

Хим. Теор. состав при разных соотношениях Mg и Fe:

	Na ₂ O	MgO	CaO	FeO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O
1	3,89	20,20	7,03	—	6,40	60,22	2,26
2	3,60	9,37	6,51	16,69	5,93	55,81	2,09
3	3,35	—	6,06	31,17	5,52	51,95	1,95

1 — $\text{CaNaMg}_4\text{AlSi}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$; 2 — $\text{CaNaMg}_2\text{Fe}_2^{2+}\text{AlSi}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$;

3 — $\text{CaNaFe}_4^{2+}\text{AlSi}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ — ферровинчит — ferrowinchite, по Ликю.

Некоторым теоретическим соединениям Ликом (1978) даны следующие названия: ферривинчит — *ferri-winchite* $\text{CaNaMg}_4\text{Fe}^{3+}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, алюмовинчит — *alumino-winchite* $\text{CaNaMg}_4\text{AlSi}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, ферроалюмовинчит — *ferro-alumino-winchite* $\text{CaNaFe}_3^{2+}\text{AlSi}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, ферроферривинчит — *ferro-ferri-winchite* $\text{CaNaFe}_4^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$.

Штрунц (1970) называет винчитом граммаит (лучисто-волокнистый тремолит, содержащий Mn). Многие исследователи [6, 7; Дир и др. (1965)] относят винчит к разновидности рихтерита, другие рассматривают его как минерал, близкий рихтериту и арфведсониту [3, 8, 9] или тремолиту — актинолиту [5, 10—13]. Наяк и Лик [9] на основании изучения фиолетового амфибола из Каджлидонгри (оригинальное месторождение винчита в Индии) пришли к выводу, что он более близок к магнезиоарфведсониту; по их данным, к винчиту следует относить минералы промежуточного состава между ферривинчитом и алюмовинчитом. В настоящем справочнике к винчиту отнесены (по номенклатуре Лика) Ca—Na-амфиболы, отличающиеся от рихтерита отсутствием Na в позиции А и содержанием $(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_{1,00}$ в октаэдрической координации.

Анализы (расположены по уменьшению магнезиальности — *mg*):

	1	2	3	4		1	2	3	4
Na_2O	3,45	2,82	4,48	4,6	SiO_2	54,40	51,57	53,49	54,6
K_2O	0,95	0,07	0,10	—	TiO_2	0,80	0,05	0,06	—
MgO	16,00	12,17	10,30	8,9	P_2O_5	0,22	—	—	—
CaO	6,20	7,32	4,99	4,3	H_2O^+	1,70	—	—	2,0
MnO	0,16	0,59	0,28	1,15	H_2O^-	0,15	—	—	—
FeO	4,35	11,67	9,64	16,1					
Al_2O_3	0,80	4,85	3,94	5,9	Сумма	100,98	97,77	98,00	100,05
Fe_2O_3	11,80	6,66	10,72	2,5	<i>mg</i>	65,0	54,3	48,4	44,9

1 — «крит» из амфиболита, Экре (Гренландия) [2]; 2 — из метабазальта Ньюфаундленда, шт. Нью-Джерси (США) [14]; 3 — голубой амфибол из зеленых сланцев [Север-Ривер (Тасмания) [15]; 4 — из глаукофановых сланцев долины реки Катунь (Алтай-Саянская обл.) [16] (2—4 — данные микроспектральных анализов).

Анализы амфиболов, первоначально отнесенные к винчиту, но не содержащие $\text{Al} + \text{Fe}^{3+}$ в октаэдрической позиции [3, 4, 9, 17—19], не приводятся (в том числе и анализ минерала, названного впервые винчитом [5]). Натриевый амфибол из Швейцарии [20] близок по составу к винчиту, но отличается более высокими показателями преломления и малым $2V$ от 0 до (—) 20° . По составу к винчиту близки щелочные амфиболы из карбонатно-биотитовых пород Курской магнитной аномалии [21] и некоторые амфиболы Южного Тянь-Шаня и Южного Урала [22].

Наход. Редок. Встречается преимущественно в метаморфизованных породах и марганцевых рудах. Впервые найден в марганцевых рудах месторождения Каджлидонгри, шт. Мадхья-Прадеш [1, 5, 8, 19] и затем — в других марганцевых месторождениях Индии. На руднике Ситасанги (Чикла, обл. Бхандара) найден в сильно метаморфизованных марганцевых рудах, в пегматитах, секущих эти руды, архейских гранулитах, гнейсах, сланцах, кварцитах, гондитах, ассоциируется с бланфордитом, алургитом, манганофиллитом, пемонтитом, родонитом, кварцем, олигоклазом, микроклином, баритом [7, 23]. Среди гондитов шт. Мадхья-Прадеш и Махараштра (Индия) винчит местами приурочен к сильно метаморфизованным породам [4]. В гондитах шт. Мадхья-Прадеш и марганцевых рудах Говари-Уадхона найдены прослои винчита с бланфордитом, апатитом, кварцем, микроклином [18]; для гондитов Понии (серия Сансар) характерно нахождение винчита вместе с амфиболом состава эжерманита—арфведсонита в кварцевых сланцах с линзами марганцевых руд и в пегматитовых жилах [11]. Отмечен в глаукофановых сланцах уймонской свиты по р. Катунь (Алтай-Саянская складчатая область) в ассоциации с глаукофаном, эпидотом, хлоритом, альбитом, кварцем, мусковитом [13, 17]; в Экре, близ Диско (Гренландия) [2] — в жильном амфиболите с кварцем, биотитом, титанитом, апатитом, магнетитом; в Ньюфаундленде в шт. Нью-Джерси (США) [14] и в Север-Ривер (Тасмания) [15] — в метабазальте.

Межплоскостные расстояния винчита из Говари-Уадхона (Индия) [11]

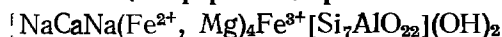
Cu-излучение

<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
100	8,345	50	2,801	20	2,373	18	1,650
7	4,747	10	2,719	85	2,344	18	1,649
8	4,482	18	2,703	7	2,292	17	1,637
22	4,191	8	2,585	7	2,286	15	1,633
12	3,854	23	2,564	8	2,158	12	1,588
10	3,369	25	2,525	58	2,031	8	1,577
32	3,258	7	2,404	47	1,894	13	1,533
13	2,940	7	2,398	10	1,815	12	1,529
15	2,866	22	2,376	8	1,810		

Л и т е р а т у р а

1. Fermor L. L. Rec. Geol. Surv. India, 1904, 31, 235.
2. Ravier J. Bull. Soc. fr. min., crist., 1951, 74, N 1, 10.
3. Sadashivaiah M. C., Naganna C. Proc. Indian Acad. Sci., 1964, 59, A, N 6, 355.
4. Roy S., Mitra F. N. Proc. Nat. inst. Sci. India, 1964, pt. A, 30, N 3, 395.
5. Fermor L. L. Mem. Geol. Surv. India, 1909, 37, pt 1, 149.
6. Kilpady S., Dave A. S. Current Science, 1954, 23, N 4, 180.
7. Bilgrami S. A. Min. Mag., 1955, 30, N 229, 633.
8. Nayak V. K., Newwonen K. L. C. R. Soc. géol. Finl., 1963, N 35, 27.
9. Nayak V. K., Leake B. E. Min. Mag., 1975, 40, N 312, 395.
10. Kunitz W. N. Jb. Min., 1930, B.-B. 60, A, 171.
11. Roy S. Jadavpur Univ., Calcutta, India, 1966, 1.
12. Sathe R. V. J. Univ. Poona, Sci. Technol., 1957, 12, 87.
13. Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М.: Наука, 1970, 125.
14. Jamieson R. A. Nature, 1977, 265, N 5593, 428.
15. Green T. H., Spiller A. R. Am. Min., 1977, 62, N 1-2, 164.
16. Добрецов Н. Л., Лелезин Г. Г., Пукинская О. С. ДАН СССР, 1972, 206, № 1, 200.
17. Добрецов Н. Л., Лаврентьев Ю. Г., Пономарева Л. Г., Поспелова Л. Н. Геология и геофизика, 1973, № 8, 25.
18. Roy S., Purkait P. K. Contrib. min., petrol., 1968, 20, N 1, 86.
19. Lahiri D. Econ. geol., 1976, 66, N 8, 1176.
20. Plas L., Hügi T. Schweiz. min., petr. Mitt., 1961, 41, N. 2, 371.
21. Глазов А. А., Клягши Б. Д. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 3, 286.
22. Добрецов Н. Л., Костюк Е. А., Лаврентьев Ю. Г., Пономарева Л. Г., Поспелова Л. Н., Соболев В. С. ДАН СССР, 1971, 199, № 3, 677.
23. Kilpady S. J. Univ. geol. Soc. Nagpur, 1962—1964, 1, N 10-11, 1.

Катофорит Catophorite



Название от греч. *κατω* (като) — «вниз» и *φόρος* (фора) — «несение» (указание на вулканическое происхождение минерала) [1].

Синон. Катафорит — cataphorite; catoforite, katophorite, katoforite.

Найденный Фройденбергом [2] в шонкините Катценбукеля в Оденвальде (ФРГ) минерал, названный анофоритом (anophorite), по оптическим свойствам отнесен Мияширо [3] к магнезио-катофориту. Однако состав его типичен для магнезиоарфведсонита (по Диру и др., 1965). Катофорит из Монтаны Вольфом [4] отнесен к гастингситу. Описанный Прайдером как катофорит амфибол из лампрота района Кимберли (Австралия) [5] соответствует по составу калиевому рихтериту (см. хим. анализ 5 в статье «Рихтерит»). Детально изученный и отнесенный к катофориту амфибол из щелочных лампрофировых пород Пояны-Рускэ в Румынии [6] по составу отличается от катофорита (содержит 1,7 Са и 2,84 Al на формульную единицу).

Разнов. Магнезиокатофорит.

Характ. выдел. Зернистые агрегаты, кристаллы (иногда до 5 см).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^2 — $C2/m$.

Образец катофорита, для которого определены параметры элементарной ячейки [6], по составу не соответствует данному амфиболу.

Al находится преимущественно в позиции Т (1) [7]; ионы щелочных металлов занимают позиции А [8]. Позиция М (2) занята трех- и двухвалентными

ионами, $M(4)$ — Na и двухвалентными ионами. Предполагается, что в катофорите имеются домены с порядком ближнего действия, в которых существуют ионные пары типа $Na^+ - Al^{3+}$, $Ca^{2+} - Mg^{2+}$ [9].

Кристаллы призматические, изометричные или слегка вытянутые вдоль оси c . Отмечены грани b (010) и m (110) [10]. Часты двойники по (100). Наблюдались параллельные срастания магнезиокатофорита с эгирином, авгитом и эгирин-авгитом [4].

Физ. св. Сп. совершенная по (110). Отдельность по (010). Тв. 5. Уд. в. 3,21—3,41. Цв. черный, синевато-черный, темно-бурый, темно-красно-бурый, розово-красный. Бл. стеклянный. Магнитная восприимчивость катофорита из Ловозера ($32 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС) является линейной функцией от суммы (Fe + Mn) [11]. В ИК-спектре катофорита выделяется три группы полос: 400—600, 600—800 и 800—1200 cm^{-1} , присутствующие также в спектрах рихтерита и щелочных амфиболов (рибекита, арфведсонита) [12].

Микр. [3, 13]. В шлифах желтый, красновато-бурый, синевато-зеленый. Сильно плеохроирует: по Ng — темно-зеленый, черный, пурпурно-красновато-бурый, серовато-розовый; по Nm — синевато-зеленый, зеленовато-бурый, зеленый; по Np — светло-желтый, светло-бурый, светло-желтовато-зеленый; $Ng > Nm \geq Np$. Магнезиокатофорит по Ng — зеленовато-бурый, красновато-бурый, темно-пурпурный, красновато-желтый, серовато-розовый, серовато-зеленый; по Nm — темно-бурый; по Np — желтый, светло-сиреневый, зеленовато-бурый, розовато-бурый, изумрудно-зеленый; $Ng < Nm > Np$ или $Nm > Ng = Np$. Удлинение (+). Двуосный (-). Пл. опт. осей у катофорита \perp (010), $Ng = b$, $cNp = 36-70^\circ$; у магнезиокатофорита пл. опт. осей \parallel (010), $Nm = b$, $cNp = 52-58^\circ$, $cNg = 30-60^\circ$. $n_g = 1,690$, $n_m = 1,688$, $n_p = 1,681$ (катофорит). $n_g = 1,660-1,662$, $n_m = 1,658-1,660$, $n_p = 1,639-1,655$ (магнезиокатофорит). $n_g - n_p = 0,007 - 0,021$. $2V$ от 0 до 56° . Дисперсия $r > v$ или $r < v$, сильная (у магнезиокатофорита).

Хим. Теор. состав катофорита при разных соотношениях Mg и Fe^{3+} :

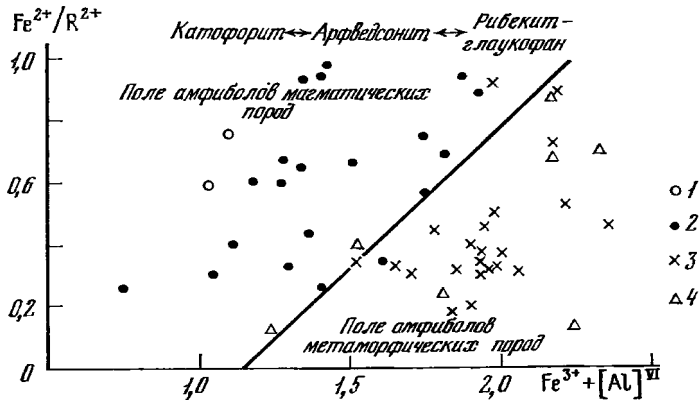
	Na ₂ O	MgO	CaO	FeO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O
1	6,36	—	5,74	29,54	5,23	8,20	43,08	1,85
2	6,79	8,99	6,15	15,75	5,58	8,76	46,13	1,95
3	7,32	18,99	6,60	—	6,01	9,43	49,53	2,12

1 — $NaCaNaFe_4^{2+}Fe^{3+}Si_7AlO_{22}(OH)_2$; 2 — $NaCaNa(Fe_2^{2+}Mg_2)Fe^{3+}Si_7AlO_{22}(OH)_2$;
3 — $NaCaNaMg_4Fe^{3+}Si_7AlO_{22}(OH)_2$.

Некоторым теоретическим соединениям Ликом (1978) даны следующие названия: магнезиоферриокатофорит — magnesio-ferri-katophorite $NaCaNaMg_4Fe^{3+}Si_7AlO_{22}(OH)_2$, магнезиоалюмокатофорит — magnesio-alumino-katophorite $NaCaNaMg_4AlSi_7AlO_{22}(OH)_2$, ферриокатофорит — ferri-katophorite $NaCaNaFe_4^{2+}Fe^{3+}Si_7AlO_{22}(OH)_2$, алюмокатофорит — alumino-katophorite $NaCaNaFe_4^{2+}AlSi_7AlO_{22}(OH)_2$.

Положение катофорита в ряду моноклинных амфиболов не совсем ясно. По содержанию Na и Ca он близок к рихтериту, отличается значительным замещением Si на Al. Брётгер [1] рассматривал катофорит как промежуточный минерал между баркевикитом и арфведсонитом. По Мияширо [3], катофорит связан переходом с рибекитом, глаукофаном и арфведсонитом (замещения $R^{3+}Si \rightleftharpoons CaR^{2+}Al$); содержание $CaR^{2+}Al$ в них изменяется в зависимости от типа пород (фиг. 30). В рибекит-арфведсонит-катофоритовой серии катофорит выделяется по замещениям $Al \rightleftharpoons Fe^{3+}$ и $Mg \rightleftharpoons Fe^{2+}$. Коваленко и др. [12] выделяют кальциевые катофориты (Ca-катофориты) при $Ca > Al$ и алюминиевые катофориты (Al-катофориты) при $Al > Ca$.

В катофорите из сиенита Сибири определено 0,47% TR_2O_3 [14]. Состав группы редких земель в этом катофорите (в % к их сумме): La_2O_3 — 17,73, Ce_2O_3 — 23,21, Pr_2O_3 — 5,37, Nd_2O_3 — 23,86, Sm_2O_3 — 5,69, Gd_2O_3 — 5,90, Dy_2O_3 — 3,28, Ho_2O_3 — 0,41, Er_2O_3 — 2,05, Y_2O_3 — 12,30. Помимо редких земель, катофорит из того же сиенита содержит Be 9,8 $\gamma/2$ [15]. В катофорите:



Фиг. 30. Зависимость между составами и парагенезисом катофорита, арфведсонита и рибекит-глаукофана (по Мияширо)

1 — из эффузивных пород; 2 — из интрузивных пород и пегматитов; 3 — из кристаллических сланцев; 4 — из железистых пород

из щелочных гранитоидов Монголии установлены [16]: Li, Rb, Pb, Zn, Sn, Nb, Ta, Zr, Hf, W.

Анализы (расположены по увеличению магнезиальности — *mg*):

	1	2	3	4	5	6
Li ₂ O	—	0,07	—	—	—	—
Na ₂ O	5,14	5,90	6,54	6,74	6,48	6,98
K ₂ O	1,69	2,10	0,68	0,82	0,73	0,66
MgO	0,25	1,63	9,43	13,07	13,70	13,93
CaO	5,59	4,32	5,56	6,55	6,82	6,12
MnO	0,78	1,46	1,33	0,16	0,19	0,22
FeO	29,26	22,75	13,67	9,82	7,91	6,76
Al ₂ O ₃	5,91	3,75	2,35	6,39	5,87	6,84
Fe ₂ O ₃	5,22	10,20	3,28	5,56	6,34	6,43
SiO ₂	44,67	44,16	50,34	48,38	47,82	47,40
TiO ₂	0,85	1,37	1,34	1,48	0,98	1,68
Nb ₂ O ₅	—	0,03	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,48	1,66	5,48	1,38	2,05	1,88
H ₂ O ⁻				0,11	0,29	0,24
F	—	0,80	—	0,41	0,24	0,20
Сумма	99,84	100,20	100,00	100,87	99,42	99,34
—O=F ₂	—	0,32	—	0,17	0,10	0,09
		99,88		100,70	99,32	99,25
Уд. в.	—	—	3,336	—	—	—
<i>n_g</i>	—	—	—	—	—	—
<i>n_m</i>	—	—	1,688	—	—	—
<i>n_p</i>	—	—	1,681	—	—	—
<i>cNp</i>	—	—	36°	—	—	—
<i>mg</i>	1,3	8,0	47,6	61	64	66

1—3 — катофорит; 4—6 — магнезнокатофорит

1 — из пегматитов пуласкивов Нунасарнаусака (Илимасак, Гренландия), анал. Сазонова [17]; 2 — из пегматитов какортокитов Кринглерне (Илимасак), анал. Архангельская [17]; 3 — из трахита Фуэнте-Вака (Испания), анал. Куниц [18]; 4—6 — из карбонатитов, анал. Гормашева [19]; 4 — Турный мыс, 5 — Озерная Варака (Кольский п-ов), 6 — Малосаянский массив, Тувинская авт. обл.

Повед. при нагр. На кривой ДТА имеется эндотермический прогиб при 920° [20].

Наход. Впервые обнаружен в гнорудит-тингуаитовых породах Южной Норвегии; встречается в тералитах, шонкинитах, трахитах и других породах [1, 3]. Известен в пойкилитовых нозеановых сиенитах Ловозерского щелочного массива на Кольском п-ове [20], в щелочных гранитоидах Забайкалья [21], Северо-Восточной Тувы [16] и Монголии (Хан-Богдинский, Баян-Уланский и другие массивы) [16]. В карбонатитах и карбонатизированных ийолитах Себляврского массива (Кольский п-ов) образовался по пироксену и роговой обманке; частью заключен в выделениях кальцита или шпреуштейна [13]. В фенитизированных песчаниках Турьего мыса наблюдается среди зерен полевого шпата и кварца [13]. Обнаружен в сильно измененных гранитах Центрального массива в Верхней Луаре (Франция) [10]. Широко распространен в породах и пегматитах ранних комплексов щелочных пород Гренландии: сиенитах, пуласкитах, фойяитах, какортокитах; на горе Нунасарнаусак — в пегматитах среди пуласкитов в ассоциации с фаялитом, ринколитом, нефелином; на горе Кринглерне — в пегматитах среди какортокитов с эвдиалитом, ринкином, нефелином [17]. В монцитонитовых породах кальдеры Санде в районе Осло (Норвегия) ядра катофорита окружены зонами арфведсонита и авгита; здесь же известны оторочки катофорита вокруг кристаллов роговой обманки [22]. В тералитовом лакколите бассейна Шилдс-Ривер, шт. Монтана (США) катофорит ассоциируется с эгирином и эгирин-авгитом [4]. Отмечен в трахитах восточнее оз. Найваша и западнее оз. Магади (Кения) [23], в лампрофирах Сеция-Ланцо (Альпы) [24]; в основной массе фонолитов и трахитов Рангви около оз. Ньяса (Танзания) находится в ассоциации с эгирином, эгирин-авгитом, энигматитом [25]. Известен также в карбонатитах Малосаянского массива (Тувинская авт. обл.), Турьего мыса и Озерной Вараки (Кольский п-ов) [19].

Отл. Характерны желтые, красновато-желтые и буроватые цвета плеохроизма. От сходных по цвету керсутита и базальтической роговой обманки отличается направлением пл. опт. осей, большим углом погасания cNp и меньшим углом $2V$. От энигматита («коссирита») отличается менее интенсивной окраской и меньшими показателями преломления.

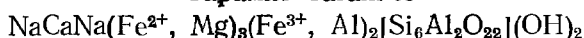
Разнов. Магнезиокаатофорит — magnesiocatophorite, magnesioatophorite [3]. Название предложено для крайнего члена ряда катофоритов — $NaCaNaMg_4Fe^{3+}Si_7AlO_{22}(OH)_2$. Содержание Mg сильно колеблется. К магнезиокаатофориту, по-видимому, следует относить минералы с содержанием $MgO > 13\%$ (хим. анализы 4—6). От собственно катофорита отличается оптическими свойствами (см. раздел «Микр.»); состав, которому соответствует изменение ориентировки пл. опт. осей, не определен.

Л и т е р а т у р а

1. Brögger W. C. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes, 1894, 1, 37, 73.
2. Freudenberg W. N. Jb. Min., Ref., 1910, 1, 34.
3. Miyashiro A. J. Fac. sci., Univ. Tokyo, 1957, 11, pt 1, sect. 2, 57.
4. Wolff J. E. Bull. Geol. Soc. Am., 1938, 49, N 10, 1569; Am. Min., 1937, 22, N 6, 742.
5. Prider R. T. Min. Mag., 1939, 25, N 166, 373.
6. Codarcea A., Pavelescu L., Kissling A. Rev. Roum. géol., géophys., géogr., ser. géol., 1967, 11, N 1, 33.
7. Wittaker E. J. W. Am. Min., 1971, 56, N 5-6, 980.
8. Coltrille P. A., Ernst W. G., Gilbert M. C. Am. Min., 1966, 51, N 11-12, 1727.
9. Ghose S. Min. Mag., 1965, 35, N 269, 46.
10. Lacroix A. Minéralogie de la France, 1893—95, 1, 642.
11. Ефимов А. Ф., Крюкова М. Г., Андрус У. У. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 4, 148.
12. Владыкин Н. В., Валетов Т. А., Матвеева Л. Н. Ежегодник Ин-та геохимии СО АН СССР за 1975 г., 1976, 271; Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Латидес И. Л., Горегляд А. В. Щелочные амфиболы редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977, 117.
13. 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, 457.
14. Коваленко В. И., Знаменская А. С., Пополитов Э. И., Абрамова С. Р. Геохимия, 1969, № 8, 997.

15. Коваленко В. И., Лесейдо В. А., Петров Л. Л., Пополитов Э. И. Геохимия, 1968, № 9, 1078.
16. Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977, 118.
17. Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Иламаусак. М.: Наука, 1969, 89.
18. Kunitz W. N. Jb. Min., 1930, V.-Bd. 60, A, 171.
19. Самойлов В. С., Гормаицева Г. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1975, 104, вып. 2, 145.
20. Семенов Е. И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972, 185.
21. Арсеньев А. А. ДАН СССР, 1954, 95, № 2, 363.
22. Oftedal Ch. Norske Vidensk. Akad. Oslo, Skrift., Mat.-Nat. Kl., 1953, N 3, 85.
23. Smith W. C. Quart. J. Geol. Soc. London, 1931, 87, pt 1, N 345, 224.
24. Marco. Stud. e Recerch. dell Divis. geomin., 1958, 1, 1 (no Velde D. Bull. Soc. fr. min., crist., 1967, 90, N 2, 214).
25. Harkin D. A. Mem. Geol. Surv. Tanganyika, 1960, N 2, 38.

Тарамит Taramite



Назван по местонахождению в балке Вали-Тарама (УССР) [1].

Синон. Мбозит — mbosite [2]; тамарит — tamarite (ошибочное написание).

Характ. выдел. Зерна, плохо образованные кристаллы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^2 - C2/m$. $a_0 = 9,960$, $b_0 = 18,177$, $c_0 = 5,352 \text{ \AA}$, $\beta = 105^\circ 04'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,548 : 1 : 0,295$ [3].

В структуре [3, 4] для позиции А, занятой щелочными атомами с отношением $K : Na = 0,45 : 0,55$, указываются две симметричные полупозиции А' и А'' с равным количеством атомов (фиг. 31). Позиция М (1) в основном занята Fe^{2+} , М (2) — Fe^{3+} и Fe^{2+} , М (3) — Fe^{2+} и Fe^{3+} , М (4) — Ca и Na. Весь Al^{IV} находится в позиции Т (1); позиция Т (2) занята только Si. Тарамит содержит почти два атома Al^{IV} (в формуле), что сказывается на величине тетраэдра Т (1), резко увеличенного по сравнению с Т (2), и на степени дитригонального разворота кремнекислородных шестичленных звеньев. Угол $O(5) - O(6) - O(5) = 164^\circ 06'$. Для тарамита из Приазовья (оригинал хим. анализа 3) определены координаты атомов в структуре [3]. Межатомные расстояния (в Å): Si (1) — O = 1,63, 1,73, 1,71 и 1,67; Si (2) — O = 1,64, 1,59 и 1,60; М (1) — O = 2,13 и 2,17; М (2) — O = 2,08, 2,09, 2,01; М (3) — O = 2,12 и 2,07; М (4) — O = 2,48, 2,41, 2,59 и 2,69; средние расстояния O — O в тетраэдрах — 2,74 и 2,64, в октаэдрах — 3,02, 3,91, 2,96 и 2,49. Углы (средние) O — Si (1) — O = O — Si (2) — O = $109^\circ 24'$, O — М (1) — O = $89^\circ 54'$; O — М (2) — O = O — М (3) — O = $90^\circ 00'$ [3].

Распределение катионов по структурным позициям (оригинал анализа 3) [3]: М (1) = $0,85 \text{ Fe}^{2+} + 0,09 \text{ Mn}^{2+} + 0,06 \text{ Mg}^{2+}$; М (2) = $0,23 \text{ Fe}^{2+} + 0,60 \text{ Fe}^{3+} + 0,09 \text{ Mg}^{2+} + 0,08 \text{ Al}^{3+}$; М (3) = $0,75 \text{ Fe}^{2+} + 0,25 \text{ Fe}^{3+}$; М (4) = $0,63 \text{ Ca}^{2+} + 0,37 \text{ Na}^+$; Т (1) = $0,54 \text{ Si}^{4+} + 0,46 \text{ Al}^{3+}$; Т (2) = $1,00 \text{ Si}^{4+}$. Близкие данные получены для тарамита из Йорк-Ривер (пров. Онтарио, Канада) [5].

Кристаллы короткопризматические. Двойники по (100).

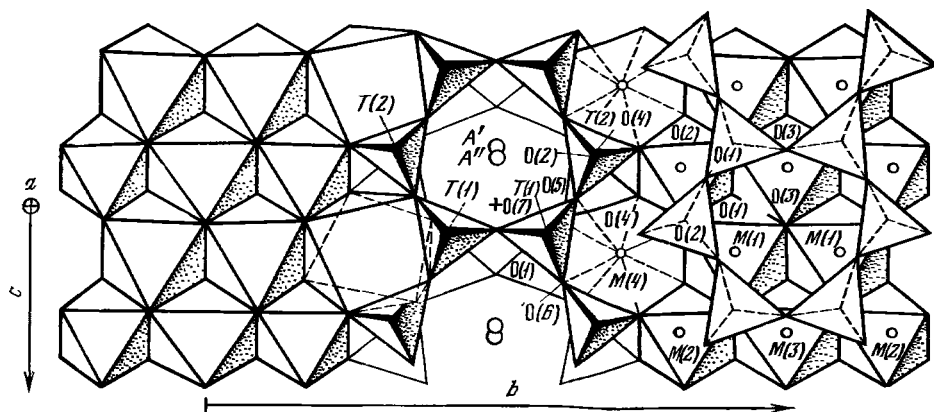
Физ. св. Сп. по плоскостям призмы. Уд. в. 3,38—3,52. Цв. темно-синий. ИК-спектр [6] характеризуется интенсивной полосой в области $1100-800 \text{ см}^{-1}$ с двумя четкими максимумами при 1060 и 950 см^{-1} и полосой в области $550-400 \text{ см}^{-1}$ с максимумом при 450 см^{-1} .

Микр. Сильный плеохроизм: по Ng — темно-зеленый, темно-синий, почти черный, по Nm — голубовато-зеленый, по Np — бледно-желтый; $Ng > Nm > Np$. Двуосный (—). Пл. опт. осей $\perp (010)$. $Ng = b$, $cNg = 14^\circ$ (для красного света), 15° (желтого), 18° (фиолетового). $cNm = 15-27^\circ$ [7]; $cNm = 9-12^\circ$ [2]. $n_g = 1,715 - 1,726$, $n_m = 1,713$, $n_p = 1,705$. $2V = 0-35^\circ$. $r > v$.

Хим. Теор. состав:

	Na ₂ O	MgO	CaO	FeO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O
1	6,36	—	5,75	22,18	10,47	16,43	36,96	1,85
2	7,55	14,74	6,82	—	24,85	—	43,85	2,19

1 — $\text{NaCaNaFe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ (ферритарамит — ferri-taramite); 2 — $\text{NaCaNaMg}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ (магнетарамит — magnesio-taramite, по Ликю, 1978).



Фиг. 31. Структура тарамита, пресекция на (100) (по Литвину)

Кроме того, Ликом выделены магнезиоферритарамит — magnesio-ferri-taramite $\text{NaCaNaMg}_3\text{Fe}_2^{\text{3+}}\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ и алюмотарамит — aluminotaramite $\text{NaCaNaFe}_3^{\text{2+}}\text{Al}_2\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$.

Классификационное положение тарамита не ясно. Сундиус [8] отнес его к группе эксерманита — арфведсонита; по Айнбергу [7], он идентичен гастингситу. В справочнике Дира и др. (1965) тарамит рассматривается вместе с катофоритом.

Анализы (расположены по возрастанию *mg*):

	1	2	3	4	5
Na_2O	3,79	4,76	4,05	4,71	4,56
K_2O	2,10	2,24	2,11	2,73	1,88
MgO	0,56	0,47	1,31	1,24	3,76
CaO	7,91	6,87	7,28	5,78	6,94
MnO	1,70	0,64	1,25	1,91	1,38
FeO	23,21	21,72	21,40	18,72	18,36
Al_2O_3	8,50	9,23	9,90	10,31	9,98
Fe_2O_3	11,41	11,94	11,98	13,12	10,98
SiO_2	37,51	38,81	37,55	38,56	39,05
TiO_2	0,73	1,07	0,89	0,96	1,56
P_2O_5	—	—	0,14	—	—
H_2O^+	2,32	2,19	} 0,04	1,66	1,81
H_2O^-	0,33	0,18		He обн.	
SO_3	—	—	0,12	—	—
П. п.	—	—	1,80	—	—
F	0,14	0,13	He опр.	0,30	—
Cl	—	—	—	0,15	—
Сумма	100,21	100,25	99,82	100,15	100,26
$-\text{O}=\text{F}_2+\text{Cl}_2$	0,06	0,05	—	0,16	—
	100,15	100,20	—	99,99	—
Уд. в.	3,476	3,439	3,52	—	3,384
n_g	—	—	1,726	1,715	—
n_m	—	—	—	1,713	—
n_p	—	—	—	1,705	—
$a_0(\text{Å})$	—	—	9,960	—	9,983
b_0	—	—	18,177	—	18,134
c_0	—	—	5,352	—	5,352
<i>mg</i>	2,7	2,5	6,2	6,4	8,5

1–3 — из марнуполита балки Вали-Тарама (Октябрьский массив, Приазовье): 1–2 — анал. Морозевич [1], 3 — анал. Мирская [6]; параметры элементарной ячейки по [3]; 4 — «мбозинит» из метасоматических пород Мбози (Танзания), анал. Кэр [2]; 5 — из метасоматических пород района Йорк-Ривер (пров. Онтарио, Канада) [5].

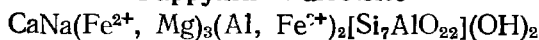
Повед. при нагр. Плавится при 1080° (оригинал анализа 1) и 1050° (оригинал анализа 2) [1].

Находж. Обнаружен в дайке мариуполита с микропертитом, альбэтом, нефелином в балке Вали-Тарама около деревни Стретенка в районе Мариуполя (УССР) [1, 7, 9]; частично образовался путем замещения пироксена. Известен в нефелин-сиенитовых дайках и метасоматических породах Мбози (Танзания) [2], в метаморфических породах Сьерра-лос-Филебрэс (Испания) [10], в измененных гнейсах района Йорк-Ривер, пров. Онтарио (Канада) [5].

Л и т е р а т у р а

1. Morozewicz J. C. R. Congress geol. intern. XIII session 1922, fasc. 3, 1926, 1622; Spraw. Polsh Inst. Geol., 1923, 2, 6; Tscherm. min., petr. Mitt., 1925, Neue Folge, 38, 210.
2. Brock P. W. G., Gellatly D. C., Knorrning O. Min. Mag., 1964, 33, N 289, 629.
3. Литвин А. Л., Мичник Т. Л., Остапенко С. С., Польшин Э. В. Геол. журн. АН УССР, 1973, 33, вып. 3, 49; Литвин А. Л. Кристаллохимия и структурный типоморфизм амфиболов. Киев: Наукова думка, 1977, 70.
4. Whittaker E. J. W. Am. Min., 1971, 56, N 5-6, 980.
5. Hawthorne F. C., Grundy H. D. Canad. Min., 1978, 16, pt 1, 53.
6. Куковский Е. Г., Литвин А. Л. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1970, вып. 4, 81.
7. Айнберг Л. Изв. главн. геол.-разв. упр., 1930, 49, № 5, 75; реферат Atnberg L. N. Jb. Min., 1931, 1, 74.
8. Sundius N. Sver. geol. unders. Ser. C, N 480, 1946, Årsbok 40, N 4, 1.
9. Morozewicz J. Tscherm. min., petr. Mitt., 1930, 40, N. 5-6, 376.
10. Linthout K. Min. Mag., 1970, 37, N 289, 629.

Барруазит Barroisite



Назван по имени Ш. Барруа [1].

По Ляку [2], принадлежит к группе рихтерита. Согласно Мургоси [1], является промежуточным по составу между глаукофаном и роговой обманкой. По рентгеновским данным Херича и др. [3], относится к роговым обманкам.

Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$. $a_0 = 9,80$, $b_0 = 18,04$, $c_0 = 5,33$ Å, $\beta = 104^\circ 38'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,543 : 1 : 0,295$ [3].

Кристаллы призматические с гранями a (100) и m (110). Сп. по (110). Уд. в. 3,21 (вычисл. 3,16) [3]. Цв. темно-зеленый. Плеохроизм: по Ng — синеваато-зеленый или зеленоваато-синий, по Nm — зеленый с синеваатым или фиолетовым оттенком, по Np — серый или желтый [1, 4]. Двуосный (—). $cNg = 30^\circ$, $2V = 40 - 50^\circ$ [4]; по другим данным [1], $cNg = 12 - 15^\circ$, $2V$ небольшой (до 0°). $n_g = 1,663 - 1,670$, $n_m = 1,656 - 1,660$, $n_p = 1,645 - 1,650$ [4]. Дисперсия $v > r$, сильная [4].

Теор. составы, выделенные Ликом [2]: 1 — алюмобарруазит (aluminobarroisite) $\text{CaNaMg}_3\text{Al}_2\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$, 2 — ферроалюмобарруазит (ferroaluminobarroisite) $\text{CaNaFe}_3\text{Al}_2\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$, 3 — феррибарруазит (ferribarroisite) $\text{CaNaMg}_3\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$, 4 — ферроферрибарруазит (ferro-ferribarroisite) $\text{CaNaFe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$.

	Na ₂ O	MgO	CaO	FeO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O
1	3,88	15,13	7,02	—	19,15	—	52,57	2,25
2	3,47	—	6,26	24,17	17,11	—	46,98	2,01
3	3,62	14,11	6,56	—	5,95	18,67	49,01	2,10
4	3,25	—	5,88	22,69	5,36	16,81	44,12	1,89

Анализы:

	1	2		1	2		1	2
Na ₂ O	3,10	5,5	Fe ₂ O ₃	4,77	4,4	n_g	1,666	—
K ₂ O	0,28	0,0	SiO ₂	47,99	51,4	n_m	1,658	—
MgO	9,73	12,2	TiO ₂	1,51	—	n	1,644	—

	1	2		1	2		1	2
CaO	7,88	5,6	I_2O^+	,28	2,0	cNg	29°	—
MnO	0,25	0,07	H_2O^-	0,10	—	2V	—48°	—
FeO	11,25	8,5	Сумма	99,81	100,27	mg	52,4	63,0
Al ₂ O ₃	10,67	10,6						

1 — из эпидот-барруазитовой метаморфической породы Бизена, о-в Сикоку (Япония), анал. Херемур [4], 2 — из метаморфических пород Урала [5], данные микросондового анализа.

Очень редок. Отмечен в метаморфических породах максютовского комплекса (эклогит-глаукофан-сланцевая формация) на Урале в тесной ассоциации с гранатом и глаукофаном [5]. На о-ве Сикоку (Япония) известен в зеленых сланцах Сиретеки [6], а также в глаукофан-гранат-мусковит-кварцевых сланцах [7] и в эпидот-барруазитовой породе Бизена [4]. Амфибол из Радхаусберга около Зальцбурга (Австрия), описанный как «барруазитовая роговая обманка», наблюдался в ассоциации с альбитом, эпидотом, биотитом, прохлоритом [3, 7, 8]. Описанный как барруазит амфибол из эклогитов Норвегии [9] по составу ближе к винчиту.

Л и т е р а т у р а

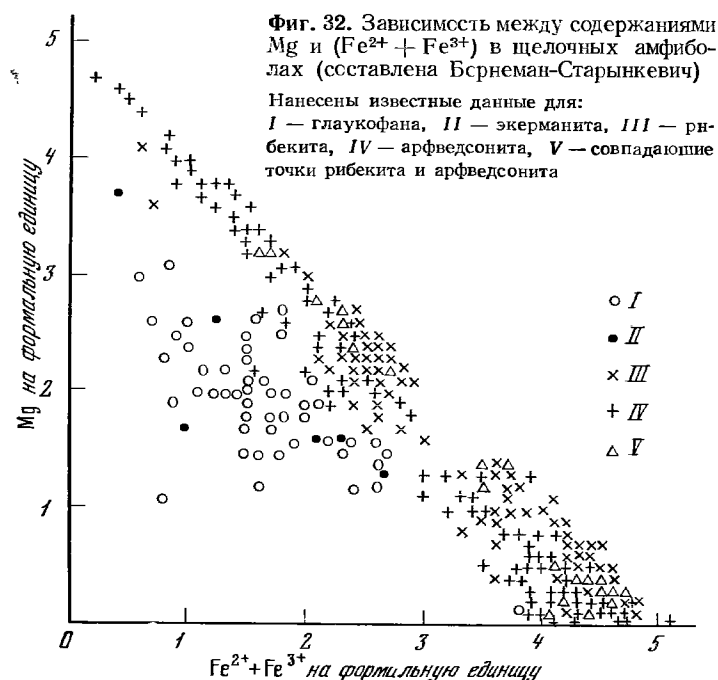
1. Murgoci G. C. R., Paris, 1922, 175, N 8, 372; N 10, 426.
2. Leake B. E. Bull. miner., 1978, 101, N 4, 453.
3. Heritsch H., Paulitsch P., Walitzi E. M. Tscherm. min., petr. Mitt., 1957, 6, N. 3, 215.
4. Uwasaki M. J. Geol. Soc. Japan, 1960, 66, N 781, 625.
5. Добрецов Н. Л., Костюк Е. А., Лаврентьев Ю. Г., Пономарева Л. Г., Поспелова Л. Н., Соболев В. С. ДАН СССР, 1971, 199, № 3, 677; Добрецов Н. Л., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н., Соболев Н. В., Соболев В. С. Геология и геофизика, 1971, № 7, 3.
6. Klein C. Am. J. Min., 1969, 54, N 1-2, 212.
7. Angel F. N. Jb. Min., 1929, B.-Bd. 59, A, 223.
8. Paulitsch P. Tscherm. min., petr. Mitt., 1948, 1, N. 1, 14.
9. Binns R. A. J. Petrol., 1967, 8, N 3, 349.

Натриевые моноклинные амфиболы

ГРУППА ГЛАУКОФАНА

	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Глаукофан $Na_2Mg_3Al_2[Si_6O_{22}](OH)_2$	9,541	17,740	5,295	103°40'	3,02— 3,31
Рибекит $Na_2Fe_3^{2+}Fe_2^{3+}[Si_6O_{22}](OH, F)_2$	9,76—	17,85—	5,269—	103 34—	2,94—
Магнезиорибекит $Na_2Mg_3Fe_2^{3+}[Si_6O_{22}](OH, F)_2$					
Арфведсонит $NaNa_2Fe_4^{2+}Fe^{3+}[Si_6O_{22}](OH, F)_2$	9,87	18,31	5,33	103 45	3,02— 3,5
Экermanит $NaNa_2Mg_4Al[Si_6O_{22}](OH, F)_2$	9,801	17,882	5,288	103 55	3,00— 3,21
Коцулит $NaNa_2Mn_4(Fe^{3+}, Al)[Si_6O_{22}](OH)_2$	9,91	18,13	5,28	104 30	3,30

В натриевых (щелочных) амфиболах Na имеет координацию 12 или 8, занимает в структуре позиции А и М (4), Ca в позиции М (4) не превышает 0,7 на формульную единицу (до 5% CaO). По числу атомов Na и их распределению по структурным позициям различаются [1—3] ряд глаукофана — рибекита с Na в М (4) (позиции А в структуре вакантны) и ряд арфведсонита — экерманита с Na в М (4) и в позиции А. В ряду глаукофан — рибекит промежуточное положение занимает кроссит, который ниже рассматривается вместе с глаукофаном.



Фиг. 32. Зависимость между содержаниями Mg и $(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ в щелочных амфиболах (составлена Брнеман-Старынкевич)

Нанесены известные данные для: I — глаукофана, II — экерманита, III — рибекита, IV — арфведсонита, V — совпадающие точки рибекита и арфведсонита

Некоторые авторы [4, 5] группируют натриевые амфиболы по содержанию Al в шестерной координации: глаукофан и экерманит с Al^{VI} , рибекит и арфведсонит без Al^{VI} .

Катионы разных структурных позиций натриевых амфиболов, по Литвину [6]:

	A	2M(4)	2M(1)+M(3)	2M(2)	4T(1)+4T(2)
Глаукофан	—	Na_2	$(Mg, Fe^{2+})_3$	Al_2	Si_8
Рибекит	—	Na_2	$(Fe^{2+}, Mg)_3$	Fe_2^{3+}	Si_8
Экерманит	Na	Na_2	$(Mg, Fe^{2+})_3$	$(Mg, Fe^{2+})Al$	Si_8
Арфведсонит	Na	Na_2	$(Fe^{2+}, Mg)_3$	$(Fe^{2+}, Mg)Fe^{2+}$	Si_8

Изучение рибекита [7, 8] и глаукофана [9] подтвердило сходство общих особенностей структур щелочных амфиболов и других моноклинных амфиболов [3, 10—13]. По рентгенограммам выделены [14] структурные типы, отвечающие магниезиальным и железистым членам изоморфного арфведсонит-рибекитового ряда и глаукофану с высоким содержанием Al^{VI} .

В щелочных амфиболах широко проявлены изовалентные и гетеровалентные изоморфные замещения [2, 10, 15—18]. Наряду с замещениями $Fe^{2+} \rightleftharpoons Mg$, наиболее полными в рибеките и арфведсоните, характерны замещения: Al^{VI} на Fe^{3+} (в глаукофане и экерманите); Na на K и Ca; Mg на Mn и Ti; Si на Al^{IV} и Fe^{3+} . Этими замещениями обусловлены вариации состава щелочных амфиболов, существование непрерывных серий твердых растворов — рибекит-магнезио-рибекитового, арфведсонит-магнезиоарфведсонитового, глаукофан-рибекитового и рибекит-арфведсонитового. Зависимость между содержанием Mg и $(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ показана на фиг. 32.

Пределы содержания компонентов в натриевых амфиболах (в %):

	Глаукофан	Рибекит	Арфведсонит	Экерманит
Na_2O	4,2—7,0	2,7—7,6	3,6—9,8	5,8—9,8
K_2O	0—1,9	0—2,1	0—4,3	0—2,4
Li_2O	—	0—0,9	0—2,2	0—1,2
CaO	0,2—5,2	0—4,2	0—4,5	0,3—4,2
MgO	3,9—15,5	0—19,6	0—23,3	5,5—18,6

	Глаукофан	Рибекит	Арфведсонит	Экерманит
MnO	0—1,8	0—5,9	0—7,7	0—2,0
FeO	0—22,6	0,6—31,8	0—35,7	0,1—13,0
Fe_2O_3	1,2—17,8	6,1—25,6	0—28,3	2,4—13,0
Al_2O_3	3,1—19,4	0—5,5	0—7,4	5,8—11,1
SiO_2	48,3—59,3	42,7—60,4	44,0—57,8	50,4—58,7
TiO_2	0—2,2	0—7,4	0—5,4	0—2,2
H_2O^+	0,1—3,6	0,6—4,2	0—3,9	0—3,2
F	0—0,4	0—2,2	0—3,4	0—2,6
Количество хим. анализов	72	227	226	10

В формуле $AX_2Y_5[Z_8O_{22}](OH)_2$ значения коэффициента $X < 2$ (M(4) позиции) для некоторых анализированных натриевых амфиболов можно объяснить наличием твердых растворов или микрорастаний с куммингтонитом; в натриевых амфиболах с $X > 3,2$, по Литвину [6], возможно вхождение части крупных катионов в группу Y (M(3) позиции).

Точное определение зависимости параметров элементарной ячейки и физических свойств натриевых амфиболов от их состава затруднено. Наиболее четко прослеживается возрастание параметров элементарной ячейки, уд. веса и показателей преломления при переходе к железистым членам изоморфных серий [10, 14, 19—25].

Непостоянство состава и свойств привело к появлению большого числа излишних названий, нечеткости классификации и номенклатуры натриевых амфиболов [1, 2, 4, 26—28]. Интервалы несмесимости между амфиболами глаукофан-рибекитового ряда и Ca-амфиболами (актинолитом, роговой обманкой) неодинаковы для разных пар амфиболов [29—33]. Взаимная растворимость у обогащенных магнием амфиболов незначительна; в интервале железистости 27—60% существуют амфиболы с промежуточным содержанием кальция. Некоторые наиболее железистые амфиболы зональны и обнаруживают переходы от натриевых к кальциевым членам изоморфного ряда.

Натриевые амфиболы — распространенные минералы пород различного генезиса (исключение составляет редко встречающийся экерманит). Рибекит и арфведсонит характерны для магматических и метаморфических (частью метасоматических) пород — нефелиновых сиенитов, щелочных гранитоидов, карбонатитов, альбититов, кристаллических сланцев. Глаукофан слагает глаукофановые сланцы, развит в эклогитах, железистых кварцитах и связанных с ними метасоматитах; в магматических породах неизвестен.

Натриевые амфиболы, соответствующие по составу конечным и промежуточным членам изоморфных серий, синтезированы в гидротермальных условиях и исследованы Эрнстом [16, 34]. По сравнению с глаукофаном, рибекит устойчив в более широком интервале температур и давлений. Арфведсонит синтезирован также путем кристаллизации из расплава [35].

Волокнистые разновидности рибекита (крокидолит, родусит) и арфведсонита (магнезиоарфведсонит) называют обычно «голубым асбестом», асбесты состава глаукофана неизвестны. Параметры элементарной ячейки близких по составу тонковолокнистых и зернистых разновидностей идентичны [14]. Месторождения амфиболовых асбестов данной группы относятся к гидротермальному и метаморфогенно-метасоматическому типам [36—38], связаны с пестроцветными толщами (родусит), железистыми кварцитами (крокидолит), доломитами и змевикиами (магнезиоарфведсонит). Магнезиоарфведсонитовый асбест встречается в метаморфизованных породах формации Грин-Ривер (США) [39]. Асбесты состава натриевых амфиболов обладают ценными техническими свойствами (кислотостойкость, сорбционная способность, упругость волокна и др.) и представляют промышленно важное минеральное сырье. Синтезируются в гидротермальных условиях и путем кристаллизации из F-содержащих расплавов [40].

Л и т е р а т у р а

1. *Sundius N.* Sver. geol. unders., Ser. C, N 480, *Arsbok*, 40, N 4, 1.
2. *Miyashiro A. J.* Fac. sci., Univ. Tokyo, 1957, 11, p. 1, 57.
3. *Papike J. J., Ross M., Clark J. R.* Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 117.
4. *Phillips R., Layton W.* Min. Mag., 1964, 33, N 267, 1097; *Phillips R.* Min. Mag., 1966, 35, N 275, 945.
5. *Thompson J. B.* Bull. Geol. Soc. Am., 1947, 58, N 12, 1232.
6. *Литвин А. Л.* Кристаллохимия и структурный типоморфизм амфиболов. Киев: Наукова думка, 1977, 132.
7. *Whittaker E. J. W.* Acta Cryst., 1949, 2, 312.
8. *Colville A. A., Gibbs G. V.* Geol. Soc. Am., Spec. paper, 1965, N 82, 31.
9. *Papike J. J., Clark J. R.* Am. Min., 1968, 53, N 7-8, 1156.
10. *Whittaker E. J. W.* Acta Cryst., 1960, 13, pt. 3-4, 291.
11. *Ghose S.* Min. Mag., 1965, 35, N 269, 46.
12. *Bancroft G. H., Burns R. G.* Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 137.
13. *Ernst W., Wai C.* Am. Min., 1970, 55, N 1-2, 299.
14. *Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А., Рогачев Д. Л.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 12, 3.
15. *Kunitz W. N.* Jb. Min., 1930, B.-Bd. 60, A, 171.
16. *Ernst W. G.* Alkali amphiboles. Carnegie Inst. Washington, 1957, 56, 228; 1958, 57, 199; 1959, 58, 121; Bull. Geol. Soc. Am., 1960, 71, N 12, 1859.
17. *Layton W., Phillips R.* Min. Mag., 1960, 32, N 252, 659.
18. *Гинзбург И. В.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 11, 13; *Коваленко В. И., Ландес И. Л., Брандт С. Б.* ДАН СССР, 1967, 177, № 4, 925.
19. *Frost M. T.* Min. Mag., 1963, 33, N 260, 377.
20. *Colville P. A., Ernst W. G., Gilbert M. C.* Am. Min., 1966, 51, N 11-12, 1727; *Vocquet J.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1974, 54, N. 2-3, 425.
21. *Афонина Г. Г., Коваленко В. И., Писарская В. А.* ДАН СССР, 1969, 187, № 6, 1371.
22. *Borg I. V.* Contrib. min., petrol., 1967, 15, N 1, 67.
23. *Coleman R., Papike J. J.* Petrology, 1968, 9, N 1, 105.
24. *Kempe D. R. C.* Min. Mag., 1969, 37, N 287, 317.
25. *Нечаева Е. А., Сидоренко Г. А.* Геология месторождений редких элементов, 1972, вып. 35.
26. *Доброхотова Е. С.* Бюл. Моск. об-ва испыт. прир., отд. геол., 1968, 43, вып. 1, 97.
27. *Whittaker E. J. W.* Papers, proc. 5-th General meeting, London, 1968, 232.
28. *Gokhale N. V., Chavadi V. C.* Acta geol. Acad. Sci. Hungar., 1974, 18, f. 1-2, 137.
29. *Bloxam T. W., Allen J. B.* Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1960, 64, pt 1, 1.
30. *Lee D. F., Coleman R. G., Bartron H., Smith V. C.* U. S. Geol. Surv., Prof. Pap., 1966, N 550-C, 148.
31. *Klein C.* Am. Min., 1969, 54, N1-2, 212; *Katagas Ch.* Contrib. min., petrol., 1974, 46, N 4, 257.
32. *Костюк Е. А.* Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М.: Наука, 1970, 116.
33. *Добрецов Н. Л., Костюк Е. А., Лаврентьев Ю. Г., Пономарева Л. Г., Поспелова Л. Н., Соболев В. С.* ДАН СССР, 1971, 199, № 3, 677.
34. *Ernst W. G.* Minerals, Rocks and Inorganic Materials. 1. Amphiboles. Crystal chemistry, Phase relations and Occurrence. N. Y., 1968, 77.
35. *Островский И. А.* ДАН СССР, 1949, 69, № 5, 667.
36. *Петров В. П., Андреев Ю. К.* Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 31, 5.
37. *Андреев Ю. К.* В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, 1962, т. 6, 256; Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 95, 61.
38. *Соболева М. В.* Минералогия волокнистых минералов группы амфиболов и серпентина. М.: Недра, 1972, стр. 196, 216, 230.
39. *Milton C., Eugster H. P.* Researches in geochemistry. New York, London, 1959, 118; *Milton C., Ingram B., Berger S.* Am. Min., 1974, 59, N 7-8, 830.
40. *Федосеев А. Д., Григорьева Л. Ф., Макарова Т. А.* Волокнистые силикаты (природные и синтетические асбесты). М.—Л.: Наука, 1966, 4 (сводка теоретических и экспериментальных данных по синтезу асбестов и их свойствам); *Kaltnin D. V., Deniskina N. D.* Freiburger Forschungshefte, 1975, C-296, 111.

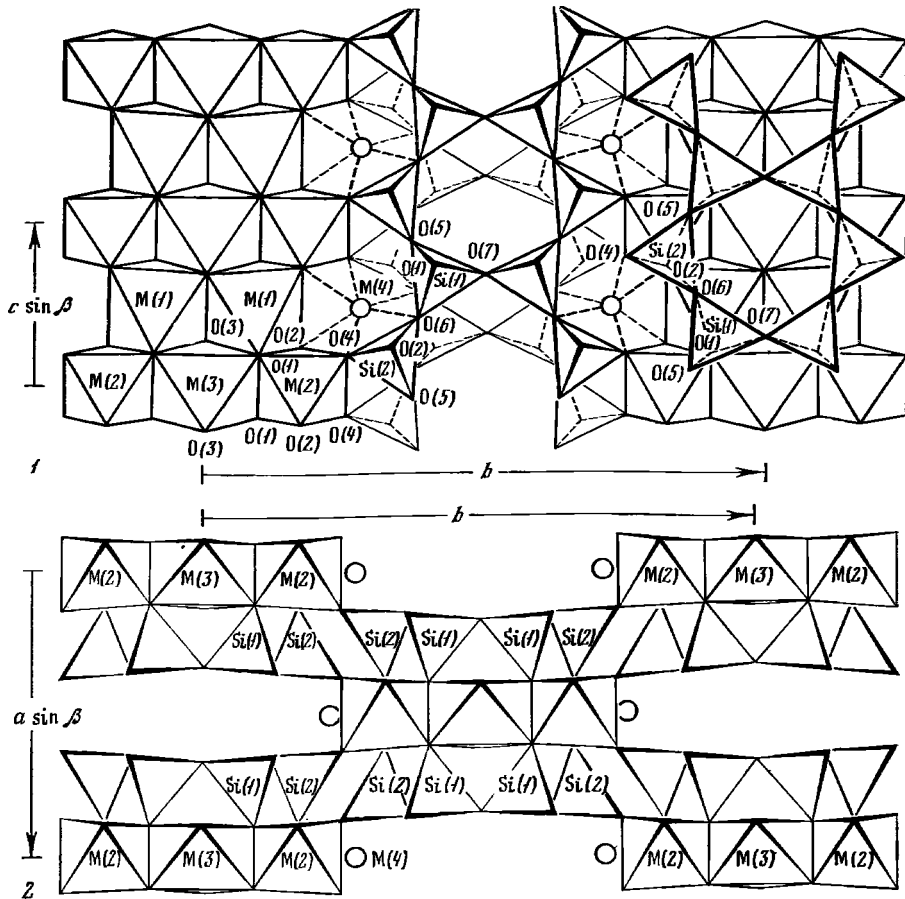
Глаукофан Glaucophane



Глаукофан назван от греч. γλαυρός (глаукос) — зеленовато-голубой и φαεινός (фанестай) — казаться. Впервые описан Хаусманом в 1845 г., принадлежность к амфиболом установлена Людеке в 1876 г. (по Хинце, 1896).

Кроссит — crossite, занимающий по составу промежуточное положение между собственно глаукофаном и рибекитом, назван по имени американского геолога У. Кросса (Пэлч, 1894).

Сийон. Глаукофана: собственно глаукофан — glaucophane proper (Мияширо, 1957); параллельно-симметричный глаукофан — parallel-symmetric glaucophane (Хорикоси, 1936); гасальдит — gasaldite (Стрювер, 1875); антиглаукофан — antiglaucophane (Людочников, 1933).



Фиг. 33. Структура глаукофана (по Пэпику и Кларку)

1 — проекция на (100), штриховыми линиями показаны самые короткие расстояния Na—O; 2 — проекция на (001); кружки — атомы Na

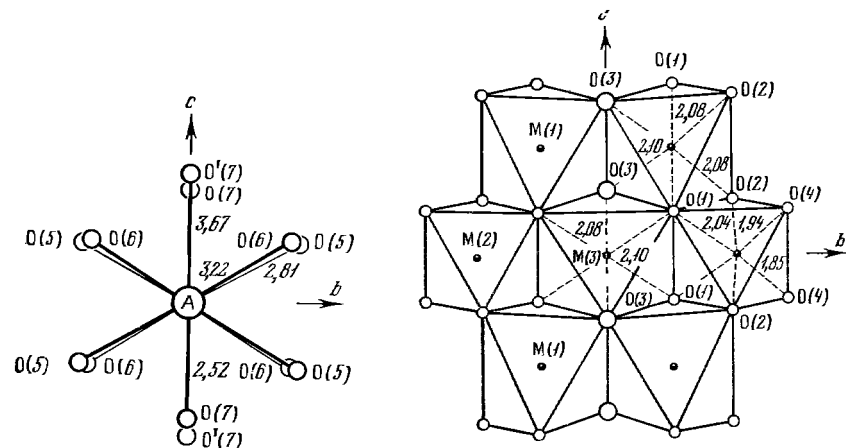
Синон. Кроссита: псевдоглаукофан — pseudoglaucophane; субглаукофан — subglaucophane; нормально-симметричный глаукофан — normal-symmetric glaucophane (Хорикоси, 1936).
Разнов. Ферроглаукофан.

Характ. выдел. Зерна и кристаллы, иногда хорошо образованные, длиной до нескольких миллиметров (редко до 3—5 см); также радиально-лучистые и войлокоподобные агрегаты.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$. $a_0 = 9,541$, $b_0 = 17,740$, $c_0 = 5,295$ Å; $\beta = 103^\circ 40'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,5321 : 1 : 0,2984$, $Z = 2$ [1]. Для глаукофана из разных месторождений установлены следующие пределы значений параметров элементарной ячейки: $a_0 = 9,541 - 9,950$, $b_0 = 17,704 - 17,926$, $c_0 = 5,205 - 5,381$ Å, β от $103^\circ 40'$ до $106^\circ 41'$ (см. в табл. хим. анализов). Значения параметров элементарной ячейки увеличиваются с возрастанием содержания рибекитовой молекулы (замещение $Mg_3Al_2 \rightarrow Fe_3^{2+}Fe_2^{3+}$) [2—7]. Изменение параметров при замещении Fe^{3+} на Al значительно больше, чем при замещении Fe^{2+} на Mg; при замещении Mg $\rightarrow Fe^{2+}$ b_0 увеличивается больше, чем a_0 [4].

Данные [8] о существовании двух полиморфных модификаций синтетического глаукофана, одна из которых по параметрам элементарной ячейки близка к природному глаукофану состава $Na_2Mg_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$, не подтверждены [9] (см. раздел «Искусств.»).

Структура глаукофана изучена [1] на образце из глаукофановых сланцев п-ова Тибурон, шт. Калифорния (хим. анализ 8). Подобно структуре других

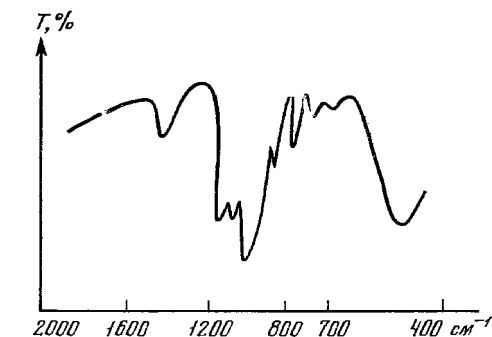


Фиг. 34. Расположение атомов O вокруг вакантной позиции A в структуре глаукофана; проекция на (100) (по Пэпику и Кларку)

Фиг. 35. Соотношение октаэдрических позиций: M (1) — (Mg, Fe²⁺), M (2) — (Al, Fe³⁺) и M (3) — (Mg, Fe³⁺) в структуре глаукофана; проекция на (100) (по Пэпику и Кларку)

Маленькие кружки — катионы в позициях M(1), M(2) и M(3), средние и крупные — атомы O, штриховыми линиями показаны расстояния M — O

амфиболов она состоит из вытянутых вдоль оси *c* сдвоенных цепочек кремнекислородных тетраэдров [Si₄O₁₁]_∞, соединенных катионными лентами (фиг. 33); отмечен изгиб тетраэдрических цепочек в плоскости (001). В T (1)-тетраэдрах 3 атома O из четырех связаны с двумя катионами, а 4-й атом O — только с одним и имеет одну свободную связь; в тетраэдрах T (2) два атома O имеют по одной свободной связи. Позиция A в структуре глаукофана вакантна; на фиг. 34 показано расположение окружающих ее атомов O. Для глаукофана из шт. Калифорния определено соотношение октаэдрических позиций (фиг. 35) [1]: M(1) и M(3) заняты двухвалентными катионами, причем в позициях M(3) (0,29 Fe²⁺ и 0,71 Mg) содержится больше Fe²⁺, чем в позиции M(1) (0,16 Fe²⁺ и 0,84 Mg). Позиции M(2) заселены трехвалентными катионами (0,09 Fe³⁺ и 0,91 Al), а M(4) — крупными катионами, преимущественно Na (Ca — до 0,02). Такое размещение катионов обеспечивает электростатический баланс для всех атомов O, в том



Фиг. 36. ИК-спектр глаукофана (кроссита) (по Рудницкой)

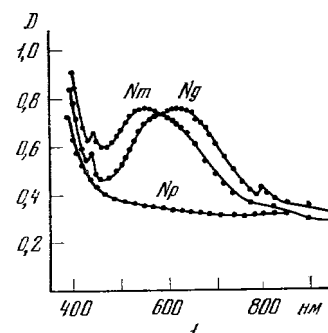
числе и в группах OH. Катионы Na в позиции M (4) характеризуются шестью короткими связями (2,398 Å в среднем) и двумя более длинными (2,798 Å каждая). Межатомные расстояния, средние (в Å): Si (1) — O = 1,611 — 1,621, Si (2) — O = 1,594 — 1,654, O — O = 2,17 — 2,659; M (1) — O = 2,087, M (2) — O = 1,943, M (3) — O = 2,094, M (4) — O = 2,498 [1]. С данными рентгеновских исследований [10] хорошо согласуются данные инфракрасной и мессбауэровской спектроскопии [3, 5, 7, 11—13], а также расчеты энергии Маделунга и электростатических потенциалов для всех положений ионов в структуре глаукофана [14]. ИК-спектры глаукофана и кроссита [13] указывают на вхождение небольших количеств ионов Al^{VI} и Fe³⁺ в позиции M (1) и M (3). Мессбауэровскими определениями [15] Fe³⁺ в позиции M (1) или M (3) в кроссите не установлено.

Кристаллы глаукофана короткостолбчатые, тонкопризматические, игольчатые. Формы: (110), (010), (100) [16, 17].

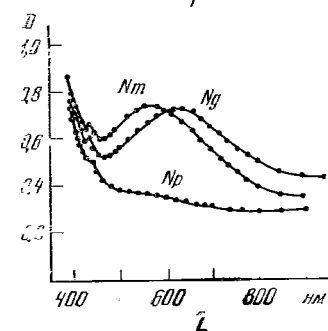
Физ. св. Сп. по (110) совершенная (у глаукофана выражена несколько менее четко, чем у кроссита). Тв. 6 — 6 1/2. Уд. в. 3,02—3,31; вычисл. 3,31 — для глаукофана [1], 3,16 — для кроссита [18]. Цв. серый, серовато-синий, лавандово-синий, темно-синий до сине-черного. Бл. стеклянный. Окраска обусловлена вхождением в минерал Fe²⁺ и Fe³⁺ [19—22]. ИК-спектр (фиг. 36) [23] характеризуется сильной основной полосой (валентные колебания Si—O) с максимумом в виде нечеткого дуплета 1010—990 см⁻¹, слабой узкой полосой 790 см⁻¹, слабым триплетом 690—670—645 см⁻¹ и интенсивной полосой (деформационные колебания Si—O) с максимумом 465 см⁻¹ и ступеньками 540 и 510 см⁻¹. Средняя удельная магнитная восприимчивость кроссита 25,0 · 10⁻⁶ см³/г [24]. Пьезоэффект не обнаружен [25]. Флотационная активность глаукофана повышается при сочетании анионного и катионного собирателей [26].

Микр. В шлифах синий до черного, лавандово-синий, зеленый, бурый, серый, бесцветный. Часто обнаруживается зональность [27]; интенсивность окраски может возрастать от ядра к краям кристалла [28, 29] или наоборот [30, 31]. Отмечается неравномерная окраска глаукофана и посинение вокруг включений и вдоль трещин [30]. У кроссита установлено резкое изменение оптических свойств и состава в разных зонах индивидов [32]. Плеохроизм сильный. У собственно глаукофана: по Ng — от сероватого до голубого и темно-синего, по Nm — от светло-желтого, зеленовато-голубого до сиреневого и темно-фиолетового, по Np — от бесцветного до желтовато-зеленого; Ng > Nm > Np [17, 30, 33]. У кроссита: по Ng — от голубого до фиолетового, по Nm — от синего разных оттенков до фиолетового, по Np — от бесцветного до желтого разных оттенков; Ng > Nm > Np, иногда Ng = Nm > Np [16, 18, 23, 34].

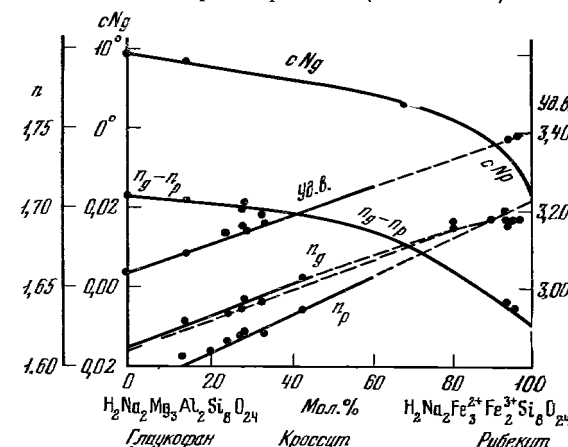
Плеохроизм по Ng и Np соответственно вызывается ионами Fe³⁺ и Fe²⁺ находящимися в различных позициях [20]. Кривые спектрального поглощения глаукофана сходны с таковыми арфедсонита, характеризуются двумя максимумами в коротковолновой и длинноволновой частях спектра и значительным минимумом около 500 нм [21]. Кривые поглощения по всем трем осям оптической индикатрисы у двух образцов уральского глаукофана (темно-синего, хим. анализ 3 и светло-синего, хим. анализ 6) близки (фиг. 37) [35]. Своеобразная синяя окраска



Фиг. 37. Кривые спектрального поглощения темно-синего глаукофана (1) из эклогита и светло-синего глаукофана (2) из кварцевой жилы (по Чеснокову)



Фиг. 38. Зависимость оптических свойств от состава минералов ряда глаукофан — рибекит (по Винчелву)

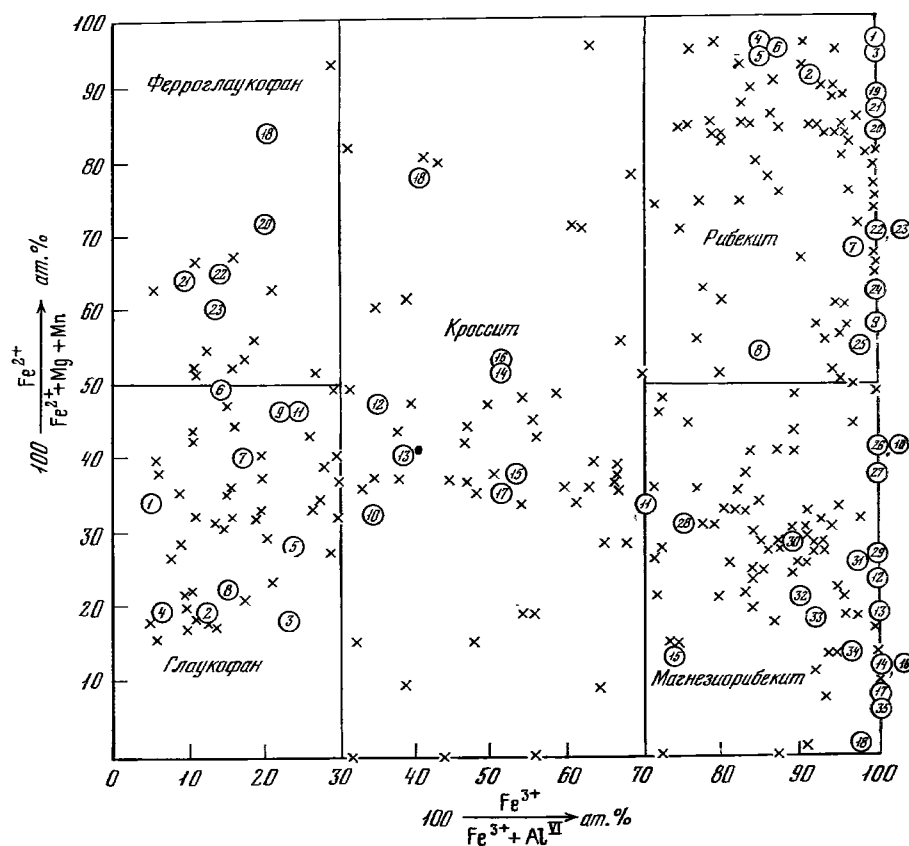


глаукофана обусловлена сдвигом минимума поглощения в коротковолновую часть спектра [20, 35]. Связь окраски и плеохроизма глаукофана с полосами переноса заряда $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ [11—13] исследована Платоновым [22].

Двуосный (—). Пл. опт. осей $\parallel (010)$. $cNg = 4 - 14^\circ$. $Nm = b$. Удлинение (+). $n_g = 1,627 - 1,668$, $n_m = 1,622 - 1,660$, $n_p = 1,606 - 1,654$; $n_g - n_p = 0,008 - 0,022$; $2V = 50 - 0^\circ$ (см. таблицу хим. анализов); дисперсия ясная, $r < v$. У кроссита: пл. опт. осей $\perp (010)$; $n_g = 1,654 - 1,700$, $n_m = 1,645 - 1,690$, $n_p = 1,631 - 1,674$; $n_g - n_p = 0,004 - 0,010$; дисперсия сильная, $r \geq v$, вызывает аномальное погасание в белом свете.

У минералов ряда глаукофан — рибекит определялась зависимость оптических свойств от химического состава [4, 7, 28, 36, 37] (фиг. 38). На положение плоскости оптических осей, величину показателей преломления и угла погасания, а также на интенсивность плеохроизма влияет, главным образом, степень замещения Al на Fe^{3+} , в меньшей мере — замещение Mg на Fe^{2+} . Возрастание содержания Fe^{3+} в глаукофане вызывает уменьшение $2V$ до 0° ; при составе, отвечающих кросситу, происходит изменение оптической ориентировки, и $2V$ снова увеличивается [28, 38]. Изменение в положении индикатрисы вызывает инверсию дисперсии оптических осей глаукофана ($r < v$) и кроссита ($r > v$); вторая инверсия дисперсии при $2V$ около 35° связана с различной скоростью изменения угла оптических осей для синего и красного света [39]. Предполагается, что на оптические свойства кроссита может влиять содержание в нем Ca [36, 40].

Хим. Глаукофану обычно приписывается формула $Na_2Mg_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$ [1, 8, 37, 41], однако в природе минералы такого состава не встречаются вследствие изоморфизма $Fe^{2+} \rightleftharpoons Mg$, $Fe^{3+} \rightleftharpoons Al$, а также $Mg \rightarrow Mn \rightarrow Ti$, $Si \rightarrow Al \rightarrow Fe^{3+}$, $Na \rightarrow K \rightarrow Ca$. К кросситу отнесены члены изоморфного ряда с отношением коэффициентов в формульной единице $Fe^{3+} : (Fe^{3+} + Al^{VI} + Ti) =$



Фиг. 39. Диаграмма составов амфиболов ряда глаукофан — рибекит (по схеме Мияширо). Цифрами в кружочках указаны номера приведенных в справочнике хим. анализов, крестиками — другие известные хим. анализы.

$= 0,30 - 0,69$. Известные хим. анализы минералов ряда глаукофан — рибекит более (300) нанесены на диаграмму — фиг. 39.

Теоретические составы глаукофана (1—3) и кроссита (4,5) при разных соотношениях Mg, Fe^{2+} , Al, Fe^{3+} :

	1	2	3	4	5
Na ₂ O	7,92	7,47	7,61	7,21	7,64
MgO	15,44	7,27	9,90	7,04	14,89
FeO	—	13,01	8,84	12,57	—
Al ₂ O ₃	13,03	12,28	12,52	5,93	6,28
Fe ₂ O ₃	—	—	—	9,31	9,85
SiO ₂	61,31	57,80	58,92	55,85	59,12
H ₂ O	2,30	2,17	2,21	2,09	2,22

1 — $Na_2Mg_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$; 2 — $Na_2(Mg_{1,5}Fe_{1,5})Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$; 3 — $Na_2(Mg_2Fe)Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$; 4 — $Na_2(Mg_{1,5}Fe_{1,5})AlFe^{3+}Si_8O_{22}(OH)_2$; 5 — $Na_2Mg_3AlFe^{3+}Si_8O_{22}(OH)_2$

Глаукофан содержит очень мало микропримесей. В нем обычно обнаруживаются сотые и тысячные доли % Cr и V: в глаукофане с Южного Урала — 0,38% Cr₂O₃ и 0,15% V₂O₅ (хим. анализ. 1); в кросситах из Бургенвальда — 1,07% Cr₂O₃ (хим. анализ 14).

Анализы (в основном расположены по уменьшению содержания Al₂O₃):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	6,27	5,80	6,72	6,98	6,50	6,78	5,39	6,97	5,62
K ₂ O	0,07	0,40	0,08	0,68	сл.	0,05	1,20	0,02	0,09
MgO	5,47	11,20	11,03	13,02	9,96	7,12	8,12	11,71	7,69
CaO	2,14	1,50	1,80	1,04	2,42	0,96	2,89	1,37	1,95
MnO	0,27	—	0,21	—	1,78	0,01	0,13	0,07	0,14
FeO	5,13	4,70	4,52	5,41	7,77	12,10	9,76	6,12	12,02
Al ₂ O ₃	19,40	12,50	12,27	12,04	11,29	11,20	10,76	10,31	9,86
Fe ₂ O ₃	1,60	2,70	5,83	1,16	5,61	2,96	3,44	2,89	4,35
Cr ₂ O ₃	0,38	—	0,006	—	—	0,006	—	—	—
SiO ₂	56,51	57,50	56,56	57,73	52,86	54,90	55,46	58,04	54,88
TiO ₂	0,26	1,30	0,12	—	0,24	0,78	0,95	0,66	0,87
V ₂ O ₅	0,15	—	—	—	—	0,06	—	—	—
H ₂ O ⁺	2,04	2,30	1,62	2,27	2,08	—	—	1,98	2,22
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	0,08	2,00	2,48	—	0,13
F	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—
Cl	0,02	—	—	—	—	—	—	0,01	—
Сумма	99,71	99,90	100,76	100,33	100,59	98,926	100,58	100,17	99,82
—O=F ₂ +Cl ₂	0,01	—	—	—	—	—	—	0,01	—
	99,70	—	—	—	—	—	—	100,16	—
Уд. в.	3,31	3,02	3,14	3,085	—	3,24	—	3,13	—
n_g	1,627	1,632	1,637	1,627	1,650	1,644	1,652	—	1,654
n_m	—	1,629	—	—	1,640	—	—	—	1,651
n_p	1,608	1,611	1,617	1,606	1,637	1,621	1,637	—	1,633
(—)2V	—	49°	—	—	—	—	10°	—	34°—38°
a_0 (Å)	—	—	—	—	—	—	—	9,541	9,59
b_0	—	—	—	—	—	—	—	17,746	17,83
c_0	—	—	—	—	—	—	—	5,205	5,31
β	—	—	—	—	—	—	—	103°40'	103 42'
f	41	26	34	22	45	54	47	29	54

1—9 — собственно глаукофан; 10—17, 19 — кроссит; 18, 20—23 — ферроглаукофан.

1 — голубой глаукофан из брейнерит-глаукофановых агрегатов (Южный Урал), анал. Лихачева [30]; 2 — из глаукофанового сланца Мелхена (Западные Альпы), анал. Бёрс [42]; 3 — из кварцевой жилы (Южный Урал), анал. Лихачева и Веселовская [35]; 4 — из глаукофанового сланца Церматта (Швейцария), анал. Куинтц [43]; 5 — из хлорит-эпидот-альбитового сланца, Акувара, горы Каито (Япония), анал. Секи [44]; 6 — из эклогита (Южный Урал), анал. Лихачева и Веселовская [35]; 7 — из глаукофанового сланца (Северо-Западная Камчатка) [45]; 8 — из глаукофанового сланца, Тибурон, шт. Калифорния (США), анал. Иман [46]; 9 — из глаукофанового сланца, Токусима (Япония), анал. Банно [47].

	10	11	12	13	14	15	16	17
N ₂ O	4,72	4,63	6,31	6,71	4,49	5,33	6,40	6,75
K ₂ O	0,25	0,03	0,40	0,14	0,53	0,09	0,05	0,02
MgO	10,30	8,50	7,26	8,74	5,43	9,09	6,31	10,4
CaO	2,84	5,19	1,58	0,81	1,18	2,51	1,10	1,3
MnO	0,11	0,23	0,36	0,13	0,10	0,20	0,18	0,19
FeO	8,85	13,41	11,82	10,31	10,72	10,10	13,07	10,1
Al ₂ O ₃	10,01	8,53	8,27	8,29	6,98	6,15	5,29	4,8
Fe ₂ O ₃	7,96	4,25	7,03	7,94	11,49	10,80	9,74	7,
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	1,07	—	—	—
SiO ₂	50,82	50,88	54,72	54,56	54,90	52,58	55,38	57,3
TiO ₂	0,38	1,86	—	0,23	0,11	0,47	0,36	—
P ₂ O ₅	—	—	—	0,01	—	0,04	—	—
H ₂ O ⁺	3,54	2,44	1,96	2,18	3,12	2,39	1,99	(2,00)
H ₂ O ⁻	—	Не обн.	—	0,07	—	0,06	0,09	—
Сумма	99,78	99,95	99,71	100,12	100,12	99,81	99,99*	100,56
Уд. в.	—	3,16	3,184	—	—	—	—	—
n _g	1,656	1,654	1,652	1,662	1,686	1,668	—	—
n _m	1,655	—	—	1,659	1,680	1,662	—	—
n _p	1,642	1,645	1,640	1,643	1,674	1,650	—	—
(-) ² V	—	0—18°	—	20°	—	—	Большой	—
a ₀ (Å)	9,62	—	—	—	9,68	—	—	—
b ₀	17,83	—	—	—	17,96	—	—	—
c ₀	5,30	—	—	—	5,33	—	—	—
β	103°42'	—	—	—	103°27'	—	—	—
f	51	54	59	53	69	55	66	48

* В том числе F — 0,02, Cl — 0,01.

10 — из метабазальта, о-в Сикоку (Япония), анал. Херемур [48]; 11 — из кросситового амфиболита, Киокормел (Шотландия), анал. Ален [49]; 12 — из слюдяного сланца, шт. Калифорния (США), анал. Кунитц [43]; 13 — из глаукофанового сланца, Токусима (Япония), анал. Херемур [47]; 14 — Бургенвальд (Австрия) [18]; 15 — из эпидот-глаукофанового сланца, о-в Сикоку (Япония) [50]; 16 — из кварц-кросситового сланца, шт. Калифорния, анал. Ингамелс [4]; 17 — из апоэклогитовых пород (Куба), данные микронзондового анализа [51].

	18	19	20	21	22	23
N ₂ O	5,85	6,50	6,8	7,0	6,25	6,39
K ₂ O	1,85	0,10	—	—	0,01	0,10
MgO	2,37	2,65	3,9	4,9	4,75	5,49
CaO	1,76	0,65	0,9	0,4	0,98	1,29
MnO	—	0,10	0,1	0,2	0,08	0,19
FeO	22,56	19,10	17,88	16,23	16,02	14,41
Al ₂ O ₃	11,58	8,65	10,1	11,8	11,02	11,18
Fe ₂ O ₃	4,56	8,20	4,0	1,8	2,76	2,61
SiO ₂	48,29	52,80	53,8	53,4	54,63	54,56
TiO ₂	0,61	0,20	—	0,2	0,06	1,23
P ₂ O ₅	—	0,20	—	—	—	0,09
H ₂ O ⁺	0,92	0,85	—	—	—	2,29
H ₂ O ⁻	—	0,05	—	—	—	—
Сумма	100,35	100,05	97,48	95,93	(96,56)	99,83
Уд. в.	—	—	3,23	3,21	—	—
n _g	1,700	1,659	1,662	1,652	1,660	1,652
n _m	1,690	1,659	1,659	1,648	—	—
n _p	1,688	1,643	1,641	1,630	1,639	1,633
(-) ² V	—	—	42°	45°	42—47°	42—45°
a ₀ (Å)	—	—	9,599	9,558	9,586	9,606
b ₀	—	—	17,874	17,801	17,840	17,916
c ₀	—	—	5,302	5,319	5,293	5,313

	18	19	20	21	22	23
β	—	—	103°38'	103°33'	103°42'	103°47'
f	86	85	76	68	69	63

18 — из кварцевой жилы в щелочном граните, Кейвы, Кольский п-ов, anal. Снетенкова (описан как рибекит) [52]; 19 — из слюдяного сланца, Альпы (Франция), anal. Юсел [53]; 20 — из метаморфизованных кислых вулканических пород, Буэнден (Новая Каледония), данные микросондового анализа [54]; 21 — из окремнелых метаморфизованных осадочных пород, Унгоа (Новая Каледония), данные микросондового анализа [54]; 22 — из меташелочного базальта, Калабрия (Южная Италия), в оригинале сумма 97,56, данные микросондового анализа, FeO — определено химическим методом, anal. Ярозевич [55]; 23 — из меташелочного базальта, Калабрия [31].

См. также хим. анализы в работах [13, 31, 33, 56—58] и сводку хим. анализов [32].

Диагн. исп. П.п.тр. плавится.

Повед. при нагр. На термограммах глаукофана имеется один эндотермический прогиб в интервале 1000—1050° (выделение конституционной воды) [30, 59, 60] или при 900—1000° (твердофазовый распад структуры и выделение воды) [61]. Для глаукофанов Южного Урала отмечается [30] тенденция к снижению температуры эндотермической реакции. При уменьшении содержания Fe происходит повышение температур дегидратации, твердофазового распада и плавления [61]. После нагревания глаукофана в гидротермальных условиях в течение 15 часов при 513° и $P = 2000$ бар получен безводный оксиглаукофан, отличающийся высокими значениями a_0 и b_0 , а также повышенными показателями преломления [7]. Отмечен переход глаукофана (хим. анализ 19) в монтмориллонит при выдерживании в автоклаве в течение трех месяцев при 350—450° и давлении 2—3 кбар [53].

Находж. Широко распространенный породообразующий минерал метаморфических пород, особенно кристаллических сланцев, встречается в эклогитах и различных метасоматитах. Типичные глаукофаны с высоким содержанием Al, представляющие главные минералы некоторых сланцев, устойчивы при повышенных давлениях [62]. Они характеризуют низкотемпературную фацию высоких давлений и отчасти фацию средних температур и давлений. P — T условия формирования глаукофановых сланцев близки к таковым фации зеленых сланцев. Незначительные изменения P — T условий оказывают большое влияние на парагенетические ассоциации в породах одного и того же химического состава [63]. Кроссит связан с глаукофановыми сланцами, железными рудами и щелочными метасоматитами (продукт замещения главным образом куммингтонита или грюнерита).

Образование глаукофановых сланцев связывается с метаморфизмом богатых Na пород [8, 27, 38, 42, 64—71] или с привнесом Na в первично-осадочные породы [72—74]. Добрецовым [71] сделан вывод об отсутствии привноса натрия при региональном метаморфизме; выделено несколько глаукофан-сланцевых формаций, из которых наиболее обычны зональная глаукофан-метабазитовая, зональная глаукофан-сланцевая и эклогит-глаукофан-сланцевая. Предполагается решающая роль в образовании глаукофана совместного действия трех факторов — быстрого глубокого погружения (до 15—20 км) пород, их сжатия и действия сверхдавления флюида [27, 71]. Перчуком [69] фация глаукофановых сланцев рассматривается как характеризующаяся повышенной щелочностью и возникшая при высоком давлении в низкотемпературную стадию метаморфизма в связи с щелочным метасоматозом эклогитов. Изучен малоизвестный тип глаукофанового метаморфизма, не связанного с повышенными давлениями [75]. Предложено [64] подразделение фации глаукофановых сланцев на четыре субфации: эпидот-гранат-глаукофановую, лавсонит-гранат-глаукофановую, лавсонит-глаукофановую и пумпеллитовую. Позднее [76] для глаукофановых сланцев были указаны две ассоциации; для одной из них характерны глаукофан и эпидот (неустойчивы лавсонит, пумпеллит, альбит), а для другой — глаукофан, лавсонит, пумпеллит, эпидот (неустойчив альмандин). Изучению минеральных фаций глаукофановых и глаукофансодержащих слан-

цев, анализу минеральных ассоциаций и физико-химических условий их формирования посвящены работы [30—32, 38, 45, 48, 49, 54, 63, 66, 67, 71, 77—86].

Из многочисленных минералов, ассоциирующихся с глаукофаном, наиболее обычными являются лавсонит, пумпеллиит, эпидот, хлорит, мусковит, стильпномелан, жадеит, альмандин. Равновесные отношения минералов глаукофановых сланцев и других глаукофаносодержащих метаморфических пород выражаются серией уравнений [65, 67]. В сланцах, возникших за счет эклогитов, глаукофан образует каемки на кристаллах пироксена или псевдоморфозы по нему. Кристаллы глаукофана в этих породах обычно окружены каемками темно-синего кроссита. При метаморфизме базальтов глаукофан может образоваться за счет альбита и хлорита [37, 38, 65].

Часто в одной породе присутствуют натриевый и кальциевый амфиболы. В глаукофановых сланцах вместе встречаются глаукофан (или кроссит) и роговая обманка или актинолит [6, 57, 64, 80, 87—92]; иногда глаукофан находится в центре зерна, а кальциевый амфибол — во внешней кайме и наоборот. В глаукофановых сланцах о-ва Сикоку (Япония) [90] в ядрах зерен амфибола наблюдается богатый Mg глаукофан, промежуточная зона сложена магнезиорибекитом и внешняя кайма — зеленым амфиболом. Отмечены различные соотношения глаукофана и магнезиорибекита с актинолитом и роговой обманкой (барруазитом). Ассоциация натриевого и кальциевого амфиболов объясняется замещением или сосуществованием равновесных фаз [44, 50, 93]. Интервал несмесимости в ряду Na- и Ca-амфиболов по соотношению Na и Ca различен для их разных пар; некоторые наиболее железистые амфиболы — зональные, иногда с непрерывными переходами от натриевых к кальциевым членам изоморфных рядов [89, 94]. В результате изучения глаукофановых сланцев из пород францисканской серии в Калифорнии Ли с соавторами [91] пришли к выводу, что актинолит и глаукофан являются первичными амфиболами, равновесно сосуществующими с гранатом, мусковитом и рутилом. Ассоциация глаукофана и рибекит-арфведсонита в лавсонитовых альбитсодержащих сланцах Новой Каледонии связывается с изменением физико-химических условий при метаморфизме [95]. Изучение сосуществующих амфиболов и пироксенов метаморфических пород Калифорнии указывает на существование твердого раствора с составом от близкого к глаукофановому до магнезиорибекитового и рибекитового [96].

Глаукофановый метаморфизм, как правило, происходил до начала складчатости или в ее начальные этапы. В каждой тектонической зоне глаукофан-сланцевый метаморфизм предшествовал другим проявлениям метаморфизма и формированию гранитных интрузий [71]. Глаукофановые ассоциации очень неустойчивы и могут быть полностью уничтожены последующим метаморфизмом и контактовым воздействием интрузий [27, 37, 70, 97]. Характерна приуроченность глаукофансланцевых толщ к складчатым геосинклинальным областям в зонах обрамления континентов или вдоль островных дуг. Примером может служить Тихоокеанское складчатое обрамление, в пределах которого глаукофановые сланцы, лавсонит-глаукофановые сланцы и ассоциирующиеся с ними породы широко распространены в относительно узких зонах или локальных проявлениях, связанных с различными этапами глаукофанового метаморфизма (нижнепалеозойским, раннемезозойским и мезозойским). В Корякско-Камчатской складчатой области [45, 71, 98, 99] наиболее изучены метаморфические толщ Пенжинского хребта (Северо-Западная Камчатка), в которых установлена четкая метаморфическая зональность (глаукофансланцевая, промежуточная и зеленосланцевая зоны); интересны почти мономинеральные обособления глаукофана в лавсонит-глаукофановых сланцах. Областью проявления глаукофанового метаморфизма является Алезейское плоскогорье [100]. В глаукофановых сланцах о-ва Сахалин глаукофан (кроссит) сопровождается типичными для фации зеленых сланцев минералами — хлоритом, мусковитом, эпидотом, актинолитом, альбитом, кварцем, а также эгирин-жадеитом и лавсонитом [71, 78]. В Японии выделяется ряд глаукофановых

поясов различного возраста, среди которых наиболее протяженным является пояс Санбагава [28, 44, 47, 48, 50, 57, 71, 101, 102]. В сланцах гор Канто состав щелочных амфиболов изменяется от глаукофана до магнезиорибекита и рибекита; глаукофан ассоциируется с лавсонитом и представляет собой продукт более слабого метаморфизма, чем магнезиорибекит. В районе Оми [65, 87] глаукофановые сланцы приурочены к зоне хлоритовых пород. Одним из районов распространения метаморфических сланцев с глаукофаном является о-в Сулавеси [64]. В Новой Каледонии [103, 104] глаукофановые сланцы и эклогиты ассоциируются с гипербазитами; предполагается, что глаукофан образовался при ретроградном метаморфизме основных магматических пород [105]; в Новой Зеландии [106] известны сланцы с глаукофаном и лавсонитом, на о-ве Тасмания [107] — сланцы с кросситом. Глаукофановые сланцы, широко распространенные в породах францисканской серии Калифорнии [6, 38, 66, 67, 73, 91, 102, 104, 108, 109], образовались в результате ретроградного метаморфизма эклогитов и метаморфизма осадочных пород; описаны глаукофаносодержащие породы, образовавшиеся из метаграувакк. Выделено три типа глаукофаносодержащих пород различных стадий метаморфизма. Глаукофан (в некоторых сланцах кроссит) ассоциируется с лавсонитом, пумпеллиитом, клиноцоизитом, эпидотом, жадеитом, мусковитом, хлоритом. В метабазалятах двух типов глаукофан сосуществует с лавсонитом и пумпеллиитом, в метабазалятах третьего типа стабилен эпидот. Глаукофаносодержащие породы Гватемалы [93] и Кубы [72] имеют сходство с таковыми Западной Калифорнии. В зеленокаменных породах Северной Калифорнии [110] отмечался кроссит вместе с эпидотом и железистым хлоритом; в породах фации голубых сланцев Ричмонда (пров. Квебек, Канада) [111] установлен кроссит в ассоциации с керсутитом. Глаукофановые и гранат-глаукофановые сланцы центральной Кубы [51], которые рассматриваются как образовавшиеся при высоких давлениях, залегают в толще мусковит-кварцевых сланцев с прослоями слюдястых мраморов. Среди амфиболитов Венесуэлы [81], ассоциирующихся с эклогитами, имеются глаукофановые породы с эпидот-глаукофановой и гранат-эпидот-глаукофановой ассоциациями. В породах комплекса Гирван-Баллантрей (Шотландия) [49] глаукофановые и кросситовые сланцы ассоциируются с эклогитами, ультраосновными породами, основными интрузиями и спилитовыми лавами; образование кросситовых амфиболитов, переслаивающихся с глаукофановыми сланцами, объясняется резкими изменениями условий метаморфизма на небольших интервалах. В Западных Итальянских Альпах [82] глаукофан развит в метаморфизованных осадочных породах и метабазитах. Образование глаукофановых сланцев офиолитовой серии Западных Альп, ассоциирующихся с эклогитами, связано с метаморфизмом лав и брекчий; глаукофан частично является продуктом изменения омфацита или кристаллизовался одновременно с ним, сопровождается актинолитовой роговой обманкой, барруазитом, гранатом, эпидотом, клиноцоизитом, хлоритом [42]; кроссит обнаружен в известняках, слюдяных глаукофановых сланцах и метаофиолитах в ассоциации с кальцитом, хлоритом, слюдой, альбитом, кварцем, ильменитом, эпидотом [59]. В Калабрии (Южная Италия) [31] установлена альбит-лавсонит-глаукофановая субфация глаукофановых пород с ассоциацией глаукофан + пумпеллиит + лавсонит + альбит + арагонит + мусковит, иногда с кросситом. В Турции [63, 80] выделены 4 области развития глаукофановых пород лавсонит-глаукофановой и глаукофан-зеленосланцевой фаций; для лавсонит-глаукофановой фации характерна ассоциация глаукофана — кроссита с лавсонитом, жадеитом, кварцем и пумпеллиитом. В Пакистане глаукофаносодержащие породы впервые установлены в толще хлорит-мусковит-альбитовых сланцев [112].

К Урало-Тянь-Шаньской складчатой области и сопредельным территориям Казахстана и Алтая приурочены рифейско-палеозойские эклогит-глаукофановые комплексы. Этот район по масштабам проявления эклогит-глаукофанового метаморфизма сопоставим с Западно-Тихоокеанским складчатым обрамлением [59, 71, 113]. На Урале [21, 30, 71] глаукофановые породы, про-

слеживающиеся в виде прерывистых массивов вдоль Главного Уральского разлома, часто обнаруживают четкую метаморфическую зональность. Глаукофан присутствует в породах всех фаций метаморфизма (от зеленосланцевой до эклогитовой) в ассоциации с альбитом, эпидотом, хлоритом, актинолитом, лавсонитом; бесцветный глаукофан ассоциируется с диопсидом, жадеитом, омфацитом, гранатом, мусковитом, эпидотом. В зеленокаменных сланцах Северного Урала [16] наряду с глаукофаном распространен кроссит, ассоциирующийся с альбитом, эпидотом, магнетитом (роговая обманка отсутствует); предполагается, что кросситовые сланцы образовались за счет основных щелочных магматических пород. В эклогитах Южного Урала [33] обнаружен глаукофан, образовавшийся по омфациту и гастингситу. Отмечены [79] глаукофановые жилы альпийского типа в эклогитах, глаукофаносодержащие мусковит-кварцевые жилы; несомненна глаукофанизация эклогитов около глаукофановых жил (замещение омфацита глаукофаном).

В щелочных метасоматитах, в которых осуществлялся привнос Na, кроссит (реже глаукофан) является продуктом замещения грюнерита или куммингтонита. Примерами являются: Криворожский рудный пояс [56, 114], где кроссит и глаукофан развиты в разнообразных метасоматических породах (альбитизированных биотитовых сланцах, альбититах) и в железисто-карбонатитовых рудах в ассоциации с эгирином, гизингеритом, цирконом, апатитом; Приазовский массив щелочных пород [115], метасоматически измененные граниты Березовского карьера в Кировоградской обл. [116]; в Казахстане—железистые кварциты Карсакпая (кроссит) [117] и зоны амфиболитизации в железорудных толщах Улутау [118], где развиты глаукофан, кроссит, рибекит; щелочные граниты массива Гремяха-Вырмес на Кольском п-ове [34]; гранитоиды и щелочные породы Восточной Тувы [119]; пегматоидные сиениты Кульпского массива (Туркестано-Алай) [120]; апатитовые руды Кавказа (кроссит) [23]; скаполит-амфиболовые метасоматиты Хайлеолского месторождения (Кузнецкий Алатау) [121]; метасоматические микроклин-альбитовые породы Полярного Урала (глаукофан в приконтактных зонах тел микроклинпертитовых гранитов и плагиогранитов-гнейсов) [122]; сланцы Степанаванского района АрмССР (кроссит) [123]; массивы Убини и Гринбашес в Австралии (альбитовые жилы, секущие докембрийские амфиболиты, с кварцем, ильменитом, гранатом, апатитом) [17].

Искусств. При высоких давлениях и низких температурах может кристаллизоваться любой член ряда глаукофан—рибекит. Глаукофан из глаукофановых сланцев о-ва Груа (Франция) устойчив в интервале температур 350—550° при 4—10 *кбар* [124]. Глаукофан синтезирован гидротермальным путем [62]; пределы его устойчивости при различных температурах определены до давления пара 2000 *бар* (см. фиг. 1596—1598 в Справочнике «Минералы» Диаграммы фазовых равновесий, 1974, вып. 1). Верхняя граница поля устойчивости искусственного кроссита состава $\text{Na}_2\text{Mg}_{1,5}\text{Fe}_{1,5}^{2+}\text{Al}_{1,c}\text{Fe}_{1,c}^{3+}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ проходит через точки с $P-T$ 200° и 7,5 *кбар*; 300° и 10,5 *кбар*; 400° и 13,5 *кбар*. Эрнст [8, 88] на основе экспериментов пришел к заключению о существовании двух модификаций глаукофана, устойчивых при температуре около 800°, но при разных давлениях водяного пара: глаукофан I—при низком давлении (от 200 до 2000 *бар*) и глаукофан II—при высоком давлении (20 *кбар*). Глаукофан I и глаукофан II различаются по параметрам элементарной ячейки: у глаукофана II ($a_0 = 9,663$, $b_0 = 17,696$, $c_0 = 5,277$ Å, $\beta = 103^\circ 42'$) они ниже, чем у глаукофана I ($a_0 = 9,748$, $b_0 = 17,915$, $c_0 = 5,273$ Å, $\beta = 102^\circ 54'$) и сходны с таковыми природного глаукофана, формула которого близка к $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$. Глаукофан II при 800° и давлении 1000 *бар* переходит в глаукофан I.

В ходе более поздних экспериментальных исследований [9] при $P-T$ условиях существования глаукофана II Эрнста (700° и 28 *кбар*) синтезирован амфибол, параметры элементарной ячейки которого ($a_0 = 9,540$, $b_0 = 17,694$, $c_0 = 5,293$ Å, $\beta = 103^\circ 35'$) более соответствуют параметрам безжелезистого глаукофана, чем параметрам ячейки глаукофана II. Сделан вывод,

что глаукофан II Эрста не является конечным магнезиальным членом изоморфного ряда глаукофан I трактуется как магнезиорихтерит — $\text{Na}_2\text{Mg}_6\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, которому он соответствует по составу и близок по параметрам элементарной ячейки.

Практ. знач. Кислотоустойчивый глаукофан Южного Урала используется в качестве наполнителя кислотоупорного бетона, цемента, пластмасс [125].

Отл. От магнезиорибекита и рихтерита отличается более светлой окраской, менее интенсивным плеохроизмом, от рибекита также более низкими показателями преломления, меньшим углом оптических осей. Глаукофан и кроссит имеют различную оптическую ориентировку.

Разнов. Ферроглаукофан — ferroglaucophane — железистый глаукофан. Формула близка к $\text{Na}_2\text{Fe}_3^{2+}\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ [54]. Ранее предполагалось, что амфиболы состава ферроглаукофана в природе не встречаются ввиду ограниченности одновременного изоморфного замещения Mg на Fe^{2+} и Al на Fe^{3+} . Теоретический состав, соответствующий формуле $(\text{Na}_{1,7}\text{Ca}_{0,3})(\text{Fe}_{2,5}^{2+}\text{Mg}_{0,5})(\text{Al}_{1,5}\text{Fe}_{0,5}^{3+})(\text{Si}_{7,7}\text{Al}_{0,3})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$: $\text{Na}_2\text{O} — 6,0$; $\text{CaO} — 1,9$; $\text{MgO} — 2,3$; $\text{FeO} — 20,4$; $\text{Al}_2\text{O}_3 — 10,4$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 — 4,5$; $\text{SiO}_2 — 52,4$; $\text{H}_2\text{O} — 2,1$. Анализы (18—23) и физические свойства приведены в таблице на стр. 216 (анализы 18 и 19 приписаны ферроглаукофану на основе пересчета, хотя авторами это название не использовано); см. также [59].

Плеохроизм: по *Ng* — голубой; по *Nm* — фиолетовый; по *Np* — бесцветный. Дисперсия слабая, $r > v$ [54]. (—) $2V = 42—47^\circ$. $n_g = 1,652—1,700$, $n_p = 1,630—1,688$.

Установлен в двух месторождениях Новой Каледонии [54]: в Уигоа — в кремнистых метаморфизованных осадках, переслаивающихся с лавсонит- и альбитсодержащими пелитовыми сланцами, в ассоциации с кварцем, парагонитом, акцессорными альбитом, фенгитом, стильпномеланом, спессартином, пиритом; в Буэндепе — в метаморфизованных кислых вулканических породах с кварцем, альбитом, омфацитом, фенгитом. Известен в меташелочных базальтах Калабрии (Южная Италия) [31, 55]; в слюдяных и глаукофановых сланцах Западных Альп [59] — с кальцитом, хлоритом, альбитом, кварцем, слюдой, гематитом, титанитом, апатитом.

Синтезирован [55] при 500° и давлении пара 5000 бар ($a_0 = 9,686$, $b_0 = 17,89$, $c_0 = 5,317$ Å, $\beta = 103^\circ 45'$); устойчив в узких пределах значений $P—T$ (как синтетический, так и природный).

Межплоскостные расстояния глаукофана из Калифорнии [6]

Сп-излучение, Ni-фильтр. Дифрактометр					
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
110	100	8,228	$\bar{1}51$	3	2,907
001	3	5,160	330	9	2,743
$\bar{1}11$	13	4,853	151	57	2,692
200	3	4,640	$\bar{3}31$	5	2,664
021	20	4,463	$\bar{1}12$	2	2,624
040	34	4,448	002	5	2,580
220	1	4,114	061	16	2,571
111	4	4,009	241	2	2,546
$\bar{1}31$	22	3,842	$\bar{2}02$	28	2,522
$\bar{2}21$	9	3,606	170	2	2,451
131	15	3,381	350	1	2,334
041	4	3,369	112	2	2,326
150	2	3,322	$\bar{3}51$	16	2,285
240	7	3,211	$\bar{1}71$	2	2,270
310	53	3,047	$\bar{4}21$	4	2,256
$\bar{2}41$	2	2,951	420	1	2,245
$\bar{3}11$	2	2,941	$\bar{3}12$	17	2,243
221	9	2,931	$\bar{2}42$	1	2,194
			171	8	2,162
			261	15	2,144
			$\bar{1}52$	1	2,127
			$\bar{3}32$	4	2,113
			$\bar{4}41$	1	2,065
			202	7	2,058
			351	7	1,997
			$\bar{4}02$	3	1,972
			370	1	1,964
			152	2	1,959
			$\bar{3}71$	3	1,934
			421	3	1,915
			$\bar{3}52$	1	1,909
			242	4	1,867
			510	2	1,846
			$\bar{1}91$	4	1,840
			$\bar{4}61$	1	1,833

Кроме того, 26 слабых линий до 1,480

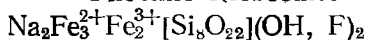
Л и т е р а т у р а

1. *Papike J. J., Clark J. R.* Am. Min., 1968, 53, N 7-8, 1156.
2. *Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А., Рогачев Д. Л.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 12, 3.
3. *Ghose S.* Min. Mag., 1965, 35, N 269, 46.
4. *Borg I.* Contrib. min., petrol., 1967, 15, N 1, 67; 1968, 17, N 1, 84.
5. *Colville P. A., Ernst W. G., Gilbert M. C.* Am. Min., 1966, 51, N 11-12, 1727.
6. *Coleman R., Papike J. J.* Petrology, 1968, 9, N 1, 105.
7. *Ernst W., Wai C.* Am. Min., 1970, 55, N 1-2, 299.
8. *Ernst W. G.* Am. Min., 1963, 48, N 3-4, 241.
9. *Maresch W. V.* Earth Planet. Sci. Lett., 1973, 20, 385.
10. *Литвин А. Л.* Кристаллохимия и структурный типоморфизм амфиболов. Киев: Наукова думка, 1977, 56.
11. *Strens R. G. J.* Infrared study of cation ordering and clustering in some (Fe, Mg)-amphibole solid solutions. Chem. Communication, 1966, 15, 519.
12. *Strens R. G. J.* Am. Min., 1970, 55, N 1-2, 313.
13. *Bancroft G. M., Burns R. G.* Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 137.
14. *Whittaker E.* Am. Min., 1971, 56, N 5-6, 980.
15. *Pritchard A., Strens R.* Am. Min., 1970, 55, 1-2, 306.
16. *Коленко Б. З.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1939, № 5, 144.
17. *Simpson E. S.* Minerals of Western Australia, Perth, 1951, 2, 404.
18. *Heritsch H.* Tscherm. min., petr. Mitt., 1965, 10, N 1-4, 209.
19. *Ферсман А. Е.* ДАН СССР, 1937, 17, № 4, 199; *Барсанов Г. П., Яковлева М. Е.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 54.
20. *Меланхолин Н. М.* ДАН СССР, 1946, 54, № 2, 165; Зап. Всес. мин. об-ва, 1956, 85, вып. 2, 218.
21. *Ракчев А. Д.* Сов. геология, 1956, № 51, 189.
22. *Платонов А. Н.* Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка, 1976, 100.
23. *Плошко В. В., Сидоренко Г. А., Горбачева С. А., Рудницкая Е. С., Тронева Н. В.* ДАН СССР, 1975, 221, № 6, 1403; *Афанасьев Г. Д., Плошко В. В., Неговлов Ф. С., Грицкевич В. П., Григоренко В. В., Шпорт Н. П.* Апатитовые проявления Северного Кавказа. М.: Наука, 1976, 135.
24. *Вальтер А. А., Еременко Т. К.* В кн.: Теоретические и генетические вопросы минералогии и геохимии. Изд-во АН УССР, 1963, 91.
25. *Микульская Е. К.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 2, 99.
26. *Полькин С. И., Колмогорова В. И.* Цветные металлы, 1966, № 10, 13.
27. *Де Ровер В. П.* В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1970, 2, 24.
28. *Hortkoshi Y.* Japanese J. geol., geogr., 1936, 13, 151.
29. *Davis G. A., Pabst A.* Am. J. Sci., 1960, 258, N 10, 689.
30. *Казак А. П.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1970, 99, вып. 1, 45.
31. *Hoffman Ch.* Contrib. min., petrol., 1970, 27, N 4, 320.
32. *Костюк Е. А.* Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М.: Наука, 1970, 116.
33. *Архипенкова А. Я.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 198.
34. *Полканов А. А., Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н., Кавардин Г. И.* Массив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. М.: Наука, 1967, 97, 130.
35. *Чесноков Б. В.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 6, 700.
36. *Willems H. M. V.* Proc. Kon. Nederlandse Akad. Wet., 1937, 40, 720.
37. *Miyashiro A. J.* Fac. sci., Univ. Tokyo, 1957, 11, p. 1, 57.
38. *De Roever W. P.* Am. J. Sci., 1955, 253, N 5, 283.
39. *Banno S. J.* Geol. Soc. Japan, 1960, 66, N 776, 357.
40. *Holgate N.* Min. Mag., 1951, 29, N 215, 792.
41. *Phillips R., Layton W.* Min. Mag., 1964, 33, N 267, 1097.
42. *Bearth P.* Schweiz. min., petr. Mitt., 1959, 39, N 1-2, 267; *Nicolas A., Gagny Cl.* Bull. Soc. fr. min., crist., 1964, 87, N 1, 105.
43. *Kunitz W. N.* Jb. Min., 1930, B.-Bd. 60, A, 198.
44. *Seki Y.* Japanese J. geol., geogr., 1958, 29, 233.
45. *Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г.* ДАН СССР, 1965, 160, № 1, 196.
46. *Papike J. J., Ross M., Clark J. R.* Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 117.
47. *Banno S. J.* Geol. Soc. Japan, 1959, 65, 658.
48. *Ernst W. G.* Geochim. Cosmochim. Acta, 1964, 28, N 11, 1631.
49. *Bloxam T. W., Allen J. B.* Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1960, 64, N 1, 1.
50. *Banno S. J.* Fac. sci. Univ. Tokyo, 1964, 15, pt 3, 219.
51. *Сомин М. Л., Добрецов Н. Л., Лаврентьев Ю. Г., Мильян Г.* ДАН СССР, 1975, 221, № 2, 454.
52. *Чумаков А. А.* В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1958, 308.
53. *Vocquet J., Moh G. H. C. R., Paris, 1972, 274, N 7, 977.*
54. *Black P. M.* Am. Min., 1970, 55, N 3-4, 508.
55. *Hoffman Ch.* Contrib. min., petrol., 1972, 34, N 2, 135.

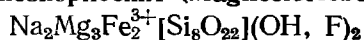
56. Кушев В. Г. Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 11, 283; Елисеев Н. А., Никольский А. Н., Кушев В. Г. Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1961, вып. 13, 24.
57. Iwasaki M. J. Geol. Soc. Japan, 1960, 66, N 780, 566.
58. Vocquet J. Schweiz. min., petr. Mitt., 1974, 54, N 2-3, 425.
59. Василевская Е. Д., Казак А. П. Геология и геофизика, 1971, № 3, 145.
60. Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розина Е. Л. Термический анализ минералов и горных пород. М.: Недра, 1974, 62.
61. Еришова З. П. В кн.: Термическое исследование минералов. М.: Наука, 1978, 85.
62. Ernst W. G. Carnegie Inst. Washington, 1958, N 57, 199; 1959, N 58, 123; Am. J. Sci., 1961, 259, N 10, 735; J. Petrology, 1963, 4, N 1, 1.
63. Kaaden G. C. Fortschr. Min., 1969, 46, N 1, 87.
64. De Roever W. P. Geological Explorations in the Island of Celebes. Amsterdam, 1947, 65; Proc. Kon. Nederlandse Akad. Wet., 1950, 53, 1455.
55. Miyashiro A., Banno S. Am. J. Sci., 1958, 256, N 2, 97; Мияширо А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976, стр. 67, 77, 280.
66. Vlochat T. W. Am. J. Sci., 1959, 257, № 2, 95.
67. Coleman R. G., Lee D. E. J. Petrology, 1963, 4, N 2, 274.
68. Добрецов Н. Л., Арнаутов Н. П., Пономарева Л. Г. Геохимия, 1967, № 8, 936.
69. Перчук Л. Л. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 3, 57.
70. Добрецов Н. Л. Международный геол. конгресс, 23 сессия, доклады советских геологов, проблема 3. Оrogenические пояса. М.: Наука, 1968, 31.
71. Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974, 3.
72. Schürmann H. M. E. N. Jb. Min., Abhandl., 1953, 85, N 3, 303.
73. Brothers R. N. Am. J. Sci., 1954, 252, N 10, 614.
74. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953; Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968. 14с; Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971, 134.
75. Цветков А. Я., Шванов В. Н. ДАН СССР, 1976, 230, № 3, 688.
76. Miyashiro A., Seki Y. Japanese J. geol., geogr., 1958, 29, 199.
77. Ernst W. G. Bull. Geol. Soc. Am., 1965, 76, N 8, 879.
78. Егоров А. Е. ДАН СССР, 1967, 175, № 3, 693.
79. Чесноков Б. В. Тр. Геол. ин-та УФАИ, 1970, вып. 86, 93.
80. Kaaden G. C. Bull. Mineral. res., explor. Inst., Turkey, 1966, N 67, 36.
81. Morgan B. J. Petrology, 1970, 11, N 1, 101.
82. Chatterjee N. N. Jb. Min., Abhandl., 1971, 114, N 2, 195.
83. Caron J. M. C. R., Paris, 1971, 272, N 15, 1937.
84. Эрнст В. Г. В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, 410.
85. Kienast J., Triboulet C. Bull. Soc. fr. min., crist., 1972, 95, N 5, 565; Triboulet C. Contrib. min., petrol., 1974, 45, N 1, 65; de Roever E. W. F., Veunk F. F., Kieft C. Contrib. min., petrol., 1976, 58, N 3, 221.
86. McKee B. Am. J. Sci., 1962, 260, N 3, 596; Hashimoto M. Mem. Nat. Sci. Museum, Tokyo, 1974, N 7, 19.
87. Banno S. J. Fac. sci. Univ. Tokyo, 1958, 11, ser. 2, 29.
88. Ernst W. G. Minerals, Rocks and Inorganic Materials. VI. Amphiboles. Crystal Chemistry, Phase Relations and Occurrence. N. Y., 1968, 77.
89. Klein C. Am. Min., 1969, 54, N 1-2, 212.
90. Iwasaki M. J. Japan Assoc. min., petr., econ. geol., 1960, 44, N 4, 189.
91. Lee D. E., Coleman R. G., Bartron H., Smith V. C. U. S. Geol. Surv., Prof. Pap., 1966, N 550-C, 148.
92. Himmelberg G. R., Papike J. J. J. Petrology, 1969, 10, N 1, 102.
93. McBratney A., Aoki K., Bass M. N. Am. Min., 1967, 52, N 5-6, 916.
94. Добрецов Н. Л., Костюк Е. А., Лаврентьев Ю. Г., Пономарева Л. Г., Поспелова Л. Н., Соболев В. С. ДАН СССР, 1971, 199, № 3, 677.
95. Black Ph. M. Am. Min., 1970, 55, N 5-6, 1061.
96. Onuki H., Ernst W. G. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 241.
97. Добрецов Н. Л. Международный геологический конгресс. 22 сессия. Доклады советских геологов, проблема 16. М.: Наука, 1964, 137.
98. Добрецов Н. Л., Курода Е. Геология и геофизика, 1969, № 12, 19.
99. Добрецов Н. Л., Лаврентьев Ю. Г., Пономарева Л. Г., Поспелова Л. Н. Геология и геофизика, 1973, № 8, 25.
100. Шило Н. А., Гельман М. Л., Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М. ДАН СССР, 1973, 213, № 6, 1385.
101. Iwasaki M. J. Fac. sci., Univ. Tokyo, 1963, 15, pt 1, 1; Shibakusa H. J. Geol. Soc. Japan, 1974, 80, N 8, 341.
102. Ernst W. G. Mem. Geol. Soc. Am., 1970, N 124.
103. Lacroix A. Mém. Acad. sci., Paris, 1942, 65, 1.
104. Coleman R. G. Tectonophysics, 1967, 4, N 4-6, 479.

105. Joplin G. A. *Min. Mag.*, 1937, 24, N 157, 534.
106. Landis C. A., Coombs D. S. *Tectonophysics*, 1967, 4, N 4-6, 501.
107. Spry A. *Min. Mag.*, 1963, 33, N 262, 589.
108. Switzer G. *Am. J. Sci.*, 1945, 243, N 1, 1; California Div. mines, geol., Bull., 1951, N 161, 51.
109. Borg I. Y. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1956, 67, N 12, pt 1, 1563; Essene E. J., Fyfe W. S., Turner F. J. *Beitr. Min., Petr.*, 1965, 11, N 7, 695; Platt J. P. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1975, 86, N 10, 1337.
110. Holdaway M. *Am. Min.*, 1965, 50, N 7-8, 963.
111. Trzcinski W. E. *Canad. J. Earth sci.*, 1976, 13, N 5, 711.
112. Shams F. A. *Pakistan J. Sci. Res.*, 1972, 24, N 3-4, 343.
113. Старцев О. А., Мушкин И. В. *ДАН СССР*, 1973, 213, № 3, 673; Бакиров А. Б., Добрецов Н. Л. *Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии*. Фрунзе: Илим, 1972, 3; Добрецов Н. Л., Лепезин Г. Г., Пукинская О. С. *ДАН СССР*, 1972, 206, № 1, 200.
114. Павленко А. С. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1959, вып. 1, 81.
115. Айнберг Л. Ф. *Изв. Главн. геол.-разв. упр.*, 1930, 19, № 5, 75.
116. Яловенко И. П. *Изв. Днепроштр. горн. ин-та*, 1972, 58, 84.
117. Половинкина Ю., Розина Б. Б. *Матер. ВСЕГЕИ*, 1956, вып. 8, 87.
118. Филатова Л. И. *Изв. Высш. уч. зав., геол. и разв.*, 1961, вып. 2, 53.
119. Коваленко В. И., Окладникова Л. В., Павленко А. С., Пополитов Э. И., Филиппов Л. В. В кн.: *Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований*. М.: Наука, 1965, 20, 91 и 105.
120. Ильинский Г. А. *Минералогия щелочных интрузий Туркестано-Алая*. Изд. Ленингр. ун-та, 1970, стр. 64—85 и 132.
121. Индукаев Ю. В. *Тр. Томск. ун-та. Сер. геол.*, 1963, 164, 28.
122. Апельцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. Н. *Тр. ВИМС*, 1967. Нов. сер., вып. 16, 77.
123. Казарян А. Т., Корчагина Н. С. *Зап. Арм. отд. Всес. мин. об-ва*, 1970, вып. 4, 187.
124. Maresch W. V. *Tectonophysics*, 1977, 43, N 1-2, 109.
125. Бертушков Г. Н., Чесноков Б. В. *Изв. Высш. уч. зав., геол. и разв.*, 1966, № 9, 142.

Рибекит Riebeckite



Магнезиорибекит Magnesianriebeckite



Изоморфизм $\text{Mg} \rightleftharpoons \text{Fe}^{2+}$ обуславливает существование непрерывной серии твердых растворов рибекит — магнезиорибекит.

Назван по имени Э. Рибекка [1].

Синон. Терновскит — ternovskite (Половинкина, 1924); озаннит — osannite — минерал промежуточного состава между рибекитом и арфведсонитом (Хлэвэч, 1906); абриханит — abriachanite (Половинкина, 1924); хейколит — heikolite (Мияширо, 1957), торендрикит — torendrikite (Мияширо, 1957) — относится к магнезиоарфведсониту и магнезиорибекиту, но ближе к последнему; бабабуданит — bababudanite (Спенсер, 1913); кальциевый рибекит (Коваленко, 1966).

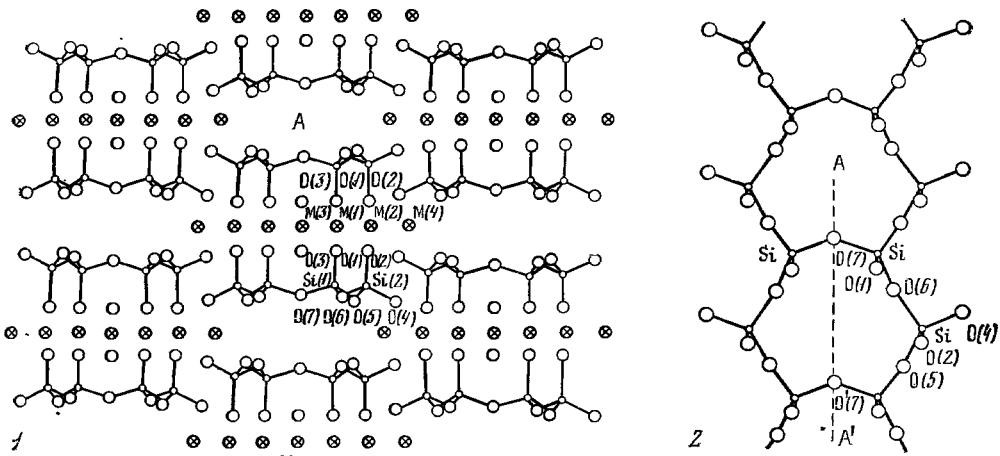
Разнов. Крокидолит, родусит.

Характ. выдел. Зернистые агрегаты, кристаллы от долей миллиметра (в породах) до 5 см и более (в жилах и пегматитах), известны кристаллы величиной 40 × 30 см [2] и 50—70 × 10—15 см [3]; радиально-лучистые и параллельно-шестоватые агрегаты кристаллов.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$. $a_0 = 9,811$, $b_0 = 18,023$, $c_0 = 5,313$ Å, $\beta = 104^\circ 46'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,5443 : 1 : 0,2949$; $Z = 2$ [4]. Для рибекита установлены следующие пределы значений параметров элементарной ячейки: $a_0 = 9,76—10,08$; $b_0 = 17,85—18,18$; $c_0 = 5,269—5,336$ Å; $\beta = 103^\circ 34'—104^\circ 46'$ [5—10].

Наибольшее влияние на величину a_0 и b_0 рибекита оказывает замещение $\text{Mg} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ (прямая зависимость), увеличение содержания Fe^{3+} вызывает уменьшение b_0 ; колебания c_0 незначительны и зависят от замещения Si на Fe^{3+} и Al [7, 10—16]. Показана прямая зависимость угла β от ионных радиусов катионов в позиции M(4), а также от расстояния M(4) — O [11]. Отмечено возрастание b_0 рибекитов с увеличением неупорядоченности распределения Fe^{3+} и Fe^{2+} [14]. У железистых разновидностей рибекит-арфведсонитов из щелочных гранитов b_0 возрастает с увеличением коэффициента при X от 2 до 3 в формуле $\text{X}_{2-3}\text{Y}_5\text{Z}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$.

Структура изучена для асбестовидного боливийского рибекита (оригинал хим. анализа 34) [17]; состоит из sdвоенных цепей кремнекислородных тетраэдров (фиг. 40), как у тремолита и других амфиболов. Позиция А, как и в



Фиг. 40. Структура волокнистого магниевого рибекита — родусита из Боливии (по Уитэкеру) 1 — проекция на (001); 2 — схема расположения атомов в Si — O цепях в проекции на (100); А, А' — вакантные позиции

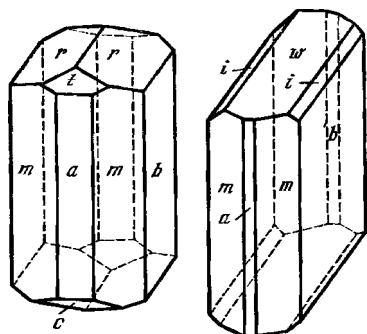
глаукофане, вакантна. По Уитэкеру [17], октаэдрические позиции M(1) и M(3) заселены двухвалентными катионами ($0,72 \text{ Mg} + 0,28 \text{ Fe}^{2+}$); в позициях M(2), наряду с трехвалентными катионами, находится часть Mg ($0,65 \text{ Fe}^{3+} + 0,22 \text{ Al} + 0,33 \text{ Mg}$); в позициях M(4) — преимущественно Na. Средние расстояния (в Å): M(1)—O=M(3)—O = 2,11, M(2)—O = 2,10; Na—O = 2,41, 2,48 и 2,86. Изучение структур амфиболов, включая рибекит [18], подтвердило основные выводы Уитэкера [11] о зависимости среднего расстояния Si—O = 1,630 Å в рибеките от замещения небольшого количества Si в тетраэдрической позиции на Fe^{3+} [4]. Расстояние Fe^{2+} — Fe^{3+} вдоль оси волокна 3,11 Å, в перпендикулярном направлении — 3,25 Å [19]. Допускаются присутствие некоторого количества Mn в позиции M(4) и замещение Fe^{2+} и Mg в позициях M(1), M(2), M(3) на Zn [8].

Для железистого рибекита из Забайкалья ($\text{FeO} - 19,91$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 17,95$, $\text{MgO} - 0,13\%$; $a_0 = 9,774$, $b_0 = 18,032$, $c_0 = 5,33$ Å, $\beta = 103^\circ 44'$) определены [20] координаты атомов в структуре; катионное распределение: M(1) = 1,00 Fe^{2+} , M(2) = 1,00 Fe^{3+} , M(3) = $0,67\text{Fe}^{2+} + 0,17\text{Fe}^{3+} + 0,03\text{Mg} + 0,05\text{Li} + 0,08\text{Ti}$, M(4) = $0,71\text{Na} + 0,14\text{Ca} + 0,05\text{Mn} + 0,10\text{Li}$, A = $0,53 \text{ Na} + 0,17 \text{ K}$, T(1) = $0,92\text{Si} + 0,08\text{Al}$, T(2) = 1,00Si; средние межкатионные расстояния (в Å): M(1)—O = 2,15, M(2)—O = 2,00, M(3)—O = 2,05, M(4)—O = 2,53, A—O = 2,97.

Со структурными данными согласуется распределение катионов, определенное методами ИК- и мессбауэровской спектроскопии [15, 21—27], а также по значениям энергии Маделунга и электростатических потенциалов для различных положений атомов [28]. Мессбауэровским методом установлено [22], что преобладающая часть Fe^{2+} находится в позициях M(1) и M(3), при этом относительно обогащены Fe^{2+} позиции M(1); ионы Fe^{3+} , кроме позиций M(2), могут также находиться в небольшом количестве в позициях M(1) и M(3). Более неупорядоченное расположение ионов Fe^{3+} , Fe^{2+} и Mg в структуре рибекита и магнезиорибекита, по сравнению с крокидолитом, связывается с P—T условиями их образования.

Предполагается, что в рибеките проявляется так называемый эффект Темплтона (как в арфведсоните) [29], т. е. нет совпадения пространственной группы, определенной по рентгенограммам, и истинной.

В волокнистом рибеките (крокидолите) методом микродифракции электронов обнаружены структурные дефекты двух типов [30]: дефекты, расположенные параллельно (010), связаны с кристаллографическими сдвигами (дефекты Уэдслея); дефекты, параллельные (100) — со смещением $\pm 1/3 c$ вследствие двойникования по (100) [31]. Как следует из мессбауэровских спектров, по-



Фиг. 41. Кристаллы рибекита, Эр, Шотландия (по Хедлу)

лученных при разных температурах [32], при нагревании рибекита происходит окисление Fe^{2+} только в позиции M(1); Fe^{2+} в позиции M(3) не окисляется до разрушения структуры (800°). Это объясняется энергетически неравнозначным состоянием ионов Fe^{2+} в позиции M(1) и M(3) и большей прочностью связи M(3)—O.

Призматич. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$.
 $a : b : c = 0,5482 : 1 : 0,2937$; $\beta = 104^\circ 58'$
 (Гольдшмидт, 1897).

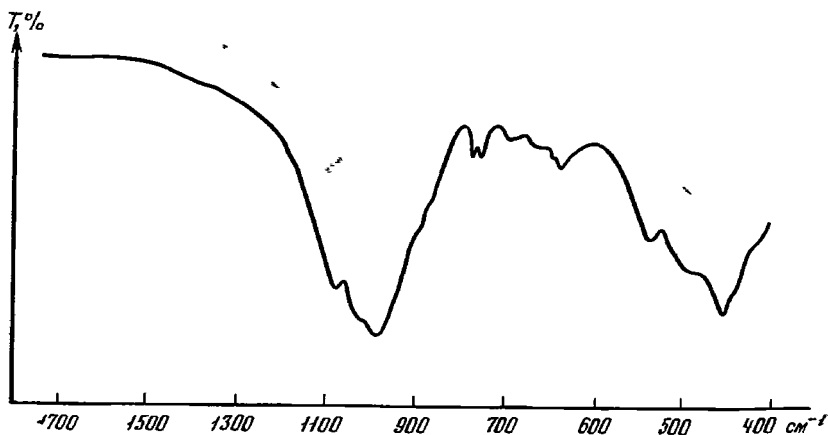
На кристаллах рибекита наблюдались формы (по Гольдшмидту): $c(001)$, $a(100)$, $b(010)$, $x(150)$, $e(130)$, $m(110)$, $z(021)$, $w(101)$, $t(201)$, $k(111)$, $p(112)$, $r(111)$, $i(131)$. Координаты граней как у Са-амфиболов, см. стр. 63.

В установке Хедла [33] и Дана (1892) $a : b : c = 0,5475 : 1 : 0,2925$, $\beta = 76^\circ 10'$.
 Соотношение форм:

Гольдшмидт	$c 001$	$t \bar{2}01$	$r \bar{1}11$	$i \bar{1}31$
Хедл и Дана	$p \bar{1}01$	$t 101$	$r 011$	$i 031$

На кристалле рибекита из Кении установлена грань (121) [34]. Кристаллы призматические, столбчатые (фиг. 41), тонкопризматические, иногда псевдогексагональные. Отмечена штриховка параллельно (001) [35].

Физ. св. Сп. по (110) совершенная. Угол между плоскостями спайности (110) : (110) около 56° . Иногда пластинчатая отдельность. Тв. $5-5\frac{1}{2}$, редко $4-4\frac{1}{2}$. Хрупок. Уд. в. 2,94—3,46. Цв. синий, темно-синий, черно-синий, темно-зеленый, черный, редко голубой. Черта зеленовато-бурая, черно-зеленая. Бл. стеклянный, шелковистый, матовый. Окраска рибекита, как и других щелочных амфиболов, обусловлена сочетанием в нем Fe^{2+} и Fe^{3+} [24—26, 36, 37]; с возрастанием их содержания интенсивность окраски усиливается. ИК-спектр (фиг. 42) характеризуется полосами: 1100—1070, 1030, 980, 545—537, 500—493, 455—450 cm^{-1} [38, 39]. В области валентных колебаний гидроксидов имеются две полосы с максимумами при 3617 и 3636 cm^{-1} , соответствующие колебаниям гидроксильных групп, которые связаны либо с тремя атомами Fe^{2+} (первая полоса), либо с двумя атомами Fe^{2+} и одним атомом Mg (вторая полоса) [15]. Пространственная фигура абсорбции для валентных колебаний OH ($\nu = 3620 cm^{-1}$) представляет собой подобие лемнискаты, ось вращения которой совпадает с более длинной ее осью [40].



Фиг. 42. ИК-спектр рибекита (по Мёнке)

Магнитная восприимчивость рибекита из месторождения Джугджур в Средней Азии, массива Бурпала в Северном Прибайкалье и Ловозерского массива на Кольском п-ове равна, соответственно $60 \cdot 10^{-6}$, $53 \cdot 10^{-6}$, $38 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС [41]. Электропроводность (σ) при давлении 1 кбар и 20 кбар равна соответственно $2,6 \cdot 10^{-4}$ и $5,5 \cdot 10^{-3}$ (200°); $2,8 \cdot 10^{-3}$ и $2,1 \cdot 10^{-2}$ (300°); $5,9 \cdot 10^{-3}$ и $3,8 \cdot 10^{-2}$ (400°) [42]. Замещение Fe^{2+} на Mg приводит к уменьшению электропроводности [19]. Бенингтон и др. [43] определили термодинамические свойства рибекита состава $\text{Na}_{1,9}\text{Ca}_{0,1}(\text{Fe}_{2,024}\text{Fe}_{2,501}^{2+}\text{Mg}_{0,475}) (\text{Si}_{7,971}\text{Al}_{0,029})\text{O}_{22,695}(\text{OH})_{1,905}$. По теплоемкости в интервале температур 11,77—303,13 К определена стандартная энтропия: $S_{298,15}^\circ = 161,1 \pm 4$ кал/моль·град, по энтальпии рибекита в интервале 402,6—901,7 К вычислены коэффициенты в уравнении температурной зависимости теплоемкости: $C_p = 191,91 + 54,98 \cdot 10^{-3}T - 41,42 \cdot 10^5 T^{-2}$. Измерены теплоты растворения рибекита в растворах HF и вычислены значения стандартной энтальпии образования: $\Delta H_{298,15}^\circ = -2433,56 \pm \pm 2,99$ ккал/моль [43].

Микр. [7, 39, 44—46]. В шлифах синий до черного, зеленый, бурый, серый, бесцветный. Сп. по (110); у некоторых рибекитов сп. по (010) [47]. Встречаются кристаллы с пятнистым распределением окраски и зональные кристаллы, окраска периферических частей которых обычно более темная. Двойники по (100) простые и полисинтетические. Плеохроизм сильный, чаще всего по Np — цвета берлинской лазури, по Nm — индигово-синий, по Ng — желтовато-зеленый с разными оттенками [2, 8, 16, 34, 37, 47—57]. Обычно $Np > Nm > Ng$, также $Np > Nm \gg Ng$ и $Np \gg Nm \gg Ng$; кроме того, отмечались $Nm < Np \leq Ng$ [46, 48] и $Nm > Np > Ng$ [47].

Окраска и плеохроизм рибекита определяются Fe^{3+} и Fe^{2+} , занимающими различные структурные позиции; перенос заряда $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ [24—26, 36] проявляется на кривой спектрального поглощения интенсивной полосой при 15700 см^{-1} , осложненной слабыми ступеньками (внутрикатионные $d-d$ связи Fe^{2+}); слабый острый пик при 23000 см^{-1} связан с электронными переходами в Fe^{3+} [36]. Интенсивность окраски зависит от числа смежных катионных пар $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ [25].

Спектр поглощения волокнистого рибекита и магнезиорибекита характеризуется двумя четкими полосами при 30300 см^{-1} и 16130 см^{-1} ; вторая полоса не наблюдается после нагревания минерала в атмосфере кислорода и приписывается переходу $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ [19].

Двуосный (—), иногда (+). Пл. опт. осей \perp (010), $cNp = 0-10^\circ$; у магнезиорибекита $cNm = 15-30^\circ$. Удлинение (\pm). $n_g = 1,668-1,717$, $n_m = 1,662-1,711$, $n_p = 1,654-1,701$, $n_g - n_p = 0,006-0,016$. (—) $2V = 40-50^\circ$ (магнезиорибекит) до (\pm) $2V = 90^\circ$ (рибекит) (см. таблицу хим. анализов). Дисперсия сильная, $r \geq v$. Характерны аномальные темно-синие интерференционные окраски, обусловленные сильной дисперсией. Наблюдается аномальное погасание, некоторые рибекиты не угасают полностью даже в монохроматическом свете [46].

Для рибекита из района КМА [58] $2V$ и cNp в синем свете соответственно составляют (—) $60-70^\circ$ и $3-4^\circ$, в красном свете (—) $20-25^\circ$ и $12-15^\circ$. Оптические свойства минералов ряда глаукофан — рибекит зависят главным образом от степени замещения Al на Fe^{3+} (см. фиг. 38 в статье «Глаукофан») и в меньшей мере — от замещения Fe^{2+} на Mg [7, 14, 15, 46, 59]. Второе из указанных замещений вызывает уменьшение угла оптических осей, показателей преломления и интенсивности окраски. Очень сильные абсорбция и дисперсия затрудняют точное определение оптических констант рибекита, что приводит к неполноте оптических характеристик и ошибкам [46].

Хим. Существует полный изоморфизм $\text{Mg} \rightleftharpoons \text{Fe}^{2+}$ в ряду рибекит—магнезиорибекит. Широко распространены минералы промежуточного состава между рибекитом и арфведсонитом, описываемые под названиями арфведсонитового рибекита, рибекитового арфведсонита [46, 59], рибекит-арфведсонита [59, 60]. Известна также серия минералов с полным замещением $\text{Fe}^{3+} \rightleftharpoons \text{Al}^{3+}$, что позволяет говорить о переходах от глаукофана $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_5\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ через кроссит $\text{Na}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3\text{AlFe}^{3+}[\text{Si}_6\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ к рибекиту $\text{Na}_2\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}[\text{Si}_6\text{O}_{22}](\text{OH})_2$.

Существование непрерывных серий твердых растворов рибекит-магнезиорибекитового, рибекит-арфведсонитового и глаукофан-рибекитового составов экспериментально доказано Эрнстом [13, 61], который синтезировал, наряду с глаукофаном, рибекитом и магнезиорибекитом промежуточные члены.

Рибекиты щелочных гранитов Тувы [62], как и некоторые другие (см. хим. анализы), содержат повышенное количество СаО. На основе корреляционной зависимости (по 16 хим. анализам) предполагается изоморфное замещение по схеме $(Na, K)Si \rightarrow CaFe^{3+}$ или в меньшей степени $LiSi \rightarrow CaFe^{3+}$. Закономерно ориентированные пертитоподобные включения флюорита в выделениях «кальциевого рибекита», рассматриваемые как продукты распада первичного гомогенного кальциевого рибекита при понижении температуры [39, 63], могут быть эпитактическими сростаниями рибекита с флюоритом [64].

Пересчет 230 анализов рибекита показал, что отношение $(Mg + Mn + Fe^{2+}) : (Fe^{3+} + Al)$ чаще всего равно 3 : 2, иногда 2 : 3 или 4 : 1 (см. таблицу теоретических составов). Как видно из диаграммы составов минералов ряда глаукофан—кроссит—рибекит (см. фиг. 39 в статье «Глаукофан»), минералы, соответствующие теоретическим конечным членам или близкие к ним, встречаются редко. Пересчеты известных химических анализов приводят к следующим общим формулам для рибекита (1) и магнезиорибекита (2): 1. $Na_2(Mg_{0-1,5}Fe_{3-1,5}^{2+}Fe_{2-0,4}^{3+}Al_{0-1,6})Si_8O_{22}(OH)_2$; 2. $Na_2(Mg_{3-1,5}Fe_{0-1,5})Fe_{2-0,4}^{3+}Al_{0-1,6}Si_8O_{22}(OH)_2$. Теоретический состав рибекита—магнезиорибекита при разных соотношениях Fe^{2+} , Mg, Fe^{3+} :

	Na ₂ O	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O
$Na_2Fe_3^{2+}Fe_2^{3+}Si_8O_{22}(OH)_2$	6,6	—	23,1	17,1	51,3	1,9
$Na_2(Fe_2^{2+}Mg)Fe_2^{3+}Si_8O_{22}(OH)_2$	6,9	4,5	15,9	17,7	53,1	1,9
$Na_2(Fe_{1,5}^{2+}Mg_{1,5})Fe_2^{3+}Si_8O_{22}(OH)_2$	7,0	6,8	12,2	18,0	54,0	2,0
$Na_2(Mg_2Fe^{2+})Fe_2^{3+}Si_8O_{22}(OH)_2$	7,1	9,2	8,2	18,4	55,0	2,1
$Na_2Mg_3Fe_2^{3+}Si_8O_{22}(OH)_2$	7,4	14,4	—	19,0	57,1	2,1

В рибекит часто входит Li, реже — Zr (замещают Mg или Fe^{2+}) [39, 50, 65—70]. Кроме того, отмечались [39, 69, 71—74]: Nb (десятые доли %), Ta и Zr (сотые доли %), Rb, Cs, TR. В рибеките из Бет-Пак-Далы [75] установлено 0,64% TR₂O₃; относительное содержание TR: La — 2,4; Ce — 10; Pr — 3,3; Nd — 10; Sm — 2,1; Eu — 0,4; Gd — 5,0; Tb — 0,6; Dy — 5,5; Ho — 0,8; Er — 3,0; Tm — 0,3; Yb — 3,1; Lu — 0,5; Y — (50). В незначительных количествах ($n \cdot 10^{-3}$ — $n \cdot 10^{-4}$ %) в рибекитах содержатся Be, Ba, Sr, Sn, Cr, W, Mo, Cu, Ni, Co, Ga, Ge, In [2, 39, 76—79].

Анализы (расположены по убыванию содержания FeO):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	6,04	6,46	6,25	6,20	6,74	5,69	6,08	3,97	6,03
K ₂ O	1,34	0,52	0,81	1,42	0,56	0,94	0,12	0,15	0,28
Li ₂ O	0,09	—	0,43	0,15	—	0,40	—	—	—
Rb ₂ O	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—
Cs ₂ O	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0,80	1,07	0,33	0,17	0,36	0,15	4,29	6,49	5,38
CaO	0,21	0,55	1,34	0,78	0,89	1,07	—	3,30	0,26
MnO	0,42	0,09	0,71	0,54	0,41	0,60	0,01	0,19	0,03
FeO	30,46	21,23	20,29	19,20	18,84	17,75	16,65	14,04	13,26
ZnO	—	—	—	0,06	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	4,24	1,66	1,86	2,20	4,22	3,14	0,52	2,52	0,00
Fe ₂ O ₃	6,10	16,51	16,75	15,15	16,24	16,84	17,18	14,30	17,53
SiO ₂	42,73	50,21	48,24	49,92	48,52	49,34	52,90	53,13	54,92
TiO ₂	4,60	0,12	0,64	0,78	1,66	0,74	—	0,10	0,54
P ₂ O ₅	0,11	—	—	—	—	—	—	—	—

	1	2	3	4	5	6	7	8	9								
H ₂ O ⁺	} 2,00	} 1,65	} 1,63	} 1,76	} —	} 1,93	} 2,31	} 2,03	} 2,00								
H ₂ O ⁻										—	—	0,12	—	—	0,07	0,30	0,02
F										1,00	0,10	0,95	1,25	1,00	0,46	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	1,07	1,83	—	—	—								
Сумма	100,29	100,17	(100,23)	99,83*	100,51	101,07**	100,13	100,52	100,25								
—O=F ₂	0,42	0,04	0,40	0,53	0,42	0,19	—	—	—								
	99,87	100,13	99,83	99,30	100,09	100,88	—	—	—								
Уд. в.	—	3,388	—	3,45	—	—	3,30	—	3,16								
<i>n</i> _g	1,700	1,703	1,708	1,703	1,694	1,688	1,698	1,692	1,695								
<i>n</i> _m	1,695	1,700	—	—	1,692	—	—	1,680	—								
<i>n</i> _p	1,688	1,695	1,696	1,693	1,690	1,684	1,687	1,675	1,692								
2V	Большой	—	—80°	—48°	—80°	Большой	—	—73°	—								
<i>a</i> ₀ (Å)	—	9,76	9,844	—	—	—	—	—	—								
<i>b</i> ₀	—	18,04	18,128	—	—	—	—	—	—								
<i>c</i> ₀	—	5,33	5,336	—	—	—	—	—	—								
β	—	103°32′	103°48′	—	—	—	—	—	—								
<i>f</i>	96	95	98	99	98	99	80	70	75								

* В том числе Ta₂O₅ — 0,01 и Nb₂O₅ — 0,12. ** В том числе TR₂O₃ — 0,19.

1—9 — рибекит; 10—18 — магнезиорибекит; 19—26 — крокидолит; 27—34 — родусит.

1 — из энigmatит-астрофиллит-рибекитового гранита, Хабаровский край, анал. Погорелова [66]; 2 — из гранита Мачакоса (Кения), анал. Хей [34]; 3 — из щелочных гранитоидов Северо-Восточной Тувы (в оригинале сумма 100,04) [62]; 4 — из биотит-амфиболовых метасоматитов Сибири [72]; 5 — из эгирин-рибекитового гранита Буреинского массива (Дальний Восток), анал. Лежневская [49]; 6 — из жил в контактовой рибекит-микроклин-альбитовой породе (Сибирь), анал. Дорофеева [50]; 7 — из железистых кварцитов Кривого Рога (УССР), анал. Сокова [58]; 8 — из метавулканической брекчи в Котсуяма, преф. Окаяма (Япония), анал. Херемура [80]; 9 — из магнетит-эпидот-рибекитового сланца, Малая Белозерская, Кривой Рог, анал. Ермолаева [51].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	4,95	4,68	7,34	6,93	4,51	5,58	5,30	6,51	7,20
K ₂ O	0,74	0,29	1,15	0,28	0,52	0,36	0,28	0,09	0,19
MgO	8,62	11,10	11,72	12,02	15,20	11,98	11,00	15,05	15,53
CaO	4,85	2,80	1,06	0,12	2,55	1,95	2,63	0,13	1,11
MnO	0,12	0,74	0,33	0,24	0,07	1,25	4,16	—	0,04
FeO	10,96	10,22	6,82	5,03	3,56	3,53	3,18	2,39	0,57
ZnO	—	—	—	—	—	—	7,84	—	—
Al ₂ O ₃	1,93	2,65	2,63	1,06	0,38	4,54	0,58	1,45	1,13
Fe ₂ O ₃	13,05	8,33	14,30	18,22	15,95	12,99	9,64	15,54	14,85
SiO ₂	51,04	56,16	51,22	53,84	54,61	55,62	53,00	53,89	57,20
TiO ₂	1,41	0,23	0,68	0,56	0,08	0,26	—	0,11	0,15
P ₂ O ₅	—	—	0,07	—	—	0,07	—	—	0,06
H ₂ O ⁺	2,43	2,00	1,84	—	—	1,96	2,32	—	2,34
H ₂ O ⁻	0,25	0,18	0,33	—	0,18	—	0,11	—	—
F	0,20	—	0,54	0,37	—	—	—	—	0,01
П. п. п.	—	—	—	2,38	2,26	—	—	4,19	—
Сумма	100,55	99,38	100,03	101,05	99,87	100,09	100,04	100,19*	100,38
—O=F ₂	0,08	—	0,23	0,16	—	—	—	—	—
	100,47	—	99,80	100,89	—	—	—	—	—
Уд. в.	3,192	3,27	—	—	—	—	3,26	—	3,116
<i>n</i> _g	1,680	1,685	1,672	1,674	1,668	1,671	1,670	1,684	1,670
<i>n</i> _m	—	1,680	—	—	1,662	1,664	1,669	1,676	—
<i>n</i> _p	1,668	1,678	1,662	1,672	1,654	1,657	1,666	1,666	1,657
2V	—50°	—	—	—	—	—44°	—78°23′	—83°	—
<i>a</i> ₀ (Å)	—	—	—	—	—	—	9,760	—	—
<i>b</i> ₀	—	—	—	—	—	—	18,031	—	—

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
c_0	—	—	—	—	—	—	5,306	—	—
β	—	—	—	—	—	—	103°49'	—	—
f	60	48	48	49	40	43	45	35	34

* В том числе NiO — 0,11, Cr₂O₃ — 0,65, V₂O₅ — 0,08.

10 — из эгиринового гранулита Глен-Луи, Абердин (Шотландия), анал. Мак-Лаклан (описан как рибекит-кроссит) [81]; 11 — из жил альпийского типа (Урал) [35]; 12 — из «апофенитового» [кальцитсодержащего альбитита, Малосаянский массив (Тувинская авт. обл.), анал. Гормашева [82]; 13 — из доломитового карбоната, Алданский массив, анал. Гормашева [82]; 14 — из амфиболового сланца, Кривой Рога (УССР), анал. Бояршинова [45]; 15 — из кремнистых сланцев Бизена (Япония), анал. Ивасаки [83]; 16 — из скарнов Франклина, шт. Нью-Джерси (США), анал. Ито [8]; 17 — из габбро-перидотитов Баженовского массива (Урал), анал. Федорова (описан как арфведсонит) [47]; 18 — из контактовых метадиабазов Пуолака (северо-восточная Финляндия) [56].

	19	20	21	22	23	24	25	26
Na ₂ O	6,14	5,67	6,07	6,71	6,21	5,51	7,40	5,18
K ₂ O	0,05	—	0,04	0,31	0,06	0,66	0,04	0,14
MgO	1,30	2,19	1,37	4,60	4,28	5,50	6,03	9,59
CaO	0,83	0,63	0,19	0,70	1,20	0,20	1,35	2,10
MnO	0,32	0,11	—	—	Сл.	0,10	—	0,04
FeO	21,27	21,05	19,39	19,27	17,65	15,87	13,37	11,78
Al ₂ O ₃	0,17	—	0,20	—	—	0,89	0,74	0,57
Fe ₂ O ₃	16,55	16,72	18,64	13,99	16,05	15,94	17,66	14,98
SiO ₂	51,19	51,03	51,94	52,00	52,00	51,60	52,10	52,40
TiO ₂	0,03	—	—	0,28	—	—	—	0,09
H ₂ O ⁺	} 2,26	2,40	2,58	1,98	2,43	3,73	1,32	2,58
H ₂ O ⁻		0,29	0,31	—	0,26	0,44	0,26	0,48
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	0,29
CO ₂	—	—	—	—	0,09	—	0,36	—

Сумма	100,11	100,09	100,73	99,84	100,23	100,44	100,63	100,22
Уд. в.	—	3,34	—	3,35	—	—	—	3,10
n_g	—	—	1,706	1,707	—	1,694	1,694	1,696
n_m	—	—	1,699	—	—	—	—	—
n_p	—	—	1,698	1,701	—	1,690	1,690	1,692
2V	—	—	—	—	—	—80°	—	около 90°
a_0 (Å)	—	9,80	—	—	—	—	—	—
b_0	—	17,85	—	—	—	—	—	—
c_0	—	5,30	—	—	—	—	—	—
β	—	103°50'	—	—	—	—	—	—
f	94	90	93	79	81	75	73	60

19 — из пород железорудной формации Лейтовила, Калифорния (США), анал. Скин [25]; 20 — из асбестовых горизонтов в железистых породах Коэгаса (ЮАР), анал. Хердсмен [84]; 21 — из полосчатого железняка Клифнуса (ЮАР), анал. Васер [85]; 22 — из рибекитового сланца Кривого Рога (УССР) [51]; 23 — из полосчатого железняка, Трансвааль (ЮАР) [86]; 24 — из железистых кварцитов Украинского кристаллического щита, анал. Ковязина [87]; 25 — из жилы в джеспилитах Кривого Рога [88]; 26 — жильный крокидолит из куммингтонит-магнетитовых роговиков Кривого Рога, анал. Мирская [89].

	27	28	29	30	31	32	33	34
Na ₂ O	4,73	7,23	4,42	5,68	6,38	6,77	6,25	5,05
K ₂ O	0,50	0,15	0,20	0,29	0,80	0,25	0,76	0,71
MgO	10,03	10,76	11,61	10,91	11,49	11,34	12,27	14,50
CaO	2,91	0,85	1,67	1,90	0,98	0,45	1,00	1,11
MnO	0,62	—	0,23	—	—	Сл.	Сл.	—
FeO	10,83	8,18	7,72	7,68	7,40	5,38	4,87	4,06
Al ₂ O ₃	2,20	2,76	0,47	1,46	0,49	1,78	0,99	0,66
Fe ₂ O ₃	14,77	12,76	16,66	13,81	15,48	16,41	16,27	15,60
SiO ₂	52,12	54,90	53,66	54,70	55,06	54,87	55,76	56,10
TiO ₂	0,30	Сл.	0,09	0,06	—	0,68	—	Сл.

	27	28	29	30	31	32	33	34
H ₂ O ⁺ } H ₂ O ⁻ }	1,17	1,84	3,30 } 0,24 }	2,92	1,98	1,62	1,76 } 0,08 }	2,24
F	—	—	—	—	—	—	0,06	—
CO ₂	—	1,10	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,18	101,03	100,27	99,41	100,06	100,06	100,07	100,03
—O=F ₂							0,02	
							100,05	
Уд. в.	3,28	—	3,13	—	—	—	—	—
n _g	1,678	1,670	—	1,678	—	1,677	1,690	—
n _m	—	—	1,674	—	—	—	—	—
n _p	1,665	1,668	1,670	1,665	—	1,665	1,680	—
2V	+85°	—	—	-65°	—	-40°	—	—
a ₀ (Å)	—	—	—	—	—	—	—	9,89
b ₀	—	—	—	—	—	—	—	17,95
c ₀	—	—	—	—	—	—	—	5,31
β	—	—	—	—	—	—	—	107°30'
f	57	52	52	51	51	50	47	41

27 — из аплитовых жил, Тамилнад (Индия), анал. Рамасами [90]; 28 — родусит из «конкреций» в глинисто-мергелистых породах, Минусинская впадина (Сибирь), анал. Уранова [91]; 29 — из метасоматических пород Кривого Рога (УССР), анал. Стукалова [45]; 30 — из месторождения Кумула (Казахстан), анал. Горбачева [32]; 31 — из эоценового флиша, о-в Родос (Греция) [92]; 32 — из жил в долерите и доломите, Робертстаун (Южная Австралия), анал. Уилсон [93]; 33 — из железистого кварцита, Кре менчуг (УССР) [94]; 34 — из доломита, Кочабамба (Боливия), анал. Свивбурн (описан как крокидолит [17]).

См. также сводку хим. анализов рибекита и его волокнистых разновидностей из метаморфических пород [95] и другие анализы в работах [2, 7, 16, 20, 39, 55, 65, 69, 77, 96—102].

Диагн. исп. П. п. тр. плавится.

Повед. при нагр. Изучение поведения рибекита при нагревании [15, 84, 88, 103—107] проводилось в основном на волокнистых разновидностях. Кривая ДТА крокидолита характеризуется [108] экзотермическим подъемом в интервале 500—600°, обусловленным окислением Fe²⁺ (этого подъема нет на кривой ДТА магнезиорибекита, а также на кривой крокидолита, записанной в атмосфере азота), и двумя эндотермическими прогибами: при 800—900° (распад кристаллической структуры) и 900—1000° (плавление).

Кроме того, приводятся следующие температуры экзотермического эффекта: 410—420° [84, 103]; 520° [39, 106]; 480—600° [105]. Отмечены более высокие температуры эндотермического эффекта у рибекита (1085 и 1117°) по сравнению с крокидолитом [103].

Выделение конституционной воды происходит равномерно до 600° в рибеките и до 700° в крокидолите; образуются новые фазы — пироксен, кристобалит и гематит [103, 105]. Из крокидолита в вакууме (700°) были получены пироксен и кристобалит; на воздухе (850—900°) — акмит, гематит, шпинель и кристобалит, выделения этих минералов ориентированы параллельно волокнистости крокидолита [109]. На кривых ДТА F-содержащих рибекитов [108] нет экзотермического подъема при 500—600°. Выделение основной части F совпадает с эндотермическим эффектом распада рибекита (800—900°), остальная часть F улетучивается при плавлении минерала.

Окисление Fe²⁺ и дегидратация взаимосвязаны [108]; окисление большей части Fe²⁺ происходит ниже 600° (FeO в рибеките 62%, в крокидолите 80%, а во F-содержащем рибеките — всего 23%) и может замаскировать эндотермический эффект вплоть до его полного исчезновения в некоторых рибекитах (на кривых ДТА тех же рибекитов, полученных в атмосфере азота, эффект фиксируется). Во F-содержащих рибекитах большая часть Fe²⁺ окисляется при 800—900° одновременно с распадом кристаллической структуры (у некоторых образцов за эндотермическим эффектом следует экзотермический).

Если нет окисления Fe^{2+} (нагревание в атмосфере азота), дегидратация рибекита сдвигается в область высоких температур и происходит одновременно с распадом структуры (резкий перегиб на кривой потери веса); эндотермические эффекты распада и плавления характерны для более низких (на 100°) температур. Термограмма F-содержащего рибекита, записанная в атмосфере азота, имеет один широкий эндотермический прогиб — дегидратация, диссоциация, плавление и выделение F происходят в одном температурном интервале.

О механизме и кинетике окисления Fe^{2+} в рибеките и крокидолите см. [32, 39, 110, 111]. Окисление Fe^{2+} начинается на поверхности частиц минерала.

При повышенном содержании Mg окисление Fe^{2+} происходит при более высоких температурах ($920-960^\circ$), когда разрушается амфиболовая структура. Энергия активации окисления 21 ккал/моль при чистой поверхности и 33 ккал/моль при наличии на ней пленки H_2O [110]. Установлена [112] обратная зависимость энергии активации (ΔE) амфиболов от содержания Fe^{2+} ; для рибекита из Португалии ΔE (ккал/моль) при 130° равна 13,15, при 160° — 12,79, при 200° — 13,41.

При нагревании до 800° в вакууме наблюдалось выделение H_2 в интервале $500-750^\circ$ (рибекит) и $350-750^\circ$ (крокидолит); предполагается вхождение H_2 в структуру амфибола [113]. Определялись [19, 39, 106] электропроводность рибекита и энергия активации различных термических процессов.

Находж. Широко распространенный минерал изверженных и метаморфических пород; встречается в кварцевых жилах, карбонатитах. Образование рибекита преимущественно связано с преобразованием изверженных пород в позднематематическую или автотематическую стадии, а также с процессами щелочного метасоматоза — калиевого (микроклинизация) и более позднего натриевого, вызывающего интенсивную альбитизацию. Метаморфический рибекит содержит больше R^{3+} по сравнению с рибекитом изверженных пород [46, 95]. Магнезиорибекит обычен в метаморфических и более редок в изверженных породах. Условия образования и устойчивость рибекита, магнезиорибекита и амфиболов рибекит-арфведсонитового ряда в изверженных и метаморфических породах рассмотрены Эрнстом [61, 114] на основе результатов экспериментальных исследований. Рибекит характерен для щелочных гранитов. Встречается в кварцевых сиенитах, нефелиновых сиенитах и пегматитах. Более распространен в кварцсодержащих и менее — в породах с фельдшпатоидами, богатых Al. Наряду с рибекитом, в названных породах обычны арфведсонит и другие амфиболы рибекит-арфведсонитового состава.

Изучение минеральных фаций гранитоидов выявило основные зависимости парагенезиса и состава минералов в них от давления и режима кислотности—щелочности [39, 49, 62, 69, 77, 115]. В щелочных гранитоидах Дальнего Востока [49] установлены парагенезисы: эгирин+рибекит+альбит+ортоклаз+кварц; рибекит+альбит+ортоклаз+кварц; рибекит+биотит+альбит+ортоклаз+кварц; рибекит+магнетит+альбит+ортоклаз+кварц. Все эти парагенезисы возникают при высокой щелочности, характеризуются высокой железистостью и значительной степенью окисления железа в рибеките и других темноцветных минералах. В щелочных гранитах Северо-Восточной Тувы [115] известны парагенезисы: магнетит+рибекит+арфведсонит; эгирин+рибекит+арфведсонит; магнетит+рибекит+магнезиорибекит; отмечено почти полное отсутствие кальциевых минералов в рибекит-эгириновых гранитах. Парагенезис эгирин+рибекит+арфведсонит наиболее характерен для нефелиновых сиенитов. По данным о фазовых равновесиях определена температура кристаллизации ($650-750^\circ$) рибекита и щелочных полевых шпатов микропертитовых гранитов Куинси, шт. Массачусетс (США) [100]. Сонахождение рибекита и актинолита в гранитоидах Мавритании [116] связывается с автотематическим изменением пород сиенитового состава. Для изверженных пород часто отмечаются реакционные соотношения рибекита с другими минералами: замещение рибекитом энigmatита и титаномангнетита в гранитах [66], феррогастингсита — в нефелиновых сиенитах [117]; установлено замещение рибекита эгирином и астрофиллитом [117].

На Кольском п-ове [118], в Кейвах [119], рибекит содержится в крупнозернистых и пегматоидных щелочных гранитах, сиенитах, кварцевых жилах; в массиве Гремяха-Вырмес — в эгирин-рибекитовых щелочных гранитах [120], в нефелиновых сиенитах, щелочных сиенитах, реже в габброидных породах [54]; в Восточной и Северо-Восточной Туве [115, 121] — в щелочных гранитах, граносиенитах, кварцевых сиенитах и сиенитах, пространственно связанных с массивами щелочных и нефелиновых сиенитов; в Западном Забайкалье [122] в щелочных гранитах и сиенитах преобладает арфведсонит; в среднем течении реки Буреи (Хабаровский край) [49, 66] встречаются рибекитовые, эгирин-рибекитовые, астрофиллит-рибекитовые и лепидомелан-рибекитовые граниты и сиениты (в этих породах встречается крокидолит); в Даурском массиве (Дальний Восток) [49, 78] — в штокообразных телах крупнокристаллических рибекитовых гранитов, в пегматитах и дайках рибекитовых гранит-порфиров; в Улканском плутоне (юго-восточная окраина Сибирской платформы) [69] выделяются рибекитовые, рибекит-эгириновые, рибекит-эгирин-астрофиллитовые, энигматит-рибекитовые и энигматит-рибекит-астрофиллитовые граниты; на Северо-Западном Кавказе [53] рибекит-арфведсонитовые граниты приурочены к Кардывачскому магматическому узлу; в Бет-Пак-Дале (Центральный Казахстан) [123] и Южном Приморье (Дальний Восток) [66] рибекит установлен в щелочных гранитах; в Чингизской зоне (Казахстан) [117] — в составе метасоматически измененных гранитов (рибекитовых, эгирин-рибекитовых, астрофиллит-рибекитовых и биотит-рибекитовых); в Ходжаачкане (Туркестано-Алай) [70] — в пегматоидных сиенитах; в массиве Сайбар (Восточный Саян) [124] — магнезиорибекит в нефелиновых сиенитах; в Тарбагатае и Зеренде (Казахстан) [75] — во флюорит-биотит-альбитовых и флюорит-рибекит-альбитовых гранитах, их пегматитах, пневматолитах и гидротермалитах; на Урале — в лейкофан-флюоритовых метасоматитах [125], щелочных метасоматитах и гидротермальных прожилках в фенитах [126].

В щелочных пегматитах рибекит встречается на Кольском п-ове: в массиве Африканда [127] — в виде оторочек вокруг кристаллов роговой обманки и включений в нефелине; на горах Кедыкверпах и Непха (Ловозерский массив) [128] — в виде игольчатых кристаллов и спутанно-волоконистых выделений в центральной цеолитовой части тел пегматитов. В гранитных пегматитах гор Кент (Центральный Казахстан) [2, 99], залегающих в рибекит-биотитовых гранитах, встречены крупные кристаллы рибекита. В альбитизированных гранитах и альбититах, залегающих в гранитах, а также в субщелочных кварцевых сиенитах рибекит известен в Казахстане, Туве [75, 129], на Полярном Урале [130]; найден в альбититах Южно-Шмидтовского гипербазитового массива (Северный Сахалин) [96].

Крупные массивы рибекитовых гранитов известны в составе комплекса молодых интрузий северной части Нигерии [65, 67, 131]; здесь распространены рибекит-эгириновые, рибекит-биотитовые и альбит-рибекитовые граниты, содержащие колумбит или пирохлор, ортит, иногда криолит, топаз, томсенолит. В альбит-рибекитовых гранитах, наряду с обычными рибекит-эгириновыми сростками, встречаются сложные сростания рибекита с пирохлором и альбитом. Кроме гранитов, в той же части Нигерии рибекит установлен в пегматитах (кристаллы длиной до 10 см), в гипабиссальных рибекитовых микрогранитах, в комендитовых лавах. В штатах Нью-Гэмпшир, Массачусетс (США) и в Куинси (Южный Квебек, Канада) [65, 100] среди щелочных пород, сходных с породами Нигерии, встречаются рибекитовые или рибекит-арфведсонитовые граниты. В Вичите, шт. Оклахома (США) [132] известен в гранитах; в Хан-Богдинском массиве (МНР) [39] и в Голден-Горн, шт. Вашингтон (США) [133] — в щелочных гранитах.

Для кварц-микроклиновых пегматитов Маунт-Розы, шт. Колорадо (США) [3] типична ассоциация рибекита с цирконом, флюоритом, астрофиллитом, торитом, пирохлором, колумбитом, бертрандитом и редкими алюмофторидами. Кроме того, рибекит развит в щелочных гранитах и пегматитах района Нагал

в Мавритании [116]. В Гренландии, в Нарсарсуке и Юлианехобе [134], рибекит, крокидолит и амфибол промежуточного между рибекитом и арфведсонитом состава содержатся в граните; в Куанефельде и Накалке [68] в пегматитах и гидротермалитах науяитов в ассоциации с эвдиалитом, бритолином, монацитом, анальцимом, нептунитом и в кварцевой жиле, секущей граниты, обнаружен волокнистый рибекит. В Мачакосе (Кения) [34] крупные выделения рибекита и крокидолита встречаются в выветрелой гранитной породе; в Эльтор-Педросо (Португалия) [48] рибекит наблюдается в щелочных сиенитах и пегматитах; в Андхра-Прадеш (Индия) — в гранитах [57]; в Отанмяки (Финляндия) [135] обнаружен щелочной амфибол, образующий вместе с кварцем, микроклином и слюдой прожилки в щелочном граните.

Как составная часть эффузивных пород рибекит обнаружен: в Техасе (США) [136] — в богатых натрием риолитах и трахитах в ассоциации с арфведсонитом и эгирин-авгитом; в Шетланде (Шотландия) [55] — в дайках рибекитовых фельзитов; в Квинсленде (Австралия) [137] — в пантеллеритах.

Отмечен в кварцевых высокотемпературных жилах района Хангайских гор (МНР) [138] в виде псевдогексагональных призм (до 15×2 см); на Урале [35] наряду с крокидолитом содержится в секущих сиенитовых жилах альпийского типа с кварцем, карбонатами, цеолитами и магнетитом; в Мишипикотене, пров. Онтарио (Канада) [139] — в золотоносных и безрудных кварцевых жилах, вмещающих их гранитах и основных вулканических породах.

Магнезиальный рибекит известен: в низкотемпературных карбонатитах Озерного массива (Забайкалье) [16]; в Малосаянском массиве (Тувинская авт. обл.) [82, 101, 140, 141] в доломито-кальцитовых и доломитовых карбонатитах, альбититах и породах цеолитовой фации развиты амфиболы ряда магнезиоарфведсонит—рибекит, а в своеобразных кварц-кальцит-альбитовых породах — магнезиорибекит; в Баженовском габбро-перидотитовом массиве (Урал) [47] рибекит входит в состав слабо рассланцованной тальк-карбонатной породы.

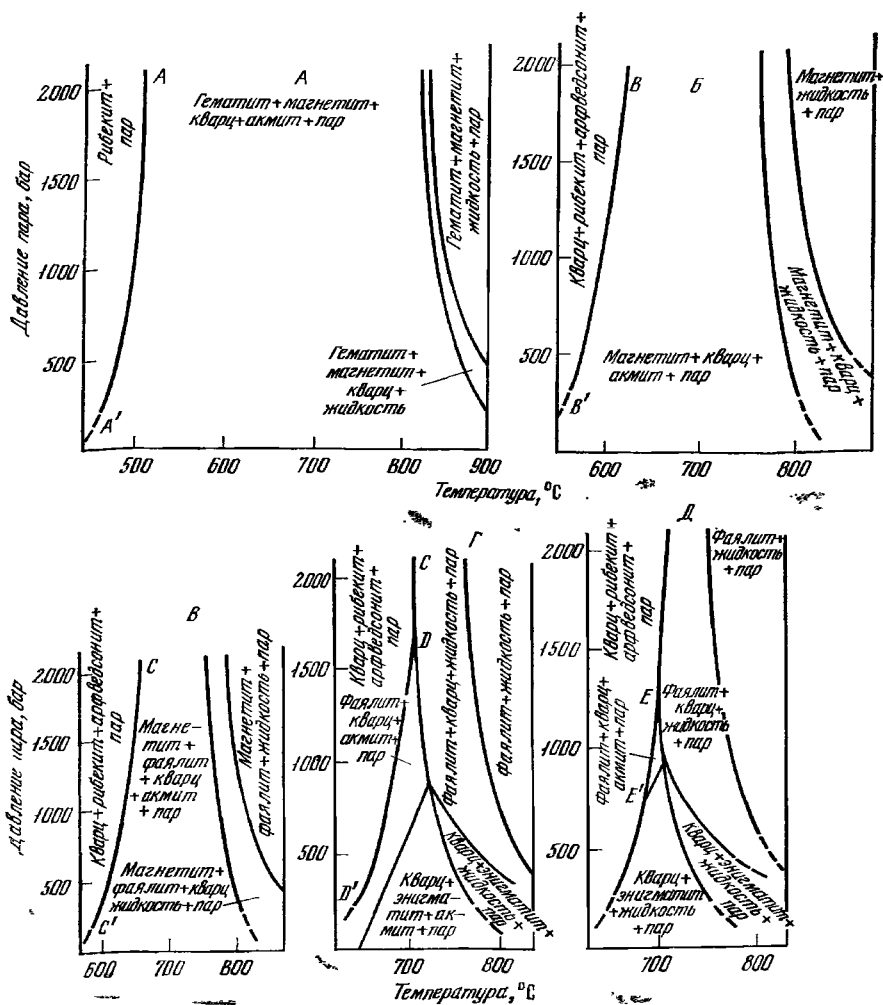
Весьма характерен рибекит для железистых кварцитов железорудных месторождений. Образование его связано с региональным метаморфизмом и более поздним щелочным метасоматозом; к минералам последнего, помимо щелочных амфиболов, относятся пироксены, альбит (в зонах разрывных нарушений), брекчированная, рассланцеванная). Метасоматоз мог протекать без привноса Na [6, 45, 98, 142—144]. Установлено образование рибекита путем замещения куммингтонита [45, 145—147] и актинолита [142]. Рибекитизация куммингтонита сопровождалась освобождением Fe (включения магнетита и гематита в рибеките) [145, 148]. Часть рибекита представлена волокнистыми разновидностями — крокидолитом, родуситом, рибекит-родуситом, кроссит-рибекитом. У позднее образовавшихся амфиболов окраска интенсивнее, дву-преломление ниже и более обычны асбестовидные выделения [145]. По Лазареву [98, 143], образование щелочных амфиболов в железистых кварцитах Кривого Рога и Карелии в ходе среднетемпературного метаморфизма протекало при резко менявшемся количестве кислорода и низкой концентрации щелочных металлов. Возрастание степени метаморфизма с переходом от эпидот-амфиболитовой к амфиболитовой фации вызывало общее расширение поля составов родусит-магнезиорибекитовых амфиболов. В Криворожском рудном поясе [45, 51, 88, 145, 148, 149] рибекит, кроссит-рибекит, крокидолит, родусит (также глаукофан, кроссит) содержатся в различных метасоматических породах (альбититах, эгиринитах, карбонатно-магнетитовых рудах) среди толщ железистых кварцитов. В Октябрьском массиве (Приазовье) [149] наряду с рибекитом и магнезиорибекитом (родуситом) развиты арфведсонит и экерманит. Для железистых кварцитов восточной части Украинского кристаллического щита [87] характерно широкое развитие рибекита с образованием рибекит-магнетитовой руды; наряду с рибекитом отмечаются крокидолит и родусит. В железистых кварцитах Курской магнитной аномалии [37, 52, 142, 150] родусит—рибекит и актинолит—рибекит ассоциируются с магнетитом и ге-

матитом, реже только с магнетитом. Встречается в Костомукшском месторождении в Карелии [98, 143] и в горах Улутау в Центральном Казахстане [151] (зоны амфиболитизации в железорудных толщах). В гранитоподобных метасоматитах Восточной Сибири [72, 152], образовавшихся по гнейсам и кристаллическим сланцам, по составу отвечающим субщелочным гранитоидам, развиты рибекит (в биотит-амфиболовых метасоматитах) и промежуточные по составу амфиболы; в Восточном Приазовье [153] рибекит или родусит наблюдаются в метасоматитах среди сиенитов, гранитов, гнейсов. В железорудной провинции Хамерсли в Западной Австралии [97, 144] развиты рибекитовые роговики с магнетитом; помимо массивного рибекита, в них встречается поздний крокидолит (голубой асбест), слагающий отдельные горизонты. В Майсуре (Индия) [154] магнезиорибекит с эгирином слагают тонкие прослои в полосчатых породах железистой формации; в Убуше (Лабрадор, Канада) [146] в породах железистой формации наряду с магнезиорибекитом встречается амфибол промежуточного состава между рибекитом и тремолитом. Во Франклинне, шт. Нью-Джерси (США) [8] рибекит содержится в скарнах в прорастаниях с родонитом, франклинитом, кальцитом, серпентином; в Юго-Западной Танзании [155] магнезиорибекит найден в сланце с горсейкситом; в Бреймаре (Шотландия) [81] — в эгириновых гранулитах; в Пуоланке (Финляндия) [56] — в приконтактных метадиабазам, обогащенных альбитом, карбонатами, кварцем, биотитом, тальком; в Калабрии (Южная Италия) [156] — в метадиабазам, содержащих лавсонит, пумпеллит и эпидот, магнезиорибекит ассоциируется с альбитом, хлоритом.

В породах фации глаукофановых сланцев развиты магнезиорибекит и щелочные амфиболы промежуточного состава между рибекитом, магнезиорибекитом и глаукофаном [157]. Образование рибекита при региональном метаморфизме изучалось на примере глаукофановых сланцев шт. Калифорния (США) и Японии [158]. В Японии рибекит известен [80, 83, 159]: в Бизен-Коту — в пьомонтит-кварцевых сланцах в ассоциации с эпидотом и гранатом, более ранней является ассоциация глаукофан — пьомонтит — гематит — кварц; в Исигаки для рибекит-эгирин-кварцевых сланцев характерны рибекит-эгирин-магнетит-кварцевая и гранат-мусковит-рибекит-кварцевая ассоциации; в Катсуяма рибекит слагает ядра кристаллов, внешняя зона которых образована актинолитом. Для Новой Каледонии [160] отмечено нахождение рибекита с арфведсонитом и глаукофаном в пелитовых сланцах, содержащих лавсонит и альбит. В Лейтонвиле (шт. Калифорния, США) [161] рибекит входит в состав метаморфических пород фации голубых сланцев.

Аутигенный амфибол из пород формации Грин-Ривер (штаты Вайоминг и Колорадо, США), описанный как минерал промежуточного состава между магнезиорибекитом и рибекитом [162], оказался магнезиоарфведсонитом [163].

Искусств. Экспериментальному изучению магнезиорибекита, рибекита и рибекит-арфведсонитовых твердых растворов посвящена серия работ Эрнста [13, 61, 164 — 166]. Синтез амфиболов осуществлялся из смесей окислов или стекла соответствующего состава с применением буферных смесей, контролирующих парциальное давление кислорода, при давлении пара до 2000 бар и температуре свыше 500°. Равновесные соотношения рибекита и членов непрерывной серии рибекит-арфведсонитовых твердых растворов показаны на фиг. 43 (см. также фиг. 1551 в справочнике «Минераль». Диаграммы фазовых равновесий, 1974, вып. 1). При высоких P_{O_2} и низких температурах получен рибекит, при более низких P_{O_2} и более высоких температурах — твердый раствор промежуточного состава между рибекитом и арфведсонитом. В окислительных условиях, когда P_{O_2} контролируется гематит-магнетитовым буфером, чистый рибекит разлагается выше 469° при $P_{пара} = 250$ бар и выше 515° при $P_{пара} = 2000$ бар. С уменьшением относительной степени окисления Fe-амфибол становится более арфведсонитовым. При P_{O_2} , контролируемом вюстит-железистым буфером, рибекит-арфведсонит устойчив до 655° при $P_{пара} = 250$ бар и сосуществует с расплавом при 712° и $P_{пара} = 2000$ бар.



Фиг. 43. $P - T$ диаграммы рибекит-арфведсонитовых твердых растворов (по Эрнсту)

Буферы: А — гематит-магнетитовый; Б — бунзенитовый; В — магнетит + SiO_2 -фаялитовый; Г — магнетит-вюститовый; Д — вюститовый

Магнезиорибекит и рибекит, в отличие от глаукофана, устойчивы в более широких интервалах температур и давлений [113–113]. Поля устойчивости магнезиорибекита при постоянном P_0 , см. на фиг. 1602–1604 в справочнике «Минералы» Диаграммы фазовых равновесий, 1974, вып. 1. При низком давлении водяного пара магнезиорибекит разлагается на соединения, включающие окислы железа (и магния), оливин, $\text{Na}_2\text{O} \cdot 5(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot 12\text{SiO}_2$, акмит или $\text{Na}_2\text{O} \cdot 2(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot 6\text{SiO}_2$ и пар. При давлении водяного пара больше 200 бар минерал плавится инконгруэнтно с образованием гематита, магнезиоферрита, оливина, $\text{Na}_2\text{O} \cdot 5(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot 12\text{SiO}_2$, жидкости и пара; выше 300 бар и 910° происходит инконгруэнтное плавление с образованием гематита, магнезиоферрита, оливина, ортопироксена, жидкости и пара. При определенном общем давлении водяного пара в системе возрастание P_0 повышает температуру разложения магнезиорибекита (см. фиг. 1601 в справочнике «Минералы» Диаграммы фазовых равновесий, 1974, вып. 1). Температура разложения рибекита на 150° ниже, чем магнезиорибекита. При давлении водяного пара ниже 1500 бар продукты разрушения рибекита представлены фаялитом, эгирином, магнетитом, кварцем и паром. Рибекит синтезирован также [167] при температурах ниже

610°; выше 610° происходило образование акмита. По Татлу и Боуэну [167], рибекит из гранита Куинси, шт. Массачусетс (США) при 600° и давлении водяного пара 1000 атм не изменялся, но разрушался при 625° и том же давлении. Магнезиорибекит получен при 800° и давлении 1 кбар [27]. Превращения природного рибекита в гидротермальных условиях исследованы [168] в области температур 450—700°, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 4,1\text{—}4,6$ кбар и парциальных давлениях кислорода, контролируемых железо-вюститовым и магнетит-гематитовым буферами. Установлено образование тонковолокнистого рибекита ($n_g = 1,700$, $n_o = 1,692$, (-) 2V большой) по биотиту при обработке среднернергического гранита щелочным кремнесодержащим раствором при 340° и давлении 400 атм [169]. О синтезе амфиболов рибекит-арфведсонитового ряда см. также [170].

Практ. знач. Используются волокнистые разновидности — асбесты (см. крокидолит, родусит).

Отл. Рибекит и магнезиорибекит отличаются от глаукофана более интенсивным плеохроизмом и положением пл. опт. осей: у рибекита и магнезиорибекита \perp (010), у глаукофана \parallel (010). В отличие от арфведсонита рибекит характеризуется меньшими углами погасания и тонами плеохроизма (синими и фиолетовыми; арфведсонит плеохроирует обычно в буроватых тонах).

Разнов. Крокидолит (крокидолит-асбест) — crocidolite (crocidolite-asbestos) — волокнистая разновидность рибекита [171 — 173].

Синон. Асбест голубой или синий — blue asbestos; капский асбест — cape asbestos [174]; грикваландит — grigvalandite. Окварцованные крокидолиты имеют названия: тигровый глаз — tiger's-eye — желтый, плотный, жилковатый; соколиный глаз — falcon's-eye — синий, плотный, жилковатый, с характерным шелковистым отливом.

Цв. темно-синий, реже сине-зеленый. По механической прочности и способности к расщеплению выделяются различия: прочные с шелковистым блеском, легко распушивающиеся на очень тонкие волокна; более грубоволокнистые, труднее поддающиеся расщеплению, матовые; ломкие, легко поддающиеся разрыву. Длина волокон варьирует в широких пределах. По оптическим свойствам и составу (хим. анализы 19—26) аналогичен рибекиту. Колебания содержания главных компонентов отчасти обусловлены наличием примесей волокнистого куммингтонита, зерен кварца и других минералов. ИК-спектр поглощения крокидолита характеризуется интенсивной полосой 1020 см^{-1} , полосами 910, 1130, 1165 см^{-1} в области валентных колебаний Si — O и полосами 465 (самая интенсивная), 515 и 550 см^{-1} в области деформационных колебаний Si — O [173]. Крокидолит характеризуется очень высокой сорбционной способностью и занимает одно из первых мест по поглощению различных жидких и газообразных продуктов.

Физические свойства крокидолита и родусита [173]:

Свойства	Крокидолит	Родусит
Прочность на растяжение	260—350 кгс/мм ²	170—220 кгс/мм ²
Магнитная восприимчивость	$60 \cdot 10^{-6}$ — $126 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС	Около $35,0 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС
Диэлектрическая проницаемость	Около 8,64	7,4—8,1
Уд. в.	3,10—3,42	2,3—3,21
Свечение в ультрафиолетовых лучах	Не люминесцирует	Не люминесцирует
Поведение в водной среде	Распадается на тонкие агрегаты волокон, образует устойчивую суспензию	Распадается на тонкие агрегаты волокон, образует устойчивую суспензию
Растворимость, вес. %:		
в кислотах	Около 5,0	5,0—8,0
в щелочах	1,3—5,0	3,0—6,0

Крокидолит обладает высокими щелоче- и кислотоустойчивостью. После обработки кислотами и щелочами различной концентрации волокна природного и синтетического крокидолита не разрушаются и не обнаруживают структурных

изменений [175]. Установлено [176] уменьшение механической прочности крокидолита после термической обработки в вакууме и в атмосфере кислорода.

Образование главных месторождений крокидолита связано с щелочным и магнезиальным метасоматозом в железистых кварцитах. Примеры в СССР — Курская магнитная аномалия и Кривой Рог [177, 178, 179], где в железистых кварцитах и в пустотах кварцевых жил, секущих метасоматически измененные железисто-кремнистые породы, крокидолит ассоциируется с рибекитом, родуситом, куммингтонитом, магнезитом. В куммингтонит-магнетитовых роговиках и хлорит-биотитовых сланцах Кривого Рога встречен также жильный крокидолит, ассоциирующийся с кварцем, карбонатами, магнезитом [89].

В ЮАР и в Западной Австралии известны промышленные месторождения крокидолита, приуроченные к толщам яшмовидных железистых кварцитов. Наиболее крупные (с запасами в миллионы тонн волокна) месторождения находятся в Трансваале (ЮАР) [6, 84, 85, 102, 180, 181]. Они приурочены к дуге, проходящей по северо-восточной части Бушвельдского комплекса и в Капской провинции. Крокидолит, часто вместе с амозитом, приурочен к слоистым железнякам и образует серии параллельных жил различной мощности (до 4 м). Жилы сложены в основном поперечно-волокнистым, иногда продольно-волокнистым (длина волокон до 30 см) или пучковато-волокнистым крокидолитом и игольчатым рибекитом. На месторождениях развиты мощная (до 100 м) зона выветривания и окремненные зоны, в которых крокидолит частью превращен в «тигровый глаз».

Предполагается [85, 180], что Na первоначально был равномерно распределен по всей массе железистой породы. Более поздний переход массивного рибекита в волокнистый крокидолит объясняется неустойчивостью рибекита в условиях стрессового давления в железистых породах. Возникновение поперечно-волокнистой структуры связывается с ориентировкой тектонических подвижек в период кристаллизации крокидолита.

Залежи крокидолита в полосчатых железистых породах хр. Хамерсли в Западной Австралии [97, 144, 182, 183] по геологической позиции и генезису аналогичны африканским; практическое значение имеют залежи у Витенума [183]. Образование крокидолитового асбеста в связи с циркулирующей гидротермальных растворов в щелочных породах [184] установлено в Венгрии [185]; крокидолит содержится в карбонатных породах в ассоциации с тремолитом, альбитом и мусковитом. От других голубых асбестов крокидолит отличается глубокой синей окраской, высоким содержанием Fe, более высокими уд. весом и магнитной восприимчивостью.

Родусит (родусит-асбест) — rhodusite (rhodusite-asbestos) — волокнистая разновидность магнезиорибекита (хим. анализы 27—34) [171—173, 186].

Назван по месторождению на о-ве Родос в Эгейском море, где был найден впервые Фулоном в 1891 году [92].

Синон. Магнезио-рибекитовый асбест — magnesio-riebeckitic asbestos [179]; Mg-крокидолит — Mg-crocidolite [7].

Цв. голубовато-синий, бл. шелковистый, легко распадается на тонкие эластичные волокна. В распушенном состоянии пепельно-серый с голубоватым или синеватым оттенком. По механической прочности и способности к расщеплению выделяются прочные и ломкие разновидности. Известны рыхлые, твердые и картоновидные родуситы [91]; под названием «крепкий» родусит описана порода, имеющая спутанно-волокнистую или перекрещенно-волокнистую текстуру [187]. Встречается сплошной родусит, состоящий из различно ориентированных волокнистых и шестоватых выделений [188]. Изучена зависимость расщепляемости родусита от его состава и микроструктуры [187]; волокна родусита, по данным электронно-микроскопических исследований, имеют пластинчатую или брусковидную форму, прямолинейны и плотно прилегают друг к другу. Изучалась устойчивость родусит-асбеста в водной среде при высоких давлениях (500 и 1000 атм) и температуре до 800° [189]. В ИК-спектре имеются полосы поглощения 1030 (наиболее интенсивная), 910 и 1120 см⁻¹ в области валентных

колебаний Si—O; 460, 520, 550 см⁻¹ в области деформационных колебаний Si—O и 650, 665, 700, 800 см⁻¹ в области колебаний Me—O [173]. Обладает высокими щелоче- и кислотоустойчивостью, сорбционной способностью (см. выше сравнение со свойствами крокидолита).

Месторождения родусит-асбеста приурочены к пестроцветным толщам различного возраста, представленным ритмичными отложениями мелководных засоленных лагун (мергели, аргиллиты, алевролиты, песчаники и т. д.). Образование родусита связывается с циркулирующей нагретых вадозных вод [188] и телетермальных растворов [171, 190, 191], обогащенных рудообразующими компонентами, извлеченными из вмещающих пород. Менее обоснованы гипотезы осадочно-метаморфического [192], дислокационно-метаморфического [186] и осадочного [193] происхождения родусита. Месторождения родусита в пестроцветных толщах известны в Минусинской впадине [189, 192—195] и в Центральном Казахстане [186, 188, 191, 193, 194]. Выделяются два основных типа родуситовой минерализации — жильная и вкрапленная; встречаются и родуситовые конкреции [189, 193]. В СССР известны проявления родусит-асбестовой минерализации в куммингтонитовых и магнетит-кумингтонитовых сланцах и роговиках, в метасоматически измененных граносиенитах и карбонатитах [173]. За рубежом родусит известен в следующих местах: Кочабамба (Боливия) [196] — в доломито-мергелистых породах и кварцитовидных песчаниках (назван крокидолит-асбестом); район Лусаки (Замбия) [197] — длинно-волокнистые прожилки в крупнозернистых доломитах; Робертстаун и Труро (Австралия) [198] — в мраморах; юго-западная Гренландия [199] — в альбититах среди гнейсов; Тамилнад (Индия) [90] — в аплитах, пегматитах, сиенитах и карбонатитах.

В отличие от рихтерит- и режикит-асбестов у родусит-асбестов показатели преломления выше, но они ниже, чем у крокидолита. От последнего отличается и более низкой магнитной восприимчивостью.

Практ. знач. Как и крокидолит, родусит является ценным промышленным сырьем [97, 172, 174, 180, 200, 201]. Применяется для изготовления специальных текстильных и картоноподобных изделий, лаков, красок, используется в качестве наполнителя пластмасс, для обмазок электродов и т. д. «Тигровый глаз», «соколиный глаз», а также плотные зернистые агрегаты родусита и особенно его опализированные разновидности представляют поделочные камни [186].

Межплоскостные расстояния рибекита (крокидолита) из Коэгаса (ЮАР) [84]

CoK_α-излучение, D = 114 мм

hkl	l	d(Å)	hkl	l	d	l	d	l	d
020	3	9,3	161	4	2,602	1	1,816	2	1,503
110	10	8,42	002	6	2,530	2	1,799	1	1,493
011	3	4,90	251	4	2,327	1	1,726	1	1,459
040	5	4,52	112	4	2,261	1	1,697	5	1,424
031	3	3,88	36 $\bar{1}$; 27 $\bar{1}$	5	2,173	1	1,683	3	1,377
021	2	3,67	132	1	2,132	5	1,655	4	1,349
23 $\bar{1}$	6	3,43		2	2,077	1	1,637	5	1,309
240	3	3,24		2	2,012	2	1,612	2	1,285
310	8	3,09		1	1,990	4	1,591	1	1,239
141; 32 $\bar{1}$	3	2,97		1	1,892	1	1,575	1	1,202
330	2	2,79		2	1,868	3	1,518	1	1,192
231; 25 $\bar{1}$	10	2,719							

Л и т е р а т у р а

1. Sauer A. Zs. Dtsch. geol. Ges., 1888, 40, 138.
2. Абланов Б. Ф., Гильмутдинов Г. Х. В кн.: Геология. Алма-Ата, 1966, вып. 1, 132.
3. Gross E., Heinrich E. Am. Min., 1966, 51, N 3-4, 299.
4. Colville A. A., Gibbs G. V. Geol. Soc. Am., Spec. paper, 1965, N 82, 31.
5. Gossner B., Mussnug N. N. Jb. Min., 1928, B.-Bd. 58, A 213.
6. Du Toit A. L. Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1945, 48, 161.
7. Borg I. Contrib. min., petrol., 1967, 15, N 1, 67.

8. Klein C., Ito J. *Am. Min.*, 1968, 53, N 7-8, 1264.
9. Афонина Г. Г., Коваленко В. И., Писарская В. А. ДАН СССР, 1969, 187, № 6, 1371.
10. Литвин А. Л. Кристаллохимия и структурный типоморфизм амфиболов. Киев: Наукова думка, 1977, 56.
11. Whittaker E. J. W. *Acta Cryst.*, 1960, 13, pt 4, 291.
12. Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А., Рогачев Д. Л. Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 12, 3.
13. Ernst W. G. *Am. Min.*, 1963, 48, N 3-4, 241.
14. Colvill P. A., Ernst W. G., Gilbert M. C. *Am. Min.*, 1966, 51, N 11-12, 1727.
15. Ernst W. G., Wai C. M. *Am. Min.*, 1970, 55, N 1-2, 299.
16. Нечаева Е. А., Сидоренко Г. А. Геология месторождений редких элементов, 1972, вып. 35, 146.
17. Whittaker E. J. W. *Acta Cryst.*, 1949, 2, pt 5, 312.
18. Ghose S. *Min. Mag.*, 1965, 35, N 269, 46.
19. Little J. G. F., Williams R. J. P. *J. Chem. Soc. London*, 1965, 6368.
20. Литвин А. Л., Мичник Т. Л., Петрунина А. А., Польшин Э. В., Ефимов А. Ф., Коваленко В. И. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1976, № 10, 3.
21. Gibb T. C., Greenwood N. N. *Trans. Faraday Soc.*, 1965, 61, N 511, pt. 7, 1317; Whitfield H. J., Freeman A. G., J. *Inorg. Nucl. Chem.*, 1967, 29, N 4, 903; Jancovici V., Ionescu J., Filoti G. Bălan M., Gomolea V. *Rev. Roum. géol. geophys., géogr., Ser. géol.*, 1971, 15, N 2, 129.
22. Burns R. G., Prentice F. J. *Am. Min.*, 1968, 53, N 5—6, 770.
23. Bancroft G. M., Burns R. G., Stone A. J. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1968, 32, N 5, 543.
24. Addison C. C., White A. D. *Min. Mag.*, 1968, 36, N 281, 743.
25. Bancroft G. M., Burns R. G. *Min. Soc. Am., Spec. Pap.*, 1969, N 2, 137.
26. Strens R. G. J. *Am. Min.*, 1970, 55, N 1-2, 313.
27. Burns R. G., Tossell J. A., Vaughan D. J. *Nature*, 1972, 240, N 5375, 33.
28. Whittaker E. *Am. Min.*, 1971, 56, N 5-6, 980.
29. Kawahara A. *Miner. J., Japan*, 1963, 4, N 1, 30.
30. Chisholm J. E. J. *Materials science*, 1973, 8, N 4, 475.
31. Hutchison J. L., Irusteta M. C., Whittaker E. J. W. *Acta Cryst.*, 1975, A-31, pt 6, 794.
32. Ершова З. П., Перфильев Ю. П., Бабешикин А. М. В кн.: Термический анализ минералов. М.: Наука, 1978, 105.
33. Heddle M. F. *The Mineralogy of Scotland*. Edinburgh, 1901, 2, 41.
34. Smith W. C., Hey M. H., Kempe D. R. C. *Min. Mag.*, 1968, 36, N 284, 1164.
35. Исаков М. Г. В кн.: Минералы изверженных горных пород и руд Урала. Л.: Наука, 1967, 61.
36. Ферман А. Е. ДАН СССР, 1937, 17, № 4, 199; Платонов А. Н. Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка, 1976, 100; Manning P. G., Nickel E. N. *Canad. Min.*, 1969, 10, pt. 1, 71.
37. Глаголев А. А. В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Изд-во АН СССР, 1961, 1, 289.
38. Moenke H. *Mineralspectren*. Berlin, 1966, 6, 70.
39. Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Лapidес И. Л., Горегляд А. В. Щелочные амфиболы редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977, 95.
40. Hanisch K. N. *Jb. Min., Monatsh.*, 1966, H. 4, 109.
41. Ефимов А. Ф., Крюкова М. Г., Андрес У. У. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 4, 148.
42. Пархоменко Э. И., Мкртчян С. А. Изв. АН СССР. Физика земли, 1974, № 12, 46.
43. Bennington K. O., Ferrante M. J., Stuebe L. M. *U. S. Bur. Mines. Rep. Invest.*, 1978, N 8265.
44. Наконник Н. И. Зап. Мин. об-ва, 1934, 63, вып. 1, 94; Winchell H. *Min. Soc. Am., Spec. Pap.*, 1963, N 1, 267; Venkataraman P. K. *Indian Minerals*, 1962, 16, N 2, 178.
45. Половинкина Ю. И. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1953, № 7, 172.
46. Miyashiro A. *J. Fac. sci., Univ. Tokyo*, 1957, 11, p. 1, 57.
47. Спасский А. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 1, 112.
48. Vendl A. *Zs. Krist.*, 1924, 60, 135.
49. Тарарин И. А. Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока. М.: Наука, 1971, 97.
50. Петрова Е. А., Скорсбогатсеа Н. В. Геология месторождений редких элементов, 1961, вып. 9, 129.
51. Кушев В. Г. Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 11, 280.
52. Иларионов А. А. Геология, минералогия и инженерная геология КМА. Изд-во АН СССР, 1963, 85.
53. Афанасьев Г. Д., Гурбанов А. Г. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 1, 19.
54. Полканов А. А., Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н., Каваурдин Г. И. Массив Гремяха-Вырмеев на Кольском полуострове. М.—Л.: Наука, 1967.
55. Phemister J., Harvey C. O., Sabine P. A. *Min. Mag.*, 1950, 29, N 211, 359.
56. Kanko L., Pentti O. *Bull. Geol. Soc. Finland*, 1973, 45, N 2, 143.
57. Chanappa N. *Krystalinikum*, 1971, 8, 133.
58. Глаголев А. А., Клагин Б. Д. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 3, 288.
59. Kunitz W. N. *Jb. Min.*, 1930, B.-Bd. 60, A, 171; Sundius N. *Sver. geol. unders., Ser. C*, N 480, 1946, Årsbok 40, N 4, 36; Phillips R., Layton W. *Min. Mag.*, 1964, 33, N 267, 1097.

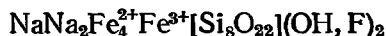
60. Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977, 33.
61. Ernst W. G. J. *Geology*, Chicago, 1962, 70, N 6, 689; *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1960, 71, N 12, 1859.
62. Коваленко В. И., Писарская В. А., Николаева Д. Х. ДАН СССР, 1966, 169, № 5, 1162.
63. Лалидес И. Л., Коваленко В. И., Афонин В. П. В кн.: Вопросы минералогии горных пород и руд Восточной Сибири. Иркутск, 1972, 114.
64. Борнеман-Старынкевич И. Д. Зап. Всес. мин. об-ва, 1976, 105, вып. 4, 495.
65. Greenwood R. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1951, 62, N 10, 1151.
66. Маракушеев А. А., Тарарин И. А., Залищак Б. Л. В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966, 5.
67. Borley G. D. *Min. Mag.*, 1963, 33, N 260, 358.
68. Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Илимаусак (Ю. Гренландия). М.: Наука, 1969, 90.
69. Гамалея Ю. Н. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 1, 73; 1970, № 2, 39.
70. Ильинский Г. А. Минералогия щелочных интрузий Туркестано-Алая. Изд-во Ленингр. ун-та, 1970, стр. 64—85, 132—133.
71. Кудрина М. А. Минеральное сырье, 1963, вып. 7, 109; Кудрин В. С., Кудрина М. А., Шурига Т. Н. Геология месторождений редких элементов, 1965, вып. 25, стр. 114, 125.
72. Архангельская В. В. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1973, 48, № 3, 110.
73. Фабрикова Е. А. Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 6, 118; Солодов Н. А., Фабрикова Е. А., Солодова Ю. П. Тр. Мин. музея АН СССР, 1968, вып. 18, 123.
74. Коваленко В. И., Знаменская А. С., Пополитов Э. И., Абрамова С. Р. Геохимия, 1969, № 8, 997; там же, 1969, № 5, 541.
75. Семенов Е. И., Катюнина Л. П., Кулаков М. Н. В кн.: Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов. М.: Наука, 1967, 137.
76. Воробьев Г. Г. Геохимия, 1957, № 8, 713; Недашковский П. Г., Дербаремдигер М. М., Славкина С. П., Нарнов Г. А., Абисалов Э. Г. В кн.: Геохимические циклы Дальнего Востока. Владивосток, 1969, 65.
77. Коваленко В. И., Легейдо В. А., Петров А. А. Геохимия, 1968, № 9, 1078.
78. Тарарин И. А. В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966, 182.
79. Некрасов И. Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1966, 251—264.
80. Hashimoto M. J. *Fac. sci., Univ. Tokyo*, 1968, 17, p. 1, 99; *Mem. Nat. Sci. Museum, Tokyo*, 1974, N 7, 19.
81. McLachlan G. W. *Min. Mag.*, 1951, 29, N 212, 476.
82. Самойлов В. С., Гормаишева Г. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1975, 104, вып. 2, 145.
83. Miyashiro A., Iwasaki M. J. *Geol. Soc. Japan*, 1957, 63, 698.
84. Cilliers J. J., Freeman A. G., Hodgson A., Taylor H. F. W. *Econ. Geol.*, 1961, 56, N 8, 1421.
85. Peacock M. A. *Am. Min.*, 1928, 13, N 7, 241.
86. Hodgson A. A. *Min. Mag.*, 1965, 35, N 270, 291.
87. Никольский А. П. Сов. геология, 1956, сб. 50, 28.
88. Куман В. Е. ДАН СССР, 1959, 125, № 5, 1100.
89. Чумакова С. П., Тохтуев Г. В., Скуридин С. А. В кн.: Теоретические и генетические вопросы минералогии и геохимии. Киев: Изд-во АН УССР, 1963, 121.
90. Saravanan S., Ramasamy R. *Min. Mag.*, 1971, 38, N 295, 376.
91. Степанова Т. И. Металлогения девона и нижнего карбона межгорных впадин Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1965, 94.
92. Foullon H. V. *Sitzungsber. Acad. Wiss., Wien*, 1891, 100, Abt. 1, 169.
93. Wymond A. P., Wilson R. B. *Trans. Roy. Soc. South Australia*, 1951, 74, 44.
94. Дсброхтов М. Н. Геология и железорудные месторождения Кременчугского района. М.: Недра, 1964, 84.
95. Костюк Е. А. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1970, вып. 90, 7.
96. Леснев Ф. П., Агафонов Л. В., Кузнецова И. К. Тр. Ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР, 1976, 10, вып. 305, 85.
97. Trendall A. F., Blockley J. G. *Bull. Geol. Surv. W. Australia*, 1970, N 119.
98. Лазарев Ю. И. Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, 1971, вып. 7, 107.
99. Лукашев А. Н., Аблансв Б. Ф. Зап. Всес. мин. об-ва, 1971, 100, вып. 2, 198.
100. Lyons P. C. *Am. Min.*, 1972, 57, N 9—10, 1404.
101. Самойлов В. С., Гормаишева Г. С., Чернышева Е. А. Ежегодник Ин-та геохимии СО АН СССР, 1973, Новосибирск: Наука, 1974, 189.
102. Vocquet J. *Schweiz. min. petr. Mitt.*, 1974, 54, N 2-3, 425.
103. Varmas F. H. S. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 1952, 55, 199.
104. Heystek H., Schmidt E. R. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 1953, 56, 99.
105. Hodgson A. A., Freeman A. G., Taylor H. F. W., *Min. Mag.*, 1965, 35, N 269, 5; *Freeman A. Min. Mag.*, 1966, 35, N 275, 953.
106. Лалидес И. Л., Брандт С. Б., Коваленко В. И. ДАН СССР, 1967, 177, № 3, 681; Лалидес И. Л., Коваленко В. И., Брандт С. Б. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1970, № 4, 37; в кн.: Экспериментальные исследования минералогического образования. М.: Наука, 1971, 91.

107. *Иванова В. П., Касатов Т. Н., Красавина Е. Л., Розилова Е. Л.* Термический анализ минералов и горных пород. М.: Недра, 1974, 1.
108. *Ершова З. П.* В кн.: Термический анализ минералов. М.: Наука, 1978, 85.
109. *Patterson J. H.* Min. Mag., 1965, 35, N 269, 31.
110. *Addison C. C., Addison W. E., Neal G. H., Sharp J. H.* J. Chem. Soc. London, 1962, N 4, 1468; *Addison W. E., Neal G. H., Sharp J. H.* J. Chem. Soc. London, 1962, N 4, 1472; *Addison W. E., White A. D.* Min. Mag., 1968, 36, N 282, 791.
111. *Коваленко В. И., Лапидес И. Л., Брандт С. Б.* ДАН СССР, 1967, 177, № 4, 925; *Иваницкий В. П., Калининко А. М., Матяш И. В., Половко Н. И., Георгьян С. В.* В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1976, № 10, 37.
112. *Takubo J., Ukai Y.* Japanese J. geol., geogr., 1954, 24, 145.
113. *Ершова З. П., Дмитриев Р. В.* ДАН СССР, 1978, 238, № 6, 1455.
114. *Ernst W. G.* Carnegie Inst. Washington, 1956—1957, 56, 228; Geochim. Cosmochim. Acta, 1960, 19, N 1, 10.
115. *Коваленко В. И., Писарская В. А., Пополитов Э. И.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 9, 32; *Kovalenko V. I.* Papers. and Proc. of the 5-th General meeting. London, 1968, 261; *Коваленко В. И., Пополитов Э. И.* Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы. М.: Наука, 1970, 186—196.
116. *Fabriès J., Rocci G.* Contrib. min., petrol., 1972, 35, N 3, 215.
117. *Зырянов В. Н.* Петрология метасоматически измененных гранитоидов и щелочных пород Чингизской зоны. М.: Наука, 1969, 43.
118. *Батиева И. Д.* В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1972, вып. 9, 34.
119. *Чумаков А. А.* В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1958, 308.
120. *Морозов А. И.* В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1958, 225.
121. *Кудрин В. С., Кудрина М. А.* Минеральное сырье, 1960, вып. 1, 74; *Коваленко В. И., Окладникова Л. В., Павленко А. С., Пополитов Э. И., Филиппов Л. В.* В кн.: Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований. М.: Наука, 1965, 20, 91, 105.
122. *Арсенев А. А., Нечаева Е. А.* Тр. ИГН АН СССР, 1951, вып. 128, 48.
123. *Ефремова С. В.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 10, 33.
124. *Костюк В. П., Гулецкая Э. С.* Геология и геофизика, 1967, № 7, 43.
125. *Косал Я. А., Дмитриева А. Н.* ДАН СССР, 1973, 211, № 6, 1433.
126. *Роненсон Б. М.* Геология месторождений редких элементов, 1966, вып. 28, 83; *Еськова Е. М.* Щелочные редкометалльные метасоматиты Урала. М.: Наука, 1976, 181.
127. *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, 454—461 и 570—644.
128. *Семенов Е. И., Капитонова Т. А.* В кн.: Минералогия и генетические особенности щелочных массивов. М.: Наука, 1964, 3.
129. *Северов Э. А.* Сб. ИМГРЭ, методические материалы, 1960, вып. 6, 35; Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 1, 85; *Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д.* Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, 1962, 83—85 и 182; *Акелин Н. А., Казакова М. Е.* ДАН СССР, 1963, 149, № 3, 672.
130. *Апельцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. Н.* Тр. ВИМС. Нов. сер., 1967, вып. 16, 77.
131. *Bain A. D.* Quart. J. Geol. Soc. London, 1934, 90, pt 2, N 358, 201.
132. *Huang W. T.* Bull. Geol. Soc. Am., 1958, 69, N 9, 1191.
133. *Stull R. J.* Am. Min., 1973, 58, N 9-10, 873.
134. *Gordon S. G.* Acad. natur. sci., Philadelphia, Proc., 1925, 76, 249; *Bøggild O. B.* Medd. Grønland, 1953, 149, N 3, 422.
135. *Hytönen K., Heikkinen A.* Bull. Comm. Geol. Finl., 1966, N 222, 145.
136. *Lonsdale J. T.* Bull. Geol. Soc. Am., 1940, 51, 1539.
137. *Bryan W. B., Stevens N. C.* Am. J. Sci., 1973, 273, N 10, 947.
138. *Воробьев Г. Г., Ротко М. А.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 2, 198.
139. *Hawley J. E.* Am. Min., 1937, 22, N 11, 1099; *Frohberg M. H.* Am. Min., 1939, 24, N 6, 382.
140. *Самойлов В. С.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1973, 102, вып. 3, 320.
141. *Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С.* Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1972, 170.
142. *Глазов А. А.* Метаморфизм докембрийских пород КМА. М.: Наука, 1966, 46—52 и 93.
143. *Лазарев Ю. И.* В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы (тезисы докл.). Киев: Наукова думка, 1966, 53.
144. *Ayres D.* Econ. Geol., 1972, 67, N 8, 1214.
145. *Половинкина Ю. И.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1949, 78, вып. 1, 52.
146. *Klein C. J.* Petrology, 1966, 7, N 2, 246.
147. *Klein C. J.* Petrology, 1968, 9, N 2, 281.
148. *Скаржинский В. И.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 2, 230.
149. *Елисеев Н. А., Никольский А. П., Кушев В. Г.* Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР,

- 1961, вып. 13, 24; Токовенко В. С. Зап. Укр. отд. Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 1, 137; Шееченко Е. В. Мин. сб., Львов, 1965, № 19, вып. 1, 69; Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Виноградов Д. П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. М.—Л.: Наука, 1965, 196.
150. Илларионов А. А. Петрография и минералогия железистых кварцитов Михайловского месторождения Курской магнитной аномалии. М.: Наука, 1965, 108.
151. Филатова Л. И. Изв. Высш. уч. зав. Геол. и разв., 1961, № 2, 53.
152. Архангельская В. В. Бюлл. Моск. об-ва испыт. прир., отд. геол., 1973, 48, № 3, 110; Архангельская В. В., Гинзбург А. И. В кн.: Новое в минералогических исследованиях. М.: Изд-во ВИМС, 1976, 22.
153. Кушев В. Г., Синицын А. В. В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. М.—Л.: Наука, 1966, 70.
154. Narayanan Kutty T. R., Anantha Iyer G. V., Ramakrishnan M. Current Science, 1974, 43, N 1, 1.
155. Kempe D. Min. Mag., 1968, 36, N 284, 1167.
156. De Roever E. W. F., Veunk F. F., Kieft C. Contrib. min., petrol., 1976, 58, N 3, 221.
157. Добрецов Н. Л. Глаукофановые и эклогит-глаукофанланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974, 275.
158. Switzer G. California Department. nat. Resources. Div. mines, geol. Bull., 1951, N 161, 51; Seki Y. Japanese J. geol., geogr., 1958, 29, 233.
159. Uwasaki M. J. Geol. Soc. Japan, 1960, 66, N 780, 566; Miyashiro A. J. Geol. Soc. Japan, 1962, 68, N 799, 234; Uwasaki M. J. Fac. Sci., Univ. Tokio, Sect. 2, 1963, 15, pt 1, 55; Hashimoto M. Mem. Nat. Sci. Mus., 1974, N 7, 19.
160. Black Rh. Am. Min., 1970, 55, N 5-6, 1061.
161. Onuki H., Ernst W. G. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 241.
162. Milton C., Eugster H. P. Researches in geochemistry. New York—London, 1959, 118.
163. Milton C., Ingram B., Berger S. Am. Min., 1974, 59, N 7-8, 830.
164. Эрнст В. Г. В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, 498.
165. Ernst W. G. Amphiboles. Crystal chemistry. Phase relations and occurrence. New York, Springer, 1968, 1, 84.
166. Ernst W. G. Carnegie Inst. Washington, 1958, Year Book, N 57, 199.
167. Tuttle O. F., Bowen N. L. Mem. Geol. Soc. Am., 1960, N 74, 92.
168. Лапидес И. Л., Коваленко В. И., Писарская В. А., Афонина Г. Г., Брандт С. Б. В кн.: Экспериментальные исследования минералообразования. М.: Наука, 1971, 20.
169. Балицкий В. С. ДАН СССР, 1966, 171, № 5, 1175.
170. Денискина Н. Д. Геология и геофизика, 1969, № 8, 119; Лохова Г. Г. Геология и геофизика, 1970, № 1, 135.
171. Андреев Ю. К. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, 1962, 6, 256.
172. Федосеев А. Д., Григорьева Л. Ф., Макарова Т. А. Волокнистые силикаты. Природные и синтетические асбесты. М.: Наука, 1966, 32.
173. Соболева М. В. Минералогия волокнистых минералов группы амфиболов и серпентина. М.: Недра, 1972, 3.
174. Аршинов В. В. Неметаллические ископаемые СССР. Изд-во АН СССР, 1936, 1, 328.
175. Макарова Т. А., Пивоварова Л. Н., Пирютко М. М., Косулина Г. И., Быстрова А. В. Изв. АН СССР. Сер. геогр. матер., 1973, 9, № 1, 101.
176. Rouxhet P. G., Gillard J. L., Fripiat J. J. Min. Mag., 1972, 38, N 297, 583.
177. Павленко А. С. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 1, 81.
178. Куман В. Е. ДАН СССР, 1960, 131, № 1, 161; Геол. журн. АН УССР, 1960, 20, вып. 3, 68.
179. Андреев Ю. К., Волчек И. И., Еремев В. П., Петров В. П., Токмаков П. П. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, 1962, 6, 113.
180. Hall A. L. Mem. Geol. Surv. S. Africa, 1930, N 12, 324.
181. Sinclair W. E. Bull. Inst. mining, metallurgy, 1956, N 601, 69.
182. Miles K. R. Bull. Geol. Surv. W. Australia, 1942, N 100.
183. Ramdohr R. Aufschluss, 1968, 19, N 12, 308.
184. Соболев Н. Д., Соболева М. В. Минеральное сырье, 1963, вып. 8, 107.
185. Kiss J. Földt. Közlöny, 1963, 93, F. 3, 329.
186. Ведерников Н. Н., Есенов Ш. Е., Будай М. М. Геология, методика поисков и разведки месторождений родусит-асбеста. Алма-Ата: Наука, 1965, 41.
187. Артемов В. Р. Зап. Всес. мин. об-ва, 1965, 94, вып. 4, 369.
188. Чухров Ф. В. В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1946, 59.
189. Сыромлятников Ф. В. В кн.: Исследования природного и технического минералообразования. М.: Наука, 1966, 194.
190. Андреев Ю. К., Годовиков В. Н. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 31, 112.
191. Артемов В. Р. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, 1962, 6, 292; Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1964, 118, 3.
192. Пискорский П. П. Геология и геофизика, 1965, № 10, 137.
193. Глаголев А. А., Бейсеев О. Б. ДАН СССР, 1964, 157, № 4, 837; Бейсеев О. Б. ДАН СССР, 1966, 167, № 2, 416.

194. Бейсеев О. Б., Паршин Г. Б. В кн.: Материалы по минералогии Казахстана. Алма-Ата, 1974, 171.
 195. Искюль В. И. Изв. АН СЛБ., 1907, 171.
 196. Ahlfeld F. Inst. Mus. Univ. nacion. de la Plata. Notas Museo La Plata, Argentina, 1943, 8, geol., N 27, 355.
 197. Drysdall A. R., Newton A. R. Am. Min., 1960, 45, N 1-2, 53.
 198. King D. Dept. Mines, S. Australia, Mining, Rev., 1955, N 103, 58.
 199. Ayrton S., Masson H. Schweiz. min., petr. Mitt., 1972, 52, N. 2, 277.
 200. Петров В. П., Андреев Ю. К. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 31, 5.
 201. Андреев Ю. К. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 95, 61.

Арфведсонит Arfvedsonite



Назван по имени шведского химика проф. Ю. А. Арфведсона (Брук, 1823).
 Синон. Натриевая роговая обманка — soda hornblende (по Хеоу); юдит (джаддит) — judite (Билграми, 1955) — марганецсодержащий; свиднеит — svidneite (Минчева-Стефанова, 1951).

Разнов. Магнезиоарфведсонит.

Характ. выдел. Зерна, удлиненно-призматические кристаллы (от долей миллиметра до 15 см, редко до 50 см в длину), их звездчатые, веерообразные и радиально-лучистые агрегаты, игольчатые и волокнистые (иногда микроволокнистые) выделения (асбесты).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$. $a_0 = 9,87$, $b_0 = 18,31$, $c_0 = 5,33$ Å, $\beta = 105^\circ 45'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,539 : 1 : 0,291$; $Z = 2$ [1].

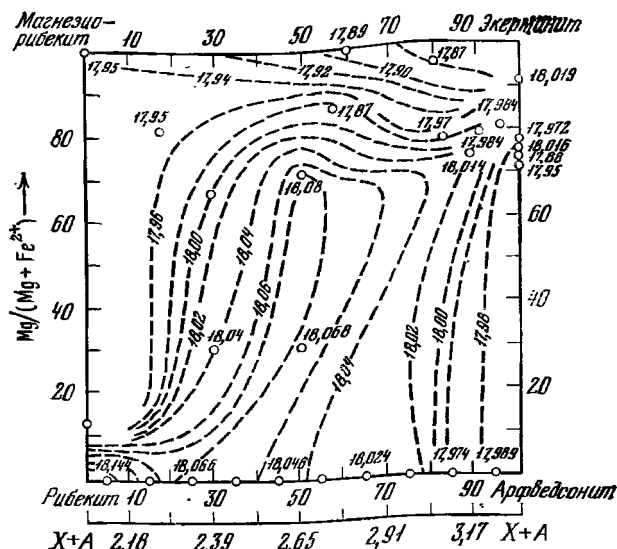
По рентгенограммам относится к пр. гр. $C_{2h}^6 - C2/c$, что объясняется существованием в структуре арфведсонита локальных с-плоскостей скольжения, как следствие этого — отсутствие рефлексов ($h0l$) с нечетными « l » [2]; арфведсонит — пример минералов, в которых этот эффект предсказывался теоретически [3].

Пределы колебаний параметров элементарной ячейки: $a_0 = 9,80 - 9,98$, $b_0 = 17,88 - 18,31$, $c_0 = 5,22 - 5,41$ Å, $\beta = 104^\circ 47' - 107^\circ 10'$ [2,4-14].

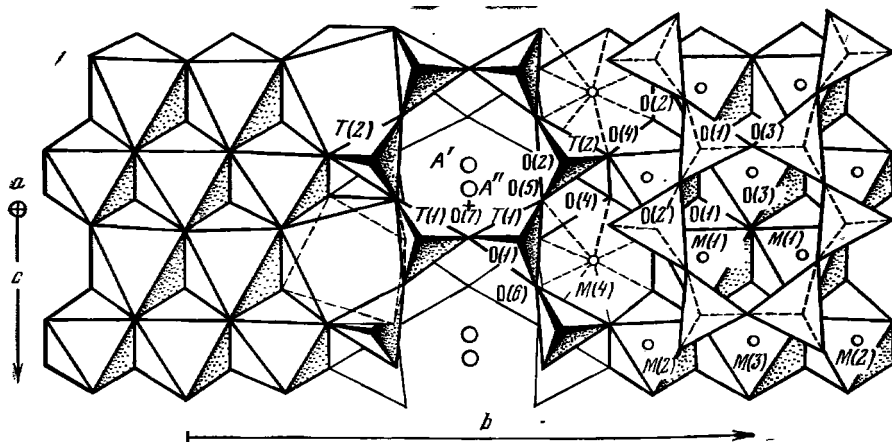
Как специфическая особенность магматических натриевых (и кальциевых) амфиболов по сравнению с метаморфическими указывается большой объем элементарной ячейки, обусловленный удлинением связей катион — кислород в октаэдрах, наличием Fe^{3+} не только в позиции М(2), но и в позиции М(3) [14]. Отмечено [8-10] возрастание a_0 , b_0 и β при увеличении содержания Са, Fe^{2+} , (ОН) и уменьшение b_0 с увеличением содержания Fe^{3+} и Al в октаэдрических позициях; c_0 уменьшается с увеличением содержания F. Для чисто железистых рибекит-арфведсонитов из щелочных гранитов установлена [4] обратная зависимость b_0 от суммы коэффициентов при X+A; в ряду рибекит-арфведсонит-экерманит-магнезиорибекит с повышением содержания Mg уменьшается b_0 (фиг. 44). В связи с гетеровалентными замещениями вариации параметров кристаллической решетки у арфведсонитов разного состава обнаруживаются не всегда.

Структура арфведсонита (фиг. 45) [14], как и других амфиболов, состоит из бесконечных вдвоенных цепей кремнекислородных тетраэдров $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_\infty$, вытянутых по оси с. Позиция А, вакантная в структуре рибекита и глаукофана и окруженная восьмью ближайшими О и ОН, в арфведсоните частично занята Na, К и Са. В структуре арфведсонита в позициях М(4) находятся Na и Са, в позициях М(1) и М(3) — двухвалентные ($\text{Mg}^{2+} > \text{Fe}^{2+}$), а в позиции М(2) — двухвалентные ($\text{Fe}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$) и трехвалентные (Fe^{3+}) катионы [15]. Межатомные расстояния, определенные для арфведсонита из Гренландии (в Å) [12]: Si (1) — О = 1,58, 1,69, 1,61 и 1,62; Si (2) — О = 1,63, 1,59, 1,61 и 1,96; М(1) — О = 2,23, 2,06, 2,12; М(2) — О = 2,11 и 1,94; М(3) — О = 2,13 и 2,09; М(4) — О = 2,48, 2,46, 2,57 и 2,90; А — О = 2,89, 3,23, 2,59, 3,75. Распределение катионов в структуре этого богатого Fe и почти не содержащего Mg арфведсонита ($\text{Fe}_2\text{O}_3 - 16,70\%$, $\text{FeO} - 19,59\%$, $\text{MgO} -$ следы) уточнено мессбауэровским методом [12]: М(1) = 0,93 $\text{Fe}^{2+} + 0,07 \text{Fe}^{3+}$; М(2) = 0,34 $\text{Fe}^{2+} + 0,54 \text{Fe}^{3+} + 0,04 \text{Ti} + 0,08 \text{Al}$; М(3) = 0,88 $\text{Fe}^{2+} + 0,12 \text{Fe}^{3+}$; М(4) = 0,86 Na + 0,14 Ca;

Фиг. 44. Диаграмма состав — параметр d_0 для изоморфного ряда рибекит — магнезиорибекит — эжерманит — арфведсонит (по Афонинной и др.)



Фиг. 45. Структура арфведсонита в проекции на (100) (по Литвину)

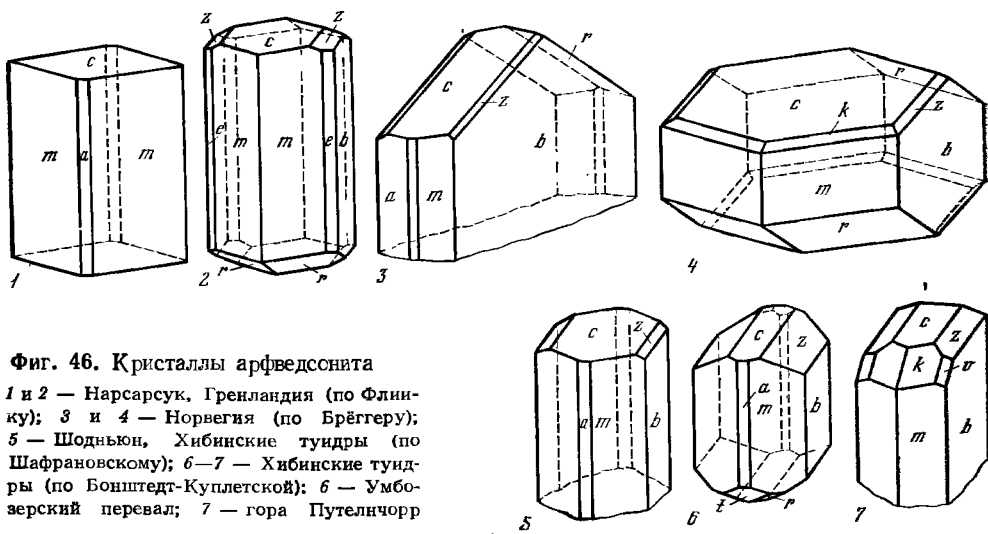


$A = 0,77 K + 0,14 Na$. В отличие от рибекита, в структуре арфведсонита Fe^{2+} и Fe^{3+} входят во все три октаэдрические позиции: Fe^{2+} — преимущественно в $M(1)$ и $M(3)$, а Fe^{3+} — в $M(2)$.

Мессбауэровские спектры арфведсонита представлены тремя квадрупольными дуплетами, приписанными ионам Fe^{2+} в позициях $M(1)$ и $M(3)$ и ионам Fe^{3+} в позиции $M(2)$; определенные по ним отношения Fe^{2+}/Fe^{3+} для образцов из различных пород массива Илимаусак (Гренландия) согласуются с данными химических анализов [16]. Методом мессбауэровской спектроскопии изучалось распределение Fe^{2+} и Fe^{3+} также в структуре арфведсонита из агпайтового комплекса Джон-Лейк в Лабрадоре (Канада) [17]: позиция $M(1)$ ионов Fe^{2+} структурно сходна с их позицией в эгирин-авгите; соотношение Fe^{2+} и Fe^{3+} в разных структурных позициях — $Fe^{2+}M(1) : Fe^{2+}M(3) : Fe^{3+}M(2) = 3 : 1 : 1$.

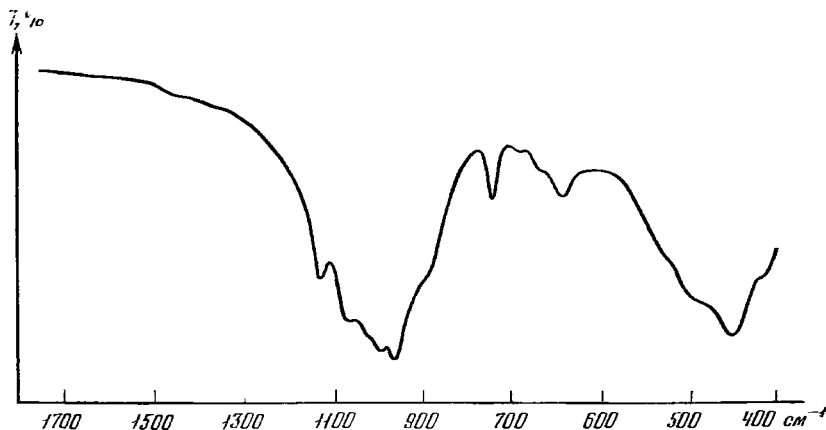
На кристаллах наблюдались формы (по Гольдшмидту): $c(001)$, $b(010)$, $a(100)$, $m(110)$, $e(130)$, $z(021)$, $t(\bar{2}01)$, $h(111)$, $r(\bar{1}11)$, $v(131)$, $i(\bar{1}31)$, $p(\bar{1}51)$. Координаты граней как у Са-амфиболов, см. стр. 63. Кроме того, отмечались грани $x(150)$ и $p(\bar{1}01)$ [18]. Кристаллы короткопризматические, длиннопризматические, иногда таблитчатые по (010), часто двухконечные (фиг. 46). Наиболее развиты грани вертикального пояса. Двойники по (100) и по (010) [18].

Физ. св. Сп. по (110) совершенная. Наблюдается грубая отдельность по



Фиг. 46. Кристаллы арфведсонита

1 и 2 — Нарсарсук, Гренландия (по Флинку); 3 и 4 — Норвегия (по Брёггеру); 5 — Шоднюн, Хибинские тундры (по Шафрановскому); 6—7 — Хибинские тундры (по Бошштедт-Куплетской); 6 — Умбоверский перевал; 7 — гора Путеличорр



Фиг. 47. ИК-спектр арфведсонита (по Мёнке)

(001) [19]. Изл. ступенчатый, занозистый. Хрупок. Тв. 5—6. Микротвердость 715—824 кгс/мм² (средняя 764 кгс/мм²) при нагрузке 100 гс [20]. Уд. в. 3,0—3,5 (см. при хим. анализах). Цв. черный, зеленовато-черный, зеленый (у игольчатых кристаллов). Черта голубовато-серая, зеленовато-серая. Бл. стеклянный. Непрозрачен. Магнитная восприимчивость арфведсонита из массива Бурпала в Северном Прибайкалье, Ловозерского массива на Кольском п-ове и из Средне-Татарского массива на Енисейском краже равна: $47 \cdot 10^{-6}$, $(47-41) \cdot 10^{-6}$ и $(33-38) \cdot 10^{-6}$ ед. СГС [21]. ИК-спектры арфведсонитов (фиг. 47) [22, 23, 24] характеризуются основной полосой поглощения в области 1200—800 см⁻¹ (валентные антисимметричные колебания Si—O); эта полоса осложнена рядом максимумов (1126, 1060, 960 см⁻¹), что свидетельствует о несимметричности кремнекислородных тетраэдров; в области деформационных колебаний проявляются полосы 742, 642, 490, 450 см⁻¹.

Микр. В шлифах мало прозрачен, густо окрашен в темные зеленые, синие, голубые, серые, бурые цвета [25—27]. Многие кристаллы зональны, их внешние части окрашены более интенсивно [27]. Наблюдаются простые и полисинтетические двойники [7, 11, 28]. Плеохроизм сильный, несколько различающийся у арфведсонитов из разных пород:

Тип пород	по N_g	Плеохроизм по N_m	по N_p
Щелочные граниты [26, 29—31]	Светло-зеленый	Темно-зеленый	Сине-зеленый
	Темно-бурый		Темно-сине-зеленый
	Желто-бурый		Темно-сине-зеленый
	Буро-зеленый	Черный	Черный, в краях зерен темно-синий
	Бурый	Темно-зеленый	Черный
	Коричнево-голубой	Синий, зеленовато-синий	Темно-синий
	Светло-желтый	Синий	Темно-синий
	Буро-зеленый	Буро-синий	Сине-зеленый
	Желто-зеленый	Светло-синий	Лазурный
	Карбонатиты [32]	Бесцветный или очень бледный, голубовато-зеленый	
Бесцветный, бледный зеленовато-голубой		Зеленовато-фиолетовый	Бесцветный, бледный зеленовато-голубой
Голубовато-зеленый		Грязно-фиолетовый, сине-зеленый	Зеленовато-синий
Зеленовато-желтый		Фиолетовый, фиолетово-синий	Густо-синий, зеленовато-синий
Светлый сине-зеленый		Густо-зеленовато-синий	Темно-синий
Метаморфические породы [5]	Темно-синий с зеленоватым оттенком	Темно-зеленый и сине-зеленый	Зеленовато-бурый или зеленовато-желтый

Схема абсорбции: $N_g < N_m > N_p$ или $N_g < N_m < N_p$.

Окраска арфведсонита обусловлена главным образом железом [33—35]; окраска по N_p вызывается Fe^{2+} , а по N_g — Fe^{3+} в различных структурных положениях. Кривые спектрального поглощения характеризуются двумя максимумами в длинноволновой и коротковолновой частях спектра и имеют один значительный минимум при длине волны около 500 нм [34]. Неэквивалентность структурного положения Fe^{2+} и Fe^{3+} в арфведсоните может приводить к возникновению нескольких полос переноса зарядов [35].

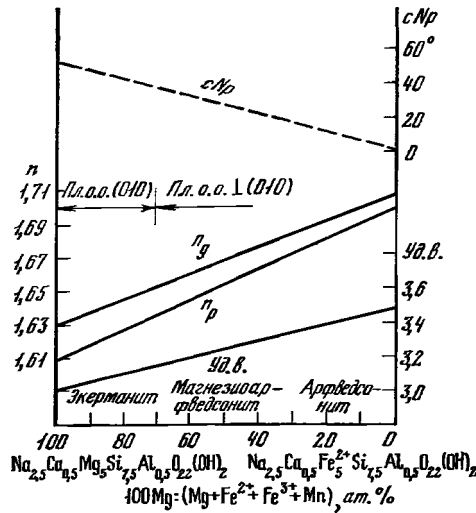
Двуосный (—), иногда (+), редко одноосный. Пл. опт. осей \perp (010). $cNg = 0-45^\circ$ (обычно до 12°), более высокий у магнезиальных членов ряда [25]. Удлинение (—). Характерно аномальное погасание. Даже в монохроматическом свете полное погасание наблюдается редко [36].

Аномально угасающий арфведсонит из Гренландии (хим. анализ 5) после нагревания при 700° в течение 1 часа приобретал нормальное погасание; на основании этого Сахама [37] предположил, что образец представляет собой сростание двух амфиболов. Такое же объяснение дано аномальному погасанию арфведсонита из Финляндии, которое после прогревания образца при $800-900^\circ$ становится нормальным [38]. В арфведсоните с Корейского п-ова ориентировка осей поглощения и осей индикатрисы не совпадают; аномальные оптические свойства связываются с интенсивным поглощением света [39]. Установлена зависимость относительной пропускания света в арфведсоните от длины волны и от направления колебаний [37]:

	Относительная пропускание света					
	Длина волны, λ (нм)					
	450	500	550	600	650	700
N_p	0,43	0,83	0,55	0,43	0,36	0,27
N_m	3,50	5,98	6,34	7,40	9,25	10,00
N_g	0,71	1,06	0,75	0,72	0,80	0,82

Количество проходящего света определено путем сравнения с его величиной для направления N_m при $\lambda 700$ нм, принятой за 10,00.

Показатели преломления арфведсонита, как и другие оптические свойства ($2V$, cNg), непостоянны (фиг. 48). $n_g = 1,668-1,720$, $n_m = 1,650-1,710$, $n_p = 1,642-1,710$, $n_g - n_p = 0,003-0,012$. Двупреломление выше у магнезиальных членов ряда (в рядах других амфиболов двупреломление выше у железистых членов).



Фиг. 48. Зависимость оптических свойств и удельного веса от химического состава в минералах ряда эктерманит—арфведсонит (по Диру и др.)

$Al_{2-1}(Si, Al)_8O_{22}(OH, F)_2$. Вариациями состава обусловлено существование наряду с арфведсонитом минералов, промежуточных между арфведсонитом и рибекитом (см. в статье «Рибекит»). Теор. состав арфведсонита при разных соотношениях компонентов:

	Na ₂ O	MgO	CaO	FeO	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O	F
1	9,6	—	—	29,8	8,3	49,8	0,9	2,7
2	8,9	11,6	—	8,3	13,8	55,3	2,1	—
3	11,1	19,3	—	—	9,6	57,6	1,1	2,3
4	9,4	22,0	3,4	—	4,8	58,2	2,2	—

1 — $Na_3Fe_4^{2+}Fe^{3+}Si_8O_{22}(OH, F)_2$; 2 — $Na_{2,5}(Mg_{2,5}Fe_{1,0}^{2+}Fe_{1,5}^{3+})Si_8O_{22}(OH)_2$;
3 — $Na_3Mg_4Fe^{3+}Si_8O_{22}(OH, F)_2$; 4 — $(Na_{2,5}Ca_{0,5})(Mg_{4,5}Fe_{0,5}^{3+})Si_8O_{22}(OH)_2$

Встречаются высокощелочные амфиболы, в которых сумма коэффициентов $(X + A) > 3$. Допускается [12, 14, 23, 43], что избыток Na может входить в одну из октаэдрических позиций — M(1), M(2) или M(3). В качестве примера может служить амфибол из Средней Азии, состав которого отвечает формуле $(K, Na)_{1,0}Na_{2,0}Na_{1,0}Fe_{2,5}^{3+}(Mn, Mg, Fe^{2+})_{1,5}Si_8O_{22,5}(OH)_{1,5}$ [12].

Почти все арфведсониты содержат Ti (до 5,4%) и Mn (до 7,7%), изоморфно замещающие Fe и Mg, а также Li (до 2,2%), изоморфно замещающий Mg (см. хим. анализы), реже Zr. В арфведсонитах устанавливаются также Sr, TR, Zr (до 0, n); Ba, Be, Cr, Rb, Cs, Nb, Sn, Ta (до 0, 0 n); редко — Au, B, Cu, Ga, Hg, Mo, Ni, Rb, Th, U ($n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-4}\%$) [28, 43—45].

Анализы (расположены в основном по убыванию железистости f):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	7,14	8,80	8,08	7,08	6,58	6,50	7,00	8,10	7,00
K ₂ O	2,88	2,20	1,75	1,35	2,89	1,09	1,02	1,43	1,40
Li ₂ O	—	2,20	0,99	0,17	—	—	0,005	0,34	0,20
MgO	—	0,04	0,05	0,10	0,25	0,43	0,46	0,60	0,91
CaO	2,32	0,20	1,02	0,42	2,06	1,81	1,41	1,09	сл.
MnO	—	0,62	0,41	0,48	—	0,42	1,68	0,66	0,53
FeO	35,65	17,09	21,52	20,89	25,79	16,25	19,3	18,62	19,50
ZnO	—	0,93	0,64	0,11	—	—	0,30	0,14	—
PbO	—	0,18	0,07	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	1,44	0,26	0,36	1,57	4,02	2,52	2,90	1,89	2,49
Fe ₂ O ₃	1,70	13,95	12,61	15,22	9,92	18,23	13,6	14,67	14,34

На величину показателей преломления арфведсонита наибольшее влияние оказывает содержание Fe и Mg [25], а также положение Al в октаэдрических и тетраэдрических позициях [40]. Величина n_g находится в прямой зависимости от содержания Fe и в обратной — от содержания Mg и Al^{IV} (см. при хим. анализах).

Определение угла оптических осей и оптической ориентировки арфведсонита затруднено вследствие сильной абсорбции, дисперсии и аномального угасания. $2V = 0 - 80^\circ$, иногда до 90° ; в большинстве случаев $2V$ мал, некоторые арфведсониты одноосны. Для выяснения зависимости $2V$ от состава данных недостаточно. Дисперсия очень сильная, $r > v$ или $r < v$.

Хим. Арфведсониты, отвечающие формуле $Na_3Fe_4^{2+}Fe^{3+}Si_8O_{22}(OH, F)_2$, в природе редки. Общая формула с учетом изоморфных замещений [25, 41—43]: $(Na, K, Ca)_{2-3}(Fe^{2+}, Mg)_{3-4}(Fe^{3+},$

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	47,08	50,25	48,74	48,49	46,61	51,18	48,0	48,14	48,98
TiO ₂	—	0,80	1,17	0,76	0,48	1,26	1,15	1,04	0,38
ZrO ₂	—	0,56	0,13	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	0,16	0,03	—	—	—	0,30	—	Сл.
H ₂ O ⁺	} 2,08	0,4	1,30	1,55	} 1,24	0,02	1,60	1,04	3,92
H ₂ O ⁻		0,09	0,07	0,16			0,59	0,14	0,18
F	—	3,31	2,06	2,08	—	0,31	2,04	2,95	0,42
Cl	—	0,18	0,10	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,29	102,22	101,10	100,43	99,84	100,02	101,39*	100,95**	100,25
—O=F ₂ +Cl ₂		1,43	0,87	0,82		0,14	0,86	1,24	0,18
		100,79	100,23	99,61		99,88	100,53	99,71	100,07
Уд. в.	—	—	—	3,48	—	3,410	—	3,5	—
n _g	—	1,693	1,697	1,703	1,705	1,706	1,699	1,704	1,701
n _m	—	—	—	—	1,700	—	—	—	1,698
n _p	—	1,677	1,685	1,697	1,696	1,694	1,688	1,692	1,689
2V	—	Большой	—	—	—	—84°	—	—	+82—86°
a ₀ (Å)	—	9,810	9,837	—	—	—	—	9,79	—
b ₀	—	17,943	18,033	—	—	—	—	17,99	—
c ₀	—	5,307	5,321	—	—	—	—	5,19	—
β	—	103°49′	—	—	—	—	—	103°09′	—
f	100	100	100	100	99	98	98	97	95

* В том числе CO₂ — 0,04.** В том числе Nb₂O₅ — 0,1.

1—28 — арфведсонит; 29—35 — магневоарфведсонит.

1 — из щелочных пород Гренландии, анал. Урен [46]; 2 и 3 — из молодых гранитов Нигерии, анал. Бортей [13]; 4 — из амфиболитовых метасоматитов (СССР), анал. Ухина, Яшина, Миронова, Коломникова [47]; 5 — из нефелиновых сиенитов Кангердлуаргсуака (Южная Гренландия), анал. Юурнеи [37]; 6 — из арфведсонитовых гранитов, Пурначский массив (Кольский п-ов), анал. Загннайченко [48]; 7 — из гранитов Ингема, Северный Квинсленд (Австралия), анал. Боудич [11]; 8 — из амфиболовых метасоматитов (СССР), анал. Ухина, Яшина, Миронова, Коломникова [47]; 9 — из щелочных гранитов Талочинского массива (Северо-Восточное Забайкалье), анал. Михайлова (описан как рибекит) [49].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	6,74	6,01	5,06	8,54	5,76	8,10	8,00	7,77	8,33
K ₂ O	1,32	1,57	1,47	1,75	1,79	1,63	1,80	1,58	3,14
Li ₂ O	0,16	—	—	0,30	0,04	—	—	—	0,11
MgO	1,51	1,57	1,64	1,76	3,36	4,95	5,81	6,58	8,04
CaO	1,61	3,66	4,63	1,85	2,71	2,00	1,51	3,15	0,40
SrO	—	—	—	—	0,02	0,02	—	—	—
MnO	0,71	0,74	1,08	2,31	0,62	2,10	2,18	1,73	3,47
FeO	17,00	25,83	19,23	18,98	21,28	15,35	14,66	14,16	2,81
Al ₂ O ₃	1,37	2,15	4,40	0,98	2,43	4,45	3,43	1,84	—
Fe ₂ O ₃	17,66	6,12	10,14	13,54	10,33	10,70	10,06	10,44	15,65
SiO ₂	49,34	46,85	47,05	47,12	48,92	45,62	48,76	48,55	52,90
TiO ₂	1,80	3,68	2,50	0,91	0,86	4,00	1,82	2,21	1,46
P ₂ O ₅	—	—	0,24	—	—	—	0,07	—	—
H ₂ O ⁺	} 0,80	2,07	—	—	} 1,75	} 1,10	—	} 1,62	} 2,64
H ₂ O ⁻		0,50	—	1,38			0,18		
F	1,00	—	—	1,72	—	—	—	1,12	1,93
П. п.	—	—	2,39	—	—	—	1,87	—	—
Сумма	101,15*	100,75	99,83	101,14	100,05	100,02	100,01	100,75	100,88
—O=F ₂ +Cl ₂	0,42	—	—	0,72	—	—	—	0,47	0,81
	100,73	—	—	100,42	—	—	—	100,28	100,07
Уд. в.	—	—	—	—	—	3,16	3,48	3,23	3,30
n _g	1,706	1,704	—	1,690	1,700	—	1,690	—	—
n _n	1,703	—	—	—	1,690	—	—	—	1,665

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
n_p	1,697	1,692	—	1,680	1,688	—	—	—	—
$a_0(\text{Å})$	—	—	—	9,87	—	—	9,903	—	—
b_0	—	—	—	18,06	—	—	18,066	—	—
c_0	—	—	—	5,29	—	—	5,332	—	—
β	—	—	—	103°18'	—	—	104°47'	—	—
f	93	89	87	85	84	76	71	68	59

* В том числе $\text{Rb}_2\text{O} - 0,10$, $\text{Cs}_2\text{O} - 0,03$.

10 — из щелочно-гранитоидного пегматита Хакмусаинского массива (КНДР), анал. Погорелова [50]; 11 — из кварцевого щелочного трахита Такакусаяма (Япония), анал. Тоба [36]; 12 — из амфиболовых гранитов северо-восточной Тувы, анал. Матвеева и Писарская [23]; 13 — из экерита Хан-Богдинского массива (МНР), анал. Матвеева и Писарская [23]; 14 — из пегматитовой жилы, район оз. Гремяха (Кольский п-ов), анал. Астафьева [48]; 15 — из пегматитовой жилы в мелкозернистом нефелиновом снените, северный берег оз. Длинного, Хибинский массив (Кольский п-ов), анал. Некрасова [51]; 16 — с Кольского п-ова, анал. Левина [22]; 17 — из арфведсонит-полевошпатового пегматита в трахитоидных хибинитах горы Петрелиуса (Хибинский массив), анал. Горбачева [51]; 18 — из нефелиновых сненитов горы Кедыкверпахк, Ловозерский массив (Кольский п-ов), анал. Быкова [7]

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Na_2O	8,76	8,65	7,88	8,97	7,83	6,56	8,98	9,00	7,50
K_2O	2,34	1,52	1,46	0,22	2,16	3,30	0,79	0,50	1,50
Li_2O	0,57	—	0,15	—	—	0,49	—	—	—
MgO	8,34	9,33	10,74	11,31	12,56	12,73	14,69	16,40	17,38
CaO	1,27	0,99	0,79	3,91	2,18	1,41	3,74	2,24	1,82
MnO	3,75	1,55	1,31	7,69	—	1,67	0,07	0,07	0,87
FeO	5,90	9,75	7,61	0,97	6,07	9,83	3,59	3,59	4,44
Al_2O_3	2,38	0,70	1,17	2,82	1,45	—	1,75	2,78	2,41
Fe_2O_3	10,75	10,79	12,25	9,15	12,94	9,95	11,82	9,74	6,61
SiO_2	52,27	52,07	53,45	51,21	52,07	52,25	51,52	52,42	54,65
TiO_2	0,74	1,50	0,60	1,62	0,46	0,52	0,64	0,82	0,38
P_2O_5	—	0,01	—	—	0,28	—	0,25	0,15	0,02
H_2O^+	1,35	0,99	2,25	1,89	—	—	2,18	2,71	0,43
H_2O^-	0,08	0,62	0,02	—	—	—	0,55	0,24	0,37
F	2,32	2,08	0,85	—	—	1,40	0,04	0,02	2,69
CO_2	—	—	—	—	—	—	0,48	—	—
П. п.	—	—	—	—	1,83	—	—	—	—
Сумма	101,17*	100,91**	100,73***	99,76	(99,83)	100,66	100,78	100,64	101,07
—O=F ₂	0,99	0,88	0,36	—	—	0,60	0,02	0,01	1,13
	100,18	100,03	100,37	—	—	100,06	100,76	100,63	99,94
Уд. в.	3,216	3,186	3,185	3,27	—	3,23	3,38	3,12	—
n_g	—	1,663	—	1,692	1,666	1,667	1,670	1,652	1,628
n_m	—	1,660	—	1,683	—	—	1,665	1,650	—
n_p	—	1,651	—	1,667	1,647	1,653	1,656	1,646	1,620
$a_0(\text{Å})$	9,81	—	9,80	—	—	9,84	9,69	9,78	—
b_0	17,98	—	18,08	—	—	17,88	18,13	17,98	—
c_0	5,22	—	5,32	—	—	5,27	5,16	5,11	—
β	105°10'	—	104°47'	—	—	106°16'	103°	101°12'	—
f	57	56	51	46	44	42	35	29	30

* В том числе $\text{Rb}_2\text{O} - 0,02$, $\text{Cs}_2\text{O} - 0,02$, $\text{ZnO} - 0,16$, $\text{ZrO}_2 - 0,15$.

** В том числе $\text{SrO} - 0,10$, $\text{ZrO}_2 - 0,23$, $\text{Cl} - 0,03$.

*** В том числе $\text{Rb}_2\text{O} - 0,1$, $\text{Cs}_2\text{O} - 0,1$.

19 — из альбит-арфведсонитовой метасоматической породы, Енисейский кряж (Восточная Сибирь), анал. Ломейко [6]; 20 — из эвдиалитового лужарита горы Аллуайв (Ловозерский массив), анал. Успенская [52]; 21 — из щелочных пегматитов, Енисейский кряж, анал. Ломейко [6]; 22 — из пегматитов Чикла (Индия), анал. Филлипс (описан как «юдит») [53]; 23 — из доломит-кальцитовых карбонатитов Малосаянского массива (Тувинская авт. обл.), анал. Гормашева (в оригинале сумма 100,13) [54]; 24 — из нефелиновых сненитов горы Непха (Ловозерский массив), анал. Капионов (описан как экерманит) [55]; 25, 26 — из карбонатитов Озерного массива (Забайкалье): 25 — анал. Лурье [32], 26 — анал. Душкина [32]; 27 — из магниезальных скарпов (СССР), анал. Сидельникова [56].

	28	29	30	31	32	33	34	35
Na_2O	7,95	4,58	7,01	7,14	7,42	7,16	8,24	8,24
K_2O	1,32	4,21	1,69	1,71	1,82	2,29	0,82	0,37
MgO	17,75	18,73	19,03	19,15	20,60	21,08	21,13	23,26
CaO	4,95	4,40	4,09	5,06	2,73	5,10	3,81	3,81
MnO	He обн.	0,22	—	0,18	—	0,19	0,26	—
FeO	—	4,36	3,46	3,34	4,70	2,61	0,15	0,16
Al_2O_3	1,16	0,53	1,42	0,47	2,72	0,51	сл.	1,42
Mn_2O_3	1,16	—	—	—	—	—	—	—
Fe_2O_3	8,21	6,48	5,26	4,08	4,72	4,03	5,29	5,48
SiO_2	55,27	53,77	54,96	54,95	53,73	55,06	57,81	56,21
TiO_2	0,29	0,49	0,15	0,72	0,41	0,14	0,48	0,23
P_2O_5	0,80	—	0,21	0,11	—	0,03	—	—
H_2O^+	0,88	—	—	—	0,85	—	2,01	1,40
H_2O^-	He обн. }	2,00	—	—	—	—	0,25	—
F	—	—	0,82	—	0,92	1,40	—	—
П. п.	—	—	1,63	2,68	—	1,47	—	—
Сумма	(99,74)	99,77	99,73	99,59	100,62	101,07	100,25	100,58
—O=F ₂	—	—	0,34	—	0,38	0,59	—	—
			99,39		100,24	100,48		
Уд. в.	3,099	3,06—3,14	—	—	3,02	—	3,05	—
n_g	1,637	1,658	1,651	1,647	1,653	1,640	1,635	1,632
n_m	1,631	—	—	—	1,650	—	1,631	1,626
n_p	1,624	1,646	1,627	1,624	1,638	1,618	1,623	1,614
2V	—72°	—30—48°	—	—	—45°	—	—	—73°
$a_0(\text{Å})$	9,80	—	—	—	—	—	9,79	—
b_0	17,91	—	—	—	—	—	17,94	—
c_0	5,29	—	—	—	—	—	5,15	—
β	104°06'	—	—	—	—	—	105°22'	—
f	21	24	20	17	19	14	12	11

28 — из гранитов Голдонгри (Индия), анал. Бееженеи, в оригинале сумма 99,73 (описан как экерманит) [57]; 29 — из щелочных пегматитов Инаглинского массива (Центральный Алдан), анал. Катаева (описан как экерманит) [58]; 30 — из доломит-кальцитовых карбонатитов, Малосаянский массив, анал. Гормашева (описан как рихтерит) [54]; 32 — Имера (Мадагаскар), анал. Пизали (описан как «имеринит») [59]; 33 — из доломит-кальцитовых карбонатитов, Малосаянский массив, анал. Гормашева [54]; 34 — из карбонатитов Озерного массива, анал. Башмакова (описан как экерманит) [32]; 35 — из доломит-амфиболовой породы, Лесная Варака, Кольский п-ов (описан как рихтерит) [60].

Диagn. исп. Кислотами не разлагается. П. п. тр. легко плавится в магнитный королек.

Повед. при нагре. На кривой ДТА [6, 23, 61] имеется эндотермический прогиб в интервале 995—1080°; левая часть его соответствует дегидратации с разрушением кристаллической структуры и спеканию (995—1060°), правая — плавлению (1060—1080°). После дегидратации образуется скрытокристаллический непрозрачный продукт. При нагревании арфведсонита, начиная с 450°, показатели преломления возрастают, двупреломление и 2V уменьшаются; при 900° $n_g = 1,734$, $n_p = 1,727$ (в исходном образце $n_g = 1,688$, $n_p = 1,672$). В арфведсоните из щелочных пород Енисейского кряжа после нагревания до 900° уменьшилось содержание FeO (на 6,3%) [6]. Арфведсонит является наименее тугоплавким среди амфиболов. Электропроводность увеличивается с повышением температуры [22, 23, 62]. Энергия активации (в kcal/моль): при 90° — 11,82; при 150° — 12,48; при 170° — 12,50 (средняя 12,27) [63]; см. также [23].

Находж. Характерный минерал нефелиновых сненитов, пегматитов и зон контактов. Распространен в щелочных гранитах, монзонитах, встречается в породах карбонатитовых комплексов, в метасоматитах, в кристаллических сланцах и роговиках. Ассоциируется с эгирином, эгирин-авгитом, гастингситом,

катофоритом, иногда с куммингтонитом [64]. В породах образует неправильные зерна, иногда пойкилитовые, в пегматитах — кристаллы и радиально-лучистые агрегаты. В пегматитах ассоциируется с микроклином, нефелином, титанитом, энigmatитом, эгирином, эвдиалитом. Образуется в различные (чаще поздние) стадии кристаллизации щелочной магмы, также связан с постмагматическими процессами.

В нефелиновых сиенитах и пегматитах распространен в Хибинском [18, 65—67], Ловозерском [7, 28, 68] и других массивах Кольского п-ова [60], встречается в миаскитах Урала [69, 70], в нефелиновых сиенитах и щелочных гранитах Среднего Урала [71], в щелочных сиенитах Восточной Сибири [72], Удинско-Хилокского междуречья (Западное Забайкалье) [30], в щелочных пегматитах Енисейского кряжа (Восточная Сибирь) [6], Кондерского (Восточная Сибирь) [73] и Инаглинского (Центральный Алдан) [58, 74] массивов. В Хибинском массиве содержание арфведсонита возрастает на контакте рихторритов с фойяитами, в Ловозерском массиве — от лейкократовых пород к меланократовым, максимально его содержание (до 42%) в лежащем боку тел роговообманковых луювритов на контакте с фойяитами. За рубежом распространен в щелочном массиве Илимаусак в Гренландии [75], особенно в породах и пегматитах комплекса науяитов [76] и в какортокитах (от 18 до 72% арфведсонита) [77]; содержится в лакарпитах района Норра-Кэрт в Швеции [78]; является главным минералом агпаитовых сиенитов района Джон-Лейк (Лабрадор, Канада) [17]; встречается в лакколите Шонкин-Сэг (шт. Монтана, США) [79], в щелочных породах Японии [80], в сиенитах Индии [81], в нефелиновых сиенитах Канарских о-вов [82].

В щелочных гранитах и генетически связанных с ними сиенитах представляет характерный темноцветный минерал, ассоциируется с кварцем, микроклином, плагиоклазом, эгирином, гранатом, рибекитом, энigmatитом; изучался парагенезис рибекита с арфведсонитом [83]. Частью арфведсонит образовался путем замещения эгирина (в начальные стадии автотометасоматоза щелочных гранитов). Известен во многих массивах Кольского п-ова [26, 29, 84, 85], Восточной и Северо-Восточной Тувы [23, 43, 45, 83, 86], в щелочных гранитах горы Сандыктас (Тарбагатай, Казахстан) [87], в рибекит-арфведсонитовых гранитах Кардывачского магматического узла (Северо-Западный Кавказ) [31], в эгириин-арфведсонитовых гранитах Тайдунского массива (Забайкалье) [88], в пегматитах Кентского гранитного массива в Казахстане (описан как рибекит) [89]. В молодых гранитах Северной Нигерии ассоциируется с пироксеном, биотитом, серпентином, образует каймы вокруг зерен измененного фаялита [13]. Встречается в батолите Голден-Горн, шт. Вашингтон (Каскадные горы) [27]; в щелочных гранитах Хан-Богдинского массива (МНР) [23]; в гранитоидах КНДР [50]; в районе Ингема, Северный Квинсленд (Австралия) [11]; в дайках риолитов Клогэнили, графство Донегол (Ирландия) [90]. В Японии обнаружен в комендите, встречающемся в виде обломков в брекчии риолитового туфа п-ова Ога [91] и в кварцевом трахите района Якакусяма [36].

В метасоматических породах и контактово-метасоматических образованиях арфведсонит известен в Октябрьском массиве Восточного Приазовья [92] — в мариуполитах, твейтозитах и фенитах; в Чингизской зоне Казахстана [93] — в метасоматически измененных гранитоидах; в Восточной Сибири [47, 72, 94] — в гранитоподобных щелочных метасоматитах — продуктах переработки гнейсов и кристаллических сланцев глубинными щелочными растворами; также в щелочных метасоматитах Енисейского кряжа [6], Вишневых гор (Урал) [69], в фенитах Хибинского и Ловозерского массивов, в альбитизированной пегматоидной породе Ловозера (гора Флора) [68] — с нарсарсуцитом и рамзитом, в измененных породах экзоконтактового ореола интрузий Кольского п-ова [60].

К метаморфическим породам с арфведсонитом относятся гнейсы экзоконтактового ореола щелочных гранитов Кейв (Кольский п-ов) [84]; метаморфизо-

ванные железистые кварциты Карелии [95]; измененные роговики Джилису и Хаджаачкана (Туркестано-Алай) [96]; метаморфизованные ультраосновные породы Баженовского массива (Урал) [19]; метаморфизованные мушкетовит-амфибол-пироксеновые и амфибол-мушкетовитовые кварциты Криворожья [5, 97]. Известны арфведсонит-кальцитовые породы, образовавшиеся по миаскитам [69, 98] и содержащие арфведсонит апойюлитовые и доломит-кальцитовые карбонатиты (Малосаянский массив, Тувинская авт. обл.) [54, 99]. Установлен в образцах лунных пород [100].

Изм. Замещается эгирином, лепидомеланом, титанитом, астрофиллитом (иногда с образованием псевдоморфоз), также хлоритом, нонтронитом [7, 18, 65, 66] и другими глинистыми минералами, частью в смеси с гидроокислами Fe [67].

Искусств. Железистый амфибол, близкий по составу и свойствам к арфведсониту ($n_g = 1,700$, $n_m = 1,698$, $n_p = 1,692$, $-2V = 61^\circ$), получен [101] из расплава при температуре плавления шихты 700° и давления $500 - 1000 \text{ кг/см}^2$ в виде агрегатов призматических кристалликов ($0,05 - 1 \text{ мм}$), а также при исследовании системы $\text{H}_2\text{O} - \text{H}_2 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeO}) - \text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ при $690 - 725^\circ$ — в виде призматических кристалликов длиной до 2 мм ($n_g = 1,696 - 1,700$, $n_p = 1,692 - 1,695$, $c_0 = 5,2 \text{ \AA}$); из расплава, обогащенного NaOH, кристаллизуется игольчатый и волосовидный арфведсонит. Члены непрерывной серии твердых растворов между арфведсонитом и рибекитом синтезированы при давлении до 2000 бар Эрнстом [102]; установлены равновесные соотношения рибекита — арфведсонита (см. фиг. 43 в статье «Рибекит» и фиг. 1551 в справочнике «Минералы»). Диаграммы фазовых равновесий, 1974, вып. 1). В гидротермальных условиях получены [103] волокнистые, игольчатые и игольчато-волокнистые, редко зернистые амфиболы преимущественно магнезиоарфведсонитового состава (см. в разделе «Магнезиоарфведсонит»). Методы синтеза волокнистых амфиболов, в том числе и магнезиального фторарфведсонита, а также особенности синтетических амфиболов подробно рассмотрены Федосеевым и др. [104].

Практ. знач. Промышленно ценными являются волокнистые разновидности арфведсонита (асбесты), отвечающие по составу магнезиальным членам ряда. Они обладают изоляционными свойствами, кислото- и щелочеустойчивостью, значительной сорбционной способностью и высокой теплостойкостью.

Отл. От экерманита отличается более темной окраской, оптической ориентировкой и более высокими показателями преломления. От других амфиболов (за исключением рибекита, отчасти кроссита и катофорита) — ориентировкой пл. опт. осей, более низким двупреломлением и характером плеохроизма. В отличие от рибекита у арфведсонита часто заметен буроватый оттенок окраски. От турмалина отличается более сильной абсорбцией в направлении удлинения и характерной для амфиболов спайностью.

Разнов. Магнезиоарфведсонит — magnesioarfvedsonite.

Назван по составу [105].

Синон. Режикит — rejikite [106]; магарфведсонит — magariarfvedsonite [107]; магнезиальный арфведсонит — magnesian arfvedsonite [32]; асбестовидный экерманит (Волстром, 1946) соответствует по составу магнезиоарфведсониту; анофорит — anophorite — по составу промежуточный между магнезиоарфведсонитом и баркевикитом (Штрунц, 1962).

Крайний магнезиальный член арфведсонитового ряда $\text{Na}_3\text{Mg}_4\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}]$ (ОН, F)₂, почти не содержит Al^{IV} (хим. анализы 29 — 35). Представлен преимущественно волокнистой разновидностью (магнезиоарфведсонит-асбест — magnesioarfvedsonite-asbestos, режикит-асбест — rejikite-asbestos, голубой асбест — blue asbestos) [104, 108]. Известны крупные (до $10 \times 2 \times 2 \text{ см}$) призматические кристаллы [58]. Также листоватый, шестоватый, игольчатый, микроволокнистый (каменный асбест), землистый. Длина волокон асбеста до $2 - 3 \text{ см}$ — в поперечно-волокнистых и косо-волокнистых агрегатах, до 50 см — в продольно-волокнистых; толщина волокон $0,02 - 0,05 \text{ мкм}$. Кристаллическая структура различных по физико-механическим свойствам волокнистых раз-

новидностей (эластичных и ломких) аналогична [107]; вариации параметров элементарной ячейки незначительны ($a_0 = 9,71 - 9,80$, $b_0 = 17,50 - 17,98$, $c_0 = 5,11 - 5,29$ Å, $\beta = 104^\circ 06' - 105^\circ 48'$). В эластичных волокнистых разностях количество катионов в позиции А выше, чем в ломких; удаление щелочей приводит к уменьшению прочности волокон; отношение Mg : Fe в эластичных и ломких разностях одинаково [107]. Эластичные, полумомкие, ломкие и окаменелые асбесты различаются по лауэграммам; "режикит" — высокомагнезиальный член изоморфного ряда арфведсонитов — по порошковым рентгенограммам [10].

Цв. крупнокристаллического магнезиоарфведсонита черный [58], волокнистого — голубой, зеленовато-голубой, голубовато-синий, синий, светлосерый. Бл. стеклянный — у крупнокристаллического, шелковистый — у волокнистого. Уд. в. 2,87 — 3,25. Механическая прочность (кгс/мм^2) волокон магнезиоарфведсонита 290 — 350 [56, 108], ломкого асбеста 120 — 280 [108]. Магнитная восприимчивость $15 - 18 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС [108]; удельная магнитная восприимчивость $32,4 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ [109]. Диэлектрическая проницаемость 7,2 — 8,0 [108]. Не люминесцирует. По ИК-спектру поглощения сходен с волокнистым родуситом и крокидолитом: в области валентных колебаний полосы 1025, 970 (интенсивные), 1100 и 1080 см^{-1} ; в области деформационных колебаний — 470 (наиболее интенсивная), 565 и 515 см^{-1} [108]; от железистых разностей арфведсонита отличается как по набору частот, так и по соотношению интенсивностей полос [23].

Плеохроирует в бледно-голубоватых и фиолетовых тонах, часто наблюдается аномальная интерференционная окраска и аномальное угасание. Двуосный (—). $cnm = 6^\circ$ [56]. Удлинение (\pm). $n_g = 1,628 - 1,652$, $n_m = 1,626 - 1,650$, $n_p = 1,614 - 1,646$ (у эластичного асбеста выше, чем у ломкого).

Обладает высокой сорбционной способностью и большой стойкостью к воздействию кислот и щелочей. Растворимость (вес. %) в кислотах 2,0 — 4,0, в щелочах 5,0 — 6,5 [108]. На кривой ДТА [110] имеются два эндотермических прогиба в интервалах 840 — 910 и 1010 — 1040°. Кривая обезвоживания фиксирует выделение слабо связанной воды (20 — 200°), окисление Fe²⁺ (530 — 600°) и выделение конституционной воды (830 — 920°); эндотермический прогиб при 1010 — 1040° соответствует плавлению. При нагревании от 300 до 800° в вакууме наблюдалось выделение H₂ (1,2 мл/г) [111]. При температуре 600 — 900° и давлении 500 — 1000 атм режикит-асбест растворяется в воде [112].

Распространен в основных и щелочных изверженных породах, также в метаморфических породах. Образование связано с метасоматическими (гидротермальными) и метаморфическими процессами. В месторождениях Урала, приуроченных к тальк-хлорит-карбонатным породам и змеевикам, ассоциируется с брейнеритом, магнезитом, магнетитом [56, 105, 108, 113 — 115]. Более редки месторождения в магнезиальных магнетитовых скарнах [56]. Встречается в карбонатитах Озерного массива в Забайкалье [32] и Малосаянского массива в Туве [54, 99, 116]; в зонах альбитизации фенитов и гранитных пегматитов в Вишневых горах (Урал) [70, 117]; в щелочных породах и пегматитах Инаглинского массива (Центральный Алдан) [58] широко распространен крупнокристаллический магнезиоарфведсонит (описан как экерманит), частью он вместе с эгирином образует шпировидные скопления в альбитовых зонах и гнездах; в гидротермально-измененных основных породах Приазовья [109]; в ийолит-уртитях Хибинского массива [67]; в кварц-кальцит-полевошпатовых жилах, секущих монциты, сиениты, граниты, гнейсы, в месторождении Камп-Эльбион, шт. Колорадо (США) [118] в ассоциации с пироксеном, флюоритом, галенитом, пиритом и другими сульфидами. Аутигенный волокнистый магнезиоарфведсонит встречается [119, 120] в породах формации Грин-Ривер в штатах Вайоминг, Колорадо и Юта (США), образует оторочки у обломочных зерен бурой роговой обманки и сферолиты (первоначально был определен как магнезиорибекит [119]).

Волокнистые амфиболы синтезируются из расплавов или в гидротермаль-

ных условиях [104]. Магнезиоарфведсонит получен [106] гидротермальным путем в щелочной среде из шихты, состоящей из кремнезема и солей Na, Fe²⁺, Fe³⁺ и Mg при 200—800° и давлении 500—100 атм. F-Mg-арфведсонит Na₃Mg₄Fe³⁺Si₈O₂₂F₂ ($-2V = 35-45^\circ$, $cNm = 12-20^\circ$, $n_g = 1,630$, $n_m = 1,623$, $n_p = 1,618$) синтезирован [121] из стехиометрической смеси SiO₂, Na₂CO₃, MgO, MgF, Fe₂O₃ в присутствии NaF и NaCl при 800—1000°.

При увеличении содержания F и понижении температуры происходит образование волокон магнезиоарфведсонита длиной до 20—25 мм; при повышении температуры получены игольчатые кристаллы [121]. На кривой нагревания F-Mg-арфведсонита [110] имеется эндотермический прогиб с максимумом при 1065° и слабым уступом при 990—1000° (выделение F). Более высокая термоустойчивость синтетического F-амфибла по сравнению с природным объясняется [110] большей прочностью связи F по сравнению с OH в структуре. На кривой спектрального поглощения F-амфиболов имеются максимум в синей области и слабая полоса — в красной области спектра, что подтверждает шестерную координацию Fe³⁺ [122].

В гидротермальных условиях волокнистый и игольчатый магнезиоарфведсонит синтезирован также из смеси SiO₂, Fe(OH)₃, NaF, NaCl, MgCl₂ при 450—550° и 300—1000 атм; с повышением температуры синтеза увеличивалась магнезиальность амфиболов, с увеличением давления возрастала длина и уменьшалась толщина волокон [123]. Волокнистый магнезиоарфведсонит ($cNg = 19^\circ$, $n_g = 1,636$, $n_m = 1,624$) получен [124] при воздействии на сливин щелочных растворов в интервале температур 300—650° и вариациях давления 300—1500 атм. Волокнистый щелочной амфибол состава Na₂₋₃(Mg, Fe)₅Si₈O₂₂(OH)₂ синтезирован [125] при гидротермальной обработке минералов группы серпентина в щелочной среде при повышенных температурах (350—650°) и высоких давлениях (400—1500 атм). Магниевый амфибол типа экерманита — арфведсонита ($n_g = 1,620$, $n_m = 1,611$, $n_p = 1,590$) получен в виде волокнистых агрегатов при обработке флогопита щелочным кремнеземсодержащим раствором при 330° и 720 атм в течение 90 суток [126]. Температура устойчивости синтетического волокнистого фторсодержащего арфведсонита на 100° больше, чем у гидроксилсодержащего рибекит-арфведсонита [102, 127]. В волокнах синтетического F-арфведсонита установлены [128] осевые винтовые дислокации и осевые капилляры.

В отличие от морфологически сходного родусит-асбеста, магнезиоарфведсонит-асбест обладает высокой механической прочностью на растяжение, более низкими показателями преломления и более слабой магнитной восприимчивостью.

Межплоскостные расстояния арфведсонита из Тивугдлуарфика (Гренландия) *

Си-излучение. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
020	2	9,05	310	10	3,161	400; 350	6	2,406
110	9	8,51	060; 241	4	3,028	351; 421	7	2,345
220	5	4,82	221	6	2,991	112	2	2,339
040	6	4,53	330	6	2,834	331	7	2,283
220	2	4,26	331; 151	9	2,732	261	8	2,185
131	7	3,883	061	8	2,604	081; 202	6	2,082
131; 041	8	3,423	202	7	2,550	351	7	2,043
240	7	3,296						

* ASTM. 14-633.

Л и т е р а т у р а

- Gossner B., Spielberger F. Zs. Krist., 1929, 72, 111.
- Kawahara A. Mineral. J., Japan, 1963, 4, N 1, 30.
- Templeton D. H. Acta Cryst., 1956, 9, 199.
- Афоница Г. Г., Коваленко В. И., Писарская В. А. ДАН СССР, 1969, 187, № 6, 1371.
- Шевченко Е. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1959, № 13, 305.
- Светиникова Е. В., Ломейко Е. И., Ершова З. П., Усенко А. М. Тр. Мин. музея АН СССР, 1966, вып. 17, 224.
- Семенов Е. И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972, 183.
- Kemp D. Min. Mag., 1969, 37, N 287, 377.

9. Frost M. T. *Min. Mag.*, 1963, **33**, N 260, 377.
10. Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А., Розачев Д. Л. Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 12, 3.
11. Keyser de F. *Contrib. min., petrol.*, 1966, **12**, N 4, 315.
12. Литвин А. Л., Мичник Т. Л., Петрунина А. А., Полюшин Э. В., Ефимов А. Ф., Коваленко В. И. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1976, № 10, 3.
13. Borley G. D. *Min. Mag.*, 1963, **33**, N 260, 358.
14. Литвин А. Л. Кристаллохимия и структурный типоморфизм амфиболов. Киев: Наукова думка, 1977, 65.
15. Ghose S. *Min. Mag.*, 1965, **35**, N 269, 46.
16. Andersen E. B., Fenger J., Rose-Hansen J. *Lithos*, 1975, **8**, N 3, 237.
17. Singh S., Bonardi M. *Lithos*, 1972, **5**, N 3, 217.
18. Костылева Е. Е. В кн.: Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. Изд-во АН СССР, 1937, 237.
19. Спасский А. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, **91**, вып. 1, 112.
20. Поваренных А. С., Лебедева А. Д. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1971, вып. 5, 39; Лебедева С. И. Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 6, 89.
21. Ефимов А. Ф., Крюкова М. Г., Андрус У. В. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 4, 148.
22. Лапидес И. Л., Коваленко В. И., Брандт С. Б. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1970, вып. 4, 37; Куковский Е. Г., Литвин А. Л. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1970, вып. 4, 81.
23. Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Лапидес И. Л., Горегляд А. В. Щелочные амфиболы редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977, 65.
24. Moenke H. *Mineralspectren II*, Berlin, 1966, **6**, 71.
25. Miyashiro A. J. *Fac. sci., Univ. Tokyo*, 1957, **11**, 57.
26. Батиева И. Д. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1972, вып. 9, 34.
27. Stull R. *Am. Min.*, 1973, **58**, N 9-10, 873.
28. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959, 296.
29. Морозов А. И. В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1958, 225.
30. Арсенев А. А., Нечаева Е. А. Тр. ИГН АН СССР, 1951, вып. 128, 48.
31. Афанасьев Г. Д., Гурбанов А. Г. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 1, 19.
32. Нечаева Е. А., Сидоренко Г. А. Геология месторождений редких элементов, 1972, вып. 35, 146.
33. Меланхолин Н. М. ДАН СССР, 1946, **54**, № 2, 155; Зап. Всес. мин. об-ва, 1956, **85**, вып. 2, 218; Барсанов Г. П., Яковлева М. Е. Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 54.
34. Ракчев А. Д. Сов. геология, 1956, сб. 51, 189.
35. Платонов А. Н. Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка, 1976, 100.
36. Tiba T. *Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 3*, 1966, **9**, N 3, 541.
37. Sahama Th. G. *Am. Min.*, 1956, **41**, N 5-6, 509.
38. Eskola P., Sahlstein G. *Bull. Comm. géol. Finl.*, 1930, N 92, 77.
39. Shoda T. *Miner. J.*, Jарап, 1957, **2**, 114.
40. Краснова В. Н., Молоткова Л. Г., Ретин В. С. В кн.: Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Изд. Саратов. ун-та, 1973, вып. 5, 13.
41. Kunitz W. N. *Jb. Min.*, 1930, В.-Вд, **60**, А, 198; Доброхотова Е. С. Бюлл. Моск. об-ва исп. прир., отд. геол., 1968, **43**, вып. 1, 97.
42. Коваленко В. И., Лапидес И. Л., Брандт С. Б. ДАН СССР, 1967, **177**, № 4, 925.
43. Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитов. Новосибирск: Наука, 1977, 118.
44. Герасимовский В. И., Тузова А. Н., Шевалеевский И. Д. Геохимия, 1962, № 6, 501; Тихоненкова Р. П., Тихоненков И. П. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9, 125; Айдиньян Н. Х., Шилин Л. Л., Белавская Г. А. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 99, 21; Герасимовский В. И., Беляев Ю. И. Геохимия, 1963, № 1, 30; Геохимия, 1963, № 12, 1120; Герасимовский В. И., Павленко Л. И., Несмеянова Л. И. Геохимия, 1965, № 1, 9; Еременко Г. К., Вальтер А. А., Клименчук В. И. Геохимия, 1963, № 2, 132; Герасимовский В. И. Геохимия, 1965, № 5, 562; Поляков А. И., Кот Г. А. Геохимия, 1965, № 1, 73; Герасимовский В. И., Волков В. П., Когарко Л. Н., Поляков А. И., Сапрыкина Т. В., Балашиов Ю. А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966, 35—40, 90—328; Отрощенко В. Д., Зенин М. Ф., Зарецкая А. В. Геохимия, 1966, № 10, 1228; Ставров О. Д. Геология месторождений редких элементов, 1966, вып. 30, 143; Коваленко В. И., Легейдо В. А., Петров Л. Л., Пополитов Э. И. Геохимия, 1968, № 9, 1078; Солодов Н. А., Фабрикова Е. А. Солодова Ю. П. Тр. Мин. музея АН СССР, 1968, вып. 18, 123; Гамалея Ю. Н. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 2, 39; Еськова Е. М., Ефимов А. Ф. Геохимия, 1970, № 9, 1927; Поляков А. И. Геохимия тория в щелочных породах Кольского полуострова. М.: Наука, 1970, 8—19, 47—64; Петров Л. Л. Геохимия, 1973, № 6, 824.
45. Коваленко В. И., Пополитов Э. И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы. Новосибирск: Наука, 1970, 30.
46. Warren V. E. *Zs. Krist.*, 1930, **72**, N. 5-6, 513.

47. Архангельская В. В. Бюлл. Моск. об-ва испыт. прир., отд. геол., 1973, 48, № 3, 110.
48. Волкова М. И., Померанцева Н. Г. Химические анализы минералов Кольского полуострова. Апатиты. Изд-во ГИН Кольского филиала АН СССР, 1970, 314.
49. Панов Е. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1971, 100, вып. 6, 691.
50. Маракушев А. А., Тарарин И. А., Залищак Б. Л. В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966, 39.
51. 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, 2, 88.
52. Буссен И. В., Сахаров А. С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972, 181.
53. Vilgrati S. A. Min. Mag., 1955, 30, N 229, 633.
54. Самойлов В. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1973, 102, вып. 3, 320.
55. Семенов Е. И., Капитанова Т. А. В кн.: Минералогия и генетические особенности щелочных массивов. М.: Наука, 1964, 3.
56. Андреев Ю. К. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, 1962, вып. 6, 256.
57. Novak U. K., Newwonen K. G. Bull. Comm. géol. Finl., 1964, N 212, 27.
58. Ефимов А. Ф., Кравченко С. М., Власова Е. В. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16, 149.
59. Lacroix A. Bull. Soc. fr. min., crist., 1930, 53, 216.
60. 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, стр.: 453, 461—463, 570, 644.
61. Коржинский А. Ф. ДАН СССР, 1956, 111, № 2, 445; Коржинский А. Ф. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР. Сер. геол., 1961, вып. 16, 245; Иванова В. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 73; Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розина Е. Л. Термический анализ минералов и горных пород. М.: Недра, 1974, 147.
62. Лапидес И. Л., Коваленко В. И., Брандт С. Б. В кн.: Экспериментальные исследования минералообразования. Новосибирск: Наука, 1971, 91.
63. Takubo J., Ukaï Yasuo. Japanese J. geol., geogr., 1954, 24, 145.
64. Klein C. Am. Min., 1969, 54, N 1-2, 212; Robinson P., Jaffe H., Klein C. Am. Min., 1971, 56, N 5-6, 909.
65. Галахов А. В. Рискорриты Хибинского щелочного массива. Изд-во АН СССР, 1959, 110; Слепнев Ю. С. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 13, 74.
66. Тихоненков И. П. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. Изд. ИМГРЭ, 1963, 28.
67. Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Померанцева Н. Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М.—Л.: Наука, 1964, 150; Иванова Т. Н., Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Поляков К. И. Ийолит-уртиты Хибинского массива. Л.: Наука, 1970, 117.
68. Бондарева А. М., Рогачев Д. А., Сахаров А. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 6, 710.
69. Еськова Е. М., Жабин А. Г., Мухитдинов Г. Н. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. М.: Наука, 1964, 27, 57, 240; Еськова Е. М. Щелочные редкометаллические метасоматиты Урала. М.: Наука, 1976, 181.
70. Роненсон Б. М. Геология месторождений редких элементов, 1966, вып. 28, 83.
71. Белковский А. И., Локтина И. Н. ДАН СССР, 1974, 215, № 5, 1206.
72. Архангельская В. В., Андреев Г. В., Гинзбург А. И., Портнов А. И. Геология месторождений редких элементов, 1968, вып. 32, 100.
73. Андреев Г. В. Тр. Бурятск. комплексн. научно-исслед. ин-та. Сер. геол., 1961, вып. 7, 94.
74. Кравченко С. М., Власова Е. В. Щелочные породы Центрального Алдана, Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 14, 65.
75. Vøggild O. B. Medd. Grønland, 1953, 149, N 3, 422; Sørensen H. Medd. Grønland, 1962, 167, N 1, 251.
76. Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Илимаусак (Южная Гренландия). М.: Наука, 1969, 87.
77. Герасимовский В. И. Геохимия Илимаусакского щелочного массива (Юго-Западная Гренландия). М.: Наука, 1969, стр. 13, 36, 45, 49, 50, 64, 77, 90.
78. Adamson O. J. Geol. För. Förhandl., 1944, 66, N 2, N 437, 113.
79. Nosh W., Wilkinson J. Contrib. min., petrol., 1970, 25, N 4, 241.
80. Iwao S. Japanese J. geol., geogr., 1939, 16, 155; Yagi K. Bull. Geol. Soc. Am., 1953, 64, N 7, 769.
81. Chanappa N. Krystalinikum, 1971, 8, 133.
82. Ferguson A. K. Contrib. min., petrol., 1978, 66, N 1, 15.
83. Коваленко В. И., Писарская В. А., Пополитов Э. И. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 9, 32; Kovalenko V. I. Papers, Proc. 5-th Gen. Meet. Intern. Min. Assoc., Cambridge, 1966. Min. Soc. London, 1968, 261.
84. Гинзбург И. В. В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1958, 260; Морозов А. И., Шцкевич А. М. Там же, стр. 190; Пазюк Л. И. Там же, стр. 180; Юдин Б. А. Там же, стр. 127.

85. Чумаков А. А. В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1958, 308; Подольский Ю. В. ДАН СССР, 1973, 213, № 5, 1161.
86. Коваленко В. И., Окладникова Л. В., Павленко А. С., Пополитов Э. И., Филиппов Л. В. В кн.: Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований. М.: Наука, 1965, 20.
87. Ерджанов К. Н. Гранитные интрузии и пегматиты Тарбагатай. Алма-Ата: Казахск. НИИМС МГ и ОН КазССР, 1963, 184.
88. Фельдман В. И. Изв. Высш. уч. зав. Геол. и разв., 1969, № 12, 45.
89. Лукашев А. Н., Абланов Б. Ф. Зап. Всес. мин. об-ва, 1971, 100, вып. 2, 198.
90. Whitten E. H. T. Min. Mag., 1954, 30, N 225, 393.
91. Yagi K., Chinara K. J. Jap. Assoc. min., petr., econ. geol., 1963, 49, N 1, 24.
92. Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Виноградов Д. П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. М.—Л.: Наука, 1965, 161.
93. Зырянов В. Н. Петрология метасоматически измененных гранитоидов и щелочных пород Чингизской зоны. М.: Наука, 1969, 43.
94. Архангельская В. В. Геология рудных месторождений, 1968, № 5, 29.
95. Лазарев Ю. И. Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, 1971, вып. 7, 107.
96. Ильинский Г. А. Минералогия щелочных интрузий Туркестано-Алая. Изд. ЛГУ, 1970, 64—85, 130.
97. Шевченко Е. В. Мин. сб., Львов, 1965, № 19, вып. 1, 69.
98. Жабин А. Г., Самсонова Н. С. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9, 224.
99. Самойлов В. С., Гормашева Г. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1975, 104, вып. 2, 145.
100. Ramdohr P. Fortsch. Min., 1971, 48, N. 1, 31; Фрондел Д. Минералогия Луны. М.: Мир, 1978, 303.
101. Островский И. А. ДАН СССР, 1949, 69, № 5, 667; Тр. ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 1, 98.
102. Ernst W. G. Bull. Geol. Soc. Am., 1960, 71, N 12, 1859; J. Geology, Chicago, 1962, 70, N 6, 689; Эрнст В. Г. В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, 498; Ernst W. G. Amphiboles. Crystal chemistry. Phase relations and occurrence. New York, Springer, 1968, 1, 87.
103. Лохова Г. Г. Геология и геофизика, 1970, № 1, 135; Лохова Г. Г., Денискина Н. Д. Тезисы докладов 8-го Всес. совещания по эксперим. и технич. минералогии и петрографии. Новосибирск, 1968, 192.
104. Федосеев А. Д., Григорьева Л. Ф., Макарова Т. А. Волокнистые силикаты. Природные и синтетические асбесты. М.—Л.: Наука, 1966, 3.
105. Андреев Ю. К. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 10, 12.
106. Сыромятников Ф. В. Минеральное сырье, 1963, вып. 8, 104.
107. Сидоренко Г. А. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1963, № 17, 127.
108. Соболева М. В. Минералогия волокнистых минералов группы амфиболов и серпентина. М.: Недра, 1972, 59.
109. Еременко Г. К., Вальтер А. А. ДАН УССР, 1965, № 10, 1385.
110. Чигарева О. Г., Федосеев А. Д. Мин. сб., Львов, 1966, № 20, вып. 2, 209.
111. Ерилова З. П., Дмитриев Р. В. ДАН СССР, 1978, 238, № 6, 1455.
112. Сыромятников Ф. В. В кн.: Исследования природного и технического минералообразования. М.: Наука, 1966, 194.
113. Соболева М. В., Соболев Н. Д. Сов. геология, 1959, № 9, 94.
114. Андреев Ю. К. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 39, 90; Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 95, 61; Некрасов В. П. Минеральное сырье, 1963, вып. 8, 82.
115. Корыткова Э. Н., Макарова Т. А. Мин. сб., Львов, 1970, № 24, вып. 4, 408.
116. Самойлов В. С., Гормашева Г. С., Чернышева Е. А. Ежегодник. Ин-т геохимии СО АН СССР, 1973. Новосибирск: Наука, 1974, 189.
117. Бонштедт-Куплетская Э. М. Минералогия щелочных пегматитов Вишневых гор. Изд-во АН СССР, 1951, 91.
118. Wahlstrom E. E. Econ. Geol., 1940, 35, N 4, 477.
119. Milton C., Eugster H. P. Researches in geochemistry. New York — London, 1959, 118.
120. Milton C., Ingram V., Berger S. Am. Min., 1974, 59, N 7-8, 830.
121. Федосеев А. Д., Чигарева О. Г. ДАН СССР, 1964, 156, № 5, 1130; Чигарева О. Г. Тезисы докладов 7-го совещания по эксперим. и технич. минералогии и петрографии. Изд-во Львовск. ун-та, 1964, 36; Федосеев А. Д., Григорьева Л. Ф., Чигарева О. Г., Крупеникова З. В., Рожнова Г. А. Изв. АН СССР. Сер. неорг. матер., 1965, 1, № 11, 2031.
122. Чигарева О. Г., Грум-Гржимайло С. В., Федосеев А. Д. Зап. Всес. мин. об-ва, 1969, 98, вып. 1, 96.
123. Денискина Н. Д. Геология и геофизика, 1969, № 8, 119.
124. Корыткова Э. Н., Федосеев А. Д., Макарова Т. А. ДАН СССР, 1968, 182, № 6, 1396.
125. Корыткова Э. Н., Силовский Д. П., Федосеев А. Д., Макарова Т. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1968, 97, вып. 4, 500.
126. Гончаров Ю. И., Балицкий В. С., Хаджи И. Н., Попова Н. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1974, 103, вып. 6, 716.
127. Калинин Л. В., Грацианова Е. Д., Денискина Н. Д. В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии (1969—1970). Новосибирск: СО АН СССР, 1971, 71.
128. Стенина Н. Г. ДАН СССР, 1974, 219, № 3, 708; Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 2, 98.

Экерманит Eckermannite

$\text{NaNa}_2\text{Mg}_4\text{Al}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$

Назван по имени шведского геолога проф. Х. Экермана [1].

Характ. выдел. Кристаллы (до 1 см), мелкозернистые агрегаты, реже волокнистые выделения.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^3 — $C2/m.a_0 = 9,801$, $b_0 = 17,882$, $c_0 = 5,288$ Å, $\beta = 103^\circ 55'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,5481 : 1 : 0,2957$ [2]. $Z = 2$. Параметры элементарной ячейки амфиболов арфведсонит-экерманитового ряда уменьшаются от арфведсонита к экерманиту [2]: a_0 и b_0 при возрастании отношения $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ (см. фиг. 44 в статье «Арфведсонит») и при увеличении содержания F и Li, c_0 — при понижении содержания Fe^{3+} ; кроме того, отмечалось слабое уменьшение b_0 с возрастанием содержания Al. Различные изоморфные замещения затрудняют уточнение подобных зависимостей. По структуре экерманит близок к другим моноклинным амфиболом [3]. Распределение катионов в структуре экерманита такое же, как в арфведсоните [4]. Позиция А занята Na. В отличие от арфведсонита, экерманит содержит Al в шестерной координации, что сближает его с глаукофаном [5, 6]. Al^{VI} находится в позиции M(2) [4].

Кристаллы призматические, игольчатые. На кристаллах из Англии (Уэльс) развиты грани (110) и (010) [7].

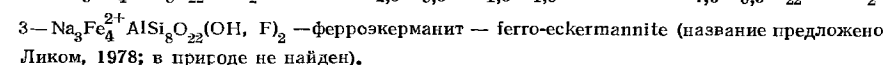
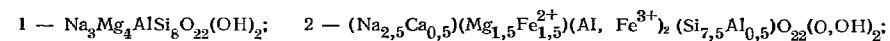
Физ. св. Сп. совершенная по (110) (под углом около 56°); отдельность по (010). Тв. 5—6. Уд. в. 3,00—3,21. Цв. темный голубовато-зеленый, темно-зеленый и светло-зеленый.

Микр. [1, 5, 8, 9]. В шлифе светлый голубовато-зеленый, желтовато-зеленый. Двойники простые и полисинтетические. Плеохроизм: по Np — голубовато-зеленый или синевато-зеленый, по Nm — светлый голубовато-зеленый, по Ng — светлый желтовато-зеленый, желтый, иногда бесцветный; $Np > Nm > Ng$. Погасание очень неравномерное (пламеневидное), меняется даже в пределах одного кристалла, что затрудняет точные измерения угла погасания. Двуосный (—). Пл. опт. осей (010). $Nm = b$, $cNp = 18-53^\circ$. $2V = 15-80^\circ$. $n_g = 1,630-1,654$, $n_m = 1,625-1,652$, $n_p = 1,612-1,636$, $n_g - n_p = 0,009-0,020$. Дисперсия очень сильная, $r > v$. Зависимость оптических свойств и удельного веса от состава см. фиг. 48 в статье «Арфведсонит».

Хим. Является магнезиальным членом ряда арфведсонит — экерманит, содержащим Al^{VI} . Состав отвечает общей формуле $(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_{2-3} (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_{3-4} (\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_{2-1} (\text{Si}, \text{Al})_8 (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_{24}$.

Теор. состав при разном соотношении компонентов:

	Na ₂ O	CaO	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O	F
1	11,58	—	20,07	—	—	6,35	59,76	2,24	—
2	8,71	3,15	6,80	12,14	9,00	8,60	50,59	1,01	—
3	9,97	—	—	30,85	—	5,47	51,57	0,97	2,04



Экерманит часто неправильно отождествляется с магнезиальным или литийсодержащим арфведсонитом [10, 11], не всегда учитывается содержание в минерале Al^{VI} . Имеется указание на нахождение в карбонатах Озерного массива (Сибирь) [12] железистого экерманита (Фе-экерманита). Описанные как экерманиты щелочные амфиболы из пегматитов Инаглинского массива (Центральный Алдан) [13] и из гранита Голдонгри (Индия) [14] по составу соответствуют арфведсониту.

Анализы (расположены по убыванию железистости — f):

	1	2	3	4	5	6
Na ₂ O	7,04	8,77	7,83	8,28	9,77	9,30
K ₂ O	0,57	2,15	1,74	2,35	2,38	1,10
Li ₂ O	—	0,62	0,36	—	1,15	—
MgO	7,39	7,43	7,60	6,98	9,13	18,56
CaO	3,99	0,79	2,40	2,08	0,31	1,40
MnO	0,14	2,05	0,17	0,75	0,34	—
FeO	10,81	0,13	6,77	13,01	2,69	1,34
Al ₂ O ₃	7,82	7,37	5,80	5,80	6,19	5,98
Fe ₂ O ₃	8,73	12,99	9,03	5,01	8,01	2,37
SiO ₂	50,41	50,79	54,00	53,70	57,10	58,65
TiO ₂	1,66	2,15	1,34	1,68	0,35	—
H ₂ O ⁺	1,17	—	0,87	—	0,50	2,20
H ₂ O ⁻	0,10	1,62	0,30	—	0,08	—
F	—	0,55	2,55	1,91	2,69	—
П. п.	—	3,04	—	—	—	—
Сумма	99,83	100,45	100,768*	101,64**	101,28***	100,90
—O=F ₂	—	0,23	1,07	0,80	1,13	—
		100,22	99,698	100,84	100,15	
Уд. в.	3,206	—	—	—	3,16	3,033
n _g	1,657	—	—	—	1,649	1,640
n _m	1,656	—	—	—	1,644	1,620
n _p	1,649	—	—	—	1,636	—
(-) ₂ V	17°	—	—	—	75°	—
a ₀ (Å)	—	—	—	—	9,693	9,855
b ₀	—	—	—	—	17,700	17,884
c ₀	—	—	—	—	5,291	5,272
β	—	—	—	—	104°05'	104°10'
f	60	51	54	59	39	9

* В том числе Rb₂O — 0,008. ** В том числе ZrO₂ — 0,09. *** В том числе ZnO — 0,59.

1 — из глаукофанового сланца Англси, Уэльс (Великобритания), анал. Холгейт (описан как кроссит) [7]; 2—4 — из Ловозерского массива (Кольский п-ов): 2 — из щелочных пегматитов горы Куйвчорр, анал. Жижичкина [11]; 3 — из ийолит-мельтейгита, анал. Караханова [15]; 4 — из щелочного пегматита горы Кедькверпахк, анал. Сендерова (описан как арфведсонит) [16]; 5 — из нефелинового сиенита Норра-Кёрр (Швеция), анал. Бигден [5]; 6 — из жадеитовой породы, Таумау (Бирма), анал. Орсель [17] (параметры элементарной ячейки образцов 5 и 6 определены Кемпом [2]).

Находж. Встречается в щелочных породах, значительно реже — в карбонатитах и сланцах. Известные месторождения: Норра-Кёрр (Южная Швеция) [1,9] — в пектолит-экерманит-эгириин-нефелиновом сиените (какортките), содержащем микроклин, титанит, апатит, альбит; Ловозерский массив — в щелочных пегматитах [11, 16] и ийолит-мельтейгите [15]; Сибирь [11] — в доломитовых карбонатитах и зоне контакта доломита с гидротермальными телами бастнезита, гематита и флюорита; Таумау (Бирма) [17] — в жадеитовой породе; Англси, Уэльс (Великобритания) [7] — в сланцах, содержащих эпидот, кварц, альбит.

Искусств. Фторэкерманит Na₃Mg₄AlSi₈O₂₂F₂ получен Эйтелем [18] как продукт реакций в твердом состоянии. Экерманит — Na₃Mg₄AlSi₈O₂₂(OH)₂ — синтезирован гидротермальным путем [19] из смеси окислов Na₂O, MgO, Al₂O₃, SiO₂ с избытком воды в температурном интервале 770—1000° при давлении жидкости от 1 до 5 кбар; кристаллизовался в виде волокон размером до 20 × 3 мкм (a₀ = 9,762, b₀ = 17,892, c₀ = 5,284 Å, β = 103°10') наряду с талькоподобной фазой.

Отл. От арфведсонита отличается менее интенсивной окраской, более низкими показателями преломления и оптической ориентировкой; от кумминг-

тонита — меньшими показателями преломления, величиной двупреломления и углом погасания; в отличие от тремолита характеризуется меньшим двупреломлением, большим углом погасания, обнаруживает плеохроизм; от обыкновенной роговой обманки отличается характерной схемой абсорбции $Np > Nm > Ng$, от рихтерита — голубовато-зеленой окраской и схемой абсорбции.

Межплоскостные расстояния экерманита из Норра-Кёрр (Швеция) [19]

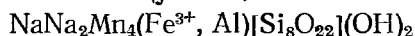
СиК α -излучение. Дифрактометр

<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
100	8,35	5	3,398	2	2,920	6	2,510
2	4,888	11	3,355	8	2,758	4	2,296
3	4,480	9	3,225	13	2,702	4	2,154
2	4,054	53	3,059	2	2,678	2	2,067
2	3,852	5	2,947	3	2,581	4	2,005

Л и т е р а т у р а

1. Adamson O. J. Geol. För. Förhandl., 1942, 64, Н. 3, N 430, 329.
2. Kette D. Min. Mag., 1969, 37, N 287, 317.
3. Ernst W. G. Minerals, Rocks and Inorganic Materials, 1968, 1, 8, 95.
4. Ghose S. Min. Mag., 1965, 35, N 269, 46.
5. Sundius N. Sver. geol. ungers., Ser. C., 1946, N 475, Arsbok 39, N 8, 3.
6. Phillips R., Layton W. Min. Mag., 1964, 33, N 267, 1097.
7. Holgate N. Min. Mag., 1951, 29, N 215, 792.
8. Sundius N. Sver. geol. ungers., Ser. C., 1946, N 480, Arsbok 40, N 4, 1.
9. Adamson O. J. Geol. För. Förhandl., 1944, 66, Н. 2, N 437, 113.
10. Доброхотова Е. С. Бюлл. Моск. о-ва испыт. прир. Нов. сер., 1968, 73, вып. 1, 97.
11. Семенов Е. И., Капитонова Т. А. В кн.: Минералогия и генетические особенности щелочных массивов. М.: Недра, 1964, 3.
12. Нечаева Е. А., Сидоренко Г. А. Геология месторождений редких элементов, 1972, вып. 35, 146.
13. Ефимов А. Ф., Кравченко С. М., Власова Е. В. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16, 166.
14. Nayak V. K., Neuvonen K. J. Bull. Comm. géol. Finl., 1964, N 212, 27.
15. Волков В. П., Поляков А. И., Караханова М. И. Геохимия, 1962, № 6, 482.
16. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959, 296.
17. Lacroix A. Bull. Soc. fr. min., crist., 1930, 53, N 1-6, 216.
18. Eitel W. Proc. Intern. Symp. on Reactivity of Solids, Gothenburg, 1954, pt 1, 335.
19. Phillips R., Rowbotham G. Papers and proceedings of the fifth General Meeting. Miner. Soc., London, 1968, 249.

Коцулит Kózulite



Назван по имени Ш. Коцу, исследователя породообразующих минералов, проф. университета Токуки [1].

Характ. выдел. Кристаллы (до $3,5 \times 2,0 \times 1,5$ мм) и их агрегаты.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m.a_0 = 9,91$, $b_0 = 18,13$, $c_0 = 5,28$ Å, $\beta = 104^\circ 30'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,546 : 1 : 0,291$; $Z = 2$ [1]. Кристаллы короткопризматические, образованы гранями b (010), m (110) и r (011).

Физ. св. Сп. по (110) совершенная. Тв. 5. Уд. в. 3,30 (вычисл. 3,36) Цв. красновато-черный до черного. Черта светло-красновато-бурая. Бл. стеклян-ный.

Микр. Плеохроизм сильный: по Ng — темно-бурый, по Nm — красновато-бурый, по Np — желто-бурый; $Ng > Nm > Np$. Двуосный (—). $cNp = 25^\circ$. $2V = 34-36^\circ$. $n_g = 1,720$, $n_m = 1,717$, $n_p = 1,685$.

Хим. Анализ: Na $_2$ O — 8,41, K $_2$ O — 1,36, MgO — 2,71, CaO — 1,12, ZnO — 0,03, MnO — 27,96, Al $_2$ O $_3$ — 1,69, Fe $_2$ O $_3$ — 2,85, SiO $_2$ — 51,38, H $_2$ O $^+$ — 2,10, H $_2$ O $^-$ — 0,06, F — 0,08; сумма — 99,75, —O = F $_2$ — 0,03, сумма 99,73.

Анализ рассчитывается на формулу: $(\text{Na}_{2,54}\text{K}_{0,27}\text{Ca}_{0,19})(\text{Mn}_{3,68}^{2+}\text{Mg}_{0,62})$
 $(\text{Fe}_{0,33}^{3+}\text{Al}_{0,31})\text{Si}_{8,00}\text{O}_{21,78}(\text{OH})_{2,15}\text{F}_{0,04}$.

Повед. при нагр. На кривой ДТА имеется глубокий эндотермический пик около 950° (потеря веса 2,16%); при дальнейшем нагревании переходит в смесь браунита и стекла.

Наход. Встречен [1] на марганцевом руднике Танохата (преф. Ивате, Япония) в метаморфизованных роговиках вместе с браунитом, родонитом, марганцевым щелочным пироксеном, кварцем.

Интенсивные линии на рентгенограмме: 8,51(100); 4,533(10); 3,295(17); 3,153(67); 2,827(31).

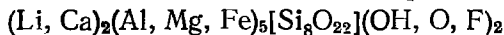
Л и т е р а т у р а

1. Nambu M., Tanida K., Kitamura T. J. Japan. Assoc. miner., petrol., econ. geol., 1969, 62, N 6, 311.

Литиевые моноклинные амфиболы

	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Клинохолмквистит (Li, Ca) ₂ (Al, Mg, Fe) ₅ [Si ₈ O ₂₂](OH, O, F) ₂	9,334	17,596	5,267	102°20'	3,00

Клинохолмквистит Clinoholmquistite



Название отражает структурное отличие от холмквистита [1].

Синон. Клиногольшмквистит [1].

Характ. выдел. Кристаллы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2v}^3 - C2/m$. $a_0 = 9,334$, $b_0 = 17,596$, $c_0 = 5,267 \text{ \AA}$, $\beta = 102^\circ 20' (\pm 12')$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,5308 : 1 : 0,2993$ [2]. По первоначальным данным [1,3]: $P2/m$, $a_0 = 9,80$, $b_0 = 17,83$, $c_0 = 5,30 \text{ \AA}$, $\beta = 109^\circ 06'$.

Диморфен с ромбическим холмквиститом [1]. Как показал Уитэкер [4], переход амфиболов из одной структурной модификации в другую приводит к изменению расстояний $M(4) - O(4)$, а следовательно, и к изменению величин a_0 и β . В клинохолмквистите параметр a_0 уменьшается вдвое (a_0 холмквистита 18,31 \AA), а угол β изменяется примерно на 12° , происходит сближение цепочек $\text{Si}-\text{O}$. Средние межатомные расстояния (в \AA) [2]: $T(1) - O = 1,62$; $T(2) - O = 1,63$; $M(1) - O = 2,09$; $M(2) - O = 1,93$; $M(3) - O = 2,04$; $M(4) - O = 2,49, 2,25, 2,13, 2,80$, т. е. координация $M(4)$ восьмерная, аналогичная таковой в структуре глаукофана. Позиция $T(1)$ занята 1,00 Si, $T(2) - 1,00 \text{ Si}$, $M(1) - 0,25 \text{ Fe}^{2+} + 0,75 \text{ Mg}$, $M(2) - 1,00 \text{ Al}$, $M(3) - 0,30 \text{ Fe}^{2+} + 0,20 \text{ Al} + 0,50 \text{ Mg}$, $M(4) - 0,90 \text{ Li} + 0,10 \text{ Ca}$, $A - 0,54 (\text{Na} + \text{K})$. Вхождение Ca в позицию $M(4)$ стабилизирует моноклинную структуру. Различия между структурами клинохолмквистита и глаукофана заключаются в характере катионов в позиции $M(4)$ и величине связей $M(4) - O$ (в глаукофане $M(4)$ занимает Na^+ , в клинохолмквистите — Li^+) [2]. В ИК-спектре клинохолмквистита в области валентных колебаний $\text{Si}-\text{O}$ ($1300-950 \text{ см}^{-1}$) наблюдается одна широкая полоса вместо нескольких пиков у холмквистита. Это свидетельствует о различии расстояний между $\text{Si}-\text{O}$ и $\text{O}-\text{O}$ в кремнекислородных тетраэдрах.

Кристаллы клинохолмквистита длиннопризматические до игольчатых по оси c , ограничены гладкими блестящими гранями призмы m (110), реже пинакоида $a(100)$ с продольно расположенными вициналями. Грань $a(100)$ у игольчатых кристаллов отсутствует. Гониометрически определены углы между гранями (100) : (110) = $27^\circ 16'$, (110) : (110) = $54^\circ 32'$ [1]. Клинохолмквистит содержит мельчайшие включения кальцита (0,05—0,005 мм) и незначительное количество жидких включений.

Физ. св. Сп. по (110) и по (001). Тв. 6. Уд. в. 3,00. Цв. светло-сиреневый, голубовато-серый. Пьезоэффекта не обнаруживает.

Микр. В прох. свете бесцветен, не плеохроирует; в толстых срезах по Ng — голубоватый, по Nm , Np — бесцветный. Двусосный (-). Пл. опт. осей (010). $Ng = c$, $Nm = b$, $aNp = 15-16^\circ$ (угол погасания $cNg = 0^\circ 30'$). $n_g = 1,633-1,636$, $n_m = 1,627$, $n_p = 1,610-1,613$, $n_g - n_p = 0,023$. $2V = 55-61^\circ$ (значения $2V$ возрастают от краев к внутренним частям кристаллов). В монохроматическом синем и красном свете наблюдается наклонная дисперсия угла оптических осей (до $1-3^\circ$).

Хим. Постоянная примесь кальцита влияет на точность химических анализов клинохолмквистита.

Спектроскопически установлены V, Ti, Cr, Sr, Be, Ga [5].

Анализы:

	1	2		1	2		1	2
Li_2O	1,61	3,37	Al_2O_3	12,75	13,52	$-O=F_2$	1,08	0,71
Na_2O	1,59	1,74	SiO_2	57,76	57,68		99,95	100,36
K_2O	0,26	0,28	H_2O^+	0,89	} 1,67	n_g	1,636	—
MgO	10,70	9,37	H_2O^-	—		n_m	—	—
CaO	4,51	3,00	CO_2	1,02	1,98	n_p	1,613	—
MnO	0,16	0,45	F	2,55	1,70	cNg	0-5°	—
FeO	5,68	5,87	Сумма	101,03	101,07	$2V$	(-) 58°	—
Fe_2O_3	1,55	0,44						

1 — из пегматита Тувы, анал. Катаева [5]; 2 — из Сибири (коллекция Самсоновой), аналитики Телешова, Абрамова, Каленчук, Данилова [1].

Повед. при нагр. На кривой ДТА отчетливо выражен эндотермический прогиб в интервале $995-1133^\circ$ с максимумом при 1075° и небольшой эндотермический прогиб при 780° [5].

Находж. Встречен только в Туве [1, 5] в приконтактных частях жил гранитных литиевых пегматитов, секущих дайки диабазов (вмещающими породами являются слабо мраморизованные битуминозные кембрийские или протерозойские известняки). В экзоконтактных зонах в диабазах обнаружен в виде отдельных призматических кристаллов (до 2 см), в эндоконтакте пегматита — в виде мономинеральных гнезд и прожилков. Тесно ассоциируется с кальцитом.

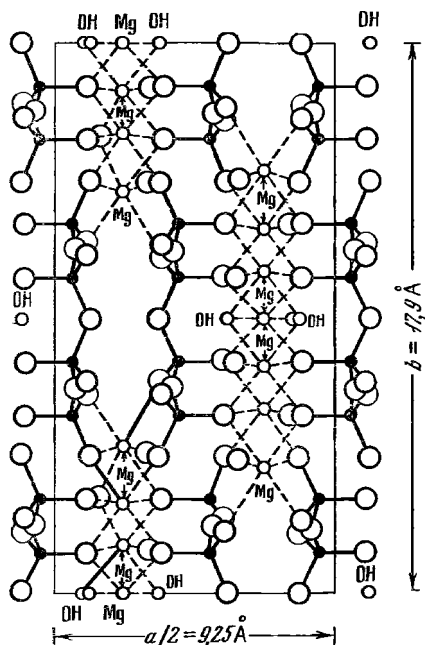
Отл. Клинохолмквистит и холмквистит различаются по ИК-спектрам, содержанию CaO и рентгенограммам.

Л и т е р а т у р а

1. Гинзбург И. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 73.
2. Литвин А. Л., Гинзбург И. В., Егорова Л. Н., Петрунина А. А. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1975, вып. 9, 3; Литвин А. Л. Кристаллохимия и структурный типоморфизм амфиболов. Киев: Наукова думка, 1977, 43.
3. Звягин Б. Б., Горшков А. И. В кн.: Методы электронной микроскопии. М.: Наука, 1969, 255.
4. Whittaker E. J. Acta Cryst., 1960, 13, pt 4, 291.
5. Самсонова Н. С. ДАН СССР, 1960, 132, № 4, 907.

РОМБИЧЕСКИЕ АМФИБОЛЫ

Кристаллическая структура ромбических амфиболов (orthoamphiboles) впервые была определена на антофиллите Уореном и Моделом в 1930 г. [1], а пространственная группа последнего в том же году Йохансенем [2]. В последующие годы уточнялись структура и распределение Mg—Fe в ней [3, 4, 5, 6, 7]. Структура жедрита уточнена Пэпиком и Росом в 1970 г. [8, 9], а холмквистита Уитэкером в 1969 г. [4] и Литвиным и др. в 1973 г. [7]. В целом структура ромбических амфиболов рассматривается как структура ромбических пироксенов, в которой кремнекислородные цепочки спарены путем отражения в плоскости, параллельной (010), а ячейка удвоена по оси b [3].

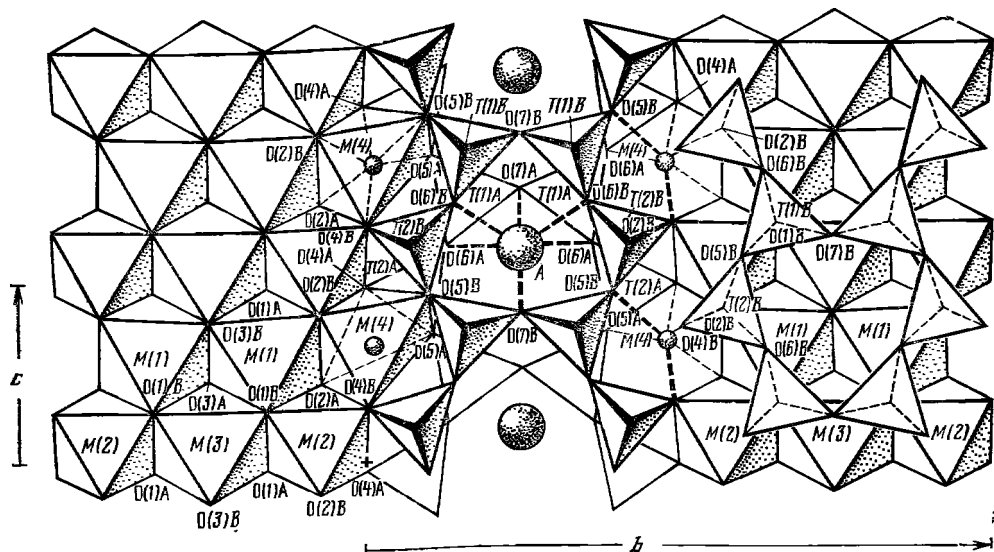


Фиг. 49. Структура антофиллита в проекции на плоскость ab (по Брэггу и Кларингбуллу)

По оси a показана только $1/2$ элементарной ячейки; перекрывающие атомы кислорода и гидроксилы слегка смещены

Основой кристаллической структуры ромбических амфиболов (фиг. 49, 50) являются бесконечные ленты из кремнекислородных цепочек состава $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_\infty$ с периодом повторяемости $\sim 5,3 \text{ \AA}$, определяющим параметр элементарной ячейки c_0 . В плоскости bc они образуют шестичленные звенья. Ленты вытянуты вдоль оси c и сочленяются в двойные пакеты, в которых различаются неравноценные ленты А и В, соответствующие $\text{Si}(1) = \text{T}(1)$ и $\text{Si}(2) = \text{T}(2)$. Кремнекислородные тетраэдры в соседних лентах обращены друг к другу основаниями. Усредненные расстояния $\text{T}(1)\text{AB} - \text{O}$ и $\text{T}(2)\text{AB} - \text{O}$ приблизительно равны $1,63 \text{ \AA}$, т. е. не превышают расстояний $\text{Si}-\text{O}$ в структурах всех других амфиболов. В лентах гексагональная симметрия шестичленных звеньев-колец нарушается небольшим разворотом тетраэдров (O-вращение), определяемым по углу $\text{O}(5) - \text{O}(6) - \text{O}(5)$ и по изменению расстояния $\text{O}(7)\text{A} - \text{O}(7)\text{B}$ вдоль оси c . Эти отклонения в минералах группы ромбических амфиболов в связи с разным заполнением катионных позиций следующие [5, 7, 9]:

Минерал	Угол		Смещение лент	
	$\text{O}(5) - \text{O}(6) - \text{O}(5)$ А-лента	(O-вращение) В-лента	в долях ячейки	в Å
Антофиллит	$169,2^\circ$	$157,5^\circ$	0,3176	1,678
Жедрит	$162,4$	$147,5$	0,2985	1,567
Холмквистит	$165,4$	$172,4$	0,3150	1,670



Фиг. 50. Структура жедрита в проекции на плоскость bc (по Пэпику и Росу)

Вдоль осей *a* и *b* кремнекислородные ленты связываются катионами, образующими октаэдрические ленты с 4 независимыми позициями — M(1), M(2), M(3) и M(4), а также группами гидроксила и дополнительными крупными щелочными катионами в вакантной А-позиции. Катионы в M-позициях имеют шестерную координацию; характерно отношение M(1) : M(2) : M(3) : M(4) = 2 : 2 : 1 : 2. В позициях M(1) и M(3) катионы координированы четырьмя атомами кислорода и двумя гидроксильными, в позиции M(2) — шестью атомами кислорода, в позиции M(4) — также шестью атомами кислорода, но находящимися на разных расстояниях от центрального катиона.

Межатомные расстояния (средние, в Å) для позиций M ромбических амфиболов:

Минерал, ссылка	M(1)—O	M(2)—O	M(3)—O	M(4)—O	
				A-лента	B-лента
Антофиллит [5]	2,084	2,076	2,070	2,517	2,464
Жедрит [9]	2,091	1,986	2,057	2,187	2,178
Холмквистит [7]	2,100	1,931	2,095	2,52	2,44

Характер заполнения катионами структурных M-позиций в ромбических амфиболах обуславливает степень упорядоченности их структуры в целом. В наиболее магнезиальных разностях антофиллита все M-позиции заняты Mg. Замещение Mg на Fe²⁺ при минимальной железистости, как показал Гхоуз [10, 11], преимущественно происходит в позиции M(4). С помощью мессбауэровской и инфракрасной спектроскопии Бенкрофт и др. [12, 13] и Барабанов и др. [14] установили, что при железистости более 15% ионы Fe²⁺ занимают, кроме M(4), также позиции M(1) и M(3), а при возрастании количества Fe²⁺ и позицию M(2). Равномерное распределение Fe²⁺ по всем четырем M-позициям отмечается при общей железистости более 60%.

Предложена методика определения железистости ромбических амфиболов (в пределах 20—50%) по мессбауэровским спектрам [14].

При железистости выше 80% и равномерном заселении Fe²⁺ всех M-позиций возможно образование ферроантофиллита, пока не обнаруженного еще в природе. Практически высокие содержания Fe²⁺ в позициях M(2) и M(4) вызывают переход ромбического антофиллита в моноклинный куммингтонит [15]. Вхождение Al в кристаллическую решетку ромбического амфибола стабилизирует ромбическую ячейку, расширяя пределы замещения Mg на Fe²⁺ вплоть до образования феррожедрита. Однако вхождение Al^{IV} в структуру ромбических амфиболов требует компенсации валентности, что осуществляется вхождением Al^{VI} и Fe³⁺ в октаэдрические позиции или крупных ионов Na в вакантные А-позиции. Избыточный Al (в жедритах) против его возможного количества в тетраэдрических позициях занимает в соответствии со своим небольшим размером позицию M(2). При этом компенсирующие ионы Fe³⁺ и частично Na занимают позицию M(4) [9]. В холмквистите (клинохолмквистите) позиция M(4) занимает Li и часть Mg, а M(2) — Al [7]. Координация катиона (Li + Mg) в позиции M(4) пятнерная (конфигурационный полиэдр в форме тригональной дипирамиды). Вхождение Al в позицию M(2) вызывает сильное искажение октаэдров M(1) и M(3) и всего октаэдрического слоя в целом. Усредненные значения катионных заполнений M-позиций в ромбических амфиболах следующие:

	Антофиллит [5]	Жедрит [9]	Холмквистит [7]		Антофиллит [5]	Жедрит [9]	Холмквистит [7]
M(1)	Mg — 0,96 Fe — 0,04	Mg — 0,88 Fe — 0,12	Mg — 0,60 Fe — 0,40	M(4)	Mg — 0,35 Fe — 0,65	Mg — 0,55 Fe — 0,42	Li — 0,90 Mg — 0,10
M(2)	Mg — 0,97 Fe — 0,03	Mg — 0,36 Al — 0,60 Fe — 0,04	Al — 1,00	A	□	Ca — 0,02 Na — 0,01 Na — 0,34 □ — 0,66	□
M(3)	Mg — 0,97 Fe — 0,03	Mg — 0,90 Fe — 0,10	Mg — 0,60 Fe — 0,40				

Особенности кристаллической структуры ромбических амфиболов позволяют объяснить изоморфные замещения в минералах этой группы. Наиболее четко в них проявляется изовалентное замещение $Mg^{2+} \rightarrow Fe^{2+}$. Более сложный гетеровалентный изоморфизм $Si^{4+} \rightarrow Al^{3+}$ в тетраэдрических лентах с параллельным замещением Mg^{2+} , $Fe^{2+} \rightarrow Al^{3+}$, Fe^{3+} в октаэдрах приводит к возникновению жедрита; замещение $Mg^{2+} \rightarrow Li^+$ и $Mg^{2+} \rightarrow Al^{3+}$ в октаэдрах при меньшей роли замещения $Si^{4+} \rightarrow Al^{3+}$ в тетраэдрах характерно для холмквистита [16, 17]. По кристаллоструктурным данным холмквистит следует считать скорее литиевым аналогом жедрита, чем антофиллита [7]. Изоморфные серии ромбических амфиболов не непрерывны. Безглиноземистый антофиллит при содержании железа свыше 38% (теоретически 43%) переходит в моноклинный куммингтонит [18]. Вхождение Al в октаэдрические позиции антофиллита и параллельное увеличение содержания Fe ведут к переходу антофиллита в жедрит. Разрыву смесимости антофиллита и жедрита отвечает очень узкое поле, на границе которого содержание Al_2O_3 составляет около 8—10% [19, 20]. При более высоком содержании глинозема минерал является жедритом, при более низком — антофиллитом.

Точная граница между составом антофиллита и жедрита, вероятно, будет установлена на основании изучения их субмикроскопических и микроскопических пластинчатых сростаний (продуктов распада твердых растворов) с использованием электронного микроскопа и электронного микросонда [21, 22]. Большую роль в решении этого вопроса будут играть также данные об изоморфных замещениях в синтетических амфиболах.

Изменение состава ромбических амфиболов, обусловленное изоморфными замещениями $Mg^{2+} \rightarrow Fe^{2+}$ и $(Mg, Fe^{2+})Si \rightarrow AlAl$, отражается на их оптических и физических свойствах. С повышением содержания Fe^{2+} и Al увеличиваются показатели преломления, двупреломление, интенсивность плеохроизма и удельный вес. При замещении $(OH)^-$ на F^- происходит уменьшение показателей преломления и двупреломления. Магнезиальные антофиллиты имеют средние значения $2V$ с отрицательным знаком; в богатых железом антофиллитах $2V$ увеличивается и становится положительным. Жедриты характеризуются положительным знаком и большими значениями $2V$; исключение составляют феррожедриты, которые являются оптически отрицательными [18, 23, 24]. Вхождение в октаэдрические позиции кристаллической структуры ромбических амфиболов Li и Al приводит к образованию холмквистита, которому свойственны фиолетовая окраска и резкий плеохроизм.

Все ромбические амфиболы характерны для метаморфических пород, недосыщенных калием. Члены антофиллит-жедритового ряда являются типичными минералами пород амфиболитовой и гранулитовой фаций. Широко распространены они в кристаллических сланцах в ассоциации с кордиеритом, биотитом, гранатом. Глиноземистость амфиболов в этом парагенезисе колеблется в широких пределах, отражая состав исходных пород. Для более глиноземистых пород особенно характерен жедрит в ассоциации с силлиманитом, кианитом, ставролитом. Антофиллиты типичны для серпентинизированных ультраосновных пород, залегающих среди гнейсово-мигматитовых комплексов с пегматитовыми жилами. Для этих пород характерна ассоциация антофиллита с оливином, серпентином и тальком. Литиевый амфибол — холмквистит — встречается в зонах контакта литиевых пегматитов с вмещающими роговообманковыми амфиболитами, роговообманково-биотитовыми кристаллическими сланцами, анортозитами и гранодиоритами. Образование холмквистита связывается с процессами литиевого метасоматоза.

Специфической особенностью ромбических амфиболов является способность давать асбестовидные агрегаты. Скопления асбестовидного антофиллита достигают промышленных масштабов.

К группе ромбических амфиболов условно отнесены малоизученные минералы — бидалотит и пикроамозит.

Л и т е р а т у р а

1. Warren B. E., Modell D. I. Zs. Krist., 1930, 75, 161.
2. Johansson K. Zs. Krist., 1930, 73, 31.
3. Ito T. X-ray studies on polymorphism. Maruzen Co., Tokyo, 1950, 42.
4. Whittaker E. J. W. Acta Cryst., 1969, 25, pt 2, 394.
5. Finger L. W. Carnegie Inst. Washington, 1968, Year Book N 68, 283.
6. Finger L. W. Am. Min., 1970, 55, N 1-2, 300.
7. Литвин А. Л., Гинзбург И. В., Егорова Л. Н., Остапенко С. С. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1973, вып. 7, 18.
8. Rapike J. J., Ross M. Am. Min., 1970, 55, N 1-2, 304.
9. Rapike J. J., Ross M. Am. Min., 1970, 55, N 11-12, 1945.
10. Ghose S. Am. Min., 1962, 47, N 3-4, 388.
11. Ghose S. Min. Mag., 1965, 35, N 269, 46.
12. Bencroft G. M., Burns R. G., Maddock A. G., Strens R. G. J. Nature, 1966, 212, N 5065, 913.
13. Bencroft G. M., Burns R. G. Am. Min., 1967, 52, N 7-8, 1009.
14. Барабанов А. В., Томилов С. Б. Геохимия, 1973, № 11, 1669.
15. Whittaker E. J. W. Acta Cryst., 1960, 13, pt 2, 291.
16. Seki Y., Yamasaki M. Am. Min., 1957, 42, N 7-8, 506.
17. Гинзбург И. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 11, 171.
18. Rabbitt J. C. Am. Min., 1948, 33, N 5-6, 263.
19. Гельман М. Л. ДАН СССР, 1961, 141, № 3, 709.
20. Старков Г. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1972, 101, вып. 3, 349.
21. Robinson P., Jaffe H. W. Am. Min., 1971, 56, N 5-6, 1005.
22. Stout J. H. J. Petrology, 1972, 13, N 1, 99.
23. Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М.: Наука, 1970, 37.
24. Hey M. H. Min. Mag., 1956, 31, N 232, 69.

Магнезиально-железистые ромбические амфиболы

ГРУППА АНТОФИЛЛИТА

	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Антофиллит (Mg, Fe ²⁺) ₇ [Si ₈ O ₂₂](OH) ₂	18,5	17,9	5,27	2,84—3,17
Жедрит (Mg, Fe ²⁺) ₆₋₅ Al ₁₋₂ [Si ₆ (Si, Al) ₂ O ₂₂](OH) ₂	18,531	17,741	5,249	2,87—3,37
[Пикроамозит]	—	—	—	—
(Mg, Fe ²⁺ , Mn, Ca, Fe ³⁺) ₇ [(Si, Al) ₈ O ₂₂](OH) ₂				
[Бидалогит]	18,59	18,14	5,29	3,20—3,24
(Mg, Fe ²⁺ , Fe ³⁺ , Al, Ti) ₇ [(Si, Al) ₈ O ₂₂](O, OH) ₂				

Антофиллит Anthophyllite



Название — от латин. anthophyllum — гвоздика, по гвоздично-коричневому цвету впервые найденных образцов минерала (Шумахер, 1801).

Синон. Антограммит — anthogrammit (Брайтхаупт, 1820), антолит — antholite (Брайтхаупт, 1830); частично купферит — kupferite (Герман, 1862); снарумит — snarumite (Брайтхаупт, 1865), талакерит — thalackerite (Брайтхаупт, 1868); валлеит — valleite (Чезаро, 1895); частично стрелит — strelite (по Честеру, 1896, синон. актинолита; по Штрунцу, 1957, синон. антофиллита); призматический шиллер-спат — prismatic schiller-spat (Джемисон, 1921), лучистый антофиллит — anthophyllite rayonné (Люи, 1922).

По преобладанию того или иного компонента в составе минерала выделяются: ферроантофиллит или ферантофиллит — ferroanthophyllite, feranthophyllite (Шэнон, 1921); ферриантофиллит, гипотетический (Сердюченко, 1936); магнезиоантофиллит или магантофиллит — magnesioanthophyllite, maganthophyllite (Винчел, 1938); марганцантофиллит — mangananthophyllite (Рос, Кер, 1932); натроантофиллит или натровый антофиллит (Штрунц, 1962). Наиболее детально номенклатура рассмотрена Рабитом [1].

Разнов. Антофиллит-асбест.

Характ. выдел. Кристаллы (длина до 3—5 мм, поперечник до 0,3—0,5 мм; самый крупный кристалл из Монтаны имеет длину до 16 см и ширину до 8 см [1]); агрегаты: лучистые, сферолитовые, параллельно-волокнистые (асбестовидные); редко зерна неправильной формы.

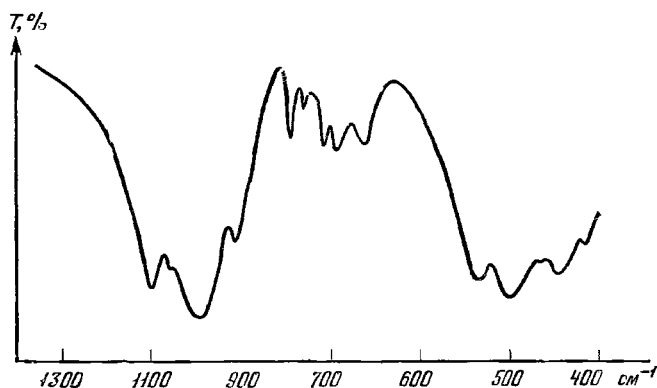
Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{16} — *Pnma*. $a_0 = 18,5$, $b_0 = 17,9$, $c_0 = 5,27$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 1,035 : 1 : 0,297$; $Z = 4$ [2]. Вариации параметров элементарной ячейки природных антофиллитов (в Å) [3, 4]: a_0 от 18,48 до 18,619, b_0 от 17,93 до 18,089, c_0 от 5,276 до 5,325. У чисто магнезиального синтетического антофиллита: $a_0 = 18,61$, $b_0 = 18,01$, $c_0 = 5,24$ Å [5]. Различия параметров искусственного и природного магнезиального антофиллита объясняются содержанием в последнем изоморфных примесей [3, 6]. Замещение Mg на Fe^{2+} вызывает увеличение параметра b_0 при относительном постоянстве значений a_0 и c_0 [1, 4]. Уравнение зависимости b_0 от содержания Si, Mg, Ca и щелочей (количества атомов на формульную единицу): b_0 (Å) = $16,44 + 0,28 Si - 0,13 Mg + 0,40 (Ca + Na + K)$ [7]. Рост содержания Fe^{2+} , по Гинзбург и др. [8], ведет к увеличению параметров a_0 и b_0 , а увеличение содержания Al и Fe^{3+} в октаэдрических позициях — к уменьшению b_0 . Кристаллическая структура антофиллита впервые определена в 1930 г. Уореном и Моделем [2] и Йоханссеном [9], а в последующие годы уточнена другими авторами [10—22].

Ромбо-дипирамид. кл. D_{2h} — *mmm* ($3L_23PC$). $a : b : c = 0,515 : 1 : 0,285$ [23]. Кристаллы длиннопризматические, столбчатые до игольчатых, вытянутые по оси c ; пластинчатые, уплощенные по (010). Установлены простые формы (110), (100), (010). Хорошо образованные кристаллы неизвестны. Конечных граней нет. Двойники не обнаружены. Установлены тонкие (0,2—0,8 мкм) сростания антофиллита с жедритом (неправильные сростания и пластинки распада твердых растворов) [24—27]. Впервые подобные сростания обнаружены в амфиболах из силлиманитовой зоны Массачусетса и Нью-Гэмпшира [24]. Изучение сростаний антофиллита с жедритом и куммингтонитом в породах Телемарка в Норвегии позволило выделить узкое поле несместимости ромбических амфиболов при содержании 5—10% Al_2O_3 [28]. Подобные трехамфиболовые сростания известны и в амфиболитах Вороньих тундр на Кольском п-ове [29]. Очевидно, при высокой температуре существует твердый раствор антофиллита состава $R_7^{2+}Si_8O_{22}(OH)_2$ и жедрита $Na_{0,5}R_2^{2+}(R_{3,5}^{2+}R_{1,5}^{3+})Al_2Si_6O_{22}(OH)_2$, который при понижении температуры распадается (индикатор температуры метаморфизма) [30].

Уточнение кристаллической структуры ромбических амфиболов известного химического состава показывает, что распад твердых растворов антофиллита и жедрита обусловлен вхождением Na в А-позиция. R^{3+} и R^{2+} в позиции M(2) и Al — в тетраэдрические позиции; замещение в позиция M(4) существенной роли не играют [15, 16].

Детальные исследования сростаний антофиллита с моноклинными амфиболами (куммингтонитом, роговой обманкой) помогают уточнять структурные особенности ромбических амфиболов и их парагенезис [28—32].

Физ. св. Сп. совершенная по (110) (под углом $54^\circ 30'$); по (100) подобна отдельности. Тв. $5\frac{1}{2}$ —6. Уд. в. от 2,84 — 2,9 для магнезиальных разностей [33], до 3,16—3,17 для железистых [34, 35]; для чистого $Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$ —2,86 [1; Винчел, 1949]. Зависимость удельного веса (d) от общей железистости (F) выражается уравнением одномерной регрессии: $d = 2,939 + 0,0068 F$; $F = 120,15 d - 347,66$ [36] и линейным графиком [1]. При комнатной температуре и 1 атм. уд. в. 2,86—3,2 [37]. Цв. бесцветный, светло-розовый, желтоватый, серовато-зеленый, зеленовато-бурый, гвоздично-коричневый, желто-бурый. Цвет черты серый, белый. Бл. стеклянный. Непрозрачен или полупрозрачен. Пьезоэффекта не обнаруживает [38]. В ультрафиолетовых и катодных лучах не люминесцирует [39]. ИК-спектры характеризуются следующими полосами поглощения (в $см^{-1}$): 1132, 1110, 1000, 982, 903, 782, 755, 737, 710, 691, 659, 525, 500, 465, 442, 415 (фиг. 51) [4, 40—43]. В области $500 см^{-1}$ фиксируются колебания Me—O и деформационные колебания Si—O [41]. При повышенном содержании Mg появляется интенсивная полоса с максимумом $465 см^{-1}$ (колебания связи Si—O—Mg), которая в менее магнезиальных моноклинных амфиболах, например, в куммингтоните (с подобным ИК-спектром) про-



Фиг. 51. ИК-спектр антофиллита (по Барабанову)

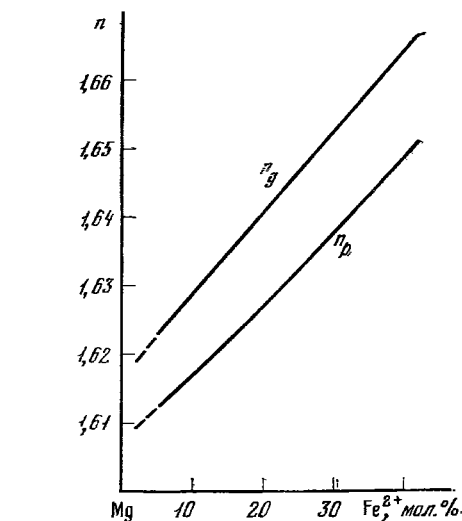
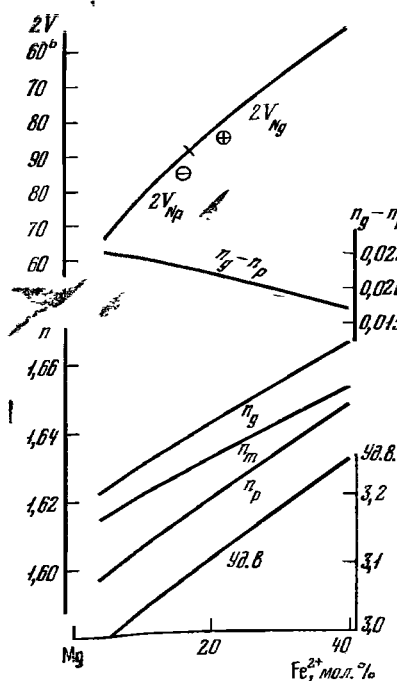
является в виде плеча [40]. В области $3690\text{--}3640\text{ см}^{-1}$ полосы поглощения отвечают валентным колебаниям групп ОН, связанных с катионами в позициях М(1) и М(3). Для магнезиальных антофиллитов характерны полоса поглощения 3680 см^{-1} и отсутствие (или слабая интенсивность) полос 3660 и 3655 см^{-1} . С возрастанием замещения Mg на Fe^{2+} интенсивность полосы 3680 см^{-1} ослабевает, но увеличивается интенсивность полос 3674 и 3668 см^{-1} . С ростом содержания Al (и Fe^{3+}) появляются полосы 3660 и 3665 см^{-1} , а полоса 3680 см^{-1} исчезает. Последнее указывает на замещение Mg на Al в структурных позициях М(1) и М(3) (этим можно пользоваться для диагностики антофиллита и жедрита). Кроме того, с переходом к жедритам становится более широкой полоса 970 см^{-1} , что связывается с замещением Si на Al в тетраэдрических позициях [4]. Мессбауэровская спектроскопия позволяет уточнить положение Mg, Fe и других катионов в октаэдрических позициях структуры антофиллита [20—22, 44].

Энтальпия образования антофиллита ΔH_{298}° (ккал/моль) = $-72,880 \pm \pm 1,800$ (из окислов) [45] и $-2889,56$ (из элементов) [46]. Энтропия S_{298}° (кал/моль·град) = $136,6$ [5], $133,65$ [46,47], $133,7$ [48], $127,8 \pm 5$ [49]. Теплоемкость [5, 50] $C_p = 199,0 \pm 34,1 \cdot 10^{-3} T - 52,3 \cdot 10^5 T^{-2}$. Теплота растворения (ккал/моль) $-449,9 \pm 1,78$ [51]. Термодинамические константы см. также [52]. Хемли и др. [53] изучили равновесия антофиллита с тальком и форстеритом и вычислили $\Delta G_{f,298,15}^{\circ} = -2711,3 \pm 1,7$ ккал/моль. Устойчивость антофиллита изучена также Черноски [54].

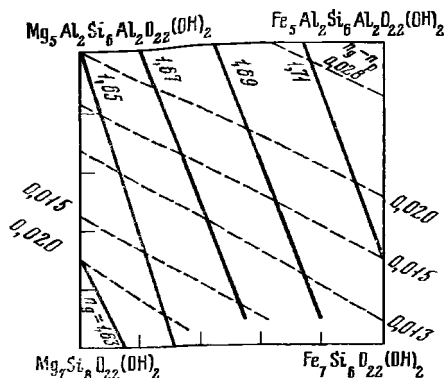
Микр. В прох. свете бесцветный, желтоватый, слабо-зеленоватый. Плеохроизм отсутствует или слабый [33, 34, 55—57]: по Ng — светло-розовый, зеленоватый, желтоватый, по Nm = Np — бесцветный. Двусный (—). реже (+). Пл. опт. осей || (010). Ng = c, Nm = b, Np = a; отмечаются отклонения cNg до 3° [33].

Лодочников (1955), указывая на косое погасание антофиллита из корднеритового роговика с Алтая (cNg до 12°), связал это явление с тонким прорастанием антофиллита моноклинным амфиболом — грюнеритом. «Аномальные косоугасающие антофиллиты» из Вавилонского месторождения (Алтай) по рентгеновским данным представляют собой моноклинные купффериты [33].

Удлинение (+). n_g от 1,611 до 1,658 (по Трёгеру, 1,623—1,664), n_n от 1,604 до 1,644 (по Трёгеру, 1,616—1,651), n_p от 1,583 до 1,640 (по Трёгеру, 1,598—1,647), $n_g - n_p = 0,010\text{--}0,028$. 2V от (—) 65° (у магнезиальных) до (+) 70° (у железистых членов); по Трёгеру, 2V от (—) 65° у антофиллитов с отношением Mg : Fe = 95 : 5; 90° при Mg : Fe = 83 : 7 и до (+) 58° при Mg : Fe = 60 : 40. Дисперсия $r \geq v$ (слабая). Дисперсия показателей преломления $n_p - 0,0178\text{--}0,0248$, $n_g - 0,0133\text{--}0,0136$ [1]; по Винчелу [58], дисперсия n_g составляет 0,0086.



Фиг. 52. Зависимость оптических констант и удельного веса от железистости антофиллитов (по Трёгеру)



Фиг. 53. Зависимость показателей преломления от железистости антофиллитов, уточненная с помощью ЭВМ (по Паркеру)

Фиг. 54. Зависимость показателя преломления (n_g) и двупреломления антофиллитов от их химического состава (по Секи и Ямасаки)

С возрастанием содержания Fe^{2+} показатели преломления увеличиваются, двупреломление уменьшается, угол оптических осей (отрицательный у магнезиальных разностей) увеличивается до 90° и, меняя знак на положительный, уменьшается; с повышением содержания железа растет и удельный вес (фиг. 52), см. также [1,59]. Для приближенного определения содержания Fe^{2+} (в мол. %) предложен график (фиг. 53), построенный по данным многочисленных определений показателей преломления в плоскости спайности (110) [60]. Зависимость величин n_g и двупреломления от химического состава антофиллита и жедрита, отражающая замещение $\text{Mg} \rightleftharpoons \text{Fe}$ и $\text{MgSi} \rightleftharpoons \text{AlAl}$, представлена на фиг. 54 [59].

Связь показателей преломления и химического состава выражается в виде следующих частных уравнений регрессий [61]:

$$n_g = 1,7249 - 0,0130 \text{ Si} + 0,0140 (\text{Ti} + \text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn}), \sigma \pm 0,0012;$$

$$n_m = 1,7275 - 0,0142 \text{ Si} + 0,024 (\text{Ti} + \text{Fe}^{3+}) + 0,0110 (\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}), \sigma \pm 0,0015;$$

$$n_p = 1,6951 - 0,0117 \text{ Si} + 0,040 (\text{Ti} + \text{Fe}^{3+}) + 0,0133 (\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}), \sigma \pm 0,0025.$$

Зависимость показателей преломления от величины общей железистости (F) для антофиллитов из метаультрабазитов дунит-гарцбургитовой (1) и габбро-пироксенит-перидотитовой (2) формаций [62] определяется уравнениями регрессии: 1) $n_g = 1,6073 + 0,001727F$, $n_p = 1,585 + 0,00166F$; 2) $n_g = 1,613 + 0,00136F$, $n_p = 1,592 + 0,001213F$. По Косюк [36], зависимость n_g от общей железистости (F) антофиллитов выражается уравнениями: $n_g = 1,6108 + 0,0015F$ и $F = 581,28 n_g - 934,20$, а зависимость n_p от F — уравнениями $n_p = 1,5868 + 0,0016F$ и $F = 550,09 n_p - 871,00$.

Хим. Теор. состав магнезиального конечного члена антофиллитов $Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$: MgO — 35,99, SiO_2 — 61,70 и H_2O — 2,31. В природных образцах MgO содержится от 17,47 [63] до 34,40 [33]; содержание $Fe_7^{2+}Si_8O_{22}(OH)_2$ не превышает 40%.

Чисто железистый конечный член — ферроантофиллит (с теоретическим содержанием 50,25% FeO) в природе неизвестен. Количество FeO колеблется от 0,0 до 20,78% [63].

Замещение Si^{4+} на Al^{3+} при одновременном замещении Mg^{2+} на Al^{3+} в антофиллитах проявляется незначительно. Содержание Al_2O_3 не превышает 8% [63] (в формульных единицах Al в среднем составляет 0,5). Тем не менее Al_2O_3 — один из важных компонентов в минералах антофиллитовой серии, оказывающих заметное влияние на их физические и оптические свойства. Рабит предложил рассматривать антофиллиты как тройную систему $Mg-Fe-Al$ [1]. Содержание SiO_2 колеблется от 42,08 до 60,13% [1]. Максимальные количества SiO_2 характерны для образцов с самыми низкими содержаниями FeO [3]. Fe_2O_3 принадлежит к обычным второстепенным компонентам антофиллитов (не более 5%), как и MnO (до 1%, обычно около 0,25%). TiO_2 присутствует в незначительных количествах и не во всех антофиллитах (до 0,3—0,5%). Содержание CaO — от сотых долей до 3,8%. Наиболее обычные содержания Na_2O — 0,25% и K_2O — 0,10%.

В антофиллитах из гипербазитов содержится до 0,5% Cr_2O_3 , до 0,12% NiO и до 0,01% CoO . В некоторых антофиллитах отмечаются P_2O_5 и S — до 0,1%. Содержание H_2O^+ составляет от 1,50 до 2,70%. Фтор (от 0,003 до 0,23%) устанавливается лишь в отдельных образцах. В антофиллите из включений в пирротиновой руде Мончегорского массива определены благородные газы [64]: Ar^{40} (в 10^{-9} г/г) — 244 и 255; Ar^{40} (в nmm^3/g) — 0,14 и 0,14; He (в 10^{-9} г/г) — 33,4 и 19,6; He (в nmm^3/g) — 0,12 и 0,11. Спектральными анализами установлены: в антофиллите из гипербазитов Cu , V , Ag , Sc , Zn , Ba , Sr , Pb , Be и др. [40, 42, 65, 66]; в антофиллите из сланцев — K , Ti , Zn , Ag , As , Ba , Cr , Cu [57]; в антофиллите из контактов сульфидных жил — Cu , Ni , Mn , Cr [67]; в антофиллите из мраморизованных известняков, включающих руды — Th , La , Mn , Sr , Cr , Mo , W , Ba [68]; в Mg -антофиллите из контакта магнезита с гранитом — Cu , Cr [4].

Сводки химических анализов антофиллитов приводятся в обзоре Рабита [1] и в ряде других работ [4, 62].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	0,24	—	0,11	0,19	0,08	сл.	—	0,10	0,66
K_2O	0,08	—	0,04	0,05	0,11	—	—	0,10	—
MgO	33,74	34,40	26,68	32,34	30,51	29,98	31,40	28,30	28,81
CaO	0,82	—	0,51	0,24	1,12	1,79	0,20	0,45	1,48
MnO	—	сл.	0,01	0,14	0,02	0,23	0,22	0,35	0,09
FeO	—	2,15	3,09	3,43	5,53	6,57	7,32	8,23	8,71
Fe_2O_3	0,25	0,82	0,80	0,89	0,80	—	0,82	2,05	—
Al_2O_3	1,62	0,11	5,46	1,88	2,53	сл.	0,90	1,40	1,40
Cr_2O_3	—	—	—	—	0,22	—	0,11	—	—
SiO_2	60,93	60,42	58,90	58,13	57,21	59,63	57,06	57,20	57,02
TiO_2	—	—	1,17	0,30	0,09	—	сл.	0,10	—
H_2O^+	2,69	1,87	2,64	2,16	1,50	2,36	1,90	1,45	1,59

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
H ₂ O ⁻	—	—	0,28	0,28	—	0,11	—	0,54	—
F	—	0,23	—	—	0,15	—	—	—	—
Сумма	(100,37)	100,00	99,93*	100,03	99,87	100,67	100,01**	(100,27)	99,76
—O=F ₂		0,10			0,06				
		99,90			99,81				
Уд. в.	3,007	2,84	—	—	3,01	2,999	3,02	—	3,102
n _g	1,613	1,631	1,630	—	1,636	1,620	1,634	1,632	1,6354
n _m	1,605	1,619	1,627	—	—	1,613	—	—	—
n _p	1,593	1,608	1,610	—	1,614	1,598	1,610	—	1,6180
2V	—65°	—78—85°	—69°	—	—77°	—78—80°	—80—82°	—	—88°
a ₀ (Å)	18,48	—	—	—	—	—	—	18,573	—
b ₀	17,93	—	—	—	—	—	—	18,035	—
c ₀	5,276	—	—	—	—	—	—	5,275	—
f	0,5	4,5	7,3	7,1	10,2	11,3	13,1	17,1	25,3

* В том числе S — 0,01, P₂O₅ — 0,23. ** В том числе NiO — 0,076, CoO — 0,008.

1 — из района Куги-Ляля (Юго-Западный Памир), анал. Осолодкина, в оригинале сумма 100,41 [3]; 2 — из массивных сульфидных руд в амфиболитах, Вавилонское месторождение (Алтай, СССР), анал. не указан [33]; 3 — из антофиллит-кордиеритовой породы Вормлитгерна, Конгсберг (Норвегия), анал. Клявер [69]; 4 — из форстерит-антофиллит-талковой породы, Китаками (Япония), анал. не указан [70]; 5 — из серпентинизированных перидотитов Баранчинского массива (Урал), анал. Архангельская [66]; 6 — из антофиллитового сланца, Нижняя Силезия (Польша), анал. Юсковяк; вода определялась методом Пенфилда [57]; 7 — из габбро-диабазы Аю-Дага (Крым), анал. Кириченко [71]; 8 — из амфиболовых гнейсов Феериве (Мадагаскар), анал. Барбье, в оригинале сумма 100,07 [4]; 9 — из валунов с хлоритом, Чери-Крик, шт. Монтана (США), анал. Гонье [1].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	0,23	0,12	0,49	—	0,04	0,19	0,15	0,70	0,61
K ₂ O	—	сл.	0,20	0,05	0,04	0,06	0,02	—	0,02
MgO	27,65	27,90	22,71	24,67	24,66	24,03	21,06	17,57	17,47
CaO	0,36	0,66	1,05	2,27	0,65	0,39	1,99	0,74	0,95
MnO	—	0,35	0,35	0,49	0,40	0,34	0,42	—	0,18
FeO	9,04	9,08	11,28	12,90	13,31	13,50	16,42	18,36	20,78
Fe ₂ O ₃	1,21	2,05	4,95	0,47	0,70	2,58	1,63	2,18	0,33
Al ₂ O ₃	0,83	0,65	5,53	0,15	0,78	1,74	1,22	8,06	7,56
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,10	0,13	—	—	—	—
SiO ₂	56,03	56,46	51,60	56,74	56,54	55,00	55,12	50,36	49,20
TiO ₂	—	0,15	сл.	сл.	0,038	—	0,29	0,43	0,56
H ₂ O ⁺	—	2,10	2,36	1,87	1,73	2,10	1,38	1,69	1,92
H ₂ O ⁻	1,23	0,22	0,10	—	0,72	0,26	0,05	—	0,20
F	—	—	0,12	0,14	—	—	0,07	—	—
П. п.	3,55	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,34*	99,74	100,75**	99,85	99,738	(100,21)***	99,82	100,09	99,78
—O=F ₂			0,05	0,06			0,03		
			100,70	99,79			99,79		
Уд. в.	—	—	—	—	—	3,16	—	—	—
n _g	1,651	1,661	1,657	1,644	1,647	1,650	—	1,6671	1,670
n _m	1,640	—	—	1,632	1,637	1,638	—	1,6595	—
n _p	1,636	—	1,640	1,623	1,627	—	—	1,6540	1,650
2V	—	—	+74°	—	+72°	—	—	+81°	+75°
a ₀ (Å)	—	18,605	18,58	—	18,58	—	—	—	—
b ₀	—	18,008	18,00	—	18,09	—	—	—	—
c ₀	—	5,266	5,33	—	5,29	—	—	—	—
f	17,0	18,4	28,4	23,9	24,5	27,4	31,0	39,3	40,5

* В том числе S — 0,20, P₂O₅ — 0,01. ** В том числе P₂O₅ — 0,01. *** В том числе P₂O₅ — 0,02. 10 — из зоны околорудного изменения сульфидной жилы, Мончегундра (Кольский п-ов), анал. Бондарева [67]; 11 — из жил в кристаллических сланцах, Тонкии (Вьетнам), анал. Барбье [4]; 12 — из

кордирит-полиамфиболовых пород Северного Криворожья (УССР), анал. Горда [55, 56]; 13 — из монс-минерального прожилка в ультраосновных породах Аллареченского района (Кольский п-ов), анал. Новикова [72]; 14 — из куммингтонит-антофиллит-биотитового сланца на контакте с ультраосновной породой, Аллареченский район (Кольский п-ов), анал. Новикова [72]; 15 — из метаморфизованных ультрабазитов Западного Приазовья (УССР), анал. Кириченко, в оригинале сумма 100,39 [34]; 16 — из месторождений железистых кварцитов Приимандровского района (Кольский п-ов), анал. Фетисова [40]; 17 — из амфиболитов Черн-Крик, шт. Монтана (США), анал. Гонье [1]; 18 — из корландит-иоритового комплекса Среднего хребта (Камчатка), анал. Макарова [63].

Диagn. исп. Кислотами не разлагается. П. п. тр. плавится с трудом, давая черную магнитную эмаль.

Повед. при нагр. Температура плавления 1600—1800° (более низкая у железистых разновидностей) [1]. По данным ДТА [1, 3, 34, 57, 65, 66, 73—76], для антофиллитов характерен резкий эндотермический эффект в интервале 1000—1100° и слабые экзотермические эффекты в интервалах 300—400° и 860—900°. Эндотермический эффект вызван распадом кристаллической структуры. Природа экзотермических реакций одними исследователями связывается с одновременным выделением воды и окислением закисного железа, другими — только с окислением железа. По Цветкову и Ершовой [77], колебания температуру экзотермических реакций в амфиболах следует связывать со степенью дисперсности частиц минерала в пробах. Прокаливание антофиллита до 900° вызывает его дегидратацию и образование энстатита, магнетита и кристобалита [74, 78]. Нагревание до 830° вызывает сжатие антофиллита по оси *c* на 0,45% [73].

Нахожд. Породообразующий минерал регионально- и контактово-метаморфизованных недосыщенных калием пород (частью, возможно, метасоматических).

Наиболее обычен в метаморфизованных ультраосновных породах гранито-гнейсовых и гнейсово-мигматитовых комплексов амфиболитовой, реже гранулитовой фаций. Важную роль в образовании антофиллита играет железо-магнезиальный метасоматоз (особенно при асбестообразовании). В условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма ультрабазиты превращаются в существенно антофиллитовые породы — энстатит-антофиллитовые, тальк-антофиллитовые. С этими породами обычно связаны крупные скопления антофиллит-асбеста. Антофиллитосодержащие породы образуются по породам дунит-гарцбургитовой и габбро-пироксенит-перидотитовой формаций. К первой группе относятся антофиллиты метаморфизованных ультрабазитов Урала (Сысертско-Ильменогорская группа массивов) [42, 62, 65, 66, 79, 80, 81], Южных Мугоджар и Западного Казахстана [82—84]. Антофиллит в подобных породах встречается также в США (штаты Джорджия и Айдахо) [85, 86], в Финляндии [87, 88], Бразилии [79]. Массивы таких пород имеют сложное зональное строение. Обычно к ним приурочены дайки гранитов, плагиигранитов и пегматитов. Характерна ассоциация антофиллита с тальком, карбонатом, энстатитом. Антофиллит как продукт метаморфизма пород габбро-пироксенит-перидотитовой формации в СССР известен в Западном Приазовье (хим. анализ 15) [34, 89, 90], в Никопольском районе [91] и Среднем Приднепровье [92, 93], за рубежом — в Сьерра-Леоне (Западная Африка) [94, 95]. Антофиллит обычно слагает согласные тела без четкой зональности среди докембрийских гнейсов и амфиболитов в зонах разломов. Характерна ассоциация антофиллита с хлоритом и карбонатами или тремолитом.

В особый генетический тип выделяются контактово-реакционные (биметасоматические) антофиллитосодержащие породы, образовавшиеся при взаимодействии ультраосновных и основных пород с гранитами и пегматитами. Такие антофиллитовые породы широко распространены и нередко сопровождаются асбестопроявлениями. В СССР они известны на Урале (Мурзинский и Кочневский районы) [79], в Южной Туве (Сольджерский район) [96]. В этих регионах антофиллитовые породы приурочены к контактовым зонам апоперидотитовых и аподунитовых серпентинитов, залегающих среди биотит-амфиболовых гнейсов и пересеченных дайками гранитов и пегматитов; характерны следующие

зоны от кислых к основным породам: вермикулитовая, антофиллит-тальк-карбонатная, оталькованных и карбонатизированных серпентинитов.

В Аллареченском районе на Кольском п-ове [72] антофиллит (хим. анализы 13, 14) развит в контактах метаморфизованных ультраосновных пород с секущими телами десилифицированных гранитных пегматитов; установлено замещение антофиллитовыми породами как ранее метаморфизованных ультрабазитов, так и пегматитов. В Северном Криворожье (УССР, балка Березневатая) [35, 55, 56] антофиллит (хим. анализ 12) развит в метаморфизованных кордиерит-полиамфиболовых породах типа амфиболитов, подвергшихся метасоматической переработке. В Среднем хребте Камчатки [63] антофиллит (хим. анализ 18) обнаружен в норитах или продуктах их метаморфизма — гранат-амфиболовых (антофиллитовых) габбро и антофиллититах, входящих в состав габброидов кортландит-норитового комплекса и залегающих на контакте с телами плагиогранитов. В парагенезисе с антофиллитом здесь встречаются гиперстен, паргасит, плагиоклаз, кварц, тальк, гранат, рудные минералы. Породы относятся к амфиболитовой фации метаморфизма (температура их формирования 650—790°). Контактново-реакционное происхождение имеет антофиллит в апеперидотитовых и аподунитовых серпентинитах Яковицы в Болгарии, подвергшихся воздействию гидротермальных растворов [97, 98]; в серпентинитах Хафайта (АРЕ) [99]; в бронзитовых породах района Суккертоппен в Западной Гренландии, измененных у контактов с пегматитами [100]; в термально-метаморфизованных под действием гранитоидов серпентинитах Китаками в Японии (хим. анализ 4) [70]; в шт. Северная Каролина (США) [101] местами наблюдаются переходы от неизмененных оливинитов через тальк-антофиллитовые породы к флогопитовым породам. Антофиллитсодержащие породы аналогичного типа с проявлениями асбеста имеются также в штатах Калифорния (Шаста), Массачусетс (Дальтон), Виргиния (Редфорд), Монтана (Джетиуэй, Райней-Крик) [79].

Антофиллит постоянно встречается среди регионально-метаморфизованных пород древних толщ кристаллического фундамента; содержащие его породы образовались по ультраосновным и основным глубинным и вулканическим (или вулканогенным) породам. Некоторые исследователи приписывают важную роль в образовании антофиллита древних толщ магнезиальному метасоматозу при воздействии гранитной магмы [102, 103], другие — метаморфической дифференциации [104]. Примеры: карбонат-антофиллит-актинолитовая порода п-ова Карташ в Северной Карелии [105]; антофиллит в железистых кварцитах Приимандровского района (хим. анализ 16) [40]; антофиллит-кордиеритовые гнейсы и другие породы района Ориярви в Финляндии [102, 103, 104]; амфиболитизированные метадиабазы Хирваса в Северной Финляндии (антофиллит ассоциируется с куммингтонитом, кварцем, биотитом и олигоклазом) [106]; амфиболиты, гнейсы и кварциты, залегающие среди силлиманитовых гнейсов свиты Бамбль в Конгсберге (хим. анализ 3) [69] и Телемарке [28, 29], Южная Норвегия (в Телемарке антофиллит ассоциируется с куммингтонитом, жедритом и роговой обманкой). Известны также антофиллит-роговообманково-альмандиновые породы среди анортозитов альмандин-амфиболитовой фации в Суннфьорде (Западная Норвегия) [107]; кордиерит-антофиллитовые породы в Лендс-Энде (Англия) [32]; антофиллит-кордиерит-плагиоклазовые и антофиллит-кордиеритовые гранулиты в толще полосчатых гнейсов Лизарда (Англия) [108]; антофиллитовые сланцы в районе Шкляры, Нижняя Силезия (Польша) (хим. анализ 6) [57]; антофиллит-гастингситовые породы в рассланцованных метагаббро Гастингса в пров. Онтарио (Канада) [109]; породы силлиманитовой зоны с антофиллит-жедритовыми сростаниями в штатах Нью-Гэмпшир и Массачусетс [30], амфиболиты с антофиллитом (хим. анализ 9 и 17) и жедритом в шт. Монтана [11]. В железорудной свите Уобаш-Лейк (Канада) антофиллит встречается в ассоциации с кварцем, спекуляритом, тальком, магнетитом и Мп-куммингтонитом [110]. В Западной Австралии антофиллит образует каемки вокруг богатых железом ромбических пироксенов в гиперстенсодержащих полосчатых

магнетит-грюнерит-кварцевых породах, его образование связывается с ретроградным метаморфизмом [111—113], встречается в необычных ассоциациях с оливином, шпинелью, гиперстеном, кордиеритом, плеонастом, корундом, биотитом, которые, вероятно, образовались в результате ассимиляции силлиманитовых сланцев основной магмой [113].

Гидротермально-метасоматическое происхождение имеет антофиллит, слагающий жилы вместе с магнетитом и пирротитом. Совместно с актинолитом, титаномагнетитом и пренитом антофиллит встречен в гидротермальных прожилках в габбро-диабазовом массиве Аю-Дага в Крыму (хим. анализ 7) [71]; здесь отмечено замещение антофиллитом актинолита. В рудных месторождениях образование антофиллита происходило ранее рудных минералов или одновременно с ними. В Вавилонском месторождении (Алтай) антофиллит (хим. анализ 2) совместно с купферитом входит в состав амфиболовых оторочек вокруг тел массивных пирротитовых руд и содержится в этих рудах [33]. Широко распространен антофиллит в зонах околорудных изменений сульфидных жил Мончегорского массива на Кольском п-ове (хим. анализ 10) [67, 114]; в магнетитовых жилках, содержащих минералы платиновой группы и сульфиды, антофиллит тесно ассоциируется с поздним халькопиритом [115], в пирротитовых рудах участка Сопча он является продуктом замещения бронзита, содержит вроски магнетита и титаномагнетита [64].

Встречается антофиллит и в скарновых образованиях. Белый, почти чисто магнезиальный антофиллит вместе с энстатитом и вкрапленниками графита отмечается в контактах магнезитовых мраморов с гранитными породами в бассейне р. Куги-Ляль на Юго-Западном Памире (хим. анализ 1) [3]. В виде прожилков антофиллит наблюдается среди мраморизованных известняков Центрального участка месторождения Койташ в Западном Узбекистане [68].

В зоне гипергенеза антофиллит довольно устойчив; он обнаруживается в тяжелых фракциях осадков (например, в толще Керченского бассейна [116]).

Изм. Превращается в антофиллит-асбест. Замещается тальком [42], серпентином [65, 93], биотитом [63], флогопитом [34], хлоритом [63], магнетитом и троилитом [33]. Антофиллит преимущественно замещается тальком и серпентином, а жедрит — роговой обманкой, биотитом, хлоритом, кордиеритом.

Искусств. Впервые антофиллит как метастабильная фаза был синтезирован при нагревании талька в течение 1 часа при 800° и давлении водяного пара 1050 атм [117]. Определение условий стабильности антофиллита представляло значительные трудности [51, 118—120]; допускалась устойчивость минерала только в системах с недостатком воды [118] или в области давлений выше 8000 атм [121]. Впервые синтез устойчивой антофиллитовой фазы был осуществлен Файфом [122], который использовал затравку природного антофиллита и проводил опыты при избытке водяного пара в течение длительного времени. Установлен верхний предел устойчивости чисто магнезиального антофиллита — около 760° при 2 кбар. В других экспериментах в ходе гидротермального синтеза [53] установлены пределы устойчивости Mg-антофиллита — $667\text{—}745^{\circ}$ при 1 кбар. При более высокой температуре антофиллит становится метастабильным и превращается в тальк или замещается стабильными энстатитом и кварцем [5, 123, 124]. При давлении водяного пара 6 кбар синтетические безглиноземистые магнезиально-железистые антофиллиты становятся неустойчивыми при $735\text{—}775^{\circ}$ (продукты распада — гиперстен и кварц). Алюминий-содержащий антофиллит из Норвегии — $\text{Mg}_{5,83}\text{Fe}_{0,68}\text{Ca}_{0,08}\text{Al}_{0,5}(\text{Si}_{7,28}\text{Al}_{0,72}\text{O}_{22})(\text{OH})_2$ при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 6$ кбар устойчив до 835° [125].

Синтез промежуточных разностей между антофиллитом и ферроантофиллитом показал, что антофиллит стабилен при температурах $500\text{—}700^{\circ}$ [126, 127]. Исследования Хинрихсена [127] позволили установить, что синтетический твердый раствор $\text{Mg}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2 - \text{Fe}_7^{2+}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ может содержать примерно до 60% ферроантофиллита. Антофиллит с более высоким содержанием железа неустойчив. Антофиллит с роговой обманкой синтезированы из смеси хлорита, талька, тремолита и кварца при давлении жидкости 1000 бар

в интервале температур 550—715° [128]. Расчеты фазовых взаимоотношений антофиллита с содержащей CO_2 и H_2O жидкой фазой показывают, что при низких температурах и высокой концентрации CO_2 амфибол замещается магнезитом и кварцем [129]. Обзоры экспериментальных работ по синтезу и устойчивости антофиллита см. в [46, 52, 130]. В опытах по нагреванию пород с антофиллитом и купферитом в автоклаве в течение 1 часа при температурах 400 и 500° устойчивы оба минерала [33].

Практ. знач. Асбестовидные разности используются в основном в химической промышленности.

Отл. От жедрита магнезиальные антофиллиты отличаются более слабой окраской, отсутствием плеохроизма, отрицательным оптическим знаком, более низкими показателями преломления; более железистые антофиллиты отличаются от жедритов химическим составом, ИК-спектрами, рентгенограммами. Антофиллит дает асбестовые разности, которые не известны у жедрита; связан с метаморфизованными ультрабазитами, жедрит — с метаосадочными гранат-кордиерит-биотитовыми гнейсами. От моноклинных амфиболов антофиллит отличается прямым погасанием, углом между плоскостями спайности, слабым плеохроизмом или отсутствием его, отсутствием двойникования. В отличие от амфиболов ряда куммингтонита—грюнерита обнаруживает меньшее двупреломление. От ромбических пироксенов отличается по углу между плоскостями спайности, большими показателями преломления и меньшими значениями двупреломления и угла оптических осей; от цоизита — меньшими значениями показателей преломления и большим двупреломлением, от карфолита — меньшими показателями преломления, от силлиманита — значительно большим углом оптических осей, ориентировкой плоскостей спайности и углом между ними.

Разнов. Антофиллит-асбест — anthophyllite-asbestos.

Синоч. Торговые названия — «амфибол» и Massfiber; название жедрит (гедрит)-асбест следует исключить из употребления, так как асбесты, отвечающие составу жедрита, не обнаружены.

Образует пучковидные (шестоватые) и звездчато-пучковидные (волокистые) массы. Длина волокон обычно 1—10 мм, редко 4—5 см. По кристаллической структуре не отличается от собственно антофиллита. Линии на дифракционных картинах несколько более размыты, что объясняется ориентировкой элементарных волоконцев [131] или рассеивающим эффектом оксония [132]. Ломкие и эластичные антофиллит-асбесты различаются по лауэграммам [131, 133]. Параметры элементарной ячейки антофиллит-асбеста ($a_0 = 18,37 - 18,52$, $b_0 = 17,93 - 18,00$, $c_0 = 5,28 - 5,32$ Å) [131, 133, 134] отвечают таковым собственно антофиллита.

Антофиллит-асбесты относятся к асбестам вращения [135, 136]. Их отдельные волокна состоят из кристаллических индивидов длиной 2—8 мкм и более при толщине 0,3—0,9 мкм (или 0,5—1 мкм [137]).

Электронно-микроскопические исследования бугеьтсайского антофиллит-асбеста и кристаллов антофиллита, подвергшихся асбестизации, показали [138], что волокна представляют собой плоские эластичные ленты, уплощенные по первому пинакюиду. Группы лент дают волокна с изометричными сечениями. Микродифракционная картина волокон такая же как у монокристалла. Судя по электронограммам, в волокнах, лентах и их пачках присутствует тальк (в виде пленок на волокнах или между ними). Появление талька, очевидно, и вызывает расщепление антофиллита по (100) на плоские ленты. Предполагается, что асбестизация антофиллита связана с ретроградным метаморфизмом [138, 139], а не со сколами по плоскостям спайности [79, 140].

Волокна эластичные, реже хрупкие. Уд. в. 2,90—3,03. Цв. белый, кремовый, желтовато-серый или буроватый, зеленовато-серый. Бл. шелковистый, иногда с перламутровым отливом.

В ультрафиолетовых лучах люминесцирует кремовым, лимонно-желтым до горчичного цветом. На ИК-спектрах в области 1200—400 cm^{-1} имеются полосы валентных колебаний Si—O при 1125, 1050 и 935 cm^{-1} , деформационных ко-

лебаний Si O—540, 510, 460, 415 см^{-1} ; колебаний Me—O—800, 700 и 680 см^{-1} . Характеристичной является полоса 1050 см^{-1} [133]. Диэлектрическая проницаемость 5,2—6,34 [133]. Магнитная восприимчивость изменяется от $3,4 \cdot 10^{-6}$ до $23 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС [133]. При температуре от 1 до 4 К магнитная восприимчивость подчиняется закону Кюри—Вейса, антиферромагнитная константа Вейса равна $\sim 0,27$ К [141]. Коэфф. теплопроводности в среднем 0,13 $\text{ккал/м}^{\circ}\text{С}$; огнеупорность 1435° [98].

Прочность на разрыв антофиллитового волокна из Сысертского месторождения колеблется от 138 до 263 кгс/мм^2 [79], от 70—80 до 230—280 кгс/мм^2 [135] (усредненное значение 155 кгс/мм^2 [142]). По данным Надгорного и др. [143], прочность антофиллит-асбеста на растяжение составляет 240 кгс/мм^2 . Механическая прочность резко падает при деформациях волокон, после обработки их кислотами или щелочами и после нагревания; однако при обработке NaOH с нагреванием до 85° прочность волокон повышается [135]. Для антофиллит-асбеста Мочаловского месторождения отмечено равномерное понижение механической прочности волокон с возрастанием температуры нагревания от 20 до 220° [134]. В целом прочность на разрыв антофиллит-асбеста соответствует прочности полумоноклового хризотил-асбеста, а способность к расщеплению на тонкие волокна значительно меньше [144]. Результаты рентгеновского изучения эластичных и ломких амфиболовых асбестов показали, что эти свойства определяются упаковкой волокон и степенью однообразия в их ориентировке [131]. Отрицательно на физико-механические свойства могут влиять также примеси магнезита и талька [133].

Антофиллит-асбест обладает высокой устойчивостью по отношению к кислотам и щелочам; это качество вместе с тугоплавкостью определяют его применение в химической промышленности.

Кислоты HCl, HNO₃, H₂SO₄ с концентрациями от 15 до 65% при температурах от 30 до 80° на сысертский антофиллит-асбест действуют одинаково [135]: в течение 1-го часа в горячих 37% HCl, 65% HNO₃ и 60% H₂SO₄ растворяется соответственно 2,89, 2,74 и 2,15% антофиллит-асбеста. По Бадолету [145], в течение 2 часов при комнатной температуре в 25% HCl и 25% H₂SO₄ растворяется 2,66 и 2,73%, а в течение 528 часов — 2,13 и 2,90% антофиллит-асбеста. Южно-мугоджарский антофиллит-асбест, по данным Бурда [146], в 37% HCl за 1 час растворяется 1,65—5,92%. По Соболевой [133], растворимость антофиллит-асбеста в 37% HCl и H₂SO₄ в течение 1 часа равна 2,82—3,14% и 2,20—2,50%. Растворимость антофиллит-асбеста в 25% H₃PO₄ при 20° в течение 2 и 528 часов составляет соответственно 3,16 и 3,29%, в 25% CH₃COOH в тех же условиях — 0,60 и 1,04% [147].

Кислотостойкость у антофиллит-асбеста выше, чем у крокидолит-асбеста [98]. После обработки кислотами окраска антофиллит-асбеста становится бледнее, исчезает желтоватый оттенок, его агрегаты оказываются состоящими из шелковистых волокон, легко поддающихся распушке; кристаллическая структура при этом не нарушается [133].

Растворимость сысертского антофиллит-асбеста в 20% NaOH и 30% KOH крайне незначительна [135]. По Бадолету [145], при обработке антофиллит-асбеста NaOH при комнатной температуре в течение 2 и 528 часов потеря веса составляет 1,22 и 1,77%; по Бурду [146], при температуре 80° в 30% KOH растворяется 0,96—4,48%; по Соболевой [133], растворимость антофиллит-асбеста при температуре 80° в 20% NaOH 0,9—1,21% и в 30% KOH 1,12—1,53%.

Адсорбция антофиллит-асбестом водяного пара и оснований изучена слабо. Из воздуха с 100% относительной влажностью поглощается 3,8% влаги (в 2 раза меньше, чем хризотил-асбестом) [148]. Адсорбция Ca(OH)₂, Ba(OH)₂ и щелочей по сравнению с хризотил-асбестом незначительна; при одинаковой концентрации Ca(OH)₂ адсорбируется несколько больше Ba(OH)₂ [149]. Адсорбция KOH практически не происходит [150].

В прох. свете бесцветный, зеленовато-буроватый, бледно-зеленоватый; в толстых пучках обнаруживает слабый плеохроизм. Пл. опт. осей (010), т. е. параллельна волокнистости ($N_g = c$). Погасание прямое. Удлинение (+). Двуосный. $n_g = 1,620—1,643$, $n_p = 1,612—1,618$ [133]. Определение оптических свойств затруднено волокнистым строением минерала.

Антофиллит-асбесты обычно представляют собой существенно магнезиальные члены изоморфного ряда антофиллитов. Сводку хим. анализов антофиллит-

асбестов см. в [133]. Колебания содержаний главных компонентов: MgO 27,11—32,46 (преимущественно 27,0—28,0); FeO 4,68—9,10 (6,0—8,0); Fe₂O₃ 0,80—7,32 (1,20—4,50), Al₂O₃ 0,20—2,00 (1,5); SiO₂ 54,80—60,15 (55,0—58,0); Na₂O 0,04—0,40 (0,40); CaO 0,16—1,48 (0,16—0,80); H₂O — 0,74—5,80 (~2,5) [133]. Максимальные содержания MgO характерны для антофиллит-асбестов Карелии, Финляндии, США (шт. Джорджия); высокие содержания MgO отмечены для антофиллит-асбестов некоторых месторождений Урала. Наблюдается прямая взаимосвязь между содержаниями MgO и FeO. Повышенные содержания Fe₂O₃ обусловлены включениями тонко дисперсного магнетита. В отличие от собственно антофиллита, в антофиллит-асбесте всегда присутствуют незначительные количества Mn, Ni, Co, Cr, Na, K, F, Cl, SO₃. Спектральными анализами устанавливаются V, Pb, Zn, Cu и др. Связь состава с условиями образования антофиллитов и антофиллит-асбестов изучена [62] на примере образцов из дунит-гарцбургитовой и габбро-пироксенит-перидотитовой формаций метаультрабазитов Урала. В породах первой формации оба минерала содержат больше SiO₂ и MgO, но меньше FeO, Fe₂O₃ и CaO, чем в породах второй формации.

П.п. тр. плавится в черную эмаль (магнитную при высоком содержании железа). Окрашивается метилвиолетом (быстрее после обработки HCl), в поперечных разрезах волокон быстрее, чем в продольных. Неплеохроирующие антофиллит-асбесты из Паакилы (Финляндия) после обработки метилвиолетом становятся плеохроирующими (темно-фиолетовая или сине-фиолетовая окраска ⊥ оси *c* и сине-фиолетовая — вдоль оси *c*) [151].

По поведению при нагревании антофиллит-асбест не отличается от собственно антофиллита. При нагревании антофиллит-асбестов [133, 135] до 600° из них выделяется 0,10—0,30% H₂O на каждые 100°. При дальнейшем нагревании до 1000° дегидратация идет более быстро (примерно 0,30—1,00% на каждые 100°); в сумме потеря веса составляет 2,11—3,49%, ее максимум приходится на температуру 700°. На кривых ДТА антофиллит-асбеста из Южной Африки [137] отмечаются эффекты: эндотермический при 841° и экзотермический при 1010—1020°. На кривых ДТА отечественных антофиллит-асбестов имеются эндотермические прогибы около 600° и при 900—1040° [133].

Особенности дифференциальных кривых нагревания в интервале температур 600—800° большинством исследователей объясняются одновременными процессами дегидратации и окисления железа; Цветков и Ершова [77] эти особенности, характерные и для других амфиболов, связывают со степенью дисперсности проб.

Антофиллит-асбесты приурочены к массивам метаморфизованных ультраосновных пород, залегающих в толщах гнейсово-мигматических комплексов в крупных мегантиклинориях. Асбестопроявления приурочены к зонам энстатит-тальк-карбонат-антофиллитовых и тальк-карбонат-антофиллитовых пород, образовавшихся при метаморфизме серпентинитов и серпентинизированных ультраосновных пород [133]. Меренков [152] и Хмара [153] связывали промышленные скопления антофиллит-асбеста Урала и Мугоджар только с дунит-перидотитовой формацией гипербазитов. Позже Хмара [154, 155] выдвинул положение о продуктивности габбро-пироксенит-перидотитовой формации (месторождения Приазовья и Сьерра-Леоне). Продуктивные гипербазиты до асбестизации испытали метаморфизм до амфиболитовой или гранулитовой ступени.

Вопрос о степени метаморфизма исходных гипербазитов не всегда решается однозначно, например, ультраосновные породы Сысертского района на Урале относились разными исследователями к образованиям амфиболитовой и более низкой ступени метаморфизма, гранулитовой и амфиболитовой фациям или к продуктам региональной гранитизации [154, 156—160]. По мнению ряда авторов, асбестообразование, как и более позднее оталькование, явилось результатом действия низкотемпературных гидротермальных растворов, генетически связанных с дайками гранитных пегматитов [86, 135, 151, 161—163]. Однако, другие исследователи отрицают эту связь [80, 164—167]. Тем не менее, пространственная связь богатых антофиллит-асбестом тел и секущих жил кислых пород несомненна [168].

Различаются пучковидные (столбчатые), пучковидно-звездчатые и звездчатые типы антофиллит-асбеста. Особенно высококачественным является антофиллит-асбест, образовавшийся по гигантокристаллическим энстатитовым породам (замещение энстатита, антофиллита, реже — актинолита). Отмечено преобразование антофиллит-асбеста в тальк, флогопит и карбонаты, значительно снижающее качество сырья.

Существуют разные схемы группировки месторождений антофиллит-асбеста [157, 158]; наиболее приемлемо их разделение на метаморфические и контактово-реакционные [155, 167, 168]. Наиболее широко распространены метаморфические (регионально-метасоматические) месторождения антофиллит-асбеста, связанные с массивами ультрабазитов дунит-гарцбургитовой формации; к ним относятся крупные промышленные скопления антофиллит-асбеста: в СССР — Сысертская группа на Урале [80, 81, 135, 155, 156, 169] и Южно-Мугоджарская группа [84, 160, 170, 171], в США — месторождения Сол-Маунтин и Холивуд в шт. Джорджия, Камиах в шт. Айдахо [85, 86, 172, 173], в Болгарии — месторождение Яковице [98], в Финляндии — Паакки-ла [87, 88], в Бразилии — Алахеа-де-Байко [79], а также месторождения Западной Австралии [113, 174, 175]. Асбестоносные ультрабазиты [167] образуют межпластовые линзообразные тела (от 20×50 до 800×3500 м) в гнейсово-мигматитовых комплексах. Для всех месторождений характерна зональность; особенно четко она выражена в уральских месторождениях. От центра гипербазитовых тел к периферии прослеживаются зоны: 1) слабо серпентинизированных карбонат-оливин-энстатитовых и серпентин-пироксеновых пород или серпентинитов, 2) асбестоносных энстатит-тальк-карбонат-антофиллитовых и тальк-карбонат-антофиллитовых пород, 3) тальк-карбонатных пород, 4) актинолитовых пород, 5) хлоритовых пород, 6) хлоритизированных и биотитизированных амфиболитов и гнейсов. В некоторых месторождениях отдельные зоны выпадают. Антофиллит-асбест локализуется в энстатит-антофиллитовых и тальк-карбонат-антофиллитовых породах; иногда он слагает жилы. Развивается асбест по антофиллиту, реже — по энстатиту (Сысертские месторождения), иногда по пироксенам (Савелькульское месторождение на Урале). Слабо карбонатизированные антофиллит-асбесты (Савелькуль на Урале, месторождения Финляндии) лучше распушаются. Длина волокон 0,5—2,5 см.

Месторождения антофиллит-асбеста, связанные с ультрабазитами габбро-пироксенит-перидотитовой формации, в СССР известны в Западном Приазовье [90, 132, 166, 176—179], в северном Криворожье и Среднем Приднепровье [92], за рубежом — в Сьерра-Леоне (Западная Африка) [94, 95]. Асбестоносными обычно являются мелкие тела ультрабазитов, согласно залегающие среди биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов в зонах глубинных разломов. Асбест преимущественно образовался по собственно антофиллиту. Месторождения характеризуются отсутствием зональности и крупнозернистых пород, значительным преобладанием тремолитовых пород над антофиллитовыми и слабым развитием асбестизации. Длина волокон от 0,25—0,5 мм до 2 см.

Месторождения контактово-реакционного типа приурочены к зонам контактов ультраосновных пород с кислыми. В СССР — это Мурзинские и Кочневские проявления на Урале [79], Сольджерское в Южной Туве [96, 180] и Унахинское на Дальнем Востоке [181]; в АРЕ — месторождение Хафифит [99]; в США — Шаста в шт. Калифорния, Дальтон в шт. Массачусетс, Редфорд в шт. Виргиния, Джетиуэй, Райней-Крик и др. в шт. Монтана [79]. Наиболее характерными представителями месторождений этого типа являются Хафифит и Мурзинское; волокна эластичные, прочные, длина их до 25 см.

В верхних горизонтах (10—15 м) крупных тел метаморфизованных месторождений наблюдаются скопления выветрелого антофиллит-асбеста. К этому типу относятся: в СССР — Бугетьсайское месторождение в Южных Мугоджарах [82, 170, 182]; в Африке — месторождения Кореа в Северном Трансваале [183, 184] и Морогоро в Танзании [185, 186]. На Бугетьсайском месторождении при выветривании происходило выщелачивание карбоната и образование оки-

слов железа, при этом асбестовые агрегаты разрыхлялись, повышалась их способность к водопоглощению и к распушению.

Особое место по залеганию и генезису занимают месторождения антофиллит-асбеста Полярного Урала, приуроченные к доломитизированным протерозойским известнякам; антофиллит-асбест здесь тесно ассоциируется с карбонатами [187].

Асбестовидный антофиллит с 40—50% $Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$ синтезирован при давлении водяного пара 1 кбар [120].

Применение антофиллит-асбеста [79, 142, 144, 188, 189] определяется высокими кислото- и щелочестойкостью и огнеупорностью, хотя прочность его на разрыв невелика и соответствует таковой полумоноклового хризотил-асбеста, а способность к распушению весьма низкая. Основным потребителем антофиллит-асбеста является химическая промышленность.

Длинноволокнистый сысертский антофиллит-асбест используется вместо хризотил-асбеста в производстве серной кислоты, а также как осадитель ванадиевой кислоты. В химическом машиностроении он является основным наполнителем кислотоупорных пластических масс — хавега или фаолита, применяемых для изготовления труб, чанов, дистилляторов, разделительных и смесительных машин, вентиляторов и др. Хавег особенно стоек по отношению к соляной (хлорной и гсрячей), фосфорной и плавиковой кислотам, к расплавленной сере. В Финляндии антофиллит-асбест используется для изготовления этернита. Немалое значение имеет антофиллит-асбест как тепло- и электроизоляционный материал; из него готовят различные изоляционные прокладки, картон, бумагу, асбестоментную фанеру (асбестоцит), различные обмазки для паропроводов. Из безжелезистых антофиллит-асбестов готовят особые сорта фильтровальной бумаги, используемой в химической промышленности и в виноделии. Коротковолокнистый антофиллит-асбест используется для изготовления кровельных черепиц и огнеупорного камня. В США на основе антофиллит-асбеста из Редфорда (шт. Виргиния) изготавливается зубоорачебный препарат «Техэкс».

Антофиллит-асбест характеризуется меньшей толщиной волокон и не столь легко расщепляется, как хризотил-асбест и асбесты натриевых амфиболов. Он отличается от других асбестов по прямому угасанию под микроскопом, по окраске — от голубоватого холмквистит-асбеста. На кривых ДТА хризотил-асбеста температура эндотермического эффекта не выше 850° , а у натриевых амфибол-асбестов $900—960^\circ$. Кроме того, в отличие от хризотил-асбеста антофиллит-асбест обладает высокой кислотоупорностью и более низкой диэлектрической проницаемостью (6,3; у хризотил-асбеста — 9,0).

Межплоскостные расстояния антофиллита из шт. Джорджия (США) *

hkl	CuK α -излучение, Ni-фильтр.		Dифрактометр		hkl	I d	
	I	d	I	d		I	d
200	25	9,3	141; 250;	30	3,36	13	2,434
020	30	8,9	411	60	3,24	20	2,318
210	55	8,26	421; 440	100	3,05	13	2,252
—	7	7,48	610; 501	20	2,87	9	2,174
101; 011	13	5,04	521	40	2,84	30	2,142
111	9	4,90	450; 260	20	2,74	9	2,074
400; 201	13	4,62	441; 630	30	2,68	15	1,991
410; 211	25	4,50	531; 351	30	2,59	11	1,875
420	20	4,13	102; 161;	30	2,54	20	1,839
311; 031	13	3,90	112	40	2,54	30	1,734
321; 231; 430	35	3,65	621; 640				

* ASTM, 9-455.

Л и т е р а т у р а

1. Rabbitt J. C. Am. Min., 1948, 33, N 5-6, 263.
2. Warren B. E., Modell D. I. Zs. Krist., 1930, 75, 161.
3. Гинзбург И. В., Осолоджина Г. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1966, вып. 17, 201.
4. Fabries J., Perseil E. A. Bull. Soc. fr. min., crist., 1971 (1972), 94, N 4, 385.
5. Greenwood H. J. J. Petrology, 1963, 4, N 3, 317.
6. Cerny P. N. Jb. Min., Monatsh., 1968, H. 1-2, 57.
7. Francis G. H., Hey M. H. Min. Mag., 1956, 31, N 233, 173.

8. Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А., Рогачев Д. Л. Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 12, 1.
9. Johansson K. Zs. Krist., 1930, 73, 31.
10. Ito T. X-ray studies on polymorphism. Maguzen Co., Tokyo, 1950, 42.
11. Wittaker E. J. W. Acta Cryst., 1969, 25, pt 2, 394.
12. Finger L. W. Carnegie Inst. Washington, 1968, Year Book N 68, 283.
13. Finger L. W. Am. Min., 1970, 55, N 1-2, 300.
14. Литвин А. Л., Гинзбург И. В., Егорова Л. Н., Остапенко С. С. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1973, вып. 7, 18.
15. Papike J. J., Ross M. Am. Min., 1970, 55, N 1-2, 304.
16. Papike J. J., Ross M. Am. Min., 1970, 55, N 11-12, 1945.
17. Wittaker E. J. W. Acta Cryst., 1960, 13, 291.
18. Ghose S. Am. Min., 1962, 47, N 3-4, 388.
19. Ghose S. Min. Mag., 1965, 35, N 269, 46.
20. Bencroft G. M., Burns R. G., Maddock A. G., Sterns R. G. J. Nature, 1966, 212, N 5065, 913.
21. Bencroft G. M., Burns R. G. Am. Min., 1967, 52, N 7-8, 1009.
22. Барabanов А. В., Томилов С. Б. Геохимия, 1973, № 11, 1669.
23. Cesáro. Bull. Ac. Belg., 1896, 32, 37.
24. Robinson P., Jaffe H., Klein C., Ross M. Contrib. min., petrol., 1969, 22, N 3, 248.
25. Robinson P., Jaffe H. W. Am. J. Sci., 1969, 267, N 3, 389; Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 251.
26. Ross M., Papike-J. J., Shaw K. W. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1969, N 2, 275.
27. Robinson P., Ross M., Jaffe H. Am. Min., 1970, 55, N 1-2, 307.
28. Stout J. H. Am. Min., 1970, 55, N 1-2, 302; J. Petrology, 1972, 13, N 1, 99.
29. Глаголев А. А., Борокихин В. А. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 3, 25; Глаголев А. А., Тронеев Н. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1978, вып. 26, 22.
30. Robinson P., Jaffe H. W. Am. Min., 1971, 56, N 5-6, 1005.
31. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965, 28.
32. Chinner G. A., Fox J. S. Geol. Mag., 1974, 111, N 5, 397.
33. Зленко Б. Ф. Геология рудных месторождений, 1962, № 1, 19.
34. Байраков В. В. ДАН УССР. Сер. Б, 1967, № 6, 510.
35. Юрьев Л. Д. ДАН УССР. Сер. Б, 1968, № 5, 413.
36. Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М.: Наука, 1970, 37.
37. Берч Ф., Шерер Д., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. М.: Изд-во иностр. лит., 1949.
38. Миккульская Е. К. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 2, 99.
39. Барсанов Г. П., Шевелева В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 32.
40. Барabanов А. В., Зорина М. Л., Соболев В. К. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1974, вып. 10, 165.
41. Лазарев А. Н., Тенишева Т. Ф. Оптика и спектроскопия, 1962, 12, вып. 2, 215.
42. Коренбаум С. А. Минеральные парагенезисы тальковых месторождений. М.: Наука, 1967, 54.
43. Keller W. D., Spotts J. H., Biggs D. L. Am. J. Sci., 1952, 250, N 6, 453.
44. Марфушин А. С., Минеева Р. М., Мкртчян А. Р., Нюссик Я. М., Федоров В. Е. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 10, 86.
45. Weeks W. F. Bull. Geol. Soc. Am., 1955, 66, N 12, 2.
46. Мельник Ю. П. Термодинамические константы для анализа условий образования железных руд. Киев: Наукова думка, 1972, вып. 3, 46.
47. Мельник Ю. П., Оноприенко В. Л. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1969, вып. 3, 46.
48. Bennington K. O. J. Geology, Chicago, 1956, 64, N 6, 558.
49. Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Хожаковский И. Л. Справочник термодинамических величин (для геологов). Атомиздат, 1971.
50. Birch F. Geol. Soc. Am. Spec. papers. Handbook of physical constants. 1942, N 36.
51. Weeks W. F. J. Geology, Chicago, 1956, 64, N 5, 456.
52. Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968, 175; Greenwood H. J. Carnegie Inst. Washington, 1962, Year Book N 61, 85; Fawcett J. J., Yoder H. S. Carnegie Inst. Washington, 1963 (1962-1963), Year Book N 62, 143, 145.
53. Hemley J. J., Montoya J. W., Shaw D. R., Luce R. W. Am. J. Sci., 1977, 277, N 4, 353.
54. Chernosky J. V. Am. Min., 1976, 61, N 11-12, 1145.
55. Горошников Б. И., Юрьев Л. Д. ДАН СССР, 1965, 163, № 3, 720.
56. Горошников Б. И., Юрьев Л. Д., Сизова Р. Г. Мин. сб., Львов, 1968, № 22, вып. 2, 156.
57. Juszkowiak M. Kwartalnik geol., Warszawa, 1960, 4, N 2, 311.
58. Winchell A. N. Am. Min., 1938, 23, N 5, 329.
59. Seki Y., Yamasaki M. Am. Min., 1957, 42, N 7-8, 506.
60. Parker R. B. Am. Min., 1961, 46, N 7-8, 892.
61. Hey M. H. Min. Mag., 1956, 31, N 232, 69.
62. Хмара А. Я., Хмара З. И. ДАН СССР, 1974, 218, № 1, 189.

63. Старков Г. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1972, 101, вып. 3, 349.
64. Жиров К. К., Фузган М. М., Кравченко М. П., Рюнгген Г. И., Кравченко Э. В. Геология рудных месторождений, 1972, № 2, 29.
65. Борисенко Л. Ф., Делицын Л. М., Архангельский В. Н. В кн.: Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах. М.: Наука, 1964, 191.
66. Борисенко Л. Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. М.: Наука, 1966, 104.
67. Волкова М. И., Померанцева Н. Г. Химические анализы минералов Кольского полуострова. Справочник. Геол. ин-т Кольск. фил. АН СССР, 1970, 310.
68. Куцкова М. С., Исмаилов М. И., Джамалетдинов Н. К. Скарново-редкометалльные и перматитовые формации Западного Узбекистана. Ташкент: ФАН УзбССР, 1971, 206.
69. Bugge J. A. W. Norges geol. undersök., 1943, N 160, 83.
70. Hitoshi Onuki. J. Jap. Assoc. min., petr., econ. geol., 1966, 56, N 4, 157.
71. Байраков В. В., Макаров М. М., Сунпрычев В. А. ДАН УССР. Сер. Б, 1967, № 9, 767.
72. Яковлева А. К., Яковлев Ю. Н. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1971, вып. 8, 94.
73. Wittels M. Am. Min., 1951, 36, N 11-12, 851.
74. Wittels M. Am. Min., 1952, 37, N 1-2, 28.
75. Heystek H., Schmidt E. R. Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1953, 56, 149.
76. Иванова В. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 50.
77. Цветков А. И., Ершова Э. П. В кн.: Термоаналитические исследования в современной минералогии. М.: Наука, 1970, 5.
78. Thilo E., Ruge G. Ber. Dtsch. chem. Ges., 1939, Abt. B, 72, 341.
79. Аршинов В. В. В кн.: Неметаллические ископаемые СССР. Изд-во АН СССР, 1936, 1, 354.
80. Хмара А. Я. Изв. Высш. уч. завед. Геология и разведка, 1965, № 1, 75.
81. Хмара А. Я., Кудрявцев В. Н. Геология рудных месторождений, 1973, № 1, 74.
82. Бурд Г. И., Шалогина В. А. В кн.: Химическое и горнорудное сырье Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1968, 227.
83. Бурд Г. И. В кн.: Вопросы перспективной оценки асбестоносности Казахстана. Алма-Ата: ОНТИ, Каз ИМС, 1969, 67.
84. Салимбаев А. С., Бурд Г. И., Милецкий Б. Е. Вестн. АН КазССР, 1967, № 4, 65.
85. Anderson A. L. J. Geology, Chicago, 1931, 39, N 1, 68.
86. Hopkins O. Bull. Geol. Surv. Georgia, 1914, N 29, 1.
87. Aurola E. Tutkimustaitas Geotek. Julkaisuya, 1954, N 55, 3.
88. Naarala P. Bull. Comm. géol. Finl., 1936, N 114, 59.
89. Байраков В. В., Хмара А. Я. В кн.: Тезисы докл. III Междом. науч. конф. Природные и трудовые ресурсы Ленобережной Украины и их использование. Харьков, 1967, 77.
90. Литвин А. Л., Бойко В. Л., Половко Н. И., Тешкин В. Е. В кн.: Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. Киев: Наукова думка, 1975, 444.
91. Куман В. Е., Липина Л. Г. В кн.: Контроль и технология процессов обогащения ископаемых. М.: Недра, 1971, вып. 3, 3.
92. Хмара А. Я., Байраков В. В. ДАН УССР. Сер. Б, 1969, № 7, 602.
93. Танатар-Бараш З. И., Ильвицкий М. М. Мин. сб., Львов, 1968, № 22, вып. 2, 141.
94. Marmo V. Schweiz. min., petr. Mitt., 1957, 37, N 1, 31.
95. Marmo V. Bull. Comm. Géol. Finl., 1958, N 180, 1.
96. Пинус Г. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961; 90, № 3, 296.
97. Костов Ив., Бресковска В., Минчева-Стефанова Й., Киров Г. Н. Минералите в България. Изд-во на Болг. АН, 1964, 5.
98. Божинков Кр. Годишник Софийск. ун-та, Геол.-геогр. ф-т, кн. 1. Геология, 1971 (1972), 64, 131.
99. Amin M. S., Afja M. S. Econ. Geol., 1954, 49, N 3, 317.
100. Sørensen H. Medd. Dansk. geol. for., 1952, 12, N 2, 230.
101. Kulp J. L., Brobst D. A. Econ. Geol., 1954, 49, N 2, 211.
102. Eskola P. Bull. Comm. géol. Finl., 1914, N 40, 169.
103. Eskola P. Bull. Comm. géol. Finl., 1950, N 150, 93.
104. Tuominen H. V., Mikkola T. Bull. Comm. géol. Finl., 1950, N 150, 67.
105. Лебедев В. И. Уч. зап. Ленингр. ун-та. Сер. геол., 1955, вып. 5, № 188, 23.
106. Härme M., Perttunen V. Bull. Geol. Surv. Finl., 1971, N 250, 12.
107. Bryhni I. Norsk. geol. tidsskr., 1963, 43, N 1, 59.
108. Tilley C. E. Geol. Mag., 1937, 74, N 877, 300.
109. Tilley C. E. Am. Min., 1957, 42, N 1-2, 412.
110. Chakraborty K. L. Bull. Geol. Surv. Canada, 1966, N 143, 7.
111. Miles K. R. Quart. J. Soc., London, 1946, 102, 115.
112. Prider R. T. J. Roy. Soc. Western Australia, 1944 (1941—42), 28, 83; Geol. Mag., 1940, 77, N 5, 364.
113. Irving A. J., Ashley P. M. J. Geol. Soc. Austral., 1976, 23, N 1, 19.
114. Масленников В. А. В кн.: Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. Изд-во АН СССР, 1956.
115. Генкин А. Д., Журавлев Н. Н., Смирнова Е. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, 92, вып. 1, 48.
116. Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф., Лебедев Ю. С., Кириченко О. Н. Минералогия железорудной формации Керченского бассейна. Крымиздат, 1960, 345.

117. Bowen N. L., Tuttle O. F. Bull. Geol. Soc. Am., 1949, 60, N 3, 439.
118. Yoder H. S. Am. J. Sci., 1952, Bowen vol., pt 2, 569.
119. Roy D. M., Roy R. Am. Min., 1955, 40, N 1-2, 147.
120. Boyd F. R. Researches in Geochemistry, 1959, 377.
121. Соболев В. С. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1960, № 14, 80.
122. Fyfe W. S. Am. J. Sci., 1962, 260, 460.
123. E-an Zen. Am. J. Sci., 1971, 270, N 2, 136.
124. Greenwood H. J. Am. J. Sci., 1971, 270, N 2, 151.
125. Ravior E., Hinrichsen Th. N. Jb. Min., Monatsh., 1975, H. 4, 162.
126. Hellner E., Hinrichsen Th., Seifert F. Controls of metamorphism. Eds. Pitcher, Finl., N 4, 1965, 368.
127. Hinrichsen T. J. N. Jb. Min., Monatsh., 1967, H. 9 10, 257.
128. Choudhuri A., Winkler H. G. F. Contrib. min., petrol., 1967, 14, N 4, 293.
129. Greenwood H. J. Researches in Geochemistry, 1967, 2, 1.
130. Ernst W. G. Minerals, Rocks and Inorganic Materials. Amphiboles. Springer Verlag, N. Y., 1968, 1, 44.
131. Сидоренко Г. А. Минеральное сырье, 1962, вып. 5, 110.
132. Байраков В. В., Хмара А. Я. ДАН СССР, 1967, 174, № 1, 185.
133. Соболева М. В. Минералогия волокнистых минералов группы амфиболов и серпентина. М.: Недра, 1972, 77.
134. Токер Н. И., Абенд Л. К., Крайнева Э. П. Научн. Тр. Всес. научно-исслед. ин-та асбестовой промышленности, 1962, вып. 3, 62.
135. Аршинов В. В., Уральский В. П., Бочаров А. П. Сысертское месторождение антофиллит-асбеста. Изд-во НКТП СССР, 1937 (Тр. ВИМС, вып. 125), 3.
136. Петров В. П., Андреев Ю. К. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 31, 5.
137. Vermaas F. H. S. Trans. Geol. Soc. S. Africa. 1952, 55, 199.
138. Денискина Н. Д., Калинин Д. В., Стенина Н. Г., Бурд Г. И. Геология и геофизика, 1973, № 10, 147.
139. Денискина Н. Д., Калинин Д. В., Стенина Н. Г. Геохимия, 1974, № 4, 534.
140. Taber S. Trans. Am. Inst. mining, met. engrs., 1918, 57.
141. Thornton D. D., Taragin M. F., Eisenstein J. C. Phys. Lett., 1974, A, 49, N 3, 235.
142. Андреев Ю. К. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 95, 61.
143. Надгорный Э. М., Григорьев Л. Ф., Иванов А. П. Изв. АН СССР. Сер. неорг. матер., 1965, 1, № 7.
144. Соболев Н. Д., Соболева М. В. Разведка и охрана недр, 1960, № 2, 1.
145. Badollet M. S. Canad. Min. Metall., Bull., 1951, 44, N 468, 237.
146. Бурд Г. И. Записка по месторождению антофиллит-асбестов в Южных Мугоджарах. Каз. ИМС, 1965, 3.
147. Соколов П. Н., Шнейдер В. Е. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Асбест. М.: Госгеоллиздат, 1959, 14.
148. Тарасенков Д. Н. Минеральное сырье, 1931, № 1, 76.
149. Шелягин В. В. Асбест и его применение в строительстве. Стандартизация и рационализация. М.—Л., 1932.
150. Федосеев А. Д., Григорьева Л. Ф., Макарова Т. А. Волокнистые силикаты. Природные и синтетические асбесты. М.: Наука, 1966, 5.
151. Rimann E. Zbl. Min., 1936, A, N 11, 321.
152. Меренков Б. Я. Материалы сессии: Закономерности размещения магнезиально-силикатных полезных ископаемых. Изд. ИГЕМ АН СССР, 1960, 3.
153. Хмара А. Я. Проблемы метасоматоза. Тр. 2-ой конфер. по околорудному метасоматозу (ВСЕГЕИ). М.: Недра, 1970, 299.
154. Хмара А. Я. Изв. высш. уч. завед. Геол. и разведка, 1971, № 5, 65.
155. Хмара А. Я. В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Киев: Наукова думка, 1972, ч. 2, 239.
156. Романович И. Ф., Смирнова Т. А. Бюлл. Моск. об-ва испыт. прир., нов. сер., 1963, 38, вып. 5, 129.
157. Золов К. К. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, 1962, 6, 153.
158. Золов К. К. В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973, 46.
159. Смирнова Т. А., Романович И. Ф. В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. 2-го Уральского петрограф. совещания. Свердловск, 1969, 228.
160. Ефимов И. А., Бурд Г. И. Сов. геология, 1970, № 11, 36.
161. Демчук А. Сов. геология, 1948, № 33, 79.
162. Татаринцев П. И. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1948, 22, 91.
163. Андреев Ю. К. В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973, 129.
164. Меренков Б. Я. Методы исследования минерального сырья. Госгеолтехиздат, 1957, 3.
165. Меренков Б. Я., Токмаков П. П. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 47, 53.
166. Байраков В. В., Бугаренко Д. В. Мин. сб., Львов, 1967, № 21, вып. 2, 213.
167. Хмара А. Я. В кн.: Основы научного прогноза рудных и нерудных полезных ископаемых. Л.: Недра, 1971, 393.

168. Романович И. Ф. Изв. высш. уч. зав. Геология и разведка, 1973, № 1, 94.
169. Меренков Б. Я., Хмара А. Я. В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. 2-го Уральского петрограф. совещания. Свердловск, 1969, 235.
170. Бурд Г. И., Хмара А. Я. В кн.: Химическое и горнорудное сырье Казахстана. Алма-Ата, 1968, 104.
171. Бурд Г. И. В кн.: Вопросы перспективности оценки асбестонности Казахстана. Алма-Ата, 1969, 67.
172. Reifsnider L. Engin. Mining. J., Press., 1925, 119, 606.
173. Shannon E. V. The Minerals of Idaho. U. S. Nation. Mus. Bull., 1926, N 131, 285.
174. Simpson E. Minerals of Western Australia, N 1, Perth, 1948, 98.
175. Carroll D. West Australia Dept. Mines., Min. Res. West. Australia Bull., 1945, 1, 9.
176. Байраков В. В. В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973, 133.
177. Гоголь Л. П., Зарицкий А. И. Гесл. журн. АН УССР, 1964, 24, вып. 2, 82.
178. Макухина Г. А. В кн.: Питання геохімії, мінералогії, петрографії. Изд-во АН УССР, 1963, 202.
179. Бойко В. Л., Литвин А. Л. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1966, 67.
180. Колбанцев Р. В. В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973, 30.
181. Лукцина Н. В., Касатов Б. К., Кушнырь Г. И. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. Л.: Наука, 1978, 153.
182. Никитин И. Й., Степанов А. И., Синельников В. Ф. В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973, 26.
183. Hall A. L. Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1918, 21, 8.
184. Hall A. L. Asbestos in the Union of South Africa. Pretoria, 1930.
185. Stappenbeck R. Zs. prakt. Geol., 1930, 38, N. 10, 145.
186. Stappenbeck R. Zs. prakt. Geol., 1932, 40, N. 4, 49.
187. Кулешов Г. Ф. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, вып. 3, 373.
188. Соколов П. Н., Михайлов Р. М. Производство асбоцементных материалов. Промстройиздат, 1949, 3.
189. Sinclair W. E. Mining Publications. London, 1959, 3.

Жедрит Gedrite



Назван по месту первой находки около Жедра во Франции [1].

Синон. Жедрит [2], алюмоантофиллит или алюминиевый антофиллит — alumoanthophyllite и aluminian anthophyllite [3, 4], спарумит — sparumite [5].

Разнов. Феррожедрит.

Характ. выдел. Кристаллы, сноповидные агрегаты.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{16} — *Pnma*. $a_0 = 18,531$, $b_0 = 17,741$, $c_0 = 5,249$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 1,044 : 1 : 0,296$ [6]; $Z = 4$. Значения параметров элементарной ячейки (в Å): a_0 от 18,46 [7] до 18,610 [8], b_0 от 17,741 [6] до 18,123 [8], c_0 от 5,249 [6] до 5,35 [9]. Зависимость параметра b_0 от количества атомов на формульную единицу в пересчете на 24 (O, OH) выражается уравнением b_0 (Å) = 16,44 + 0,28 Si — 0,13 Mg + 0,40 (Ca + Na + K) [10]. В отличие от антофиллитов, у большинства жедритов значения a_0 и b_0 близки (результат замещения Mg^{2+} как на Fe^{2+} , так и на Al и Fe^{3+}), но значения b_0 у жедритов несколько меньше, а значения c_0 больше, чем у антофиллитов (результат замещения Si → Al) [11].

Кристаллическая структура жедрита [6, 12—14] рассмотрена выше (см. введение к ромбическим амфиболам). Данные ИК-спектроскопии для жедритов пока оказались не существенными для уточнения их структуры [15].

Кристаллы длиннопризматические до игольчатых без конечных граней (или они выражены очень слабо [8, 9]). Обычны формы (110) и $(\bar{1}10)$ с углами (110) : $(\bar{1}10)$ от 54°10' до 54°41' [3]; второстепенная форма (100). Иногда концы кристаллов расщеплены [9]. Длина кристаллов до 10 см [9, 16]. Двойникование не установлено (единственное сообщение Гинзбург и др. о полисинтетических двойниках в жедритах [17], очевидно, ошибочно). Обычно содержит включенный биотита, рутила, шпинели, циркона, а также апатита, кварца, плагиоклаза [9], монацита [18]. В жедрите из шт. Нью-Гэмпшир (США) включения иголок рутила располагаются параллельно осям b и c и под углом ~30° к оси c [18].

В оптически однородном жедрите из того же места обнаружены субмикроскопические пластинки антофиллита (до 15%) в сростаниях с жедритом по (010); оба амфибола различаются лишь по величине параметра b_0 [18, 19, 20]. Предполагается, что при высокой температуре могут существовать непрерывные твердые растворы антофиллита — жедрита [21]. Сростания антофиллита с жедритом обнаружены также в метаморфических породах амфиболитовой фации района Телемарка (Норвегия) [22] и в Вороньей тундре Кольского п-ова [23].

Физ. св. Сп. совершенная по (110) (с углом около $54^\circ 30'$), несовершенная по (010) и (100). Отдельность по (001) [24].

В призматических индивидах жедрита из Кине, шт. Нью-Гэмпшир (США), наблюдались микротрещины, спиралеобразно расположенные вдоль удлинения кристаллов. Предполагается, что появление этих микротрещин вызвано пластической деформацией и напряжениями при охлаждении [25].

Тв. $5\frac{1}{2}$ —6. Уд. в. от 2,874 [7] до 3,37 [26]; вычисленный от 2,977 [7] до 3,334 [26]. Уд. вес возрастает с увеличением содержания железа, максимальным он является у феррожедритов [3, 27].

Зависимость удельного веса (d) от общей железистости (F) ромбических амфиболов выражается уравнениями одномерной регрессии $d = 2,939 + 0,0068F$ и $F = 120,15d - 347,66$ [28].

Цв. буровато-коричневый, зеленовато-коричневый, зеленовато-черный, зеленовато-серый, желтовато-серый, серовато-белый, бесцветный. Цв. черты сероватый. Бл. стеклянный. Непрозрачный или полупрозрачный. Слабо электромагнитен. В ультрафиолетовых и катодных лучах не люминесцирует [29]. По ИК-спектрам жедрит несколько отличается от антофиллитов, а по диффузности полос поглощения аналогичен обыкновенным роговым обманкам, хотя положение главных полос поглощения у них иное [15]. В ИК-спектре жедритов имеются полосы (в см^{-1}): 1130, 1110, 1010, 980, 913, 910, 784, 755, 708, 692, 660, 535, 525, 500, 465, 447, 417 (фиг. 55). Колесник и др. [30] на основании измерений теплоемкости природного жедрита состава $\text{Na}_{0,64}\text{Ca}_{0,08}\text{Mg}_{4,69}\text{Fe}_{0,61}^{2+}\text{Fe}_{0,10}^{3+}\text{Al}_{1,38}[\text{Si}_{6,10}\text{Al}_{1,90}\text{O}_{21,88}](\text{OH})_{2,12}$ при температурах от 13,28 до 298,76 К вычислили стандартную энтропию $S_{298,15}^\circ = 133,09 \pm 0,4$ кал/моль·град.

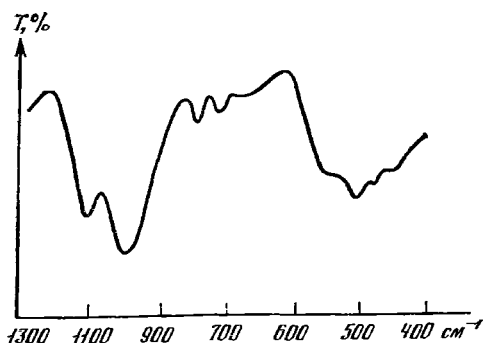
Микр. В прох. свете цвет бурый, зеленый, бесцветный. Плеохроизм умеренный до слабого, иногда отсутствует [31, 32]. Окраска по Ng — светло-коричневая, розовато-буря, зеленовато-серая, бесцветная; по Nm — желтовато-буря, зеленовато-серая, бесцветная; по Np — светло-желтая, желтовато-серая, желтая, чаще бесцветная. Интенсивность плеохроизма прямо связана с содержанием Fe и тетраэдрического Al [18]. Абсорбция $Ng > Nm \geq Np$ или $Ng \approx Nm > Np$. Двусный, обычно (+); наиболее магниальные разности [7] и феррожедриты [27] иногда (—). Пл. опт. осей (010), $Ng=c$, $Nm=b$, $Np=a$. Сообщение о косоугасающем жедрите (с Ng до 10°) [17] с высокой железистостью следует считать ошибочным [33]. Лодочников (1955) объясняет косое угасание в ромбическом амфиболе тонким прорастанием его моноклинным амфиболом — грюнеритом. Удлинение (+). Показатели преломления: n_g от 1,630 до 1,722 (обычно $\sim 1,670$), n_m от 1,625 до 1,710 (обычно $\sim 1,660$), n_p от 1,614 до 1,70 (обычно $\sim 1,650$). Минимальные показатели преломления у более магниальных разностей [7], максимальные — у более железистых (феррожедритов) [24, 27, 34, 35].

Математически зависимость главных показателей преломления от общей железистости (F) жедритов выражается уравнениями: $n_g = 1,633 + 0,009 F$ и $F = 945,37 n_g - 1538,4$; $n_p = 1,6194 + 0,0008 F$ и $F = 1095,2 n_p - 1769,0$ [28].

Зависимость оптических свойств и удельного веса от состава, по Трёгеру (1958) и Паркеру [36], показана на фиг. 56 и 57. Кроме того, показатели преломления находятся в прямой зависимости от содержания тетраэдрического Al [6, 18]. $n_g - n_p$ порядка 0,014—0,022, у железистых разностей до 0,030 [37].

2V от 70 до 90° (обычно ~80°). В общем показатели преломления, двупреломление, угол оптических осей и удельный вес жедрита повышается с увеличением содержания железа [3, 6, 18, 27]. Дисперсия $r \geq v$.

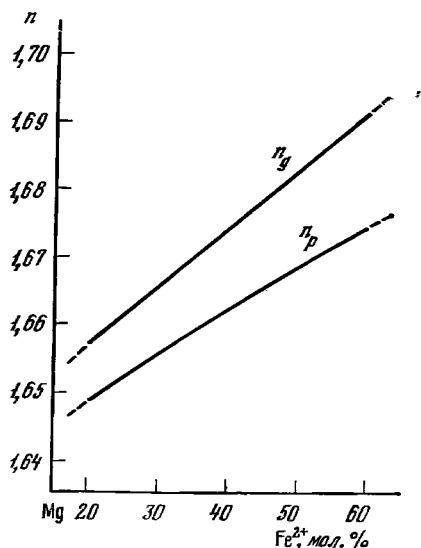
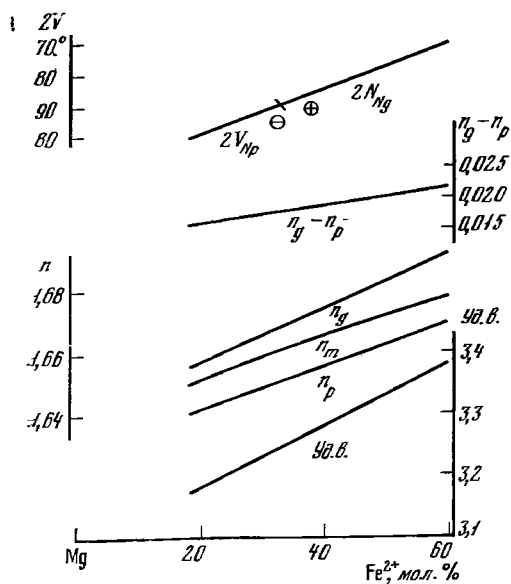
Хим. В общем виде формула жедрита $\text{Na}_x\text{R}_2^{2+}(\text{R}_{4-3}\text{R}_{1-2}^{3+})[\text{Si}_6(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_{22}] (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_z$, где $x \approx 0,5$; $\text{R}^{2+} - \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn}, \text{Ca}$; $\text{R}^{3+} - \text{Al}, \text{Fe}^{3+}$. Алюминий находится как в октаэдрической, так и в тетраэдрической позициях; замещение Mg на Fe в, как правило, связано с замещением Si на Al [38, 39]. В отличие от антофиллита всегда содержит Na_2O до 2,57% и $\text{Al}_2\text{O}_3 > 8\%$ [24, 40] (наибольшее содержание Al_2O_3 отмечено для жедрита из Северной Каролины — 23,79% [41] и из Шотландии — 26,65% [42]). Количество SiO_2 колеблется от 39,64 до 52,14% в жедритах и от 36,65 до 44% в феррожедритах. Содержание MgO и FeO обычно от 12—15 до 20%, но крайние их пределы шире: MgO от 0,03 до 28,55 и FeO от 0,26 до 33,54%. Жедриты с 25—33% FeO называют феррожедритами [3, 27]. Почти чисто железистый жедрит обнаружен в Японии (хим. анализ 18) [27]. Fe_2O_3 — от 0,2 до 8,51%. CaO обычно ниже 0,70—0,80%. MnO — не более 1%, в редких случаях в феррожедритах до 2,30% MnO. В некоторых образцах жедрита из шт. Нью-Гэмпшир (США) установлены Cr_2O_3 (0,002—0,02%) и NiO (0,001—0,02%) [18]. F обнаружен лишь в единичных случаях (не более 0,39%) [2, 9, 18, 26, 27, 34, 43], редко до 3% (в феррожедритах) [27]. Cl — 0,012—0,05 [2, 43]. H_2O^- иногда до 1,0%, H_2O^+ обычно 1,5—2%, иногда до 3,35%. Спектральным анализом установлены: Be, Sc, V, Co, Pb, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Ba, Zr, Mo, Ag, Sn, Y [3, 26, 42].



Фиг. 55. ИК-спектр жедрита (по Барабанову)

Фиг. 56. Зависимость оптических констант и удельного веса от железистости жедрита (по Трёгеру)

Фиг. 57. Зависимость показателей преломления от железистости жедритов, уточненная с помощью ЭВМ (по Паркеру)



Анализы (расположены по возрастанию содержания Al_2O_3):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	0,72	0,11	1,12	1,34	1,47	0,77	1,15	1,24	1,73
K_2O	0,20	—	0,06	—	0,01	0,12	0,16	—	—
Li_2O	—	—	—	—	0,04	—	—	—	—
MgO	12,09	20,56	16,17	14,89	16,69	17,62	28,07	17,12	20,51
CaO	Сл.	0,04	0,48	0,69	0,47	0,81	0,50	0,51	0,87
MnO	0,18	—	0,20	0,21	0,37	—	Сл.	0,14	0,16
FeO	16,42	14,60	17,24	18,96	15,87	16,01	1,49	15,02	9,04
Al_2O_3	10,71	13,26	14,21	14,72	15,46	15,48	16,10	17,22	17,64
Fe_2O_3	8,51	1,28	2,15	1,62	2,41	0,89	0,33	1,87	2,16
SiO_2	48,66	48,49	46,50	44,70	44,72	46,50	50,05	44,09	45,50
TiO_2	0,74	0,41	0,36	0,57	0,46	0,89	0,15	0,31	0,23
P_2O_5	—	—	—	—	0,07	—	—	—	—
H_2O^+	2,15	1,48	1,22	2,27	2,11	1,19	2,26	2,03	2,12
H_2O^-	—	—	0,10	0,29	—	—	—	—	0,09
F	—	—	0,03	—	0,09	—	—	—	0,02
Cl	—	—	—	—	—	0,012	—	—	0,05
Сумма	100,38	100,23	99,84	100,26	100,24	100,292	100,26	99,55	100,12
$-O=Fe_2$	—	—	0,01	—	0,04	—	—	—	0,02
			99,83		100,20				100,10
Уд. в.	—	3,259	3,16	3,24	3,146	—	2,874	3,259	3,164
n_g	1,676	1,6619	1,673	1,666	1,670	1,658	1,6335	1,672	1,6578
n_m	—	1,6545	1,665	1,656	1,661	1,648	1,625	—	1,6494
n_p	1,658	1,6476	1,654	1,652	1,653	1,642	1,6145	1,651	1,6415
2V	—	+87°	+73°	+85°	+87°	+78°	-71°	—	+88°
a_0 (Å)	—	18,54	18,58	—	18,55	—	18,46	—	—
b_0	—	17,69	18,09	—	17,81	—	17,934	—	—
c_0	—	5,32	5,35	—	5,29	—	5,32	—	—
f	53,0	29,9	40,0	43,7	38,3	34,8	3,5	35,4	23,3

1 — из жедритовых сланцев Ханкайского массива в Приморье, анал. не указан [44]; 2 — «антофиллит» из амфиболитов области Руби-Дам, округ Медисон, шт. Монтана (США), анал. Гонье [3]; 3 — из жедритовых амфиболитов Приимандровского района, Кольский п-ов, анал. Мокрецова [9]; 4 — из олигоклаз-кварц-биотит-гранатового сланца Сатерленда (Шотландия), анал. не указан [45]; 5 — из жедрит-кордиеритовых гнейсов, шт. Нью-Гэмпшир (США), анал. Асари [18]; 6 — из гранатового жедритита Шуерецкого района Карелии, анал. не указан [2]; 7 — магнезиальный жедрит из кнаниит-жедритовых сланцев Юго-Западного Памира, анал. Молева [7]; 8 — из кнаниит-гранатового жедритита, Шуерецкий район, Карелия, анал. Винсент [46]; 9 — «антофиллит» из анортит-антофиллит-эденитовой породы, шт. Мадрас (Индия), анал. Голдич [43].

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na_2O	1,55	1,45	1,44	1,92	1,59	1,23	1,24	1,70	1,16
K_2O	0,91	0,05	0,09	0,04	0,06	0,20	0,15	—	0,04
Li_2O	—	—	—	0,03	—	—	—	—	—
MgO	8,60	18,09	15,44	13,81	10,66	8,95	11,48	4,45	0,03
CaO	0,66	0,40	0,43	0,27	0,05	0,42	0,54	0,05	0,03
MnO	0,14	0,37	0,87	0,25	0,14	0,77	0,24	0,18	2,30
FeO	17,60	13,31	16,02	19,29	24,39	24,52	26,53	30,03	33,54
Al_2O_3	17,65	17,91	18,74	19,81	18,73	16,42	10,88	19,55	19,72
Fe_2O_3	7,85	0,67	1,83	1,22	0,90	1,26	3,52	4,32	2,21
SiO_2	42,52	44,89	40,69	40,75	40,71	43,64	43,70	36,65	38,41
TiO_2	1,04	0,67	0,40	0,25	0,29	0,31	0,55	0,73	0,48
P_2O_5	0,08	0,04	—	0,04	—	—	—	—	—
H_2O^+	1,17	2,02	2,03	2,68	2,75	2,36	1,21	2,14	2,06
H_2O^-	0,11	—	1,05	—	0,15	0,20	—	0,06	—
F	—	—	—	0,01	Сл.	—	—	—	0,13
Cl	—	—	—	0,01	—	—	—	—	—

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Сумма	99,88	99,87	99,03	100,39*	100,42	100,28	100,04	99,86	(100,11)
—O=F ₂				0,006					0,06
				100,38					(100,05)
Уд. в.	—	3,15	—	3,137	3,37	3,27	3,371	—	3,56
<i>n_g</i>	1,697	1,669	1,678	1,682	1,690	1,689	1,697	1,713	1,722
<i>n_m</i>	1,684	1,656	—	1,671	1,681	1,678	—	—	1,710
<i>n_p</i>	1,672	1,649	1,659	1,661	1,671	1,670	1,674	1,683	1,694
2V	±90°	—	+75°	+85°	—75°	+78°	+	+86°	—82°
<i>a</i> ₀ (Å)	18,52	—	—	18,60	18,59	18,557	—	18,596	18,51
<i>b</i> ₀	18,13	—	—	17,84	17,89	17,873	—	17,899	17,94
<i>c</i> ₀	5,26	—	—	5,28	5,30	5,283	—	5,295	5,315
<i>f</i>	61,8	30,6	40,1	45,5	57,1	62,3	59,3	81,1	99,8

* В том числе Cr₂O₃ — 0,01.

10 — из гранатового жедритита Быстринского массива, низовье р. Колымы, анал. Лаговская [24]; 11 — из кианит-гранатового жедритита Орофино, шт. Айдахо (США), анал. Таррант [47]; 12 — из жедритовых плагиогнейсов Кяктинского месторождения в Бурятии, анал. Зинчук [16]; 13 — из жедрит-кордиеритовых гнейсов шт. Нью-Гэмпшир (США), анал. Асарн [18]; 14 — феррожедрит из кварц-альбит-жедрит-гранатовой породы Графтона, шт. Мэн (США), анал. Ито [26]; 15 — феррожедрит из метасадочных пород Северо-Западные территории (Канада), анал. не указан [48]; 16 — феррожедрит из гранатового амфиболита (Финляндия), анал. Кервинен [49]; 17 — феррожедрит из кварц-альбит-гранат-биотитовых сланцев Кемийё (Финляндия), анал. Оянперё [37]; 18 — феррожедрит из контактовых роговиков Китаками (Япония), анал. Харамура, возможна примесь тюрингита, в оригинале сумма 99,98 [27].

Диagn. исп. Кислотами не разлагается. П. п. тр. маложелезистые разности не плавятся, железистые плавятся с трудом в черную магнитную эмаль.

Повед. при нагр. Температура плавления 1400—1600° [3]. При нагревании до 1000° минерал не изменяется, при 1100° переходит в пироксен с примесью аморфного вещества [42]. Кривые ДТА характеризуются эндотермическим эффектом в интервале 1000 — 1100° [3, 50, 51]. Он обусловлен превращением минерала в гиперстен и кристобалит с выделением воды [51]. Экзотермический эффект при 900° [5]. По Френсису [42], при 200—650° происходит выделение адсорбционной воды, при 650—700 и 750—870° — потеря гидроксильной воды; до 500° происходит окисление Fe²⁺.

Нахожд. Типичный породообразующий минерал метаморфических пород. Известна лишь одна достоверная находка жедрита в магматических породах — это аксессуарный жедрит в гранитах Предаццо (Италия) [35]. Указание на косоугасающий жедрит в гранитах Кураминского хр. (хим. анализа нет) требует подтверждения [17].

В метаморфических жедрититах на долю жедрита приходится до 30—90% по объему породы. Жедритсодержащие породы и жедрититы характерны для амфиболитовой фации, реже гранулитовой. Некоторые из них образовались при контактовом метаморфизме. Типична ассоциация жедрита с кордиеритом, гранатом, силлиманитом, кианитом, андалузитом, биотитом, плагиоклазом, кварцем и другими силикатами. Жедритсодержащие метаморфические породы, образовавшиеся за счет осадочных пород, развиты довольно широко в СССР и других странах. В бассейне р. Варзуги на Кольском п-ове жедритсодержащие породы образовались при региональном метаморфизме песчано-глинистых осадочных пород в условиях амфиболитовой фации [9]. Жедритовые сланцы, жедрититы, жедрит-биотит-кордиеритовые и гранат-биотитовые сланцы этого района входят в состав архейской толщи, в зоне ее тектонического контакта с породами протерозоя. В этих породах в ассоциации с жедритом находятся биотит, гранат, кордиерит, плагиоклаз, кварц, встречаются антофиллит, силлиманит, скаполит, титанит, слюда, хлорит, апатит, рутил, циркон, карбонаты, сульфиды. Весьма своеобразны гранатовые жедрититы Шуерецкого района Карелии. Игнатъев [2] рассматривал их как результат метаморфизма роговообманковых амфиболитов под воздействием пегматитовых расплавов; Тили [46]

связывал образование подобных пород с кристаллизацией в богатой магнием среде; Судовиков [52] считал их продуктами регионального метаморфизма ультраосновных пород в специфических условиях. Жедритсодержащие регионально-метаморфизованные породы встречены в горной части Абхазии [53]. Кианит-жедритовые сланцы обнаружены в составе докембрийского регионально-метаморфизованного комплекса гнейсов и сланцев на Юго-Западном Памире [17]. Жедрит в этих породах тесно ассоциируется с кианитом, кварцем, кордиеритом, флогопитом, сапфирином и рутилом; для него характерно наиболее высокое содержание магния (хим. анализ 7). Образование жедритовых пород связывается с метаморфизмом осадочных пород при высоких давлениях. В аналогичной ассоциации жедрит наблюдается в нижнепалеозойских метаморфических породах Южно-Гиссарской зоны Узбекистана [54]. Маложелезистый жедрит обнаружен в архейских породах бассейна среднего течения р. Китой в юго-западном Прибайкалье в ассоциациях: 1) с кордиеритом, гранатом, биотитом, плагиоклазом, кварцем; 2) с кордиеритом, гранатом, биотитом, плагиоклазом, шпинелью; 3) с кордиеритом, гиперстеном, биотитом, кварцем; 4) с роговой обманкой, гиперстеном, биотитом, плагиоклазом и кварцем [31]. Судя по минералам-спутникам, метаморфизм протекал при давлении 7—8 кбар и температуре 650°. Детально изучен жедрит (хим. анализ 1) из жедритовых сланцев района Ханкайского массива в Приморье, входящих в состав иннокентьевского комплекса докембрия [44]. Эти сланцы слагают прослой и линзы среди биотитовых, биотит-кордиеритовых и других высокоглиноземистых сланцев и гнейсов. Выделяются три парагенетические ассоциации минералов в них: 1) гранат, кордиерит, жедрит, кварц; 2) жедрит, куммингтонит, гранат, кварц; 3) жедрит, гранат, кордиерит, силлиманит, кварц. Железистость граната больше железистости жедрита и особенно кордиерита. Метаморфизму подверглись пелитовые высокоглиноземистые породы, обедненные Са и недосыщенные К. При последующей гранитизации происходило замещение жедрита биотитом.

В Финляндии в районе Кемиё в кристаллических сланцах (лептитах) вместе с кварцем, плагиоклазом (№ 12—18), гранатом, биотитом и ильменитом обнаружен сильножелезистый жедрит (хим. анализ 17) [37]. В США кианит-гранатовые жедрититы с содержанием жедрита до 38% известны в округе Клеруотер (шт. Айдахо) [47]. Они залегают в толще гнейсов и кристаллических сланцев. Жедрит ассоциируется с кварцем, олигоклазом, гранатом и кианитом и отличается незначительным содержанием СаО (хим. анализ 11); отсутствие кордиерита объясняется повышенным давлением (при пониженной температуре) во время формирования породы, которое, возможно, со рождалось значительным привнесом Mg и Fe и выносом К. В шт. Монтана в районах Чери-Крик и Руби-Дам жедрит развит в докембрийских сланцах и амфиболитовых породах, ассоциируется с гранатом, кварцем, плагиоклазом, хлоритом, шпинелью и ставролитом [3]. В округе Фремонт (шт. Колорадо) в докембрийских кварц-альбитовых породах альбит-эпидот-роговиковой фации встречен жедрит с содержанием FeO до 23% [55]. В Канаде жедритсодержащие породы обнаружены среди докембрийской метаморфической толщи в районе оз. Спарроу (Маккензи, Северо-Западные территории) [48]. Для них характерны также кордиерит, биотит, альмандин, олигоклаз, ильменит, магнетит и пирротин. На контакте с кремнистыми конкрециями наблюдаются жедрит и куммингтонит. Исходными породами были грауваки и аргиллиты. С метаморфизмом доломитовых пород связывается образование жедрит-куммингтонит-плагиоклазовых сланцев Тудий в Западной Австралии [56].

Другая группа жедритсодержащих пород относится к метавулканитам, главным образом, основного состава. В СССР породы этого типа известны на Кольском п-ове и в Сибири. В первом регионе, в Примандровском районе [9], залегают жедритовые амфиболиты и жедритовые гнейсы (жедрититы) в виде согласных пластов среди роговообманковых амфиболитов, биотит-амфиболовых и ставролит-силлиманит-биотитовых гнейсов, часто содержащих гранат. Жедрититы содержат от 15 до 90% жедрита, который сопровождается плагио-

клязом, кварцем, биотитом, гранатом, титаномagnetитом, ильменитом и пирротинном. В жедритовых амфиболитах жедрит и биотит равновесны, в тех же породах содержатся небольшие количества антофиллита и куммингтонита. В зоне Колмозеро — Воронья (Кольский п-ов) жедрит входит в состав гранат-полевошпатовых жедритовых амфиболитов и гранат-жедрит-куммингтонит-кордиеритовых гнейсов [23, 57]. Для них за исходные породы принимаются вулканогенно-осадочные породы. Здесь же встречены трехамфиболовые амфиболиты (с жедритом, роговой обманкой и куммингтонитом) [23]. В шт. Нью-Гэмпшир (США) жедрит-кордиеритовые гнейсы переслаиваются с основными породами серии вулканитов среднего ордовика [18—20]. Жедрит (хим. анализ 13) встречается в ассоциации с кварцем, кордиеритом, силлиманитом, кианитом, ставролитом, биотитом, гранатом, ильменитом. Эти породы интересны наличием в зернах кордиерита включений кианита, силлиманита, корунда, ставролита, шпинели и битовнита, которые, как считают, представляют собой реликты алюминиевых силикатов [18—20]. Образование жедритсодержащих пород связывается с метаморфизмом основных вулканических пород. В округе Оксфорд (шт. Мэн) в метаморфических породах (исходная порода — фельзитовый туф) в ассоциации с кварцем, альбитом, жедритом, гранатом, биотитом, хлоритом и магнетитом обнаружен феррожедрит (хим. анализ 14) [26]. В Канаде в районе оз. Фиштайл (пров. Онтарио) жедрит в кордиеритовых и бескордиеритовых сланцах и гнейсах находится в ассоциациях: 1) кордиерит, жедрит; 2) силлиманит, жедрит, плагиоклаз, гранат; 3) жедрит, кианит (андалузит). Характер первоначальных пород неясен [58]. В Норвегии в регионально-метаморфизованных породах района г. Осло жедрит обнаружен в ставролит-жедритовых гнейсах [59], а в Телемарке — в регионально-метаморфизованных породах в ассоциациях с антофиллитом и куммингтонитом [22].

Реже жедрит встречается в метаморфизованных основных и ультраосновных породах. В СССР жедритсодержащие породы этого типа имеются в Салдинском гнейсовом комплексе Новоселовского и Выйского районов Урала [60]. Плагиогнейсы с жедритом и куммингтонитом образовались в результате метаморфизма пироксенсодержащих пород в условиях силлиманит-альмандиновой субфации гранулитовой фации. В районе Киттилё (Финская Лапландия) выделена толща метаморфизованных основных и ультраосновных пород, в которых жедрит ассоциируется с роговой обманкой, сапфирином, корундом, плагиоклазом и хлоритом; по степени метаморфизма породы относятся к амфиболитовой и гранулитовой фациям [32]. Жедрит с сапфирином, роговой обманкой, биотитом, кордиеритом и анортитом обнаружен в метаморфизованных ультраосновных породах района Фискенассет в Западной Гренландии [61—63]. В анортитовом комплексе Ситтампунди (Индия) жедрит (хим. анализ 9) встречен в антофиллит-кордиерит-корунд-силлиманит-битовнитовых породах; образовался путем замещения пироксена и оливина [43]. В США в метаморфизованных ультраосновных породах жедрит вместе с биотитом, кварцем и силлиманитом развит в Мейсон-Маунтин (шт. Северная Каролина) [41]. Интересна находка жедрита в жиле гранитного пегматита, секущей линзообразное тело метапиротитов в Аллареченском районе на Кольском п-ове [8].

В ряде мест жедрит образовался в связи с прогрессивным контактовым метаморфизмом. По минеральным ассоциациям он не отличается от жедрита регионально-метаморфизованных пород. В СССР такой жедрит (хим. анализ 10) встречен в контактовом ореоле Быстринского гранитного массива в низовьях р. Колымы [24, 64]. В результате метаморфизма палеозойских и нижнетриасовых осадочных пород пелитового состава здесь образовались биотит-силлиманитовые и биотит-андалузитовые породы с прослоями гранатовых жедритов. Жедрит наблюдается в ассоциации с альмандином, биотитом, кордиеритом, плагиоклазом (№ 28), кварцем, цирконом, апатитом, прохлоритом, герцинитом, корундом, магнетитом и составляет в среднем до 30% породы.

С контактовым метаморфизмом связывается жедрит в районе его первой находки — Жедре в Верхних Пиренеях (Франция) [65—67], ассоциирующийся

с биотитом, гранатом, кордиеритом, силлиманитом, кварцем, шпинелью (герцинит-плеонаст), корундом, ставролитом и цирконом в блоках архейских пород, заключенных в гранитных мигматитах. В контактовых роговиках, образовавшихся по верхнепалеозойским шиферным и туфовым сланцам вокруг массива гранодиоритов Тоно в горах Китаками (Япония) [27] феррожедрит (хим. анализ 18) приурочен к кордиерит-альмандиновой зоне и ассоциируется с кордиеритом, биотитом, гранатом, андалузитом, шпинелью, корундом, кварцем, плагиоклазом и магнетитом; образует порфиробласты и входит в состав основной массы породы.

Генезис некоторых жедритсодержащих пород является дискуссионным. Жедритовые и биотит-жедритовые плагиогнейсы в толще силлиманитовых гнейсов и сланцев Кяхтинского силлиманитового месторождения Бурятской АССР, в которых жедрит ассоциируется с кварцем, плагиоклазом (№ 25 — 35), биотитом, гранатом, магнетитом, пиритом, рутилом, апатитом, цирконом, хлоритом, одними исследователями [68, 69] рассматриваются как метаморфизованные обогащенные глиноземом породы, другими [16, 70, 71] как контактово-метасоматические или инфильтрационно-метасоматические породы, возникшие при выщелачивании ряда компонентов из пород боргойской свиты при высоких температурах и давлениях. Нет однозначных данных о природе антофиллит-жедритовых пород с кордиеритом района Ориярви (Финляндия). Эскола [72, 73] считал их продуктами магнезиально-железистого метасоматоза кислых вулканитов под воздействием гранодиоритов. Другие авторы связывают образование тех же пород с миграцией Mg и Fe при повышенной температуре и потере воды глинистыми породами в зоне метаморфизма [74]. Магнезиальным метасоматозом амфиболитов, плагиоклазовых и силлиманитовых гнейсов и кварцитов объясняется образование жедрита и кордиерита бесплагиоклазовых пород и жедритсодержащих амфиболитов зоны силлиманитовых гнейсов свиты Бамбль в Арендале (Норвегия) [75]. Образование кордиерит-антофиллитовых (жедритовых) пород Корнуэлла первоначально связывалось [76] с контактовым метаморфизмом выветрелых базальтов; затем [77, 78] была выдвинута гипотеза синметаморфического метасоматоза амфиболитов через стадии образования куммингтонитовых амфиболитов и кордиерит-антофиллитовых пород; более новые исследования приводят к выводу о термальном метаморфизме пород пелитового состава [79].

Парагенетические ассоциации жедрита с теми или иными минералами позволяют определять условия формирования горных пород. Ассоциация жедрита с биотитом — типична для пород недонасыщенных калием [80]. Жедрит в ассоциации с биотитом сопровождается гиперстеном и кордиеритом, кордиеритом и гранатом, силлиманитом, кианитом, ставролитом, куммингтонитом и др.; в таких ассоциациях железистость жедрита больше железистости биотита [24]. Наиболее глиноземистые жедриты наблюдаются в ассоциациях с силлиманитом, кианитом, ставролитом. В ассоциации с кордиеритом и гранатом глиноземистость жедритов весьма непостоянна, среди них устанавливаются члены почти непрерывного ряда жедрит — антофиллит [80, 81]. Первоначально формировались твердые растворы, которые позже распались с образованием пластинчатых сростаний антофиллита и жедрита [18—22]. Наибольшая глиноземистость отмечается в жедритах из андалузитовых роговиков Японии; в подобной же ассоциации, но в метаморфических комплексах высоких давлений (например, в шт. Айдахо) глиноземистость жедрита наименьшая [7]. Ассоциация жедрита с силлиманитом, кианитом, андалузитом указывает на более высокие значения P и T , чем жедрит-биотитовые парагенезисы. В кварцсодержащих породах вместо этой ассоциации образуются кордиерит и корунд [18]. Хотя в кордиеритовых породах жедрит неравновесен с силлиманитом, они могут встречаться вместе (включения жедрита в кордиерите) [58]. Ассоциация жедрита с кианитом или андалузитом отражает неравновесность ретроградного изменения кордиерита до кианита (андалузита) и хлорита при дефиците калия [58]. Для пород, бедных Fe и богатых Mg и Al, отмечается ассоциация жедрита с сапфирином, кордие-

ритом, гиперстеном и корнерупином [62, 63]. В равновесной ассоциации с куммингтонитом жедрит более железистый [80]. Ассоциации жедрита с антофиллитом, жедрита с роговой обманкой, жедрита с куммингтонитом, жедрита с антофиллитом и роговой обманкой позволяют судить об истории формирования жедритсодержащих пород [18—22, 80, 81].

Изм. Замещается биотитом, роговой обманкой, хлоритом (до образования полных псевдоморфоз) [9, 16, 44, 55, 57], флогопитом [7], серпентином [26], редко кордиеритом, ставролитом и фибролитом [9].

Искусств. Впервые синтезирован в 1966 г. из смеси Mg,Fe,Al-хлорита (рипидолита) и кварца с добавкой 10% феррожедрита [82]. По реакции хлорит + кварц \rightleftharpoons жедрит + кордиерит + H₂O определены нижние границы устойчивости жедрита (562° при 2 кбар, 548° при 1 кбар и 530° при 500 бар); по реакции жедрит + кварц \rightleftharpoons гиперстен + кордиерит + H₂O установлены верхние пределы устойчивости жедрита (755° при 2 кбар, 704° при 1 кбар и 663° при 500 бар) [82]. Алюминиевый ромбический амфибол синтезирован также при изучении системы MgO — FeO — Al₂O₃ — SiO₂ — CO₂ — H₂O (с добавкой 2 мол. % Na₂O) [83, 84].

Практ. знач. Не имеет.

Отл. От антофиллита отличается более интенсивной окраской и ясным плеохроизмом, большими значениями показателей преломления, а также по химическому составу и рентгенограммам; от моноклинных амфиболов — по прямому погасанию, углу между плоскостями спайности, отсутствию двойникового; от куммингтонита, имеющего близкий угол между плоскостями спайности (~55°), — по рентгеновским и оптическим данным; от ромбических пироксенов — углом между плоскостями спайности, отсутствием двойникового, более высоким двупреломлением; от цоизита — характером спайности, высоким двупреломлением и большим углом оптических осей.

Разнов. Феррожедрит — ferrogedrite [46].

Синон. Железистый алюминиевый антофиллит — ferroan-aluminian anthophyllite [37], алюминиевый ферроантофиллит — aluminian ferroanthophyllite [27].

Феррожедрит имеет более темную окраску, чем собственно жедрит (темно-зеленая, буровато-зеленая), характерен сильный плеохроизм в зеленых тонах. Показатели преломления: $n_g = 1,69—1,72$, $n_m = 1,68—1,71$, $n_p = 1,68—1,70$, $n_g - n_p = 0,020—0,030$. Угол 2V как у собственно жедрита, но оптический знак обычно отрицательный. Уд. в. 3,30—3,56. Параметры элементарной ячейки: $a_0 = 18,594$, $b_0 = 17,890$, $c_0 = 5,304$ Å [26]; $a_0 = 18,51$, $b_0 = 17,95$, $c_0 = 5,316$ Å [27]. Повышенные значения оптических констант и параметров элементарной ячейки обусловлены значительными содержаниями Fe²⁺, Al и Na [3, 37, 56]. Содержание Fe²⁺ максимально (FeO = 33,54%) в феррожедрите из Японии [27] — это почти конечный член изоморфного ряда жедрит — феррожедрит (хим. анализ 18). В остальных анализированных образцах содержится 24—30% FeO (хим. анализы 14—17). Нижние пределы содержания FeO в феррожедрите строго не определены.

Феррожедрит найден в Кемии (Финляндия) [37], в районе Стокгольма (Швеция) [34], в горах Китаками (Япония) [27], в США — в округах Оксфорд (шт. Мэн) [26] и Фремонт (шт. Колорадо) [55]. Обычно приурочен к метаморфическим породам; как аксессуарный минерал присутствует в гранитах массива Предаццо в Северной Италии [35].

Феррижедрит — ferrigedrite [85] — гипотетический, конечный член изоморфной серии жедрита с железом в виде Fe³⁺.

Межплоскостные расстояния жедрита из Графтона, округ Оксфорд, шт. Мэн (США) *

FeK α -излучение, Мп-фильтр. $D = 114,59$ мм

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
020	50	8,97	521	10	2,90	502	30	2,16
210	80	8,27	260	30	2,85	561	30	2,13
230	20	5,06	251	30	2,82	821	20	2,07

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
111	20	4,93	630; 441	30	2,75	480; 281	20	2,015
400	20	4,66	531	10	2,71	661	30	1,997
040	40	4,48	351	30	2,67	751; 602	20	1,976
420	30	4,14	161	20	2,57	702	20	1,876
131	30	3,88	202	30	2,55	931	20ш	1,83
231	40	3,65	451	40	2,50		10	1,787
331; 610	40	(3,35)	302	30	2,44		10	1,774
440	70	3,23	650	20	2,34		20ш	1,745
610	100	3,06	551	30	2,32		10ш	1,667
341	10	3,00	271	20	2,23		10	1,629

Плюс 19 линий до
0,992

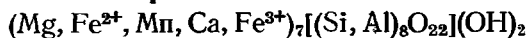
* ASTM, 13-506.

Л и т е р а т у р а

1. *Dufrenoy A.* Ann. Mines., 1836, 10, ser. 3, 582.
2. *Игнатъев Н. А.* Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, 1934, вып. 6, 65.
3. *Rabbitt J. C.* Am. Min., 1948, 33, N 5-6, 263.
4. *Шубникова О. М.* Тр. ИГН АН СССР. Сер. мин.-геохим., 1953, вып. 144, 65.
5. *Breithaupt A.* Berg- und Hüttenmännische Zeitung, 1865, 24, 364.
6. *Rapike J. J., Ross M.* Am. Min., 1970, 55, N 11-12, 1945.
7. *Зотов И. А., Сидоренко Г. А.* ДАН СССР, 1968, 180, № 3, 700.
8. *Яковлева А. К., Яковлев Ю. Н.* В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1971, вып. 8, 94.
9. *Горяинов П. М., Козлов М. Т., Латышева Л. Г.* В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1969, вып. 7, 167.
10. *Francis G. H., Neu M. H.* Min. Mag., 1956, 31, N 233, 173.
11. *Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А., Рогачев Д. Л.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 12, 1.
12. *Литвин А. Л., Гинзбург И. В., Егорова Л. Н., Остапенко С. С.* В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1973, № 7, 18.
13. *Vancroft G. M., Burns R. G., Maddock A. G., Strens R. G. J.* Nature, 1966, 212, N 5065, 913; *Vancroft G. M., Burns R. G.* Am. Min., 1967, 52, N 7-8, 1009.
14. *Барabanов А. В., Томилов С. Б.* Геохимия, 1973, № 11, 1669.
15. *Барabanов А. В., Зорина М. Л., Соболев В. К.* В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова Л.: Наука, 1974, № 10, 165.
16. *Хлестов В. В., Ушакова Е. Н.* Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1963, вып. 15, 212.
17. *Гинзбург И. В., Лисицына Г. А., Садикова А. Т., Сидоренко Г. А.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1962, вып. 13, 22.
18. *Robinson P., Jaffe H. W.* Am. J. Sci., 1969, 267, N 3, 389.
19. *Ross M., Rapike J. J., Shaw K. W.* Min. Soc. Am. Spec. Pap., 1969, N 2, 275.
20. *Robinson P., Jaffe H., Klein C., Ross M.* Contrib. min., petrol., 1969, 22, N 3, 248.
21. *Robinson P., Jaffe H. W.* Am. Min., 1971, 56, N 5-6, 1005.
22. *Stout J. H.* Am. Min., 1970, 55, N 1-2, 302.
23. *Глаголев А. А., Бороныхин В. А.* Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 3, 25; *Глаголев А. А., Тронева Н. В.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1978, вып. 26, 22.
24. *Гельман М. Л.* ДАН СССР, 1961, 141, № 3, 709.
25. *Stout J. H.* Science, 1974, 185, N 4147, 251.
26. *Milton D. J., Ito J.* Am. Min., 1961, 46, N 5-6, 734.
27. *Seki Y., Yamasaki M.* Am. Min., 1957, 42, N 7-8, 506.
28. *Костиюк Е. А.* В кн.: Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М.: Наука, 1970, 37.
29. *Барсанов Г. П., Шевелева В. А.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 32.
30. *Колесник Ю. Н., Ногтева В. В., Наумов В. Н., Бутенко В. И., Пауков И. Е.* Геохимия, 1976, № 3, 441.
31. *Хлестов В. В.* Геология и геофизика, 1964, № 1, 158.
32. *Naarala I., Siivola J., Ojanperä P., Yletyinen V.* Bull. Geol. Soc. Finl., 1971, N 43, 221.
33. *Зленко Б. Ф.* Геология рудных месторождений, 1962, № 1, 19.
34. *Lundqvist T.* Ark. min., geol., 1963, 3, H. 2, N 10, 187.
35. *Gandolfi G.* Min., petr. acta, Bologna, 1965, 11, 1111.
36. *Parker R. B.* Am. Min., 1961, 46, N 7-8, 892.
37. *Seitsaari J.* Bull. Comm. Géol. Finl., 1956, 29, N 172, 77.
38. *Гинзбург И. В.* Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 11, 171.
39. *Ramberg H. J.* Geology, Chicago, 1952, 60, N 4, 331.
40. *Старков Г. Н.* Зап. Всес. мин. об-ва, 1972, 101, вып. 3, 349.
41. *Henderson E. P.* Am. Min., 1931, 16, N 1-2, 563.

42. Francis G. H. Min. Mag., 1955, 30, N 230, 709.
43. Subramaniam A. P. Bull. Geol. Soc. Am., 1956, 67, N 3, 317.
44. Мишкин М. А. В кн.: Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. М.: Наука, 1969, 69.
45. Collins R. S. Min. Mag., 1942, 26, N 178, 254.
46. Tilley C. E. Geol. Mag., 1939, 76, N 901, 326.
47. Hietanen A. Am. Min., 1959, 44, N 1-2, 539.
48. Kamini D. C., Wong A. S. Canad. Min., 1973, 11, pt 5, 1012.
49. Eskola P. Bull. Comm. Géol. Finl., 1936, N 115, 475.
50. Wittels M. Am. Min., 1952, 37, N 1-2, 28.
51. Иванова В. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 50.
52. Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во Ленингр. ун-та, 1964, 3.
53. Шенгелия Д. М., Кенхвели Д. Н., Чичинадзе Г. Л., Мгалоблишвили И. З. Сообщ. АН ГрузССР, 1976, 84, № 3, 641.
54. Покровский А. В., Карасева Т. А. Зап. Узбекс. отд. Всес. мин. об-ва, 1975, вып. 28, 190.
55. Salotti C. A. Am. Min., 1962, 47, N 9-10, 1055.
56. Prider R. T. J. Roy. Soc. Western Australia, 1944, 28, 83.
57. Белолицкий А. П., Болотов В. И., Ильин Ю. И. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1972, вып. 9, 80.
58. Lal R. Lithos, 1969, 2, N 2, 187.
59. Broch O. A. Norsk geol. tidsskr., 1926, 9, N 2, 81.
60. Грачев В. А., Кейльман Г. А. ДАН СССР, 1967, 177, № 6, 1438.
61. Sørensen H. Medd. Dansk. for., 1952, 12, 230.
62. Sørensen H. Medd. Grønland, 1955, 137, N 1, 6.
63. Vogt T. Bull. Comm. geol. Finl., 1947, N 140, 15.
64. Гельман М. Л. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1961, вып. 15, 105.
65. Lacroix A. C. R., Paris, 1886, 102, 1329; Lacroix A. Minéralogie de la France, 1893, 1, 635.
66. Debat P., Marre J., Perseil E. A., Roux L. Bull. Soc. fr., min., crist., 1971 (1972), 94, N 2, 446.
67. Monchoux P., Roux L. Bull. Soc. fr., min., crist., 1975 (1976), 98, N 2—3, 166.
68. Береншилова В. В., Федоров Е. Е. Разведка и охрана недр, 1958, № 12, 10.
69. Дембо Т. М., Митрофанов Б. Е., Сушон А. Р. В кн.: Материалы Бурятского регионального совещ. по развитию производительных сил Восточной Сибири. Улан-Удэ, 1959, 63.
70. Щергин И. В. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, 1959, вып. 24, 63.
71. Щергин И. В. Зап. Вост.-Сиб. отд. Всес. мин. об-ва, 1960, вып. 2, 44.
72. Eskola P. Bull. Comm. géol. Finl., 1914, N 40, 169.
73. Eskola P. Bull. Comm. géol. Finl., 1950, N 150, 93.
74. Tuominen H. V., Mikkola T. Bull. Comm. géol. Finl., 1950, N 150, 67.
75. Bugge J. A. W. Norges geol. undersök., 1943, N 160, 83.
76. Tilley C. E., Flett J. S. Summary progr. Geol. surv. Great Britain, 1929, pt 2, 24.
77. Tilley C. E. Min. Mag., 1935, 24, N 151, 181.
78. Floyd P. A. J. Petrology, 1965, 6, N 2, 223.
79. Chinner G. A., Fox J. S. Geol. Mag., 1974, 111, N 5, 397.
80. Макарушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965, 3.
81. Макарушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968, 175.
82. Akella J., Winkler H. G. F. Contrib. min., petrol., 1966, 12, N 1, 1.
83. Hinrichsen T. J. IMA-abstract, London, 1966, 17, N 4, 433.
84. Ernst W. G. Minerals, Rocks and Inorganic Materials. Springer Verlag Berlin—Heidelberg—New York. Amphiboles, 1968, 1, 44.
85. Сердюченко Д. П. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1936, № 5, 689.

Пикроамозит Picroamosite



Назван от греч $\pi\acute{\upsilon}\chi\rho\sigma$ (пикрос) — горький (магнезия), по высокому содержанию магния в минерале [1].

Синон. Магнезиальный амозит [1], пикроамезит (Винчел, 1952).

Радиально-лучистые агрегаты изогнутых и гофрированных иголок и волокон (10—30 мм). Ромб. с. (?). Структура не изучена. Под микроскопом видны хорошо ограненные призмы и иголки с трещинами по (001). Цв. зеленовато- и коричневатосерый. Плеохроизм слабый: по Ng — серовато-коричневатый, по Np — бесцветный. Двуосный (+). Погасание прямое. Удлинение

по Ng , Пл. опт. осей (010). $n_g = 1,651$, $n_m = 1,638$, $n_p = 1,626$, $n_g - n_p = 0,025$. $2V = 87^\circ$. Дисперсия сильная, $r < v$.

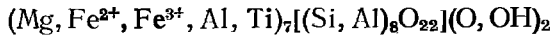
Хим. анализ (анал. Максимович) (в %): $MgO - 0,94$, $MnO - 0,49$, $FeO - 0,68$, $Al_2O_3 - 1,13$, $Fe_2O_3 - 8,28$, $SiO_2 - 55,90$, $H_2O^+ - 3,20$; сумма $99,88$. Формула $(Mg_{5,9}Fe_{0,8}^{2+}Fe_{0,1}^{3+}Ca_{0,1}Mn_{0,1})(Al_{0,2}Fe_{0,2}^{3+}Si_{7,6})O_{22}(O_{0,4}OH_{1,6})$. По составу рассматривается как изоморфная смесь молекул магнезиоантофилита и гипотетического феррижедрита. Потеря веса при обработке в течение 18 часов 10% HCl составляет 0,68%, концентр. $HCl - 3,06\%$.

Обнаружен в бассейне р. Малая Лаба (Северный Кавказ) в составе глыб озмеевикованных пород поперечником в несколько метров; с поверхности замещен тальком. Сопровождается магнетитом, пеннинном, биотитом, пиритом. Образование минерала связано с контактовым воздействием гранитных интрузий на озмеевикованные породы.

| Литература

1. Сердюченко Д. П. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1936, № 5, 689.

Бидалотит Bidalotite



Название дано по месту находки — Бидалоти в шт. Майсур, Индия [1].

Ромб. с. $a_0 = 18,59$, $b_0 = 18,14$, $c_0 = 5,29 \text{ \AA}$ [2]. Вначале относился к ромбическим пироксенам [1]. Позже на основании рентгеновских данных [2] установлено, что минерал обладает амфиболовой структурой. Тем не менее первооткрыватели и после этого вновь [3] подчеркнули сходство минерала по оптическим свойствам с гиперстеном и выдвинули предположение о существовании минералов, переходных между ромбическими амфиболами и ромбическими пироксенами.

Короткопризматические кристаллы длиной до 2 мм (срастания с кордиеритом). Сп. совершенная по (110). Уд. в. 3,20—3,24. Цв. фиолетовый. Плеохроизм: по Ng — фиолетовый, красновато-фиолетовый, красновато-синий, по Nm — то же, но с буроватым оттенком, по Np — бледно-желтый до бесцветного; $Ng > Nm > Np$. Двуосный (—). Пл. опт. осей (010), $Nm = b$, $Ng = c$. $n_g = 1,672$, $n_m = 1,667$, $n_p = 1,656$; $n_g - n_p = 0,016$; $2V = 55-59^\circ$; $r < v$.

Хим. состав (данные двух анализов), анал. Тирумалахер [1]: $MgO - 11,95$ и $19,61$, $FeO - 17,10$ и $14,14$, $Al_2O_3 - 10,55$ и $6,76$, $Fe_2O_3 - 4,30$ и $5,00$, $SiO_2 - 53,16$ и $52,48$, $TiO_2 - 1,35$ и $0,93$, $H_2O^+ - 2,00$ и $1,00$; сумма $100,41$ и $99,92$. Формула: $(Mg_{4,1}Fe_{1,7}^{2+}Fe_{0,6}^{3+}Al_{0,6}Ti_{0,1})(Si_{7,4}Al_{0,6})O_{22,7}(OH)_{1,8}$.

Встречается в парагенезисе с кордиеритом, кварцем, гиперстеном, биотитом в гранулитах Бидалоти (Индия); является продуктом изменения кордиерита. По окраске и плеохроизму сходен с холмквиститом.

Литература

1. Rao B. R., Rao L. R. Proc. Ind. Acad. Sci., 1937, 5, N 6, 290.
2. Rabbitt J. C. Am. Min., 1948, 33, N 5-6, 305.
3. Rao B. R., Rao L. R. Current Sci., 1957, 26, N 10, 319.

Литиевые ромбические амфиболы

	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Холмквистит	18,27	17,67	5,30	3,0—3,13
$Li_2(Mg, Fe)_3Al_2[Si_8O_{22}](OH)_2$				

Холмквистит Holmquistite

$$\text{Li}_2(\text{Mg, Fe})_3\text{Al}_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$$

Назван по имени шведского геолога П. Холмквиста [1].

Синоч. Хольмквистит (Винчел, 1953), холмквизит (Дана, 1937), голмквистит [2], голмквистит (Штрунц, рус. перевод, 1962), литиевый глаукофан — lithium glaucophane [1], литиевый амфибол — lithium amphibole [3], литиевый жедрит [4].

Разнов. Холмквистит-асбест [5].

Характ. выдел. Кристаллы, их радиально-лучистые, сноповидные, лучистые скопления; также волокнистые агрегаты (асбест).

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{16} - Pnma$. $a_0 = 18,27$, $b_0 = 17,67$, $c_0 = 5,30 \text{ \AA}$, $a_0 : b_0 : c_0 = 1,034 : 1 : 0,299$ [6]. $Z = 4$. Колебания параметров элементарной ячейки (в Å) [6—8]: $a_0 = 18,22—18,36$, $b_0 = 17,57—17,80$, $c_0 = 5,27—5,30$; минимальные значения a_0 и b_0 у холмквистита из Маноно (Заир) [7], максимальные — у холмквистита из Утэ (Швеция) [8].

Долгие годы после открытия [1] холмквистит считался литиевым глаукофаном и относился к моноклинным амфиболам. Только в 1958 г. Гинзбург и др. [9] и Фогт и др. [8] на основании кристаллооптических и рентгеновских данных пришли к заключению, что сингония холмквистита ромбическая, и отнесли его к группе автофиллита — жедрита. В 1959 г. Сундиус [10] предположил, что холмквистит скорее следует считать литиевым жедритом, чем литиевым автофиллитом. В 1967 г. Гордиенко [11] дал этому кристаллохимическое обоснование: Li^{VI} занимает позицию $M(4)$, замещая Fe^{VI} и Mg^{VI} ; вхождение Li в структуру жедрита объясняется не только близостью ионных радиусов Mg и Li , но и возможностью замещения $\text{Li}^{\text{VI}} + \text{Si}^{\text{IV}} \rightarrow \text{Mg}^{\text{VI}} + \text{Al}^{\text{IV}}$.

Изоморфные замещения заметно сказываются на межплоскостных расстояниях и параметрах элементарной ячейки холмквистита [12, 13]. Первые данные о кристаллической структуре холмквистита получены в 1969 г. Уитэкером [14], а полная расшифровка выполнена Литвиным и др. в 1973 г. [6], а также Ирустетой и Уитэкером в 1975 г. [15].

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2d} - m\bar{3}m$ ($3L_23PC$). $a : b = 0,5161 : 1$ [16]. Кристаллы несовершенные, удлиненно-призматические, столбчатые (с ромбическим сечением), копьевидные, игольчатые, волокнистые. Хорошо развиты только грани призмы m (110), реже a (100) и b (010); $m : m = 54^\circ 36'$ [16]. $b : m = 62^\circ 42'$. По рентгеновским данным [8], $m : m = 54^\circ 41' 30''$ (более высокие значения $55^\circ 48'$ [1, 17] и $55^\circ 30'$ [18] следует считать неточными). Грань a (100) широкая, иногда с вициналями вдоль удлинения; узкая грань b (010) и грани призмы m (110) — гладкие. Обычно холмквистит развивается по роговой обманке, биотиту, гранату, турмалину, хлориту. Замещение роговой обманки холмквиститом в амфиболитах Приазовья сопровождалось образованием ильменита [19]. В сподуменовых пегматитах встречены футляровидные кристаллы холмквистита с реликтами аплита [20]. В кристаллах холмквистита наблюдаются включения рудных минералов. Вторичные газовой-жидкие включения (размером 0,002—0,006 мм) обнаружены в образцах с Кольского п-ова [9, 16]; газовые пузырьки во включениях содержат CO_2 [16].

Физ. св. Сп. по (110) совершенная; угол между плоскостями спайности $54^\circ 39'$ (измеренный) [3], $54^\circ 41' 30''$ (вычисл.) [8]. Отдельность по (001). Тв. $5\frac{1}{2}$ — 6. Уд. в. от 2,95 [2] до 3,13 [21]. Цв. серовато-голубой, голубой, сиреневый, темно-фиолетовый, темно-синий до черного. Черта белая, серо-голубоватая. Бл. стеклянный. Прозрачный и полупрозрачный. Электромагнитен. Средняя магнитная восприимчивость $8,6 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС [16]. В ультрафиолетовых и катодных лучах не люминесцирует [22]. В ИК-спектре холмквистита [23—25] отмечаются: 1) в области $1350—400 \text{ см}^{-1}$ ряд узких полос, отвечающих колебаниям $\text{Si} - \text{O}$; 2) $1450—1430 \text{ см}^{-1}$ — полоса деформационных колебаний гидроксильных групп; 3) $1620—1600 \text{ см}^{-1}$ — полоса колебаний молекул H_2O ; 4) полоса 1670 см^{-1} , приписываемая оксонию [23].

Микр. В шлифах в прох. свете голубовато-фиолетовый, фиолетовый, сиреневый, бесцветный. Плеохроизм: по N_g — голубой, пурпурно-фиолетовый, си-

невато-фиолетовый, по Nm — фиолетовый, розовато-фиолетовый до бесцветного, по Np — светло-желтый (иногда с зеленоватым оттенком), светло-розовый, бесцветный; $Ng > Nm > Np$. У светло-голубого холмквистита из Тувы [26] и темно-фиолетового холмквистита из скарнов Восточной Сибири [27] плеохроизм отсутствует. Двуосный (—); голубой холмквистит из Киренго (Руанда) оптически (+) [28]. Пл. опт. осей (010); $Ng = c$, $Nm = b$, $Np = a$ [7, 9, 16]. Погасание прямое; редко $cNg = 1-4^\circ$ [2, 18, 26]. Удлинение (+). Показатели преломления колеблются: n_g от 1,636 до 1,694 (обычно $\sim 1,652$); n'_m от 1,632 до 1,649 (обычно $\sim 1,645$); n_p от 1,610 до 1,672 (обычно $\sim 1,622$). Максимальные показатели преломления ($n_g = 1,694$, $n_p = 1,672$) характерны для холмквистита из Воронежского кристаллического массива [29] и Восточной Сибири [27]; минимальные ($n_g = 1,636$, $n_p = 1,613$) — для минерала из Тувы [26]. $n_g - n_p = 0,020-0,030$. $2V$ от 46 до 65° . Дисперсия $r > v$, слабая. У холмквистита из зоны Колмозеро — Воронья (Кольский п-ов) [30] окраска, интенсивность плеохроизма, угол оптических осей, значения показателей преломления и удельного веса изменяются даже в пределах одного обнажения, например, по мере приближения к контакту с пегматитами. Некоторыми авторами это связывается с изменениями содержания холмквиститового и жемчужного компонентов в минерале [18, 20]. Более вероятно, что свойства холмквистита зависят от содержания в нем железа: чем оно выше, тем больше показатели преломления и удельный вес и тем меньше двупреломление и угол оптических осей (см. при хим. анализах) [2, 31].

Хим. Для природных холмквиститов характерны гетеровалентные изоморфные замещения. Теоретическая формула минерала имеет вид: $Li_n(Mg, Fe)_{5-n}Al_2[Si_{6+n}Al_{2-n}O_{22}] (OH, F)_2$ при n не выше 2 [11]. Чисто магниевый холмквистит в природе не встречен, наиболее железистый член (MgO 0,20%) найден в Воронежском кристаллическом массиве (хим. анализ 14) [29]. Максимальное теоретическое содержание Li_2O (при $n = 2$) — около 3,7%; в природном минерале обычно Li_2O от 2,07 до 3,60%, иногда до 5,0% [29].

Определения Li в силикатах классическим весовым методом дают заниженные результаты [32]. Более точно Li определяется пламенно-фотометрическим методом [11]. Методом регистрации заряженных частиц, образующихся под действием тепловых нейтронов, в оптически однородном образце холмквистита установлено неравномерное распределение Li_2O от 1,72 до 3,69% (валовое содержание по хим. анализу 2,73%); это объясняется присутствием в холмквистите мельчайших реликтовых включений роговой обманки и биотита [33].

Химическим методом в холмквистите определен Ga (0,0031%) [34]. Спектральными анализами постоянно устанавливаются Cr , Ni , Co , V , Cu , Zn , Ti , Ga [9, 26, 30, 35, 36]. В голубом холмквистите из Зимбабве определены: Rb_2O — 0,14%, Cs_2O — 0,06%, Sc — 0,04—0,1% [35]; в аксессуарном холмквистите из Приазовья: Sn 0,08% и Sr 0,01% [36, 37].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
Li_2O	2,40	3,53	3,05	3,15	3,53	3,33	3,56
Na_2O	0,66	0,50	0,37	0,44	сл.	0,11	0,18
K_2O	0,74	0,27	—	0,05	сл.	0,05	0,15
MgO	9,40	11,66	10,58	11,67	8,95	8,82	10,16
CaO	1,32	0,06	0,20	0,23	—	0,21	0,56
MnO	сл.	0,41	0,07	0,22	сл.	0,25	0,20
FeO	10,36	4,88	8,87	7,31	12,08	10,84	8,92
Fe_2O_3	1,80	9,35	1,47	1,01	—	2,36	2,97
Al_2O_3	14,64	7,19	14,44	14,26	12,62	12,38	11,21
SiO_2	55,48	59,58	58,80	59,20	59,16	59,06	59,73
TiO_2	0,64	0,02	сл.	0,04	сл.	0,20	0,17
H_2O^+	3,16	2,23	1,74	2,02	3,43	2,09	2,08
H_2O^-	—	0,03	—	0,32	0,03	0,07	0,02
F	—	0,21	0,57	—	—	0,18	0,24

	1	2	3	4	5	6	7
Сумма	100,60	(99,92)	100,16	99,92	100,80	99,95	100,15
—O=F ₂		0,10	0,24			0,08	0,10
		(99,82)	99,92			99,87	100,05
Уд. в.	3,11	3,09	3,105	3,04	3,08	3,09	3,13
<i>n_g</i>	1,654	1,663	1,651	1,641	1,652	1,651	1,646
<i>n_m</i>	1,645	—	1,642	1,634	1,646	1,644	1,642
<i>n_p</i>	1,625	1,640	1,622	1,616	1,625	1,624	1,622
(—)2 <i>V</i>	51°	44°	52°	56°	49°	52°	49°
<i>f</i>	41,7	39,0	33,9	28,7	40,5	43,3	39,6
8	9	10	11	12	13	14	
Li ₂ O	2,55	2,87	3,58	3,41	3,50	2,88	5,00
Na ₂ O	1,24	0,24	0,14	0,22	0,18	0,11	0,40
K ₂ O	0,38	0,25	0,07	0,36	0,43	0,10	0,82
MgO	6,93	3,66	8,01	9,38	8,78	9,60	0,20
CaO	0,66	0,19	0,46	—	—	0,29	0,20
MnO	0,65	0,26	0,12	0,18	0,48	0,37	0,35
FeO	13,04	18,03	11,53	8,74	7,05	8,13	9,28
Fe ₃ O ₃	5,72	1,59	1,96	2,72	2,60	7,60	16,98
Al ₂ O ₃	7,46	14,77	12,70	13,00	12,85	7,69	7,89
SiO ₂	57,83	55,27	59,38	59,06	59,31	58,41	57,29
TiO ₂	0,28	0,16	0,17	0,11	0,10	—	0,02
H ₂ O ⁺	2,73	2,53	1,67	2,03	2,90	2,40	1,44
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,26	1,30	1,08	0,20
F	0,91	0,24	—	0,18	0,03	0,10	—
CO ₂	—	—	—	0,04	0,51	—	—
П. п.	—	—	—	—	—	1,17	—
Сумма	100,38	100,06	99,79	99,69	100,02	99,93	(100,07)
—O=F ₂	0,38	0,06		0,08	0,01	0,04	
	100,00	100,00		99,61	100,01	99,89	
Уд. в.	3,12	3,07	—	—	3,07	3,01	—
<i>n_g</i>	1,666	1,678	—	1,647	1,641	1,638	1,676
<i>n_m</i>	—	—	—	1,643	—	1,632	—
<i>n_p</i>	1,642	1,654	—	1,618	1,616	1,618	1,654
(—)2 <i>V</i>	50—52°	—	—	51°	—	57—60°	53°
<i>f</i>	60,2	75,0	45,0	39,9	35,3	46,4	98,6

1 — шт. Северная Каролина (США), анал. Шэнон [3]; 2 — о-в Утё (Швеция), анал. Бидген, в оригинале сумма 99,22 [17]; 3 — Кольский п-ов, анал. Кульчицкая [18]; 4 — Кольский п-ов, анал. Ингуран, Li₂O определен пламенно-фотометрическим методом (по данным химического анализа — 2,45%) [11]; 5 — Кольский п-ов, анал. Кульчицкая [11]; 6 — асбестовидный, рудник Бенсон, Мгоко (Зимбабве), анал. Кноринг [35]; 7 — Баррот (Канада), анал. Максвелл [21].

8 — Восточный Саян, анал. Казакова [38]; 9 — Восточная Сибирь, анал. Лебедева, [щелочи определялись методом пламенной фотометрии [27]; 10 — Колмозеро-Воронья, Кольский п-ов, анал. Таранкова [30]; 11 — Приазовье, анал. Кириченко [5]; 12 — холмквистит-асбест, Приазовье, анал. Кириченко [5]; 13 — Сорочинская зона Приазовья, анал. Шлаен [36]; 14 — Воронежский кристаллический массив, анал. Ольшевская, в оригинале сумма 99,54 [29].

Диagn. исп. П. п. тр. сплавляется в бурую эмаль.

Повед. при нагр. Температура плавления синтетического холмквистита 1090 ± 20° [39]. На кривых ДТА отчетливо проявляются эндотермический эффект при 945—950° и экзотермический при 965—1000° [36, 40]. У синтетического холмквистита температуры этих реакций ниже [39].

Наход. Аксессуарный, реже породообразующий минерал в зонах контактов сподуменовых или редкометаллических гранитных пегматитов с вмещающими амфибол- и биотитсодержащими породами основного, редко среднего состава. Образование холмквистита связано с процессами литиевого метасоматоза. Ассоциируется с роговой обманкой, биотитом, актинолитом, плагиоклазом,

кварцем, турмалином, эпидотом, клиноцоизитом, гранатом, апатитом, сподуменом, титанитом, кальцитом, рудными минералами.

В СССР встречается на Кольском п-ове, в Воронежской области, в Приазовье, Восточной Сибири, Восточном Саяне. Впервые в СССР был обнаружен на Кольском п-ове [2] в зоне контакта сподуменовых пегматитов с вмещающими их анортозитами и амфиболитами (хим. анализ 3) [2, 9, 16, 18, 20, 31, 41]. В последние годы на Кольском п-ове холмквистит обнаружен в гнейсах вне видимой связи с пегматитами [20], а также в амфибслитах метаморфической зоны Колмозеро — Воронья (хим. анализ 10) [30]. В районе Воронежского кристаллического массива холмквистит установлен в альбит-сподуменовых пегматитах и их экзоконтактных зонах, которые прслеживаются в амфибол-магнетитовых кварцитах [29]. Окраска этого холмквистита почти черная; показатели преломления высокие, плеохроизм сильный, содержания железа и лития повышенные (хим. анализ 14). В Приазовье холмквистит встречается как породообразующий минерал в породах зоны контакта сподуменовых пегматитов с актинолитовыми и биотитовыми ортоамфиболитами [42]. Образовался по биотиту; вторичные процессы привели к превращению холмквистита в холмквистит-асбест (хим. анализ 12) [5]. В Ссрокинской тектонической зоне Приазовья холмквистит (хим. анализ 13) обнаружен в гидротермальных жилах, пространственно связанных с пегматитами. Температура образования холмквистита, судя по температурам гомогенизации включений в сопутствующих турмалине, апатите и сподумене, составляла до 290° [36, 37]. В Восточной Сибири холмквистит (хим. анализ 9) развит в редкометалльных пегматитах, в амфиболсодержащих и биотитовых сланцах и гнейсах, метаморфизованных гранитах, пегматитовых и кварцевых жилах, жильных образованиях скарнового типа и в измененных апсфизах диабазовых даек. Образование холмквистита связывается с гидротермально-метасоматическими процессами поздних фаз магматизма [27]. В Восточном Саяне [38] холмквистит слагает тонкие прослой в кварцево-биотитовых сланцах верхнего протерозоя. Несомненно образование холмквистита по роговой обманке вплоть до полных псевдоморфоз. В Туве холмквистит обнаружен в местах пересечения диабазовых даек жилами гранитных пегматитов; эти породы заключены в битуминозные известняки [26].

В Европе холмквистит (хим. анализ 2) известен на о-ве Утё в Швеции на контакте литиевых пегматитов с вмещающими их метаморфическими сланцами [1, 17]. В США в гидденитовом (сподуменовом) месторождении в округе Александер, шт. Северная Каролина, холмквистит встречается в кавернах кварц-биотитовых гнейсов (хим. анализ 1) [3], а в районе Кинг-Маунтин — среди амфиболитов на контакте с литиевыми пегматитами [43]. В Канаде на руднике Баррот (пров. Квебек) холмквистит обнаружен в экзоконтакте дайкообразных сподуменовых пегматитовых жил с вмещающими роговообманковыми гранодиоритами (хим. анализ 7) [21]. В Западной Австралии холмквистит обнаружен на горе Марион близ Калгурли в продуктах перекристаллизации амфиболита близ тела сподуменового пегматита (тесно ассоциируется с зеленой роговой обманкой, кварцем и олигоскласом) [25], а также в словорудном поле Гринбушес [44]. В Африке холмквистит встречен в пегматитовом месторождении Бенсон (Мтоко) в Зимбабве; асбестовидные выделения холмквистита (хим. анализ 6) здесь приурочены к краевой зоне амфиболитового тела, заключенного в сподумен-лепидолитовом пегматите [35]. Асбестовидный холмквистит обнаружен также в пегматитах Киренко в Руанде [28, 45]. В несколько необычной обстановке — на контакте измененных долеритов с словоносными пегматитами холмквистит найден в районе Манона (Заир) [7].

Изм. Замещается (до образования полных псевдоморфоз) хлоритом и эпидотом [27], тальком [5]. В поверхностных условиях, теряя Li, ожелезняется и карбонатируется.

Искусств. Впервые синтезирован в 1960 г. из фторсиликатного расплава [46]; полученный волокнистый продукт рассматривался как фторсодержа-

щий аналог антофиллита. Однако рентгеновские данные (пр. гр. $Pn\bar{m}$ или $Pn2n$; $a_0 = 9,330$, $b_0 = 17,867$, $c_0 = 5,286$ Å, плотность $2,940$ г/см³) указывают на смещение кремнекислородных цепей относительно друг друга вдоль оси c . Джибс [46] назвал полученное соединение «протоамфиболом» и рассматривал его как полиморфную модификацию ромбического амфибола типа холмквистита. Несколько позже Федосеев и др. [39, 47—49] методом кристаллизации из раствора в расплаве получили волокнистый Li-Mg-фторамфибол, в котором позиция M (4) занята Li. По химическим, физическим и оптическим свойствам он отличается от природного холмквистит-асбеста, хотя по термическим свойствам, химической устойчивости и механической прочности близок к природным асбестам, отличаясь лишь меньшей эластичностью волокон [39]. Рентгеновское изучение монокристаллов синтетического Li-протоамфибола показало, что его ромбическая ячейка может быть получена из моноклинной путем диагональной деформации в плоскости (010) [50].

Практ. знач. Минерал-индикатор при геохимических поисках пегматитов натро-литиевого типа [51, 52].

Отл. От других амфиболов отличается оптическими свойствами, рентгенограммой и содержанием лития.

Разнов. Х о л м к в и с т и т - а с б е с т — holmquistite-asbestos [5].

Тонковолокнистые скопления, образующиеся по пластинчатым и веерообразным агрегатам холмквистита. Светло-серый с голубоватым оттенком. Волокна прочные, легко пушатся и скатываются; длина их до $1,5$ см, толщина — сотые доли миллиметра. Уд. в. $3,06$. В шлифах бесцветный. Двусный (—). Погасание прямое. Удлинение (+). $n_g = 1,641$, $n_p = 1,616$, $n_g - n_p = 0,025$; $2V$ большой. Характеризуется высокой кислотоустойчивостью (конц. HCl). На кривой ДТА фиксируются два эндотермических эффекта — при 105 и 900° .

Холмквистит-асбест (хим. анализ 12) от собственно холмквистита (хим. анализ 11) отличается меньшим содержанием FeO и MgO и большим — связанной воды. Допускается, что при асбестизации холмквистита [5] ионы оксония замещают Mg, Fe, Li, что приводит к деформации тетраэдрических слоев и расщеплению кристаллов на волокна. Замещается тальком. Холмквистит-асбест, в отличие от собственно холмквистита, характеризуется меньшим количеством линий на рентгенограмме и большей их размытостью.

Установлен в Приазовье; образовался по собственно холмквиститу, который заместил биотит слюдистых оторочек на контакте сподуменового пегматита с вмещающими актинолититами и биотитизированными ортоамфиболитами [5]. Асбестовидный холмквистит известен в Бенсоне (Зимбабве) [35] и в Киренко (Руанда) [28, 45].

Межплоскостные расстояния холмквистита с Кольского п-ова [12]

Fe-излучение, $D = 66$ мкм

hkl	l	$d(\text{Å})$	hkl	l	d	hkl	l	d
020	2	8,77	911	1	1,886	1.14.1	2	1,233
210	5	8,05	921	1	1,852	624	1	1,203
230	4	5,01	291; 462	4	1,815	4.14.1	1	1,192
119	4	4,86	272	3	1,797	4.13.2	3	1,173
400	4	4,55	103; 013	2	1,761	14.2.2	2	1,161
410; 121	5	4,405	652; 941	3	1,741	654	1	1,150
420	1	4,049	082; 223	4	1,707	16.1.0	2	1,139
131	1	3,854	682	1	(1,639)	14.7.1	3	1,134
430	4	3,615	10.4.1	6	1,588	3.16.2	2	(1,114)
610	5	(3,307)	672	6	1,572	15.1.2	1	1,105
241	3	3,192	813	2	(1,537)	12.5.2	2	1,095
600	1	3,055	971	4	1,519	1.16.1	3	1,085
610	10	2,996	772	1	1,502	10.2.4	2	1,065
060	1	2,933	682	7	1,487	115	3	1,056

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
521	1	2,836	363	3	1,472	16.1.2	1	1,0047
450	6	2,794	670	4	(1,442)	315; 135	1	1,042
630	5	2,707	12.3.1	3	1,418	11.2.4	3	1,029
601	4	2,639	563	3	1,401	435	4	1,017
022	6	2,538	813	8	1,392		9	1,011
451	2	2,471	2.11.2	1	1,364	3.16.2	3	1,009
302	1	2,420	383	4	1,349	15.0.3; 535	4	1,003
071; 800	4	2,287	903	2	1,334	605; 15.1.3	2	1,001
332	1	2,244	673	8	1,308	14.11.1	1	0,996
242	2	2,202	224	2	1,297	11.5.4	3	0,994
432	5	2,136	7.10.2	3	1,284	5.14.3	3	0,992
801	3	2,097	044	4	1,270	16.6.2	2	0,988
181	4	2,035	7.12.1	2	1,253	12.3.4	9	0,986
480	1	1,998	154; 593	2	1,239	—	4	0,964
622; 370	4	1,950						

Л и т е р а т у р а

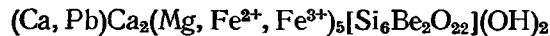
- Osann A. Sitzungsber. Heidelberger Akad. Wiss., Mat.-nat. Kl., 1913, Abh. 23, 1.
- Гинзбург А. И., Гинзбург И. В. ДАН СССР, 1950, 74, № 6, 1119.
- Palache C., Davidson S. C., Goranson E. A. Am. Min., 1930, 15, N 8, 280.
- Гордиенко В. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, 93, вып. 6, 733.
- Байраков В. В. ДАН СССР, 1968, 178, № 2, 420.
- Литвин А. Л., Гинзбург И. В., Егорова Л. Н., Остапенко С. С. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1973, вып. 7, 18; Егорова Л. Н., Литвин А. Л., Остапенко С. С. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1979, вып. 13, 6.
- Thoreau J. Bull. Acad. Roy. Belg., Cl. sci., 1961, 47, 8.
- Vogt T., Bastiansen O., Skancke P. Am. Min., 1958, 43, N 9-10, 981.
- Гинзбург И. В., Рогачев Т. Л., Бондарева А. М. ДАН СССР, 1958, 119, № 5, 1013.
- Sundius N. Am. Min., 1959, 44, N 5-6, 669.
- Гордиенко В. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1967, 96, вып. 1, 51.
- Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А., Рогачев Д. Л. Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 12, 3.
- Гинзбург И. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 11, 171.
- Whittaker E. J. W. Acta Cryst., 1969, 25, pt 2, 394.
- Irusteta M. C., Whittaker E. J. W. Acta Cryst., 1975, 31, pt 1, 145.
- Гинзбург И. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 73.
- Sundius N. Geol. Fögr. Förhandl., 1947, 69, N. 1, N 448, 51.
- Гинзбург И. В., Рогачев Д. Л., Антонюк Е. С., Наливкин А. Б. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1958, № 5, 62.
- Байраков В. В. Мин. сб., Львов, 1974, № 28, вып. 2, 77.
- Гордиенко В. В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л.: Недра, 1970.
- Nickel E. H., Karpoff B. S., Maxwell J. A., Rowland J. F. Canad. Min., 1960, 6, pt 4, 504.
- Барсанов Г. П., Шевелева В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 1.
- Гинзбург И. В., Юхневич Г. В. Геохимия, 1962, № 1, 30.
- Ахманова М. В., Карякин А. В., Юхневич Г. В. Геохимия, 1963, № 6, 581.
- Wilkins R., Davidson L. Contrib. min., petrol., 1970, 28, N 4, 280.
- Самсонова Н. С. ДАН СССР, 1960, 132, № 4, 907.
- Тарновский Г. Н. В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1971, 173.
- Van Wambeke L. Bull. Serv. Geol. Ruanda, 1970, N 6, 15.
- Бурмин Ю. А., Ермаков Ю. Н., Египко О. И., Тавельская М. И. Изв. высш. уч. завед. Геол. и разв., 1975, № 7, 20.
- Белоглицкий А. П., Болотов В. Н., Ильин Ю. И. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1972, вып. 9, 80.
- Наливкин А. Б. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 3, 364.
- Гордиенко В. В., Каленчук Г. Е. Зап. Всес. мин. об-ва, 1966, 95, вып. 2, 169.
- Березина И. Г., Берман И. Б., Назарова А. С. ДАН СССР, 1971, 201, № 3, 686.
- Слепнев Ю. С. Геохимия, 1962, № 7, 637.
- Knorring O., Horning G. Min. Mag., 1961, 32, N 252, 731.
- Зацха Б. В., Бойчук М. Д., Бочкова А. А. Геол. журн. АН УССР, 1969, № 2, 88.
- Зацха Б. В., Лавриенко Л. Ф. Мин. сб., Львов, 1970, № 24, вып. 1, 99.
- Хвостова В. А. ДАН СССР, 1958, 118, № 5, 1027.
- Федосеев А. Д., Григорьева Л. Ф., Макарова Т. А. Природные и синтетические асбесты. М.: Наука, 1966, 5.

40. Иванова В. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 50.
 41. Гинзбург И. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1957, вып. 8, 70.
 42. Байраков В. В. ДАН УССР, 1968, № 4, 318.
 43. Kesler T. L. Mining Engineering, N. Y., 1961, 13, 1063.
 44. Pryce M., Chester J. Miner. Rec., 1978, 9, N 2, 81.
 45. Knorring O., Hornung G. Univ. Leeds, Res. Inst. Afr. Geol., 9-th ann. Rept. Sc. Results, Sess. 1963/64, 1965, 44.
 46. Gibbs G. V., Bloss F. D., Shell H. R. Am. Min., 1960, 45, N 9-10, 974.
 47. Федосеев А. Д., Григорьева Л. Ф., Крупенникова З. В. В кн.: Силикаты и окислы в химии высоких температур. М.: Изд. ВХО им. Менделеева, 1963, 180.
 48. Федосеев А. Д., Чигарева О. Г. ДАН СССР, 1964, 156, № 5, 1130.
 49. Федосеев А. Д., Григорьева Л. Ф. В кн.: Исследования природного и технического минералообразования. М.: Наука, 1966, 161.
 50. Романов Д. П., Ковалев Г. И., Григорьева Л. Ф. В кн.: Рентгенография минерального сырья. Л.: Недра, 1973, № 9, 32.
 51. Суслова С. И. Тр. Всес. научно-исслед. ин-та метод. и техн. разведки, 1959, № 2, 3.
 52. Глебов М. П., Хлебникова А. А. В кн.: Вопросы минералогии и геохимии месторождений Восточной Сибири. Иркутск, 1973, 51.

СТРУКТУРА ТИПА ДЖОСМИТИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Джосмитит	Монокл.	9,885	17,875	5,227	105°40'	3,83
$(Ca, Pb)Ca_2(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+})_5[Si_6Be_2O_{22}](OH)_2$						
$[Si_6Be_2O_{22}](OH)_2$						

Джосмитит Joesmithite

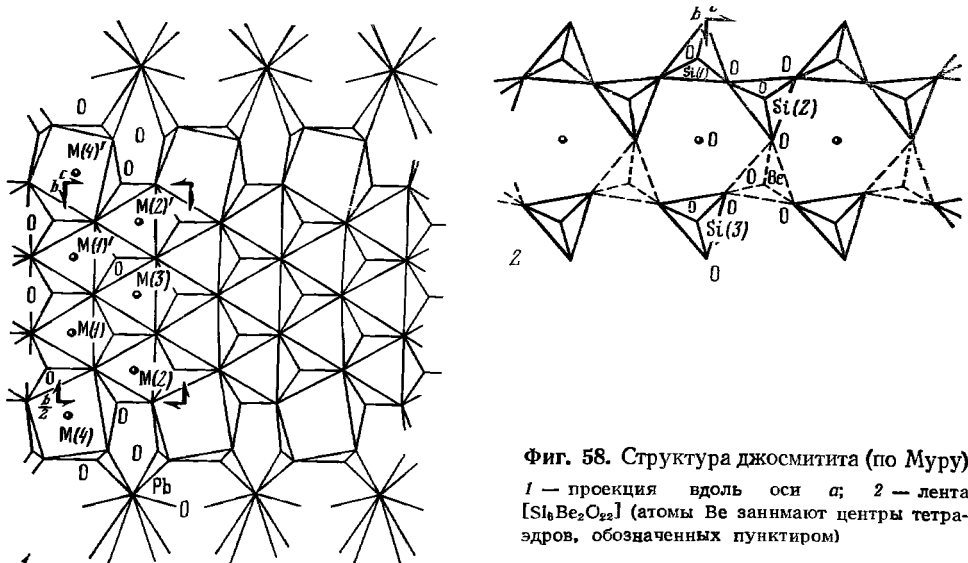


Назван по имени профессора Чикагского университета Джозефа Смита [1, 2].

Характ. выдел. Агрегаты кристаллов (отдельные кристаллы — до 0,5 см).

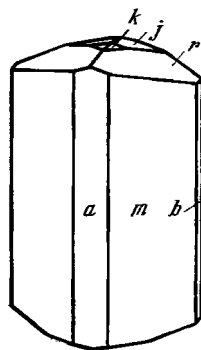
Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^4 - P2/a$. $a_0 = 9,885$, $b_0 = 17,875$, $c_0 = 5,227$ Å, $\beta = 105^\circ 40'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,5530 : 1 : 0,2924$; $Z = 2$ [1—4].

Структура моноклинического амфиболов имеет принципиальное отличие от последних благодаря наличию бериллия, упорядоченно замещающего $1/4$ атомов Si амфиболовой ленты. Вследствие этого структура по чисто формальным признакам может быть описана как совокупность двух типов кремнекислородных радикалов: пироксеновых цепочек и изолированных SiO_4 -тетраэдров. BeO_4 -тетраэдры объединяют оба типа радикалов в двойные (Si, Be)-ленты состава



Фиг. 58. Структура джосмитита (по Муру)
 1 — проекция вдоль оси a ; 2 — лента $[Si_6Be_2O_{22}]$ (атомы Be занимают центры тетраэдров, обозначенных пунктиром)

[Si₆Be₂O₂₂]. Симметрия решетки ниже, чем у моноклинных амфиболов, отсутствует обычная для них зеркальная плоскость, перпендикулярная *b*; вместо нее имеется плоскость скользящего отражения с трансляцией вдоль оси *a*, поэтому все полиэдры, заполненные различными катионами, значительно искажены. Атомы Са, Рb располагаются не в позиции А амфиболов, а смещены на 0,6 Å вдоль оси второго порядка в сторону атома Ве. В этих положениях находятся 0,60Са + 0,40Рb с координацией 10. Вместо четырех неэквивалентных октаэдрических позиций катионов в моноклинных амфиболов — М(1), М(2), М(3) и М(4) — в джосмитите имеются неэквивалентные позиции: М(1), М(1)', М(2), М(2)', М(3), М(4) и М(4)'. Приблизительное распределение катионов по этим позициям: М(1) = 0,32Mg + 0,68Fe³⁺, М(1)' = 0,85Mg + 0,15Al, М(2) = 1,0Fe³⁺, М(2)' = 0,74Mg + 0,26Fe³⁺, М(3) = 0,55Mg + 0,45Fe²⁺, М(4) = М(4)' = 1,0Са. Средние межатомные расстояния (в Å): М(1) — О = 2,048, О — О = 2,904; М(1)' — О = 2,075, О — О = 2,905; М(2) — О = 2,013, О — О = 2,861; М(2)' — О = 2,068, О — О = 2,924; М(3) — О = 2,901, О — О = 2,948; А' — О (координация 10) = 2,932, А' — О (координация 6) = 2,57, А' — О (координация 4) = 3,473; М(4) — О = 2,483; М(4)' — О = 2,498; Ве — О = 1,665, О — О = 2,665; Si(1) — О = 1,629, О — О = 2,662; Si(2) — О = 1,613, О — О = 2,622; Si(3) — О = 1,623, О — О = 2,653.



Фиг. 59. Кристалл джосмитита, Лонгбан, Швеция (по Муру)

Призм. кл. $C_{2v} - 2/m(L_2PC)$. $a : b : c = 0,5529 : 1 : 0,2925$, $\beta = 105^\circ 40'$ [2].
Формы [2]:

	φ	ρ		φ	ρ
<i>b</i> 010	0°00'	90°00'	<i>r</i> 011	43°48'	22°04'
<i>a</i> 100	90 00	90 00	<i>k</i> $\bar{1}$ 13	-44 58	7 50
<i>m</i> 110	61 58	90 00	<i>j</i> $\bar{1}$ 12	-2 16	8 20
<i>rr</i> (011) : (0 $\bar{1}$ 1) = 30°08'	<i>ij</i> (011) : ($\bar{1}$ 12) = 14°07'	<i>rm</i> (011) : (110) = 69°05'			
<i>ra</i> (011) : (100) = 74 56	<i>jm</i> ($\bar{1}$ 12) : ($\bar{1}$ 10) = 86 23	<i>ja</i> ($\bar{1}$ 12) : ($\bar{1}$ 00) = 89 20			

Кристаллы призматические, удлинённые по оси *c* и несколько уплощенные по (100) (фиг. 59).

Физ. св. Сп. по (110) совершенная. Тв. 5½. Уд. в. 3,83. Цв. черный, в тонких сколах бурый с оливковым оттенком. Черта светло-бурая. Бл. стеклянный. Прозрачен в мелких обломках. Магнитный от включений магнетита.

Микр. Плеохроирует: по *Np* и *Ng* — оливковый, по *Nm* — бурый с оливковым оттенком; $Nm > Np, Ng$. Двуосный (+). $n_g = 1,78$, $n_m = 1,765$, $n_p = 1,747$, $2V = 60-70^\circ$ [2].

Хим. По данным спектрального анализа Раянди и химических определений Парвела [2]: MgO — 12,40, СаО — 12,40, ВаО — 1,03, MnO — 2,89, FeO — 2,70, РbО — 6,71, Al₂O₃ — 0,77, Fe₂O₃ — 13,04, SiO₂ — 40,29, H₂O — 6,50; сумма 98,73 (в оригинале 98,76). Определено < 0,5% Ве, хотя по теоретическим расчетам минерал должен содержать 1,8% Ве [4]. Избыток SiO₂ обусловлен примесью кварца. Количество воды, определенное в анализе, завышено по сравнению со структурной формулой [4].

Диагн. исп. Холодной HCl (1 : 1) не разлагается.

Нахожд. Обнаружен среди музейных образцов из Лонгбана (Швеция) в пустотах известкового скарна с шефферитом, гематитом и магнетитом.

Отл. От внешне сходного бората — пинакиолита, за который ранее принимался, отличается парагенезисом, значительно более низкими показателями преломления, двупреломлением, большим 2*V*. По форме кристаллов напоминает роговую обманку, отличается от нее высокими показателями преломления и 2*V*.

Межплоскостные расстояния джосмитита из Лонгбаи [2]

Fe/Mn-излучение, $D = 114,6$ мк

hkl	I	$d(\text{Å})$	hkl	I	d	I	d	I	d
020	3	8,93	250	2	2,855	2	1,893	2	1,266
110	3	8,35	330	3	2,800	2	1,847	1	1,240
030	2	5,94	33 $\bar{1}$	5 $\frac{1}{2}$	2,740	2	1,798	1	1,221
130	4	5,03	25 $\bar{1}$	5	2,676	1	1,757	1	1,213
011	2	4,83	16 $\bar{1}$	6	2,564	1	1,745	2	1,198
200	4	4,75	241	6	2,530	1	1,684	2	1,190
210	2	4,58	350	2	2,377	2	1,668	1 $\frac{1}{2}$	1,162
021	3	4,39	851	3	2,338	3	1,634	1	1,143
220	3	4,18	31 $\bar{2}$	2	2,283	3	1,606	1	1,088
140	3 $\frac{1}{2}$	4,04	43 $\bar{1}$	1	2,253	2	1,586	1	1,080
111	3	3,91	122	1	2,224	2	1,564	3	1,071
230	5	3,70	24 $\bar{2}$	2	2,197	2	1,548	2	1,044
050	1	3,58	180	2	2,174	3	1,503	2	1,041
14 $\bar{1}$	10	3,33	261	4	2,137	3	1,442	1	1,032
240	4	3,26	15 $\bar{2}$	1	2,108	1	1,346	2	1,020
310	1	3,124	40 $\bar{2}$	2	2,031	3	1,327	2	1,015
31 $\bar{1}$	2	3,038	45 $\bar{1}$	2	2,007	1	1,315	1	1,001
141	2 $\frac{1}{2}$	2,983	212	2	1,996	1	1,293	2	0,999
051	5	2,903	162	2	1,960	2	1,285	3	0,979

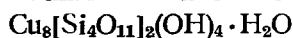
Л и т е р а т у р а

1. Moore P. B. Canad. Min., 1967, 9, pt 2, 301.
2. Moore P. B. Ark. min., geol., 1969, 4, N. 6, N 28, 487.
3. Moore P. B. Min. Mag., 1968, 36, N 282, 876.
4. Moore P. B. Min. Soc. Am. Spec. Pap., 1969, N 2, 111.

СТРУКТУРА ТИПА ПЛАНШЕЙТА

Планшейт	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
$\text{Cu}_6[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$					

Планшейт Plancheite



Назван по имени М. Планше, впервые нашедшего минерал [1].

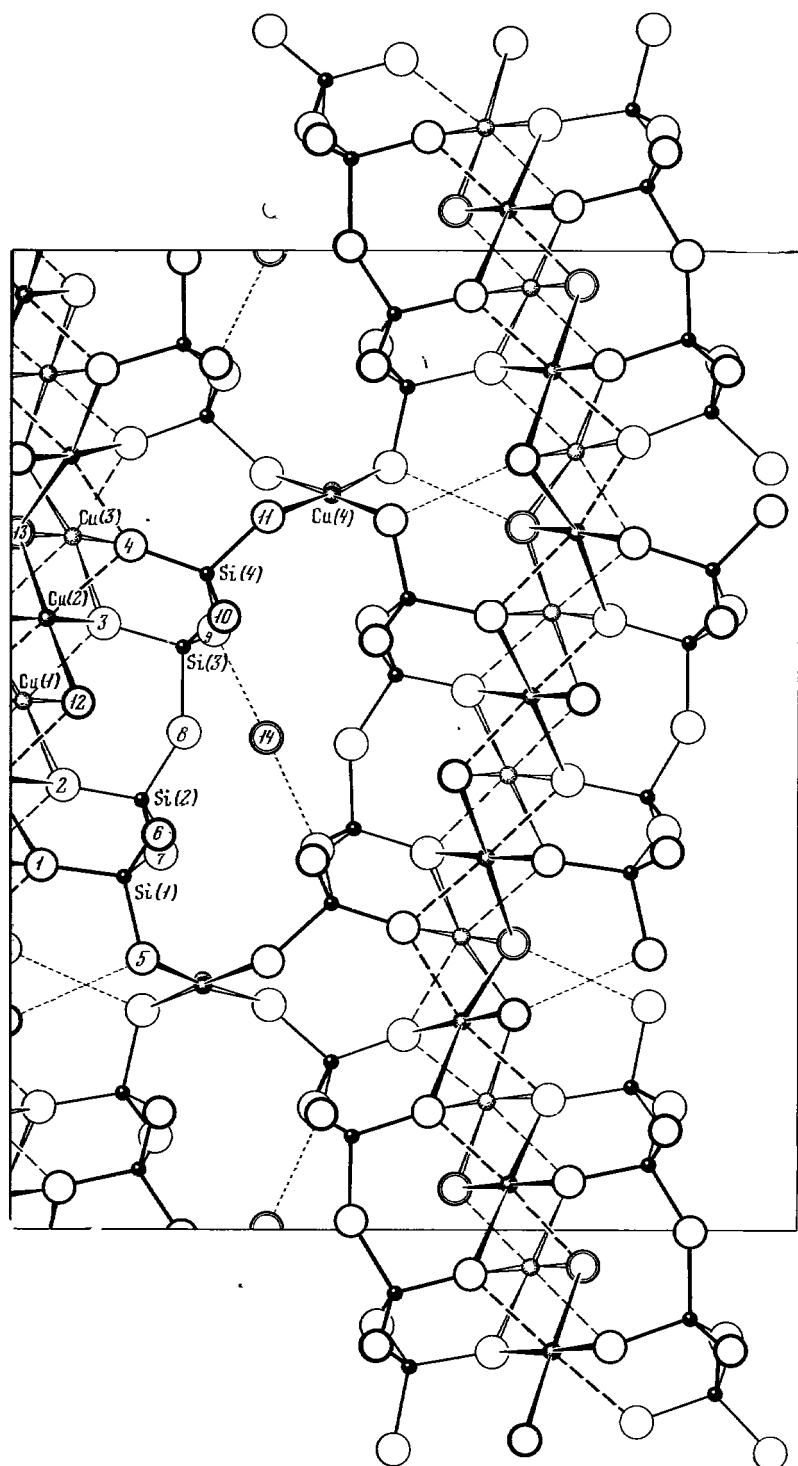
Название было дано Лакруа трудно определяемым силикатам меди голубого и синего цвета из месторождения Миндули в Конго и из Заира, встречавшихся в виде мелких выделений, часто в тесных сростаниях с другими минералами. В 1915 г. Шэлер [2] изучил синий силикат меди из рудника Шаттук (шт. Аризона) и назвал его шаттукитом. Дальнейшими исследованиями было установлено, что некоторые «планшейты» Лакруа представляют собой шаттукит [3]. Структурные исследования подтвердили существование двух различных минералов — планшейта и шаттукита [4].

Синон. Бисбит — bisbeeite [2].

Характ. выдел. Волокнистые, асбестовидные, радиально-лучистые и порошковатые агрегаты, сферолиты, пленки. Длина волокон до 4 см.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^6 — $Pcnb$. $a_0 = 19,043$, $b_0 = 20,129$, $c_0 = 5,269$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,946 : 1 : 0,262$. $Z = 4$ [5].

Основа структуры планшейта [5] — двоянные зигзагообразные бесконечные ленты $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]$ амфиболового типа, вытянутые вдоль оси c и связанные между собой атомами Cu двух типов: Cu^+ находятся в четверной координации и образуют ленты из групп $(\text{CuO}_4) \parallel$ оси c ; Cu^{2+} расположены в центрах деформированных октаэдров, вершины которых занимают 4 атома O и 2 группы (OH), образующих бруситоподобные слои. Вода находится в пустотах, образованных гексагональными кольцами в амфиболоподобных цепочках (фиг. 60).



Фиг. 60. Структура планшеита в проекции вдоль оси c (по Эвансу и Мроз)

Физ. св. Уд. в. 3,23—3,95 (3,815 вычисл.). Тв. 2—3 [3, 5], на полированной поверхности сферолитов $6\frac{1}{2}$ [6]. Цв. голубой, зеленовато-голубой. Цвет черты бледно-голубой. Бл. алмазный, у асбестовидных агрегатов шелковистый. В тонких пластинках прозрачен. Спектр в видимой области характеризуется полосами поглощения 13 400, 14 700, 16 000 и 17 250 см^{-1} [7]. На ИК-спектре H_2O и группы ОН проявляются полосами 3380 и 3610 см^{-1} [8].

Микр. Плеохроизм: по Ng и Nm — голубой, по Np — голубоватый, $\text{Ng} > \text{Np} > \text{Nm}$ [5]. Двуосный (+). $\text{Ng} = a$, $\text{Nm} = b$, $\text{Np} = c$. Удлинение (—), $n_g = 1,685$ —1,741, $n_n = 1,625$ —1,718, $n_p = 1,613$ —1,697; $n_g - n_p = 0,020$ —0,097. $2V = 25$ — 91° .

Хим. Теор. состав для вышеприведенной формулы: $\text{CuO} - 54,33$, $\text{SiO}_2 - 41,05$, $\text{H}_2\text{O} - 4,62$. Химически анализировался не всегда чистый материал. Содержание CaO в чистом минерале не превышает 1,70% (3,02% CaO в хим. анализе 6 за счет примеси кальцита). Некоторые планшеиты содержат до 2,77% CoO . Содержание MgO достигает 4% («бисбит» в понимании Лорена и Пьеро [9]). Al_2O_3 и Fe_2O_3 обычно менее 1%. Количество воды в анализах завышено, так как она определялась как потеря веса при нагревании, которая происходит также и вследствие перехода образующегося при нагревании тенорита в куприт.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	—	—	—	—	—	0,42	—	0,29	—
K_2O	—	—	—	—	—	1,15	—	0,43	—
MgO	—	0,60	4,00	0,42	—	0,70	—	0,45	0,54
CaO	—	—	—	1,40	—	0,40	0,70	0,49	1,70
CuO	54,46	52,1	49,8	52,31	49,32	49,45	57,00	44,15	40,00
CoO	—	—	—	—	2,77	—	—	2,72	—
ZnO	1,37	—	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	—	—	0,3	0,27	—	0,44	—	0,22	1,06
Fe_2O_3	—	—	—	0,85	—	0,07	2,00	0,08	0,16
SiO_2	33,64	36,0	41,8	38,68	40,27	42,00	35,90	44,65	41,50
H_2O^+	—	10,3	3,6	6,40	7,64	4,51	3,95	6,50	5,58
H_2O^-	—	—	—	—	—	0,49	—	1,00	0,25
Сумма	89,47	99,90*	100,2**	100,33	100,00	99,63	99,65***	100,98	90,79
Уд. в.	—	—	3,45	—	—	—	—	—	—
n_g	—	1,710****	1,710	1,722	1,685	1,716	—	1,695	1,732
n_m	—	1,625	1,658	1,666	—	—	1,740	—	1,668
n_p	—	1,615	1,613	1,646	1,665	1,674	—	1,652	1,664
$2V$	—	+мал.	± 89 — 91°	—	—	$+78^\circ$	—	—	$+25^\circ$

* В том числе $\text{FeO} - 0,9$.

** В том числе $\text{SO}_3 - 0,7$.

*** В том числе $\text{SO}_3 - 0,1$.

**** Оптические константы по Ларсену (1921).

1 — Миндули (Конго), анализ на электронном микроскопе [10, 11]; 2 — «бисбит», Бисби, шт. Аризона (США), анал. Форд [2]; 3 — «бисбит», Камбове (Заир) [9]; 4 — Капо-Каламито (о-в Эльба, Италия) [12]; 5 — Со-планшеит, Тангара (Заир) [3]; 6 — Камоа (Заир) [10]; 7 — Реневиль (Конго), анал. Варблет и Вашэ [13]; 8 — Со-планшеит, Тангара (Заир) [10]; 9 — Миндули (Конго) [10].

Диагн. исп. С трудом разлагается HCl , не желатинирует. В закр. тр. выделяет воду. При сплавлении с содой на угле дает мегаллическую медь. П. п. тр. окрашивает пламя в зеленый цвет.

Пэвд. при нагр. При нагревании окраска становится бурой [14]. При 60° теряет в весе 0,31%, при $100^\circ - 0,21$, при $150^\circ - 0,12$, при 250 — $260^\circ - 0,47$, при 350 — $370^\circ - 1,12$, при 450 — $500^\circ - 1,42$, при 600 — $620^\circ - 3,66$ и при $800^\circ - 0,81\%$. На кривой ДТА имеются эндотермические прогибы при 520° (пологий), соответствующий потере воды, и при 670° , вызванный разложением минерала и образованием тенорита. Экзотермическое поднятие с максимумом при 970° связано с кристаллизацией кристобалита и тридимита [8].

Наход. Редкий минерал зоны окисления сульфидных месторождений. Впервые был обнаружен в конкрециях на месторождении Миндули в Конго [1]; минерал не был точно охарактеризован, так как встречен вместе со сходным по цвету и форме выделений шаттукитом в тесном сростании с другими минералами — хризоколлой, малахитом, самородным серебром, купритом и диоптазом. В Тантара (Заир) [3, 6, 15] обнаружен в доломитах в почковидных образованиях и конкрециях, концентрические слои которых состоят из голубого планшеита, синего шаттукита, малахита, хризоколлы, розового кальцита, куприта, гётита и кварца; в конкрециях встречаются крупные кристаллы диоптаза. В месторождениях Камбове и Камоя (Заир) встречен с хризоколлой, диоптазом и малахитом [6, 9], в Реневиле (Конго) — с шаттукитом [9], на о-ве Эльба в Капо-Каламито (Италия) — в виде мелких радиально-лучистых выделений в ассоциации с диоптазом и хризоколлой [12]. В Алгомахе, шт. Мичиган (США) [16], образует прожилки в парамелаконите, сопровождается самородной медью, купритом, атакамитом, паратакамитом, теноритом, малахитом и хризоколлой; встречены псевдоморфозы по диоптазу. Под названием «бисбиит» описан [2] планшеит из Бисби, шт. Аризона (США) (псевдоморфозы по шаттукиту и малахиту). В прожилках, секущих кварцит, найден в Бигхорэ, шт. Аризона (США) [17]. Вместе с шаттукитом встречен в Риодже (Аргентина) [5].

Отл. От шаттукита отличается меньшими показателями преломления, рентгенограммой; от хризоколлы — большими показателями преломления; от аурихальцита — низкой растворимостью в HCl.

Межплоскостные расстояния планшеита из Аргентины [5]

CuK_α-излучение

\overline{hk}	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
020	100	10,105	360	30	2,9672	042	13	2,3335
200	40	9,557	521	18	2,9500	142	25	2,3170
120	15	8,931	441	20	2,8910	731	8	2,2722
220	70	6,936	531	7	2,8048	821	10	2,1197
320	5	5,383	261	3	2,7135	062	10	2,0704
101	10	5,087	611	30	2,6943	920		
140	50	4,869	451	2	2,6539	262	5	2,0256
400	4	4,766	541	6	2,6337	622	5	1,9883
420	3	4,304	720	25	2,6242	362	4	1,9686
221	5	4,196	621			562	7	1,8201
301	85	4,057	112	4	2,5870	282	4	1,7864
340	40	3,948	022	15	2,5497	5.10.0	3	1,7799
321	6	3,758	631	15	2,5187	951	7	1,7649
520	30	3,565	180	3	2,4936	822	4	1,7398
440	15	3,459	032	10	2,4514	880	3	1,7287
060	25	3,355	551			11.2.0	18	1,7055
160	40	3,306	280	13	2,4322	881	2	1,6426
600	15	3,174	701	18	2,4168	413		
501	10	3,088	740	3	2,3935	10.5.1	3	1,6357
540	30	3,038	800	13	2,3802	971	5	1,6217
620	2	3,029	720	13	2,3492			

Л и т е р а т у р а

1. Lacroix A. Bull. Soc. fr. min., crist., 1908, 31, 247; Mineralogie de la France et de ses colonies. Paris, 1910, 4, 755.
2. Schaller W. T. J. Washington Acad. sci., 1915, 5, 7.
3. Schcep A. Cinquantenaire Soc. Franc. Min. Livre Jubilaire, 1930, 375; Ann. Mus. Congo Belge, ser. 1-min., 1932, 1, F. 3, 11.
4. Ocsterwyck-Gastuche M. C. vcn. Ann. Mus. Roy. Afrique centr. Dep. Geol. Min., 1974, 103.
5. Evans H. T., Mrose M. E. Science, 1966, 154, N 3748, 506; Am. Min., 1977, 62, N 5-6, 491.
6. Buttgenbach H. Les Mineraux de Belgique et du Congo Belge. Paris, 1947, 394.

7. Платонов А. Н., Поваренных А. С., Таращан А. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1973, 102, вып. 3, 254.
8. Toussaint J. Ann. Soc. geol. Belg., 1956—1957, 80, Bull. N 3-5, 287.
9. Laurent Y., Pierrot R. Bull. Soc. fr. min., crist., 1962, 85, N 2, 177.
10. Oosterwyck-Gastuche M. C. van. Ann. Mus. Roy. Afrique centr., 1967, N 58, 11 и 60.
11. Gastuche M. C. C. R., Paris, Ser. D, 1967, 264, N 11, 1369.
12. Dell'anna L., Garavelli C. Period. min., Roma, 1967, 36, 125.
13. Buttgenbach H. Mem. Acad. Roy. Belg., cl. sci., 1923, 7.
14. Guillemin C., Pierrot R. Bull. Soc. fr. min., crist., 1961, 84, N 3, 276.
15. Schoep A. Ann. Soc. geol. Belg., 1925, 48, Bull. N 2, 178.
16. Williams S. A. Am. Min., 1962, 47, N 5, 778.
17. Montoya J. Rocks a. Minerals, 1967, 42, 227.

СТРУКТУРА [ТИПА ВЛАСОВИТА]

	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Власовит $\text{Na}_2\text{Zr}[\text{Si}_4\text{O}_{11}]$	Монокл.	10,98	10,00	8,52	$100^\circ 24'$	3,07

Власовит Vlasovite



Назван по имени советского геохимика К. А. Власова [1].

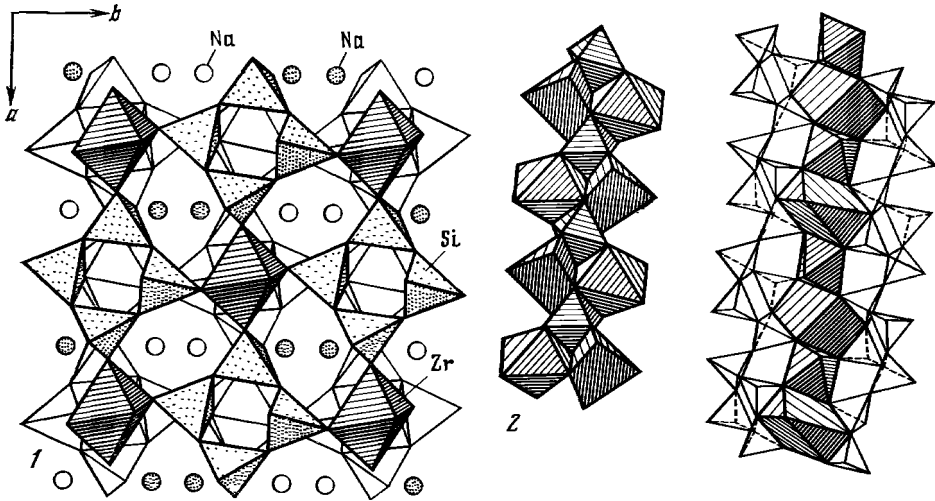
Характ. выдел. Мелкозернистые скопления (5—7 мм), иногда монокристалльные выделения (до 1,5 см), редко крупные кристаллы (до 15 см).

Структ. и морф. крист. Монокл. с $C_{2h}^6 - C2/c$. $a_0 = 10,98$, $b_0 = 10,00$, $c_0 = 8,52$ Å; $\beta = 100^\circ 24'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,098 : 1 : 0,852$; $Z = 4$ для ловозерского образца [2]. $a_0 = 11,11$; $b_0 = 10,11$; $c_0 = 8,61$, $\beta = 100^\circ 45'$ для канадского [3].

Представитель силикатов с бесконечными лентами $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]$, которые образованы четверными кольцами тетраэдров SiO_4 (фиг. 61) [2]. Ленты $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]$ тянутся вдоль [101]; центры колец совпадают с центрами инверсии структуры, а два соседних кольца цепочек связаны друг с другом осями второго порядка. Атомы Zr расположены в октаэдрах, каждый из которых связывает 4 цепочки $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]$ с образованием Si, Zr-каркаса; атомы Na находятся в полиэдрах двух типов: Na(1) — в семивершинниках (близких к полиэдрам Ca и Na в структурах ильваита, нарсарсукита и др.), Na(2) — в искаженных октаэдрах. На полиэдры каждого типа попарно соединены по ребру; такие пары как бы нанизаны на оси второго порядка; ZrO₆-октаэдры соединяют эти группы по ребрам с образованием бесконечных колонок, параллельных цепочкам $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]$. Межатомные расстояния (в Å) [2]: Si(1) — O = 1,58—1,65, O — O = 2,57—2,66; Si(2) — O = 1,57—1,62, O — O = 2,50—2,65; Zr — O = 2,04—2,11, O — O = 2,84—3,07; Na — O = 2,35—3,02; углы O — Si — O = 102,9—112,4°, O — Zr — O = 85,5—97,5°, Si — O — Si = 137,9—146,1°.

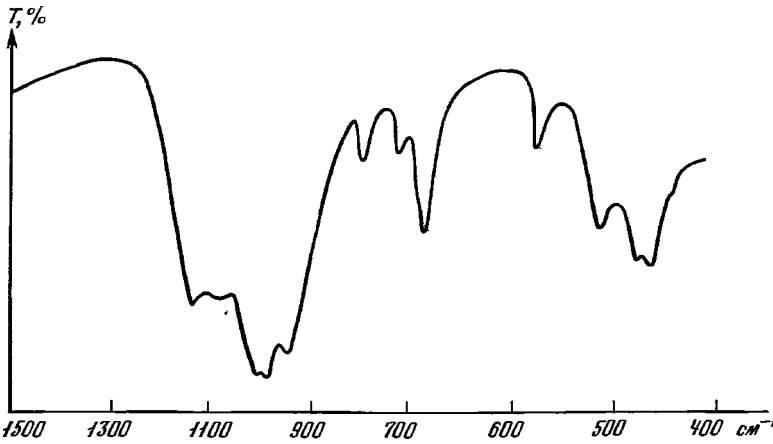
Флит и Кэн [4] обнаружили на о-ве Вознесения триклинную фазу состава власовита, которая представлена двойниками по (010). Пространственная группа триклинной фазы $C_i^1 - P\bar{1}$, отклонения от моноклинности очень малы ($\alpha = 89^\circ 42'$, $\beta = 100^\circ 24'$, $\gamma = 90^\circ 29'$), а параметры элементарной ячейки ($a_0 = 10,96 \pm 0,04$, $b_0 = 10,01 \pm 0,04$, $c_0 = 8,53 \pm 0,04$ Å) весьма сходны с таковыми моноклинного власовита. Переход триклинной фазы в моноклинную, по Флиту и Кэну [4], начинается при температуре ниже комнатной и заканчивается при 29°. С ним связаны легкие искривления кремнекислородных лент и смещение атомов натрия без значительного изменения общей структуры власовита [2, 4]. Флит и Кэн [4] предполагают, что сохранение моноклинности у власовита с Кольского п-ова при комнатной температуре связано с некоторым отличием его химического состава. Однако власовит из Прибайкалья [5] и из Канады [3] также является моноклинным.

Физ. св. Сп. по (010) совершенная; у триклинной фазы отмечается также весьма несовершенная спайность по двум направлениям ($h0l$). Хрупок. Тв.



Фиг. 61. Структура власовита (по Воронкову, Ждановой и Пятенко)

1 — проекция вдоль оси c (выделены два этажа Si, Zr-каркаса и два типа атомов Na в каналах);
2 — колонки Na-полнэдров (слева) и Zr-полнэдров (справа)



Фиг. 62. ИК-спектр власовита (по Власовой)

около 6. Микротвердость 770 кгс/мм^2 . Уд. в. 2,97 (вычисл. 3,07). Бесцветный. Бл. стеклянный. Прозрачен. ИК-спектр власовита (по данным Власовой) характеризуется широкой полосой с максимумами 1120—1070 см^{-1} ; узкими полосами 765, 710, 680, 565 см^{-1} и полосой с двумя максимумами 505 и 465 см^{-1} (фиг. 62).

Микр. В прох. свете бесцветный, иногда зональный. Двусосный (—). Пл. опт. осей (010).

Сингония	n_g	n_m	n_p	$2V$	Местонахождение	Ссылка
Монокл.	1,628	1,623	1,607	50—56°	Кольский п-ов	[1]
Монокл.	1,627	1,624	1,606	44°	Прибайкалье	[5]
Трикл.	1,625	1,623	1,605	40—45°	О-в Вознесения	[4]
Монокл.	1,627—1,625	—	1,606	25—30°	Искусственный	[6]

Дисперсия ясная, $r > v$. Полисинтетическое двойникование по (010).
Хим. Теор. состав: Na_2O — 14,59, SiO_2 — 56,47, ZrO_2 — 28,94.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
Na ₂ O	12,21	12,84	13,60	14,03	14,07	14,38
K ₂ O	—	0,24	0,51	0,68	Не обн.	0,15
MgO	—	Сл.	0,18	0,06	»	0,23
CaO	2,27	1,80	1,21	0,49	0,50	0,41
MnO	—	Сл.	0,02	Сл.	—	—
Al ₂ O ₃	1,37	Не обн.	0,41	0,20	Не обн.	—
Fe ₂ O ₃	0,16	0,18	0,57	0,10	0,60	—
SiO ₂	55,78	55,20	55,84	55,76	55,67	56,57
TiO ₂	0,52	Не обн.	Не обн.	Сл.	—	—
ZrO ₂	26,67	27,68	27,64	28,11	29,40	28,14
Nb ₂ O ₅	—	—	—	0,33	—	—
H ₂ O ⁺ } H ₂ O ⁻ }	0,32	1,50 0,10	0,23 Не обн.	0,32 0,09	— —	— —
F	0,54	—	—	0,20	—	—
П. п.	—	—	—	—	—	0,11
Сумма	99,84	99,54	100,21	100,37	100,24	99,99
—O=F ₂	0,22			0,08		
	99,62			100,29		

1 — Прибайкалье, анал. Столярова [5]; 2, 3, 4 — Кольский п-ов (2 — анал. Казакова [7], 3 — анал. Черепивская [7], 4 — анал. Казакова [1]); 5 — Кипава (Канада), анал. Казакова [3]; 6 — о-в Вознесения, анал. Скун [4].

Повед. при нагр. При температурах от -20 до $+29^\circ$ минерал с о-ва Вознесения триклинный; при 29° переходит в моноклинную фазу; до 800° структура не изменяется [4]. Власовит из Канады сохраняет свою структуру до 1250° ; при 1300° образуется циркон, при 1400° — бадделит [3].

Находж. Обнаружен в СССР на Кольском п-ове на горе Вавнбед в зоне альбитизации приконтактовых нефелиновых сиенитов и фенитов Ловозерского массива в ассоциациях с эгирином, арфведсонитом, альбитом и флюоритом [1]. В сиенит-пегматитах массива Бурпала (Северное Прибайкалье) ассоциируется с перрьеритом и титанитом [5]. Встречен в миарсловых пустотах щелочных гранитов о-ва Вознесения [4] совместно с санидинсом, кварцем, арфведсонитом, энigmatитом, эгирином; слагает каемки на кварце и плевом шпате. В регионально метаморфизованных щелочных породах Канады власовит найден в Кипава в виде крупных (до 15 см) кристаллов вместе с плевом шпатом, эвдиалитом, ринкитом и щелочным амфиблсом [3] и в Квебеке — с агреллитом, эвдиалитом, микроклином, мозандритом, амфиблсом, гисртдэлитом [8]. В Ловозерском массиве власовит образовался по эвдиалиту в связи с постмагматической альбитизацией. Канадский власовит предположительно магматический [3].

Изм. В качестве продукта изменения власовита из Канады описан [3] минерал состава $\text{CaZrSi}_2\text{O}_7$; он образует сноповидные скопления призматических кристалликов (размером 0,1—0,3 мм) с низким двупреломлением. Хим. анализ, выполненный с помощью электронного микроскопа: Na₂O — 0,4, K₂O — 0,1, MgO — 0,1, CaO — 18,0, FeO — 0,3, SiO₂ — 40,3, ZrO₂ — 41,3; сумма 100,5. Предполагается [3], что изменение власовита происходило под действием постмагматических растворов или в процессе метаморфизма.

Искусств. В виде табличатых кристаллов власовит образуется в системе Na₂O—ZrO₂—SiO₂ при температуре 410—550° и давлении водяного пара от 400 до 700 бар; в тех же условиях, но в присутствии глинозема образуется эвдиалит [6]. Получен также при 480—700° и давлении 700 бар [9].

Межплоскостные расстояния власовита из Ловозерского массива *

CuK α -излучение, Ni-фильтр, $D = 143,25$ м.м.

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
$\bar{1}11$	25	5,94	$\bar{4}01$; $\bar{1}13$	50	2,723	25	1,685
200?	35	5,48	302?	30	2,536	14	1,650
111	40	5,26	$\bar{2}32$	30	2,455	18	1,628
020	70	5,02	$\bar{4}21$	12	2,386	12	1,606
201	30	4,23	322; 232	6	2,245	14	1,562
211; 121	30	3,88	$\bar{1}33$; $\bar{3}23$	60	2,173	8	1,536
102; 220	45	3,68	510	8	2,117	6	1,499
$\bar{3}01$	20	3,57	$\bar{3}41$; 142	8	2,070	8	1,475
$\bar{2}21$	14	3,50	104; 520	8	1,985	25	1,455
310	60	3,37	341; 114	50	1,951	18	1,433
201; 022?	100	3,26	521; 043	20	1,860	6	1,417
202	18	3,058		8	1,819	Кроме того,	
311; 122	95	2,966		20	1,781	13 линий до	
212; 320	10	2,909		8	1,734	1,076	

* ASTM, 15-152.

Л и т е р а т у р а

1. Тихоненкова Р. П., Казакова М. Е. ДАН СССР, 1961, 137, № 4, 944.
2. Пятенко Ю. А., Воронков А. А. ДАН СССР, 1961, 141, № 4, 958; Воронков А. А., Пятенко Ю. А. Кристаллография, 1961, 6, вып. 6, 937; Воронков А. А., Жданова Т. А., Пятенко Ю. А. Кристаллография, 1974, 19, вып. 2, 252.
3. Gittins J., Gasparrini Elvira L. Canad. Min., 1973, 12, pt 3, 211.
4. Fleet S. G., Cann J. R. Min. Mag., 1967, 36, N 278, 233.
5. Портнов А. М., Расцветова П. К. ДАН СССР, 1966, 166, № 4, 941.
6. Michel-Levy M. Chr. Bull. Soc. fr. min., crist., 1962, 85, N 2, 189.
7. Тихоненкова Р. П., Казакова М. Е. В кн.: Проблемы геологии редких элементов. М.: Наука, 1977, 272.
8. Gittins J., Bawn M. G., Sturman D. Canad. Min., 1976, 14, pt 2, 120.
9. Raussy G., Caruba R., Baumer A., Turco G. Bull. Soc. fr. min., crist., 1974, 97, N 6, 433.

СИЛИКАТЫ С ЛЕНТАМИ ШЕСТИЧЛЕННЫХ ГРУПП
КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

СТРУКТУРА ТИПА ЭПИДИДИМИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Эпидидимит $\text{Na}_2\text{Be}_2[\text{Si}_6\text{O}_{15}] \cdot \text{H}_2\text{O}$	Ромб.	12,74	13,63	7,33	2,56

Эпидидимит Epididymite

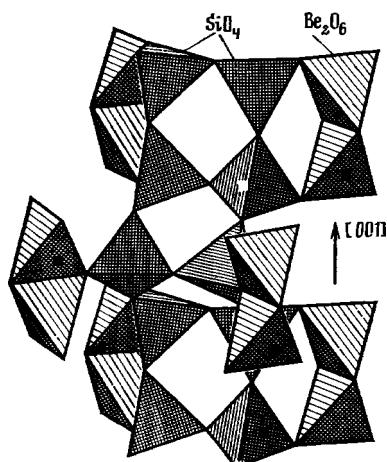


Назван по сходству с эвдидимитом (Флинк, 1893).

Характ. выдел. Пластинчатые, волокнистые, сферолитовые, землистые, мелоподобные, фарфоровидные агрегаты, плотные массы, кристаллы.

Структ. и морф. крист. Полиморфен с эвдидимитом. Ромб. с. D_{2h}^{16} — $Pnma$. $Z = 4$.

a_0 (Å)	b_0	c_0	$a_0:b_0:c_0$	Место нахождения	Ссылка
12,74	13,63	7,33	0,935:1:0,538	Гренландия	[1]
12,66	7,34	13,48	1,725:1:1,836	Кольский п-ов	[2]
12,74	7,35	13,65	1,733:1:1,857	Гренландия	[3]
12,65	7,33	13,61	1,726:1:1,856	Гренландия	[4]
12,72	7,34	13,62	1,733:1:1,856	Канада	[5]



Фиг. 63. Структура эпидидимита (по Фангу и Робинсону)

Формы [7—10]:

	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
<i>a</i> 100	90 00	90 00	—	0 00	90 00	90 00
<i>m</i> 110	29 56	90 00	0 00	60 04	90 00	29 56
<i>l</i> 210	49 02	90 00	0 00	40 58	90 00	49 02
<i>n</i> 310	59 56	90 00	0 00	30 04	90 00	59 56
<i>s</i> 205	90 00	12 04	90 00	77 56	12 04	90 00
<i>u</i> 102	90 00	14 57	90 00	75 03	14 57	90 00
<i>i</i> 203	90 00	19 36	90 00	70 24	19 36	90 00
<i>h</i> 304	90 00	21 50	90 00	68 10	21 50	90 00
<i>t</i> 405	90 00	23 08	90 00	66 52	23 08	90 00
<i>g</i> 101	90 00	28 06	90 00	61 54	28 06	90 00
<i>e</i> 403	90 00	35 27	90 00	54 33	35 27	90 00
<i>d</i> 201	90 00	46 53	90 00	43 07	46 53	90 00
<i>f</i> 401	90 00	64 55	90 00	25 05	64 55	90 00
<i>k</i> 021	0 00	61 40	28 20	90 00	0 00	28 20
<i>z</i> 223	29 56	35 53	57 55	73 00	19 51	59 28
<i>o</i> 111	29 56	46 56	47 10	68 37	28 06	50 43
<i>p</i> 221	29 56	64 57	28 20	63 07	46 52	38 16
<i>dd</i> (201) : ($\bar{2}$ 01) = 93°46'		<i>mm</i> (110) : ($\bar{1}$ 10) = 120°08'		<i>ee</i> (403) : ($\bar{4}$ 03) = 70°54'		
<i>dm</i> (201) : (110) = 68 38		<i>gm</i> (101) : (110) = 76 24		<i>pp</i> (221) : ($\bar{2}$ 21) = 103 27		
<i>nn</i> (310) : ($\bar{3}$ 10) = 119 52		<i>gg</i> (101) : ($\bar{1}$ 01) = 56 12		<i>oo</i> (111) : ($\bar{1}$ 11) = 78 33		

Более редкие грани: *q* (106), *r*(105), (605), *v*(301), γ (601), χ (801), x (14.0.1), Y (18.0.1).

По сравнению с рентгеновскими данными *c* уменьшено в 2 раза.

Морфологическая установка кристаллов эпидидимита менялась несколько раз. Принятая здесь установка Флинка 1894 г. (Φ , 1894) отличается от рентгеновской (P) Робинсона и Фанга [1] перестановкой осей *b* и *c* и в 2 раза меньшим значением *c*, от рентгеновской установки Победимской и Белова [2] лишь в 2 раза меньшим значением *c*. Флиник в 1899 г. [9] (Φ , 1899) принял отношение $a : b : c = 1,7274 : 1 : 1,0680$, Хинце (X) — $a : b : c = 0,57580 : 1 : 0,53400$, Гольдшмидт (Γ) — $a : b : c = 1,7367 : 1 : 1,8548$.

Соотношение форм в различных установках:

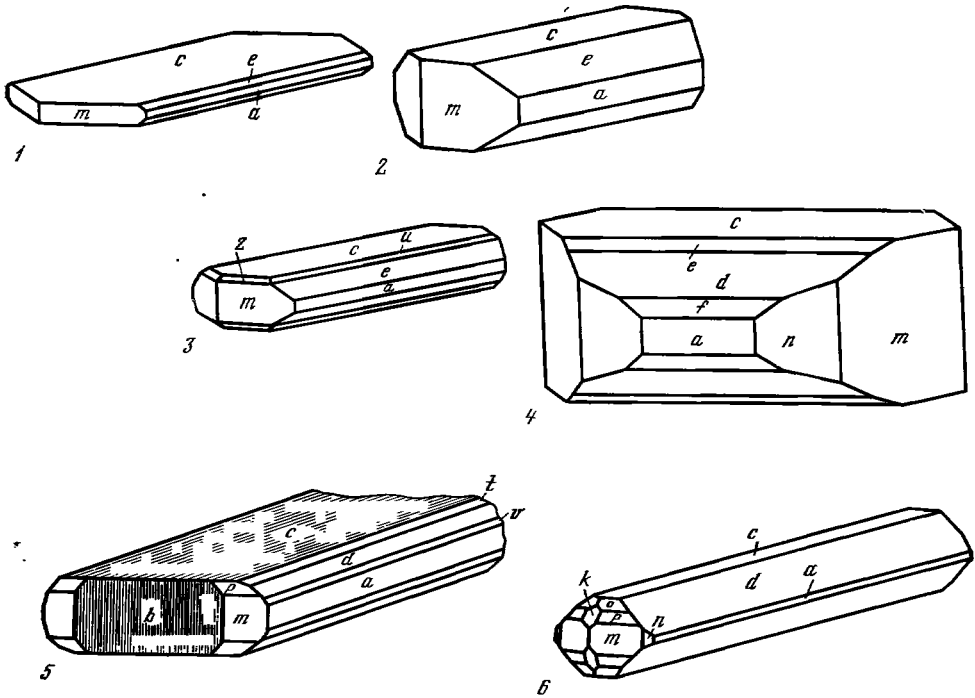
Φ , 1894	<i>c</i> 001	<i>b</i> 010	<i>a</i> 100	<i>m</i> 110	<i>i</i> 203	<i>g</i> 101	<i>p</i> 221
Φ , 1899	<i>c</i> 001	<i>a</i> 100	<i>b</i> 010	<i>n</i> 310	<i>i</i> 013	<i>g</i> 012	<i>p</i> 311
X	<i>c</i> 001	<i>a</i> 100	<i>b</i> 010	<i>n</i> 130	<i>i</i> 023	<i>g</i> 011	<i>p</i> 221
Γ	<i>c</i> 001	<i>b</i> 010	<i>a</i> 100	<i>m</i> 110	<i>i</i> 103	<i>g</i> 102	<i>p</i> 111
P	<i>b</i> 010	<i>c</i> 001	<i>a</i> 100	<i>m</i> 301	<i>i</i> 130	<i>g</i> 120	<i>p</i> 111

Основу структуры (фиг. 63) [1] составляют ленты состава $[\text{Si}_6\text{O}_{15}]$, параллельные оси *c*. Ве образует группы Be_2O_6 (2 соединенных по ребру BeO_4 -тетраэдра), которые связывают силикатные ленты. Находится в неправильных полиэдрах [6]. Молекулы воды размещены, вероятно, в пустотах каркаса. Межатомные расстояния (средние, в Å) [1]: $\text{Si}(1) - \text{O} = 1,606$, $\text{O} - \text{O} = 2,622$; $\text{Si}(2) - \text{O} = 1,619$, $\text{O} - \text{O} = 2,642$; $\text{Si}(3) - \text{O} = 1,618$, $\text{O} - \text{O} = 2,639$; $\text{Be} - \text{O} = 1,622$, $\text{O} - \text{O} = 2,640$; $\text{Na} - \text{O} = 2,620$; $\text{O} - \text{Si}(1) - \text{O} = 109,5^\circ$, $\text{O} - \text{Si}(2) - \text{O} = 109,4^\circ$, $\text{O} - \text{Si}(3) - \text{O} = 109,4^\circ$, $\text{O} - \text{Be} - \text{O} = 109,4^\circ$.

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - mmm$ ($3L_2 3PC$); $a : b : c = 1,7367 : 1 : 0,9274$ (Флиник, 1894) [7].

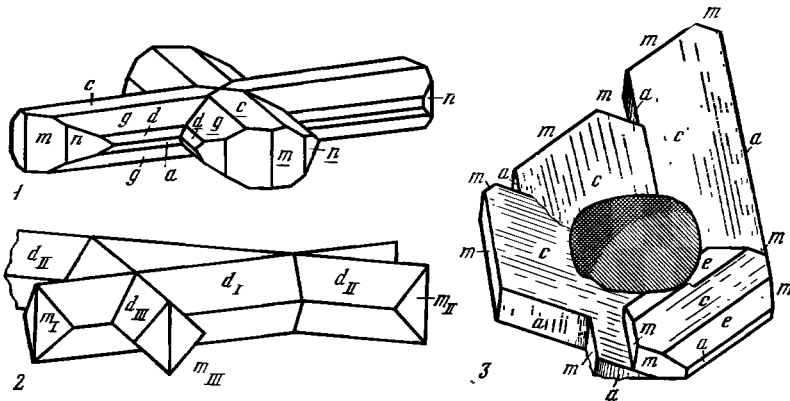
Формулы перехода к индексам Флинка 1894 г.: от индексов Флинка 1899 г. $010/\frac{1}{3}00/00 \frac{1}{2}$, от индексов Хинце $0 \frac{1}{3} 0/100,00 \frac{1}{3}$, от индексов Гольдшмидта $100,010,00 \frac{1}{2}$.

Кристаллы призматические до игольчатых, псевдогексагональные, вытянутые вдоль оси b , реже — таблитчатые по (001) (фиг. 64). На гранях c (001) — штриховка, параллельная оси b , на гранях a (100) и b (010) — вертикальная штриховка. Образует крестообразные двойники по (110), тройники срastания или прорастания по (110) и нарастания по (001), повернутые относительно друг друга на 60° (по арагонитовому закону) (фиг. 65) [7, 8].



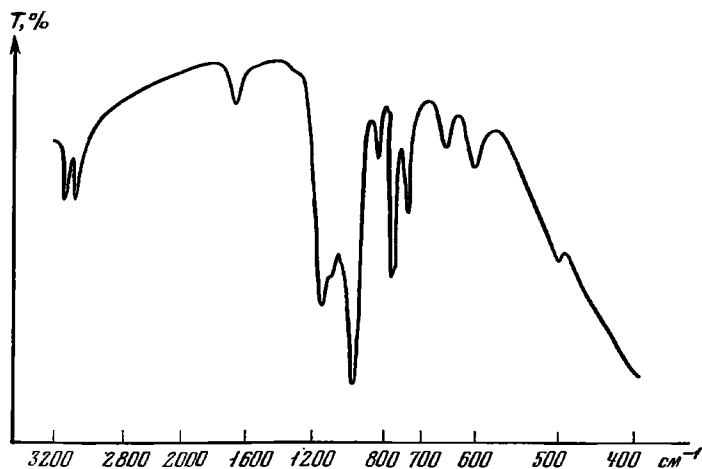
Фиг. 64. Кристаллы эпидидимита

1 — 3 — Ловозерские тундры (по Лабунцову); 4—6 — Нарсарсук, Гренландия (по Флинку)



Фиг. 65. Двойники и тройники эпидидимита

1 — двойник, Нарсарсук (по Флинку); 2 — тройник, Нарсарсук (по Флинку); 3 — тройник Ловозерские тундры (по Лабунцову)



Фиг. 66. ИК-спектр эпидидимита (по Плюсниной)

Физ. св. Сп. весьма совершенная (слодоподобная) по (001), менее совершенная — по (100). Тв. $5\frac{1}{2}$ —6. Землистый эпидидимит легко растирается пальцами. Микротвердость 658—794 кгс/мм² (при нагрузке 100 гс) [11]. Изл. неровный до раковистого у скрытокристаллических разностей. Уд. в. 2,545—2,61 (вычисл. 2,56) [4]. Цв. белый, бесцветный, голубой, серовато-голубой, светлосиреневый, фиолетовый, желтоватый. Бл. стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый, у тоннокристаллических разностей матовый. Агрегаты обладают большой вязкостью. Прозрачен или просвечивает. В ИК-спектре в интервале 3700—400 см⁻¹ имеются полосы: 3522, 3470, 1662, 1154, 1148, 1135, 1117, 1090, 1064, 1015, 885, 870, 820, 794, 740, 673, 663, 630, 596, 534, 502, 449, 419 и 400 см⁻¹ (фиг. 66) [12].

Микр. Двуосный (—). Пл. опт. осей (001); $Np=a, Ng=b$. Удлинение (+).

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$	Местонахождение	Ссылка
1,547—1,552	$\approx n_g$	1,554—1,548	0,003—0,004	$\leq 10^\circ$	Вежна (ЧССР)	[13]
1,543(Na)	—	1,540	0,003	2—3°	Нарсарсук (Гренландия)	[14]
1,544 (Na)	1,544	1,540	0,0035	25°	Илимаусак (Гренландия)	[15]
1,544	1,543	1,539	0,005	Очень малый	Сент-Илер (Канада)	[5]

Дисперсия $r > v$, очень сильная, вызывающая изменение положения плоскости оптических осей (перекрещенная дисперсия оптических осей как у брукита): в красном свете пл. опт. осей (001) и $2V = 26^\circ$; в сине-фиолетовом (4400 Å) $2V = 0^\circ$; в темно-фиолетовом — пл. опт. осей (010) и $2V = 16^\circ$ [15]. Отмечены простые и полисинтетические двойники по (001).

Хим. Теор. состав. Na_2O — 12,64; BeO — 10,19; SiO_2 — 73,49; H_2O — 3,68. Отмечены изоморфные замещения $\text{Na} \rightarrow \text{Ca}$, Mg ; $\text{Si} \rightarrow \text{Al}$, Fe ; $\text{Be} \rightarrow \text{Al}$.

По структурным данным [6] содержит как группы OH, так и молекулы воды. По данным ИК-спектроскопии предполагается присутствие в минерале молекул воды, связанных с двух- или трехвалентными катионами [12]. Спектр протонного магнитного резонанса соответствует спектру воды в кристаллогидратах, но указывает и на присутствие небольшого количества изолированных протонов или подвижных молекул воды [11].

Эпидидимит из Ловозерского массива содержит $5 \cdot 10^{-4}\%$ Ga [16], $5 \cdot 10^{-6}\%$ Hg [17], в эпидидимите из Вежны обнаружены: Ga $< 0,0n\%$ и B, Sn — $0,0n\%$ [13].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	12,63	11,61	11,46	11,45	11,43	10,56	10,94	12,88	10,53
K ₂ O	0,20	—	0,37	0,63	0,30	—	0,76	—	—
BeO	10,42	12,90	10,39	9,66	10,45	11,20	10,32	10,56	10,70
MgO	0,07	0,11	Сл.	0,06	Сл.	—	—	—	—
CaO	0,26	0,29	0,23	0,23	0,16	0,44	0,50	—	1,15
Al ₂ O ₃	0,20	1,51	0,51	1,43	1,94	0,57	0,44	—	0,82
Fe ₂ O ₃	0,13	0,05	0,08	0,17	0,12	0,29	0,20	—	0,42
SiO ₂	72,60	69,80	73,31	72,99	71,79	72,94	72,95	73,74	72,73
H ₂ O ⁺	4,00	4,00	3,86	2,29	4,14	4,07	} 3,87	} 3,73	} 4,62
H ₂ O ⁻	—	Не обн.	0,10	0,16	0,03	0,35			
П. п.	—	—	—	1,55	—	—	—	—	—
Сумма	100,51	100,27	100,31	100,62	100,36	100,42	99,98	100,91	100,97

1—7 — Ловозерский массив: 1, 2 — гора Куйвчорр (1 — белый, сферолитовый, анал. Молева [18], 2 — анал. Салтыкова [19]); 3—5 — гора Карнасурт, анал. Казакова (3 — голубой, тонкокристаллический, 4 — белый, тонкокристаллический, 5 — белый, фарфоровидный [19]); 6 — гора Аллуайв, анал. Бочарова, ранее описан как эвдидимит [20]; 7 — гора Вавибед, анал. Казакова [20]; 8, 9 — Гренландия: 8 — Нарсарсук, анал. Флинк [6]; 9 — Илимаусак, анал. Казакова [21].

Повед. при нагр. На кривой ДТА фиксируются эндотермические эффекты при 810—830° (выделение воды) и 940—975° (плавление) [18]. Высокая температура дегидратации объясняется наличием сильной координационной связи между молекулами воды и катионами в сочетании с жесткостью силикатного остова [12].

Наход. Позднегидротермальный минерал пегматитов щелочных пород. В Ловозерском (горы Карнасурт, Аллуайв, Маннепахк и Куйвчорр) и Хибинском массивах найден в центральных зонах щелочных пегматитов, сложенных альбитом и натролитом, в ассоциации с нептунитом и шизолитом [20, 22]; в некоторых безнефелиновых пегматитах — с альбитом, кварцем, нарсарсукитом [18]. В пегматитах контактовой зоны Ловозерского массива — с натролитом и игольчатым эгирином [20]. На южном склоне Таласского хр. (Киргизская ССР) обнаружен в пустотах альбитизированного эгирин-авгитового сиенита, обогащенного эвдиалитом и майзеритом [23]. В Норвегии встречен в пегматитах о-ва Арё [24]. В Гренландии в Нарсарсуке (откуда происходит первая находка минерала, сделанная Флинком) обнаружен в пегматитах в ассоциации с эвдиалитом, арфведсонитом, эгирином, эльпидитом, нептунитом, катаплеитом [7, 9], а также в гидротермалитах содалитовых сиенитов вместе с анальцимом, натролитом и нептунитом [25]; в Илимаусаке в пегматитах и гидротермалитах науяитов образует псевдоморфозы по чкаловиту [21]. Кроме того, отмечен в щелочных гранитах Илимаусака [26]. В нефелиновых сиенитах Сент-Илера (Канада) найден в ассоциации с альбитом, анальцимом, эгирином, эвдиалитом и натролитом, реже с серандитом [5]. В Вежне (Чехословакия) встречается в пегматите вместе с миларитом как продукт гидротермального изменения берилла; в небольших количествах обнаружен также в пустотах и трещинах в альбите или оликоглазе, ассоциирующихся с бериллом [13].

Изм. Продуктом гидротермального изменения эпидидимита являются бериллит и бертрандит [18, 27].

Искусств. Получен [28] в гидротермальных условиях из шихты состава $\text{Be}(\text{OH})_2 + 3\text{SiO}_2 + \text{NaCl}$ в растворе NaCl (20%) + NaOH (от 10^{-5} до 10^{-3} N) и из шихты состава $\text{Be}(\text{OH})_2 + 3\text{SiO}_2 + \text{NaF}$ в растворе NaF (20%) + NaOH (10^{-4} N) при нагревании до 400° и при pH = 8,5—10,6 (в обоих случаях). При понижении щелочности эпидидимит разлагается с образованием сферобертрандита.

Отл. От сходного эвдидимита отличается симметрией кристаллов, меньшими показателями преломления, рентгенограммой. Трудно отличим от альбита, имеет близкие показатели преломления, двупреломление, двойники и

спайность в двух направлениях; отличается по рентгенограмме и химическому составу.

Межплоскостные расстояния эпидидимита из Нарсарсука (Гренландия) *

CuK α -излучение							
hkl	I	d	hkl	I	d	I	d
002	20	6,8	403; 223	40	2,60	20	1,703
200; 110	70	6,3	024; 314	70	2,49	50	1,641
201; 111	50	5,78	031; 130	40	2,40	20	1,589
112; 202	50	4,64	422; 132	40	2,26	50	1,545
020; 310	70	3,65	206; 116	70	2,13	10	1,475
004; 121	100	3,40	405; 225	20	2,07	10	1,451
022; 312	20	3,22	332	20	2,023	40	1,390
400; 220	40	3,17	424; 134	20	1,965	40	1,361
401; 221	100	3,09		40	1,836	40	1,326
204; 114	100	2,99		80	1,799	80	1,284
402; 222	20	2,88		20	1,747		

* ASTM, 14-64.

Л и т е р а т у р а

- Robinson P. D., Fang J. H. Am. Min., 1970, 55, N 9-10, 1541; Fang J. H., Robinson P. D., Ohya Y. Am. Min., 1972, 57, N 9-10, 1345.
- Победимская Е. А., Белов Н. В. ДАН СССР, 1959, 129, № 4, 900.
- Zachariassen W. H. Norsk geol. tidsskr., 1929, 10, N. 3-4, 449.
- Ito T. Zs. Krist., 1934, 88, N. 2, 142.
- Mandarino J. A., Harris D. C. Canad. Min., 1969, 9, pt 5, 706.
- Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1960, № 14, 5; 1961, № 15, 5.
- Flink G. Geol. For. Förhandl., 1893, 15, 201; Zs. Krist., 1894, 23, 353.
- Лабунцов А. Н. Тр. Мин. музея АН СССР, 1957, вып. 8, 164.
- Flink G., Bøggild O. B., Winter C. Medd. Grønland., 1899, 24, 62; Zs. Krist., 1901, 34, 653.
- Bøggild O. B. Medd. Grønland, 1953, 149, N 3, 310.
- Минеев Д. А. В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1964, 2, 142.
- Ставицкая Г. П., Рыскин Я. И., Кольцов А. И., Шульгин Е. И., Победносцева А. А. Журн. структурной химии, 1967, 8, № 2, 233; Плюснина И. И. Геохимия, 1963, № 2, 158.
- Cerný P. Min. Mag., 1963, 33, N 261, 450; Ber. Dtsch. ges. geol. Wiss. «В». Miner. Lagerstätt, 1968, 13, N. 5, 565.
- Michel-Lévy Ch. M. Bull. Soc. fr. min., 1961, 84, N 3, 320.
- Petersen O. V. Am. Min., 1966, 51, N 5-6, 916.
- Герасимовский В. И., Волков В. П., Козарко Л. Н., Поляков А. И., Сопрыкина Т. В., Балашов Ю. А. В кн.: Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966, 207.
- Айдинян Н. Х., Шилин Л. Л., Унанова О. Г. В кн.: Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. М.: Наука, 1966, 14.
- Шилин Л. Л., Семенов Е. И. ДАН СССР, 1957, 112, № 2, 325.
- Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959, 441.
- Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9, 13; Тихоненков И. П. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 115.
- Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Илимсаусак. М.: Наука, 1969, 113.
- Семенов Е. И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Недра, 1972, 233.
- Козлова П. С. Тр. Мин. музея АН СССР, 1962, вып. 13, 105.
- Sjögren H. Bull. Geol. inst. Upsala, 1900, 4, 227.
- Seменов Е. И., Sørensen H. Medd. Grønland, 1966, 181, N 2, 1.
- Hamilton E. I. Medd. Grønland, 1964, 162, N 1, 1.
- Кузьменко М. В. ДАН СССР, 1954, 99, № 3, 451.
- Букин Г. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1969, вып. 19, 131.

СТРУКТУРА ТИПА ЭЛЬПИДИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Эльпидит $\text{Na}_2\text{Zr}[\text{Si}_6\text{O}_{15}] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Ромб.	7,14	14,68	14,65	2,65

Эльпидит Elpidite



Название от греч. ελπίς (эльпис) — надежда, так как ожидалось, что в той же местности будут найдены другие интересные минералы [1]; описан Норденшельдом в 1894 г. [2]. Титаноэльпидит — titanoeipidite [3] оказался лабунцовитом [4].

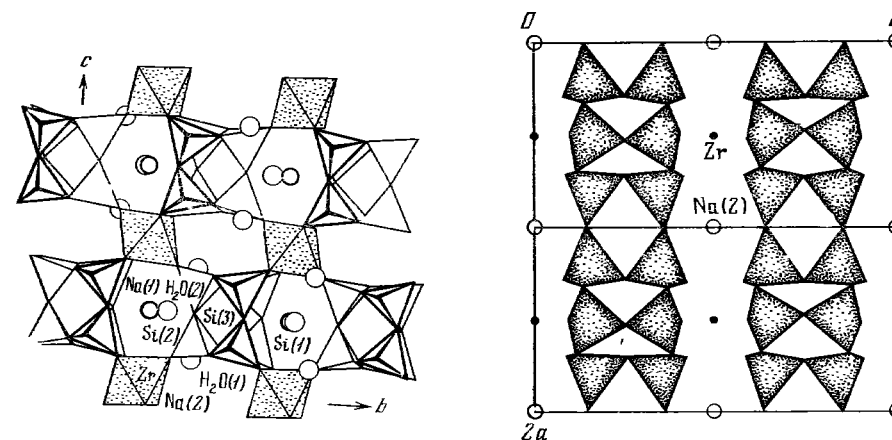
Характ. выдел. Кристаллы, их сноповидные и радиально-лучистые сростки, сферолиты, волокнистые, игольчатые и плотные массы.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{11} - Pbcm$. $a_0 = 7,14$, $b_0 = 14,68$, $c_0 = 14,65$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,486 : 1 : 0,998$; $Z = 4$ [5].

Более ранние данные: $C_{2v}^2 - Pbt_2m(?)$. $a_0 = 7,4$, $b_0 = 14,4$, $c_0 = 7,05$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,514 : 1 : 0,489$; $Z = 2$ [6, 7]. $D_{2h}^5 - Pmmb$. $a_0 = 14,58$, $b_0 = 14,68$, $c_0 = 7,14$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,993 : 1 : 0,486$ [8].

Для структуры эльпидита (фиг. 67) [5, 6, 8] характерны ленты (сдвоенные цепочки) состава $[\text{Si}_{4+2}\text{O}_{15}]$ вдоль оси c , аналогичные лентам в эпидидимите. Эти ленты повторяются трансляцией в направлении осей a и b . Между собой они связаны ZrO_6 -октаэдрами и создают трехмерный анионный каркас (фиг. 68). В его полостях располагаются атомы Na и молекулы H_2O . Различаются Na-полиэдров двух типов: Na(1) находится в вытянутых октаэдрах, чередующихся вдоль оси c с ZrO_6 -октаэдрами и связанных с ними по ребрам, Na(2) — в тригональных призмах (полиэдрах), чередующихся с ZrO_6 -октаэдрами вдоль оси b и имеющих с ними общие грани. ZrO_6 -октаэдры вместе с Na-полиэдрами образуют параллельные (001) слегка гофрированные слои, переложенные «эпидидимитовыми» лентами. Слабо связанная цеолитная вода располагается в свободных вершинах Na-полиэдров. В Ca-содержащем эльпидите (хим. анализ 7) катионы Ca распределены в структуре по позициям Na неравномерно, а входят преимущественно в Na(1)-октаэдры, что приводит к образованию вакансий в положениях Na(2) [9]. Структура центросимметричная [5, 6].

Межатомные расстояния (в Å) [5]: в SiO_4 -тетраэдрах $\text{Si}(1) - \text{O} = 1,57 - 1,64$, $\text{Si}(2) - \text{O} = 1,57 - 1,66$, $\text{Si}(3) - \text{O} = 1,58 - 1,66$; в ZrO_6 -октаэдрах $\text{Zr} - \text{O} = 2,07 - 2,09$; в Na-полиэдрах $\text{Na}(1) - \text{O} = 2,40 - 2,91$, $\text{Na}(1) - \text{H}_2\text{O}(3) = 2,31$; в NaO_6 -октаэдрах $\text{Na}(2) - \text{O} = 2,52 - 2,58$, $\text{Na}(2) - \text{H}_2\text{O}(1) = 2,34$; $\text{H}_2\text{O}(1) - \text{H}_2\text{O}(2) = 2,84 - 2,92$. Углы: $\text{O} - \text{Si}(1) - \text{O} = 104,2 - 113,4^\circ$; $\text{O} - \text{Si}(2) -$



Фиг. 67. Структура эльпидита в проекции на (001) (по Канилло)

Фиг. 68. Эпидидимитоподобные сдвоенные цепочки (ленты) состава $[\text{Si}_{4+2}\text{O}_{15}]$ в структуре эльпидита и связывающие их цепочки ZrO_6 -октаэдров и Na(2)-полиэдров; проекция вдоль [010] (по Канилло)

$O = 107,1-113,0^\circ$, $O-Si(3)-O = 105,7-113,3^\circ$, $Si(1)-O-Si(1) = 136,0^\circ$, $Si(1)-O-Si(2) = 146,5^\circ$, $Si(1)-O-Si(3) = 162,5^\circ$, $Si(2)-O-Si(2) = 153,4^\circ$, $Si(2)-O-Si(3) = 133,8^\circ$, $Si(3)-O-Si(3) = 140,7^\circ$. В Ca-содержащем эльпидите Ca,Na(1)-O = 2,48—2,55 Å [9].

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - mmm (3L_2 3PC)$. $a : b : c = 0,51008 : 1 : 0,97813$ [10].

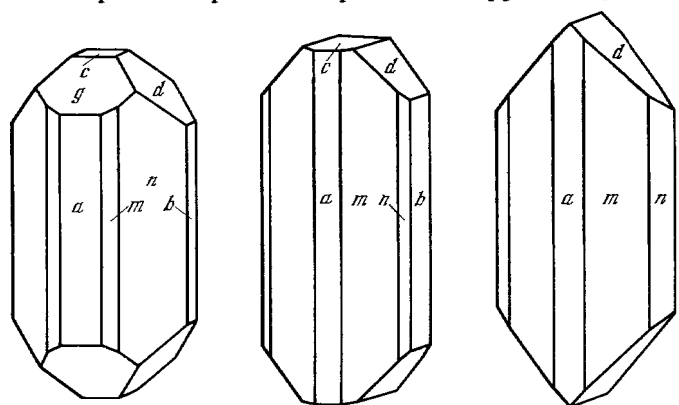
Формы [4, 10]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
c 001	—	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$
b 010	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	—	$0^\circ 00'$
a 100	$90^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	—	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$90^\circ 00'$
s 5.12.0	39 15	90 00	0 00	50 45	90 00	39 15
n 120	44 26	90 00	0 00	45 34	90 00	44 26
t 580	50 47	90 00	0 00	39 13	90 00	50 47
m 110	62 58	90 00	0 00	27 02	90 00	62 58
u 540	67 48	90 00	0 00	22 12	90 00	67 48
e 013	0 00	18 04	71 56	90 00	0 00	71 56
d 011	0 00	44 22	45 38	90 00	0 00	45 38
g 102	90 00	43 48	90 00	46 12	43 48	90 00

dm (011) : (110) = $71^\circ 01'$	dn (011) : (120) = $60^\circ 01'$	gm (102) : (110) = $51^\circ 56'$
mm (110) : (110) = 54 04	dd (011) : (011) = 88 44	gd (102) : (011) = 58 58
nn (120) : (120) = 91 08	gg (102) : (102) = 87 36	gn (102) : (120) = 61 01

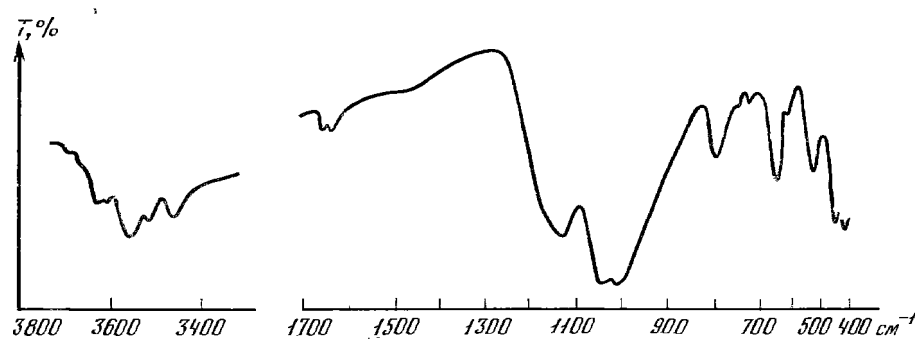
Кристаллы призматические, вытянутые по оси c (фиг. 69); большие кристаллы на концах часто расщеплены на отдельные волокна. Грани вертикальных призм исштрихованы параллельно оси c . Наблюдаются полисинтетические двойники.

Физ. св. Сп. по (110) совершенная. Изл. занозистый. Тв. 5—7. Уд. в. 2,52—2,63 (вычисл. 2,650) [6]. Цв. белый, бесцветный, серовато-белый, желтый, розовый, кирпично-красный, красновато-бурый, буроватый (красный цвет эльпидита из Улан-Эрге обусловлен включениями тонкошелушчатого гематита [11]). Черта белая. Бл. шелковистый, стеклянный. Преимущественно непрозрачен. Легко расщепляется на тончайшие иглы. ИК-спектр поглощения (фиг. 70) характеризуется основной полосой с максимумами $1168-1118-1034 \text{ см}^{-1}$ — валентные колебания Si—O в тетраэдрах SiO_4 ; полоса 786 см^{-1} принадлежит валентным колебаниям Zr—O в октаэдрах ZrO_6 ; полосы 647 и 440 см^{-1} — лежат в области деформационных колебаний Si—O и Zr—O; полосы 3555 , 3512 , 3464 и 1647 см^{-1} соответствуют валентным и деформационным колебаниям групп OH молекулярной воды [12].



Фиг. 69. Кристаллы эльпидита, Нарсарсук, Гренландия (по Флинку)

Фиг. 70. ИК-спектр эльпидита (по Плюсний)



Микр. [7, 10, 13]. В прох. свете бесцветный. Пл. опт. осей (010); $N_p = c$, $N_g = a$. Удлинение (—). Двуосный (+). По Бёггильду [13], двуосный (—), $N_g = c$. $n_g = 1,556-1,578$, $n_m = 1,568-1,570$, $n_p = 1,54-1,563$, $n_g - n_p = 0,011-0,015$; $2V = 71-89^\circ$. Дисперсия $r > v$, ясная.

Хим. Теор. состав: $Na_2O - 10,34$, $ZrO_2 - 20,55$, $SiO_2 - 60,10$, $H_2O - 9,01$. В эльпидите из Монголии содержится 3,52% CaO (хим. анализ 7); отмечается частичное замещение Na на Ca по схеме $2Na \rightarrow Ca$ [9]. Ca-аналог эльпидита — армстронгит $CaZr[Si_6O_{15}] \cdot 2,5H_2O$ и K-аналог — дельит $K_2Zr[Si_6O_{15}]$ относятся к слоистым силикатам [9, 14]. Эльпидит из Бурпала содержит 4,7% HfO_2 [15], из Улан-Эрге — 2,8% HfO_2 [11]. Возможно, Zr замещается Nb [7]. Повышенное количество Ti в эльпидите с горы Карнасурт (Ловозеро) ($TiO_2 - 3,7\%$) очевидно связано с посторонними примесями [16].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	10,41	9,89	8,80	7,70	8,37	10,38	6,66	8,99
K_2O	0,13	0,19	0,90	0,20	1,13	0,1	0,17	0,68
MgO	—	—	—	0,38	—	—	0,13	0,08
CaO	0,17	0,43	1,45	1,68	0,46	—	3,52	0,48
MnO	—	—	—	Не обн.	0,07	0,03	—	0,01
FeO	0,14	—	—	0,41	Не обн.	0,01*	—	—
CuO	Сл.	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	—	—	2,50	0,24	0,42	—	0,86	2,09
Fe_2O_3	—	0,14	0,58	0,37	1,47	—	2,21	0,49
TR_2O_3	—	—	—	0,30	0,21	—	0,58	—
SiO_2	59,44	57,13	56,00	57,22	58,10	58,88	58,12	58,45
TiO_2	Сл.	0,05	0,29	Не обн.	0,07	0,05	0,06	0,04
ZrO_2	20,48	20,33	20,25	20,28	20,17	20,77	18,52	19,30***
SnO_2	—	—	—	0,08	—	—	—	—
Nb_2O_5	—	1,43	—	Не обн.	—	—	0,037	—
P_2O_5	—	—	—	0,02	—	—	—	0,15
H_2O^+	5,72	9,94	9,26	4,70	5,70	—	8,15	3,41
H_2O^-	3,89			3,70	3,80			5,69
F	—	0,12	—	0,20	—	—	—	—
Cl	0,15	0,18	—	—	—	—	—	—
П. п.	—	—	—	1,28	—	—	—	—

Сумма	100,53	99,83	100,03	98,76	(99,97)	90,22	100,45**	99,86
$-O=F_2+Cl_2$	0,04	0,09	—	0,08	—	—	—	—
	100,49	99,74	—	98,68	—	—	—	—

Уд. в.	2,524	2,615	—	2,61	2,63	—	2,587	2,61
n_g	—	1,577	1,571	1,556	1,578	1,574	1,575	1,564
n_m	—	1,569	—	—	1,570	1,568	—	—
n_p	—	1,563	1,560	1,54	1,563	1,562	1,558	1,550
$2V$	—	84°	71°	—	82°	89°	—	72°

* Общее содержание Fe. ** В том числе $HfO_2 - 1,43$. *** В том числе $HfO_2 - 4,7$.
1 — Нарсарсук (Гренландия), анал. Линдстрём [1]; 2 — белый, из пегматита, гора Аллуайв (Ловозерский массив), анал. Казакова [7]; 3 — светло-бурый, из контактовой зоны, гора Вавнед (Ловозерский массив), анал. Быкова [17]; 4 — Тарбагатай (Восточный Казахстан), анал. Скопина [18]; 5 — массив Улан-Эрге (Тува), анал. Архангельская, в оригинале сумма 99,80 [11]; 6 — Десурди, Квебек (Канада), анализ выполнен электронным микроскопом [8]; 7 — Хан-Богдинский массив (Монголия), анал. Писарская [19]; 8 — Бурпала (Северное Прибайкалье), анал. не указан [15].

Состав группы редких земель в эльпидите из Монголии (1) — хим. анал. 7 [19] и из Казахстана (2) [20] (в % к $\Sigma TR_2O_3 + Y_2O_3$):

	1	2		1	2
$\Sigma TR_2O_3 + Y_2O_3$	0,58	0,37			
La_2O_3	1,4	—	Dy_2O_3	2,3	11,9
Ce_2O_3	2,7	11,9	Ho_2O_3	2,3	5,9
Pr_2O_3	0,5	—	Er_2O_3	7,0	15,9
Nd_2O_3	1,4	13,9	Tm_2O_3	1,6	6,0
Sm_2O_3	1,2	8,5	Yb_2O_3	11,4	18,3
$Gd_2O_3 + Eu_2O_3$	1,5	8,5	Lu_2O_3	3,0	—
$Tb_2O_3 + Y_2O_3$	63,7	—			

Состав группы редкоземельных элементов в ловозерском эльпидите ($\Sigma TR = 100\%$), анал. Малышева [16]: La — 14,3, Ce — 46,2, Pr — 5,5, Nd — 21,3, Sm — 3,6, Eu + Gd — 3,0, Tb + Y — 2,5, Dy — 1,3, Ho — 0,4, Er — 0,8, Tm — не обн., Yb — 1,0, Lu — 0,2.

Диагн. исп. Разлагается только HF. В закр. тр. при нагревании выделяется вода. П. п. тр. легко сплавляется. С бурой дает прозрачное стекло.

Повед. при нагр. Плавится при 1070° [11]. Значительная часть воды в минерале имеет цеолитный характер. На кривой ДТА эльпидита из Ловозерских тундр имеется эндотермическое понижение в интервале $90-260^\circ$; кривая обезвоживания этого эльпидита указывает на выделение воды при $120-250^\circ$ [21]. На дериватограмме монгольского эльпидита эндотермические эффекты при $150, 200$ и 405° связаны с дегидратацией (фиг. 71) [19].

Наход. Довольно редок; приурочен к щелочным породам (нефелиновым сиенитам, щелочным гранитам и их пегматитам).

Впервые был обнаружен в пегматитах Нарсарсука (Южная Гренландия), где ассоциируется с эгирином, полевым шпатом и кальцитом, реже с нептунитом и эпидидимитом; известен в псевдоморфозах по эвдиалиту и кальциту [13]. В Ловозерском массиве (Кольский п-ов) известен [7, 17, 21, 22] в пегматитовых жилах на горах Куфтньюн и Аллуайв; помимо первичного, который ассоциируется с розовым альбитом, здесь более распространен вторичный эльпидит, образовавшийся при замещении эвдиалита и ассоциирующийся в катаплеитом, реже с цирфеситом. Встречен также на горе Вавинбед в приконтактовой зоне среди микроклинов вместе с эгирином и лабунцовитом и в пегматитовой зоне среди фойяита на горе Карнасурт с эгирином, ломоносовитом, микроклином, нептунитом, арфведсонитом, цеолитом и эвдиалитом, но без признаков замещения последнего [16]. В Хибинском массиве (Кольский п-ов) отмечался в натролитизированных участках пегматитового тела в мельтейгит-уртитах горы Юкспор [23]; найден среди продуктов изменения эвдиалита в пегматитах горы Ньорквяврпахк (новые данные Семенова). В кварц-микроклин-эгириновых пегматитах щелочных гранитов, в альбититах и альбитизированных гранитах Тарбагатая (Восточный Казахстан) эльпидит встречен в виде крупных (до 30 см) кристаллов в ассоциации с кварцем, микроклином, альбитом, трибекитом, эгирином, гагаринитом, цирконом, пирохлором, лепидолитом, флюоритом [18]. В массиве Улан-Эрге (Юго-Восточная Тува) эльпидит обнаружен в меланократовых амфибол-микроклин-кварцевых жилах, секущих фенитизированные граниты и гранодиориты, среди кварца или в пустотах с акцессорными торитом, бетафитом, чевкинитом, ильменитом; образовался при фенитизации пород на ранней стадии метасоматического процесса вместе с щелочными амфиболами [11]. В массиве Бурпала (Северное Прибайкалье) обнаружен в измененных щелочных гранитах левого берега р. Майгунды [24] и в пегматоидных участках микроклинизированных аплитов [15].

Широко распространен в щелочных породах Хан-Богдинского массива (Монголия) [19], особенно в некоторых экеритах и пегматитах, иногда как породообразующий минерал (до 20%) в ассоциации с кварцем, микроклином, альбитом, арфведсонитом, эгирином и акцессорными нептунитом, астрофиллитом,

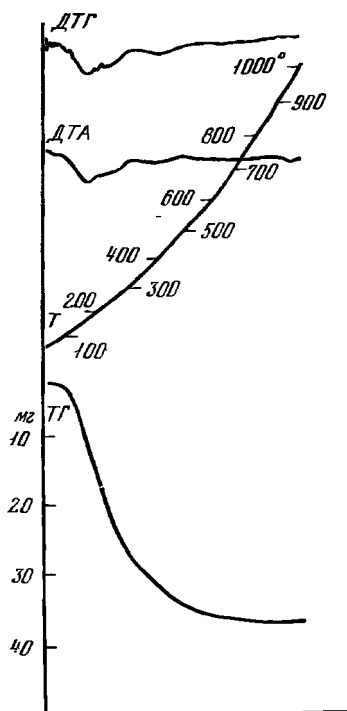
паразитом, цирконом и др.; в меньших количествах установлен в щелочных гранитах этого же массива. Встречен в эгириновых гранитах о-ва Рокалл (северо-восточная часть Атлантического океана) [25]. Широко распространен в щелочных гранитах и в секущих их кварц-рибекит-микроклиновых жилах на горе Накалах массива Илимаусак (Гренландия) [26]. В том же массиве в виде псевдоморфоз по эвдиалиту наблюдался в Кангердлугсуаке [13]. Известен в жилах измененных силикатных пород среди нефелиновых сиенитов в карьере Десурди, пров. Квебек (Канада) в ассоциации с микроклином, катаплетом, эгирином и кальцитом [8].

В осадочных образованиях формации Грин-Ривер, шт. Юта (США) аутигенный эльпидит встречается с баритокальцитом в пустотах, частью выполненных нахколитом [27].

Изм. Довольно устойчив. Описаны псевдоморфозы по эльпидиту из Казахстана, состоящие из кварца, циркона и флюорита [28]. Отмечено развитие налетов порошокватого циркона на эльпидите из Улан-Эрге [11]. По трещинам спайности эльпидита с горы Карнасурт (Ловозеро) отмечаются землистые желтовато-серые продукты его разложения [16].

Искусств. Синтезирован [29] вместе с флюоритом при нагревании до 350° в гидротермальных условиях смеси аморфного SiO_2 , ZrO_2 , CaCO_3 и Na_2SiF_6 при давлении водяных паров около 85 кг/см^2 . Получен [30] из смеси ZrO_2 , SiO_2 , Na_2CO_3 и H_2O при $350\text{--}500^\circ$ и давлении 700 бар с цирконом, кварцем и цирконосиликатом Na.

Отл. От сходного альбита отличается в шлифах более высоким рельефом и отчетливой спайностью, параллельной удлинению кристаллов.



Фиг. 71. Термические кривые эльпидита из Монголии (по Владыкину)

Межплоскостные расстояния эльпидита из Ловозера [16]

Fe-излучение, $D = 66,0 \text{ мм}$

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
020	6	7,11	350	2	1,876	404	—	—
110	4	6,45	410	4	1,830	084	1	1,260
101	5	5,12	401	3	1,783	383	1	1,236
111	1	4,81	004	5	1,765	610	1	1,228
121	4	4,17	360	4	1,728	620	0,5р	1,218
220	3	3,31	303	1	1,702	1.12.0	5	1,185
140	10	3,26	431	1	1,681	602	—	1,166
112	6	3,13	422	6	1,591	580	1	1,144
221	4ш	2,96	182	2	1,566	464	6	1,1298
231	2	2,709	500	6	1,487	0.10.4	4	1,1162
240	3	2,586	460	3	1,466	185	0,5	1,1001
212	4	2,535	304	4	1,437	613	6	1,0894
310	1	2,439	324	0,5	1,404	3.12.0	5р	1,0775
222	5	2,409	105	0,5	1,392	700	1р	1,0588
330	0,5	2,182	462	7ш	1,354	326	0,5	1,0488
242	3	2,095	264	2	1,328	643	5	1,0442
302	4	2,024	480	1	1,294	564	3р	1,0257
341	6	1,956	542	2	1,275			

Л и т е р а т у р а

1. Lindström G. Geol. För. Förhandl., 1894, 16, N 158, H. 4, 330.
2. Nordenskiöld G. Geol. För. Förhandl., 1894, 16, N 158, H. 4, 343.
3. Лабунцов А. Н. ДАН СССР, 1926, Сер. А. 39.
4. Семенов Е. И., Бурова Т. А. ДАН СССР, 1955, 101, № 6, 1113.
5. Canillo E. E., Rossi G., Ungaretti L. Am. Min., 1973, 58, N 1-2, 106.
6. Геронова Н. Н., Белов Н. В. ДАН СССР, 1963, 150, № 3, 642; Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, 92, вып. 5, 624; Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1963, № 17, 16; Геронова Н. Н., Белов Н. В. Кристаллография, 1964, 9, вып. 6, 828.
7. Тихоненков И. П., Семенов Е. И., Казакова М. Е. ДАН СССР, 1957, 114, № 5, 1101.
8. Chao G. V. Canad. Min., 1967, 9, pt 2, 286.
9. Сапожников А. Н., Кашаев А. А. Кристаллография, 1978, 23, вып. 1, 52.
10. Flink G., Bøggild N. V., Winter Ch. Medd. Grønland, 1901, 24, 146.
11. Капустин Ю. А. ДАН СССР, 1966, 171, № 4, 952.
12. Бокый Г. Б., Плюснина И. И. Научн. докл. высшей школы, Сер. геол.—геогр. наук, 1958, № 3, 116; Поваренных А. С. Геол. журн. АН УССР. 1976, 36, вып. 1, 54.
13. Bøggild N. V. Medd. Grønland, 1906, 33, N 15, 118; Medd. Grønland, 1953, 149, N 3, 243.
14. Воронков А. А., Шумяцкая Н. Г., Пятенко Ю. А. Кристаллохимия минералов циркония и их искусственных аналогов. М.: Наука, 1978, 128.
15. Ефимов А. Ф., Ганзеев А. А. В кн.: Редкометалльные месторождения, их генезис и методы исследования. М.: Недра, 1972, 179.
16. Буссен И. В., Кульчицкая Е. А., Латышева Л. Т., Меньшиков Ю. П. Материалы по минералогии Кольского п-ова. Л.: Наука, 1974, № 10, 99.
17. Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9, 18.
18. Степанов А. В. Тр. Каз. научно-исслед. ин-та минеральн. сырья, 1961, вып. 5, 147.
19. Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Лапидес И. Л., Сапожников А. Н., Писарская В. А. В кн.: Вопросы минералогии горных пород и руд Восточной Сибири. Иркутск, 1972, 6.
20. Минеев Д. А. Геохимия метасоматически измененных гранитоидов и редкометалльных метасоматитов Северо-Западного Марбагатая. М.: Наука, 1969, 40.
21. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. М.: Изд-во АН СССР, 1959, 322.
22. Семенов Е. И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972, 160.
23. Капустин Ю. Л., Быкова А. В., Букин В. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1972, 101, вып. 1, 80.
24. Андреев Г. В., Портнов А. М. Геология месторождений редких элементов, 1968, вып. 32, 94.
25. Lacroix A. C. R., Paris, 1921, 173, 270.
26. Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Илимаусак. М.: Наука, 1969, 74; в кн.: Минералогия перматитов и гидротермалитов щелочных массивов. М.: Наука, 1967, 3.
27. Milton Ch., Eugster H. P. Researches in geochemistry. New York, 1959, 118.
28. Кудрин В. С., Кудрина М. А., Шурига Т. И. Геология месторождений редких элементов, 1965, вып. 25, 93.
29. Michel-Levy Ch. M. Bull. Soc. fr. min. crist., 1961, 84, N 3, 264.
30. Baussy G., Caruba R., Baumer A., Turco G. Bull. Soc. fr. min. crist., 1974, 97, N 6, 433.

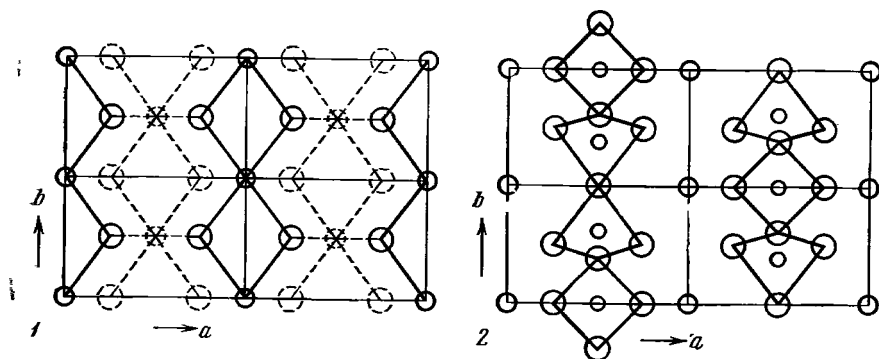
СТРУКТУРА ТИПА ТОБЕРМОРИТА

ГРУППА ТОБЕРМОРИТА

	Сингония	α_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Тоберморит $\text{Ca}_5[\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_2] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Ромб.	11,3	7,33	22,6	—	2,4—2,6
Пломбиерит $\text{Ca}_5[\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_2] \cdot 11\text{H}_2\text{O}$	Ромб.	11,24	7,30	28,0	—	2,2
Риверсайдит $\text{Ca}_5[\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_2] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Ромб.	11,12	7,32	18,6	—	2,6
[Тахеренит] (Ca, Mg, Al)(Si, Al) $\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Монокл.	17,07	3,65	27,9	114°06'	2,36
[Окенит] $\text{Ca}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Трикл.*	9,84	[7,20	21,33	103°54'	2,33
[Некоит] $\text{Ca}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Трикл.**	9,86	7,32	7,60	86°12'	2,14

* $\alpha = 90^\circ$, $\gamma = 111^\circ 30'$ ** $\alpha = 103^\circ 54'$, $\gamma = 111^\circ 48'$.

В группу включены редкие в природе водные силикаты кальция, различающиеся содержанием воды. Внешне они сходны, легко переходят друг в друга, часто образуют взаимные прорастания. Для их структуры, как показало изучение тоберморита [1] (фиг. 72), характерны трехслойные пакеты, перпендикулярные оси c ; внешние слои пакетов сложены параллельными оси b цепочками SiO_4 -тетраэдров, внутренние слои — Са-полиэдрами. Пакеты смещены



Фиг. 72. Два основных элемента в структуре тоберморита; проекция на (001) (по Мегоу и Килси)

1 — внутренние слои, сложенные призматическими CaO_6 -полиэдрами; 2 — внешние слои, сложенные параллельными оси b цепочками из SiO_4 -тетраэдров. Маленькие кружки — Si, средние — Ca, большие O. Атомы и связи, показанные штриховыми линиями, относятся к слою другого уровня;

друг относительно друга на $b_0/2 = 3,665 \text{ \AA}$ [1, 2]. Цепочки SiO_4 -тетраэдров в тоберморите, по Мамедову и Белову [3], представляют собой сдвоенные ксенолитовые цепочки $[\text{Si}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_2]$, образующие гофрированные слои; в каждом третьем тетраэдре свободная вершина занята группой (OH) [4]. Между пакетами заключены молекулы воды и часть атомов Ca. В зависимости от количества межпакетной воды различны расстояния между пакетами; $9,6 \text{ \AA}$ — в риверсайдите, $11,3 \text{ \AA}$ — в тоберморите, 14 \AA — в пломбиерите (соответственно различны межплоскостные расстояния d_{002}). Викар [5] отрицает наличие ксенолитовых цепей, отмечает в структуре полисиликатные цепи $(\text{SiO}_3)_n$ и наличие протона; соответственно он принимает для тоберморита формулу $\text{Ca}_5\text{H}_2(\text{SiO}_3)_6 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$.

Показатели преломления минералов возрастают с уменьшением содержания воды: у пломбиерита $n_m = 1,495 - 1,523$ [6], у тоберморита $n_g = 1,575$, $n_m = 1,571$, $n_p = 1,570$ [7], у риверсайрита $n_g = 1,605$, $n_m = 1,601$, $n_p = 1,600$ [8].

Синтетические аналоги этих минералов являются важными компонентами силикатных кирпичей и портландцемента. В технике эти искусственные соединения обозначаются общим названием «тобермориты» или «гидраты силиката кальция I» — «calcium silicate hydrates I», а также «CSH I». Для них, как и для других водных силикатов кальция, приняты обозначения CaO — «С», SiO_2 — «S» и H_2O — «Н» [11]. В технических продуктах различают [9—11]: 9 \AA гидрат (риверсайдит), 10 \AA гидрат, 11 \AA гидрат (собственно тоберморит), 14 \AA гидрат (пломбиерит). 10 \AA и 9 \AA гидраты в природе встречены лишь в проращении с другими «тоберморитами», первый из них минералогического названия не получил. От обычного тоберморита несколько отличается тоберморит из Лох-Айндорта (Шотландия), характеристика его приведена в конце статьи «Тоберморит».

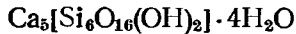
Природа тахеренита и соотношение его с тоберморитом не ясны; в данную группу он помещен условно. Условно в эту группу помещены также оконит и некоит.

Л и т е р а т у р а

1. Megaw H. D., Kelsey C. H. Nature, 1956, 177, N 4504, 390.
2. Bollmann W. Zs. Krist., 1968, 126, H. 1, 1.
3. Мамедов X. С., Белов Н. В. ДАН СССР, 1958, 123, № 1, 163.
4. Рыскин Я. И., Ставицкая Г. П., Жданов С. П., Митропольский Н. А. Изв. АН СССР. Сер. неорг. матер., 1969, 5, № 5, 954.
5. Wicker W. Zs. anorg., allgem. Chem., 1968, 360, H. 5-6, 307.
6. McConnell J. D. C. Min. Mag., 1955, 30, N 229, 672.

7. Claringbull G. F., Hey M. M. *Min. Mag.*, 1952, 29, N 218, 960.
 8. McConnell J. D. C. *Min. Mag.*, 1954, 30, N 224, 293.
 9. Taylor H. F. W. *J. Chem. Soc.*, London, 1950, 3682; 1953, 163.
 10. Heller L., Taylor H. F. W. *Crystallographic data for the calcium silicates*. London, 1956, 31.
 11. Kalousek G. L., Prebus A. F. *J. Am. Ceram. Soc.*, 1958, 41, N 4, 124.

Тоберморит Tobermorite



Назван по месту первой находки в Тобермори на о-ве Малл в Шотландии [1].

Крестморит — *crestmoreite* из Крестмора (США) [2] оказался смесью тоберморита с вилькеитом и „риверсайдитом“ [3] (последний имеет $d_{002} = 14\text{Å}$ и в действительности является пломбиеритом).

Синон. 11 Å-тоберморит.

Характ. выдел. Скопления волокон, мелких игольчатых кристалликов, мелкозернистые радиально-лучистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_2^5 - C 222_1$. $a_0 = 11,3$, $b_0 = 7,33$, $c_0 = 22,6$ ($= 11,3 \times 2$) Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,648 : 1 : 3,083$; $Z = 4$ [5, 6]. По Мак-Конелу [4], псевдоячейка имеет: $a_0 = 5,65$, $b_0 = 3,66$, $c_0 = 22,60$ Å; по Гроте и Шимелу [7]: $a_0 = 5,65$, $b_0 = 7,33$, $c_0 = 11,3$ Å; по Клифу и др. [8], А-центрированная моноклинная псевдоячейка: $a_0 = 17,07$, $b_0 = 3,65$, $c_0 = 27,9$ Å, $\beta = 114,1^\circ$; $Z = 1$. О структуре см. во введении к группе тоберморита.

Кристаллы — волокна (до 5 мм), удлиненные вдоль оси b (по удлинению цепочек $[\text{Si}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_2]$).

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (100) менее совершенная. Тв. агрегатов 3—3½. Волока не гибкие. Изл. агрегатов раковистый.

Уд. в. 2,3—2,6. Цв. белый, желтовато-белый, светло-серый. Бл. шелковистый, на воздухе тускнеет. В ИК-спектре тоберморита (фиг. 73)

Фиг. 73. ИК-спектры тоберморита (1) и тахеренита (2) (по Клифу)

наблюдаются полосы: 1174, 1105, 1082, 903, 740, 665, 644, 485, 458 cm^{-1} ; полосы 3450 и 1630 cm^{-1} принадлежат молекулярной воде [8—13].

Микр. В шлифах обычно тонковолокнистый. Погасание прямое. Удлинение (\pm). $Np \parallel c$, $Nm \parallel b$. Двусный (+). Данные по оптическим константам различивы:

n_g	n_m	n_p	$2V$	Местонахождение	Ссылка
1,575	1,571	1,570	Малый	Беликрэги (Ирландия)	[14]
—	1,558	—	—	Тобермори (Ирландия)	[1]
1,556	—	1,549	—	Окуртау (УзбССР)	[9]
—	1,578	1,577	70—82°	Инсизва (ЮАР)	[15]
—	1,560	—	—	Портри, о-в Скай (Шотландия)	[16]

Хим. Теор. состав: CaO — 38,37, SiO₂ — 49,32, H₂O — 12,31. Возможно замещение Si на Al [8]. Содержание воды непостоянно.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	0,891	—	0,05	0,80	1,25	0,22	0,56	0,24
K ₂ O	0,572	—	0,05	Не обн.	0,71	0,27	0,25	0,19
MgO	—	—	—	0,52	4,38	0,50	Сл.	4,90
CaO	33,978	37,4	36,02	31,25	24,53	33,30	35,15	27,59
MnO	—	—	—	Не обн.	—	—	—	—
FeO	1,080	—	—	—	—	—	0,15	—
Al ₂ O ₃	3,895	—	—	0,92	6,35	5,63	4,26	2,32

	1	2	3	4	5	6	7	8
Fe ₂ O ₃	0,664	—	—	Сл.	0,13	0,55	—	—
SiO ₂	46,62	49,6	44,86	51,05	45,39	45,45	46,17	48,30
TiO ₂	—	—	—	Не обн.	0,10	—	—	—
SO ₃	—	—	—	0,20	—	—	—	—
H ₂ O ⁺			11,10	15,12	16,88	12,69	13,47	16,85
H ₂ O ⁻	12,109	13,0	8,32		1,06	1,81		
Сумма	99,809	100,0	100,40	(99,86)	100,78	100,42	100,01	100,39
Уд. в.	2,423	2,65	—	2,31	—	—	2,458	—

1 — Блади-Бей, Тобермори, о-в Малл (Шотландия), анал. Хедл [1]; 2 — Касл-Хил, графство Эр (Шотландия) [13]; 3 — Беликрэги (Северная Ирландия), смесь тоберморита и пломбиерита (фаз 11,3 Å и 14,6 Å) [4]; 4 — Окуртау (УзбССР), анал. Касьянова, в оригинале сумма 99,96 [9]; 5 — Пра-де-ла-Струа (Италия) [17]; 6 — Монте-Бьена (Италия) [18]; 7 — Лох-Айнорт (Шотландия), анал. Босуэл [13]; 8 — Группо-ди-Волтри, Лигурийские Альпы (Италия) [19].

Диagn. исп. Искусственный тоберморит разлагается без нагревания разбавленной соляной (0,5 N) и уксусной (1 N) кислотами и десятипроцентным раствором соды [20]. Минерал из Узбекистана 10% HCl разлагается при кипячении [9]. В закр. тр. выделяет воду [9].

Повед. при нагр. На кривой ДТА тоберморита из Узбекистана имеются небольшие эндотермические понижения при 300 и 780° и экзотермические повышения при 380 и 900°; вес минерала уменьшается постепенно при нагревании до 900° [9]. Тоберморит из Беликрэги и из Крестмора до 125° не изменяется, выше 125° теряет часть воды и переходит в риверсайдит (фазу 9 Å); в гидротермальных условиях тоберморит из Беликрэги при 400° превращается в ксонотлит, нагревание на воздухе при 800° вызывает его превращение в волластонит (непосредственного замещения его волластонитом, в отличие от тоберморита из Лох-Айнорта, не наблюдалось) [21]. Искусственный тоберморит превращается в фазу 9 Å при температурах 200—450° [22]; нагревание его при 750° вызывает образование волластонита [13, 20]. Разлагается при 185° и давлении от 690 до 2760 бар [23]. Тобермориты, которые при нагревании до 300° переходят в фазу 9 Å, предложено [24] называть «нормальными» в отличие от «аномальных», которые при 300° не изменяются.

Находж. Редкий минерал метаморфических пород, отмечается также в полостях базальтов. Впервые встречен около Тобермори на о-ве Малл в Шотландии [1]. В Окуртау (УзбССР) обнаружен в прорастании с кальцитом в краевых частях прожилка в гранат-пироксеновом скарне [9]; в центральной части прожилка содержатся апофиллит, таумасит и сапонит. В субмикроскопических прорастаниях с вилькеитом и пломбиеритом (названных „крестморитом“) обнаружен в голубом кальците из метаморфических пород Крестмора в Калифорнии (США) [2—4]. В прорастании с пломбиеритом установлен в спёррит-кальцитовый породе Израиля [25]; в сростании с пломбиеритом — в Беликрэги (Северная Ирландия) [15]; входит в состав нодулей кальциевых роговиков массива Инсизва в Грикваленде (ЮАР) [15]. В Шотландии встречен в полостях базальтов Касл-Хила (графство Эр) [13], а также с цеолитами, ксонотлитом, гиролитом и тахеренитом в миндалинах оливинового долерита в Портри (о-в Скай) [16]. В Италии тоберморит найден в базальте Пра-де-ла-Стуа [17] и Монте-Бьена [18] и в метаморфических породах Группо-ди-Волтри (Лигурийские Альпы) [19].

Изм. На воздухе (при растирании) очень легко поглощает воду и переходит в пломбиерит [4].

Искусств. Впервые синтезирован Флинтом и др. в 1938 г. [26]. Образуется из 14 Å гидрата (пломбиерита) при 55° [22]. В системе CaO—SiO₂—H₂O синтезируется при температурах ≥125° [27]. Получается гидротермальным путем [10, 20, 27—30], особенно легко — в автоклаве из смеси свежесажженной извести и порошка кварца при 175° [31, 32]. Богатый Al (6,82—6,88% Al₂O₃) тоберморит (11 Å гидрат) получен из смеси клиноптилолита и извести при давлении насыщенных водяных паров при 90° в течение 8 недель, при 170° — в течение 40 часов [33].

Практ. знач. Природный тоберморит практического значения не имеет; синтетический, как и другие водные силикаты кальция — «тобермориты» — существенная составная часть портландцемента и силикатных кирпичей.

Отл. Надежно диагностируется по рентгенограммам.

Несколько отличается от тоберморита других месторождений тоберморит из Лох-Айнорта в Шотландии, изученный Хедлом [1], Кларингбуллом и Хейем [14], а затем Гардом и Тэйлором [34]. Он представлен волокнами и игольчатыми кристаллами длиной около 5 мкм при толщине до 2 мкм [34]. Ромб. с. Псевдоячейка центрирования, $a_0 = 5,60$, $b_0 = 3,67$, $c_0 = 22,6$ Å (фактически a_0 и b_0 в 2 раза больше [34]); период идентичности (11,3 Å) по оси c — как у собственно тоберморита. Игольчатые волокна также удлинены вдоль оси b ; спайность совершенная по (100), а по (001) значительно менее совершенная. См. хим. анализ 7. При растирании на воздухе не переходит в 14 Å гидрат (пломбиерит); при слабом нагревании не преобразуется в риверсайдит, а при дальнейшем нагревании, в отличие от обычного тоберморита, переходит непосредственно в волластонит без образования промежуточного продукта — ксонотлита [34]. Мамедов и Белов [35] полагают, что этот минерал надо рассматривать как трехслойный ксонотлит. По [24], он относится к «аномальному» тобермориту.

10А гидрат. $a_0 = 11,2$, $b_0 = 7,32$, $c_0 = 20,5$ Å. Наблюдается в прорастании с тоберморитом, пломбиеритом и вилькеитом в образцах из Крестмора в шт. Калифорния (США) [4, 5, 14].

Межплоскостные расстояния тоберморита из Беликрэги *

CuK α -излучение					
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
002	100	11,3	423	60	2,15
201	90	5,55		60	2,10
	20	3,84	408; 425	70	2,01
205	70	3,57		90	1,85
	20	3,34	040	50	1,74
	20	3,24	620	70	1,676
220	70	3,11		70	1,627
222	70	2,99		40	1,570
400	100	2,83	440	40	1,547
	20	2,75		10	1,511
404	60	2,53		10	1,469
	50	2,45		10	1,442
	70	2,32		10	1,408
209	60	2,29		10	1,401

* ASTM, 10-373.

Л и т е р а т у р а

- Hedde M. F. Min. Mag., 1880, 4, 119.
- Eakle A. S. Bull. Dept. geol., Univ. California, 1917, 10, N 19, 327.
- Taylor H. F. W. Min. Mag., 1953, 30, N 222, 155.
- McConnell J. D. C. Min. Mag., 1954, 30, N 224, 293.
- Heller L., Taylor H. F. W. Crystallographic data for the calcium silicates. London, 1956, 34.
- Megaw H. D., Kelsey C. H. Nature, 1956, 177, N 4504, 390.
- Bollmann W. Zs. Krist., 1968, 126, H. 1, 1.
- Cliff G., Gard J. A., Lorimer G. W., Taylor H. F. W. Min. Mag., 1975, 40, N 310, 113.
- Протодьяконова З. М. В кн.: Вопросы минералогии и геохимии. Ташкент: Наука, 1964, 217.
- Kalousek G. L., N Roy R. J. Am. Ceram. Soc., 1957, 40, N 7, 236.
- Крылов Г. М., Сиротенко Г. Ф. ДАН УзССР, 1961, № 3, 41.
- Рыскин Я. И., Ставицкая Г. П., Жданов С. П., Митропольский Н. А. Изв. АН СССР. Сер. неорган. матер., 1969, 5, № 5, 954.
- Webb A. B. Min. Mag., 1971, 38, N 294, 253.
- Claringbull G. F., Hey M. M. Min. Mag., 1952, 29, N 218, 960.
- Hanekom H. J. Ann. Univ. Stellenbosch, 1962, 37, sect. A, N 6, 441.
- Sweet J. M., Bothwell D. I., Williams D. L. Min. Mag., 1961, 32, N 253, 745.
- Gottardi G., Passaglia E. Period. Min., Roma, 1966, 35, N 1, 197.
- Gottardi G., Passaglia E. Period. Min., Roma, 1967, 36, N 3, 1079.
- Lucchetti G., Penco A. M. Min. Mag., 1978, 42, N 323, 383.
- Butt J. M., Raschkoewitsch L. M., Heiker D. M., Maier A. A., Goratschewa O. I. Silikattechnik, 1961, 12, H. 6, 281.
- Taylor H. F. W. Min. Mag., 1959, 32, N 245, 110.
- Wieker W. Zs. anorg., allgem. Chem., 1968, 360, H. 5-6, 307.

23. *Speakman K.* Min. Mag., 1968, 36, N 284, 1090.
 24. *Mitsuda T., Taylor H. F. W.* Min. Mag., 1978, 42, N 322, 229.
 25. *Bentor Y. K., Gross S., Heller L.* Am. Min., 1963, 48, N 7-8, 924.
 26. *Flint E. P., McMurdie H. F., Wells L. S.* U. S. Nation. Bur. Stand., J. Research, 1938, 21, N 5, 617.
 27. *Kalousek G. L., Prebus A. F.* J. Am. Ceram. Soc., 1958, 41, N 4, 124.
 28. *Kalousek G. L.* J. Am. Ceram. Soc., 1957, 40, N3, 74.
 29. *Buckner D., Roy M., Roy R.* Am. J. Sci., 1960, 258, 132.
 30. *Heller L., Taylor H. F. W.* J. Chem. Soc., London, 1951, 2397.
 31. *Taylor H. F. W.* Fourth Intern. Symposium on the Chemistry of Cement, Washington. D. C., 1960, 167 (обзор работ по синтезу).
 32. *Diamond S., White J. L., Dolch W. L.* Am. Min., 1966, 51, N 3-4, 388.
 33. *Mitsuda T.* Miner. J., Japan, 1970, 6, N 3, 143.
 34. *Gard J. A., Taylor H. F. W.* Min. Mag., 1957, 31, N 236, 361.
 35. *Мамедов X. С., Белов Н. В.* ДАН СССР, 1958, 123, № 1, 163.

Пломбиерит Plombierite



Назван по месту находки в районе Пломбиера во Франции [1]. Отвечает искусственному 14 Å гидрату из группы гидросиликатов кальция.

Синон. Пломбьерит, 14Å-тоберморит.

Характ. выдел. Гелеобразные выделения, на воздухе затвердевающие с появлением мелких волокон и их радиально-лучистых агрегатов [2].

Структ. и морф. крист. Ромб. с $a_0 = 11,24$, $b_0 = 7,30$, $c_0 = 28,0$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,540 : 1 : 3,837$ для минерала из Крестмора; псевдоячейка: $a_0 = 5,62$, $b_0 = 3,65$, $c_0 = 28,0$ Å [3]. У минерала из Беликрэги при обработке водой c_0 возрастает до 29,2 Å. Волокна удлинены вдоль оси b .

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (100) менее совершенная. Тв. $2\frac{1}{2}$. Хрупок. Уд. в. 2,02—2,2 [4] (вычисл. 2,2) [2]. Цв. белый. Бл. шелковистый.

Микр. Двуосный (+). Удлинение (\pm). Пл. опт. осей \perp удлинению. $N_p = c$, $n_m = 1,495$ — $1,523$, возрастает с увеличением уд. веса (см. при хим. анализах); двупреломление порядка 0,001—0,003 [4].

Хим. Теор. состав: CaO — 32,72, SiO₂ — 42,07, H₂O — 25,21.

Анализы:

	1	2	3	4		1	2	3	4
Na ₂ O	—	—	—	0,18	TiO ₂	—	—	—	0,20
K ₂ O	—	—	—	0,10	H ₂ O ⁺	} 23,2	23,3	23,0	10,72
MgO	—	0,3	не обн.	0,30	H ₂ O ⁻				
CaO	34,1	32,6	31,9	31,18	Сумма	99,2	99,8	99,6	99,95
Al ₂ O ₃	1,3	2,4	4,3	0,23	Уд. в.	—	2,018	2,186	2,042
Fe ₂ O ₃	—	0,8	0,5	0,47	n_m	—	1,495	1,523	1,503
Mn ₂ O ₃	—	—	—	0,05					
SiO ₂	40,6	40,4	39,9	41,76					

1 — Пломбиер (Франция), анал. Добрэ [1]; 2 и 3 — Беликрэги (Северная Ирландия), анал. Мак-Конел [2, 4]; 4 — Скоут-Хил (Ирландия), анал. Ларнер [4].

Повед. при нагр. При нагревании превращается сначала (при 90°) в фазу 11 Å (тоберморит), затем (при 300°) в фазу 9 Å (риверсайдит) [5].

Наход. Впервые обнаружен в виде гелеобразного вещества совместно с апофиллитом, шабазитом, опалом и арагонитом среди отложений термальных вод в древнеримских водопроводных трубах района Пломбиера во Франции [1]. В Беликрэги (Северная Ирландия) гелеобразный, быстро затвердевающий на воздухе пломбиерит встречен в ассоциации со скоутитом в пустотах ларнитовой породы на контактах долерита с известняками [2]. В Скоут-Хиле около Ларна (Ирландия) гелевидный пломбиерит образует оторочки (до 5 см) вокруг зерен ларнита и бредигита, в результате гидратации которых он образовался [4]. В прорастании с тоберморитом и вилькеитом наблюдался в Крестморе, шт. Калифорния (США) (был описан как «крестморит») [6]. В Израиле установлен в прожилках в спёррит-кальцитовой породе [7].

Изм. В зависимости от влажности окружающей среды легко дегидратируется и регидратируется при сохранении объема [4].

Искусств. Очень легко образуется при действии воды на тоберморит, а также при нахождении тоберморита во влажной атмосфере. Является продуктом гидратации силикатов кальция портландцементного клинкера.

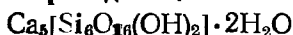
Межплоскостные расстояния пломбиерита из Крестмора, шт. Калифорния (США) [3]

CuK α -излучение					
hkl	l	d(Å)	hkl	l	d
002	10	14,0	222	7	2,98
201	8	5,53	400	10	2,81
207	9	3,25	209	9	2,72
220	10	3,07	040	8	1,831
			620	6	1,672
			800	4	1,405

Л и т е р а т у р а

1. Daubrée A. C. R., Paris, 1858, 46, 1088.
2. McConnell J. D. C. Min. Mag., 1954, 30, N 224, 293.
3. Heller L., Taylor H. F. W. Crystallographic data for the calcium silicates. London, 1956, 32.
4. McConnell J. D. C. Min. Mag., 1955, 30, N 229, 672.
5. Mitsuda T., Taylor H. F. W. Min. Mag., 1978, 42, N 322, 229.
6. Taylor H. F. W. Min. Mag., 1953, 30, N 222, 155.
7. Bentor Y. K. Am. Min., 1963, 48, N 7-8, 924.

Риверсайдит Riversideite



Название дано по месту находки в округе Риверсайд (США) [1] минералу, оказавшемуся субмикроскопическим прорастанием тоберморита и 9 А гидрата с вилькеитом [2]. Мак-Конел [3] предложил сохранить название риверсайдит для 9 А гидрата.

Характ. выдел. Волокнистые выделения.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $a_0 = 11,12$, $b_0 = 7,32$, $c_0 = 18,6$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,519 : 1 : 2,541$ [4]; псевдоячейка имеет в 2 раза меньшие параметры. Волокна удлинены вдоль оси b.

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (100) менее совершенная. Уд. в. 2,6—2,7. Цв. белый.

Микр. Двуосный (+). $Ng = a$, $Nm = b$, $Np = c$; удлинение (\pm). $n_g = 1,605$, $n_m = 1,601$, $n_p = 1,600$ [3].

Хим. Теор. состав. CaO — 40,32, SiO₂ — 51,90, H₂O — 7,78.

Нахожд. Встречен в составе белых волокнистых выделений в сростании с тоберморитом и вилькеитом в Крестморе, шт. Калифорния (США).

Искусств. Образуется из пломбиерита и тоберморита при нагревании выше 125° [5, 6]. Имеются данные [7], что при этом не все тобермориты переходят в риверсайдит, а только так называемые «нормальные» тобермориты.

Межплоскостные расстояния искусственного риверсайдита [3]

CuK α -излучение					
l	d(Å)	l	d	l	d
8	9,67	9	3,04	3	2,10
8	4,83	7	2,79	3	2,02
4	3,62	7	2,35	4	1,834
7	3,16	3	2,17	4	1,659
				4	1,526
				2	1,393
				2	1,106
				2	1,067

Л и т е р а т у р а

1. Eakle A. S. Bull. Dept. geol. Univ. California, 1917, 10, N 19, 327.
2. Taylor H. F. W. Min. Mag., 1953, 30, N 222, 155.
3. McConnell J. D. C. Min. Mag., 1954, 30, N 224, 293.
4. Heller L., Taylor H. F. W. Crystallographic data for the calcium silicates. London, 1956, 38.
5. Taylor H. F. W. Min. Mag., 1959, 32, N 245, 110.
6. Chatherji S. Cement a. Concrete. Res., 1973, 3, N 2, 215 (по РЖ Гео, 1973, 8В 671).
7. Mitsuda T., Taylor H. F. W. Min. Mag., 1978, 42, N 322, 229.

Тахеренит Tacharanite

(Ca, Mg, Al)(Si, Al)O₃·H₂O

Название от газельского «tacharan» — подмененный — по трудности диагностики и легкой изменямости [1].

Синон. Тахаранит.

Характ. выдел. Тонковолокнистые агрегаты, плотные, фарфоровидные скрытокристаллические массы, корочки.

Структ. и морф. крист. Пр. гр. не известна. А-центрированная монокл. псевдоячейка. $a_0 = 17,07$, $b_0 = 3,65$, $c_0 = 27,9$ Å, $\beta = 114^\circ 06'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 4,676 : 1 : 7,644$ [2]; $a_0 = 17,11$, $b_0 = 3,65$, $c_0 = 28,04$ Å, $\beta = 114^\circ 13'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 4,687 : 1 : 7,682$ [3]. $Z = 1$. Истинная ячейка, вероятно, F-центрированная, моноклинная с удвоенными параметрами ячейки [2].

Физ. св. Уд. в. 2,21—2,36. Вязкий. Цв. белый. На ИК-спектре поглощения основные полосы (см. фиг. 73₂) идентичны таковым тоберморита [2]. Хорошо проявленная полоса поглощения молекулярной воды (3450 см^{-1}) исчезает при нагревании образца до 500° [2].

Микр. Для скрытокристаллического тахеренита из Портри (Шотландия) $n \leq 1,537$ [1] или $1,525$ [4], из Брамбурга (ФРГ) $n = 1,54$, удлинение (\pm) [2], из Хантли (Шотландия) $n = 1,530$ (параллельно волокнам) и $1,518$ (перпендикулярно волокнам) [2], из Тасмании $n = 1,525$ — $1,535$ [5], из Лигурийских Альп (Италия) $n = 1,534$ [3].

Хим. Формула требует уточнения.

Анализы:

	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O	Сумма	Уд. в.
1	0,6	0,1	3,2	33,6	5,6	0,3	41,8	15,2	100,4	2,36
2	0,5	0,6	0,4	30,8	4,5	Не обн.	48,3	14,9	100,0	2,33
3	Не обн.	1,0	Не обн.	30,0	5,5	Не обн.	48,5	14,9	99,9	2,36
4	0,50	0,45	0,76	27,0	5,9	0,36	46,5	18,6*	100,07	—
5	0,55	Не обн.	0,41	32,99	5,52	Не обн.	44,40	16,12	99,99	2,21—2,26

* В том числе H₂O⁻ — 3,0.

1 — Портри, о-в Скай (Шотландия), анал. Ботуэл [1]; 2 — Брамбург (ФРГ) [2]; 3 — Хантли (Шотландия) [2] (2 и 3 выполнены под электронным микроскопом ЕММА-4 с приставкой для энерго-дисперсионного анализа, за H₂O принята потеря веса при прокаливании); 4 — Гадс-Хил, Тасмания (Австралия), анал. Фарст [5]; 5 — Лигурийские Альпы (Италия), анал. Мадукотелли [3].

Повед. при нагр. На дифференциальной кривой нагревания отмечаются эндотермические эффекты при 110 — 170° и около 800° и экзотермический пик при 860° [3]. По Суиту и др. [1], на кривой потери веса наиболее резкие перегибы наблюдались при 350 и 650° ; по Клифу и др. [2], вода выделяется в основном до 500° . При нагревании тахеренита до 600° его рентгенограмма не изменяется, при последующем нагревании на ней появляются линии волластонита [3].

Находж. Обнаружен в миндалинах оливнивого долерита из окрестностей Портри на о-ве Скай (Шотландия) в тесной ассоциации с тоберморитом, гиrolитом, ксонотлитом, мезолитом, томсонитом, ломонтитом и анальцитом [1]. В виде кристаллов — волокон (до 3 — 6 мм длиной) совместно с гиrolитом, океанитом и цеолитами встречен в составе мелоподобных и опаловидных включений в метасоматически измененных базальтах Брамбурга около Гёттингена (ФРГ) [2, 6]. В габбро Хантли в графстве Абердин (Шотландия) тонковолокнистый тахеренит найден в секущих жилах со скоутитом, ксонотлитом, гиrolитом, прени-том, кальцитом, ломонтитом; образовался по скоутиту [4]. Встречен в цеолитовых прожилках среди метаморфических пород в Лигурийских Альпах (Италия) [3]. В третичных базальтовых лавах Тасмании (Австралия) тахеренит образует плотные, фарфоровидные скрытокристаллические гроздевидные корочки и сферолиты [5].

Изм. По данным Суита и др. [1], на воздухе переходит в смесь тоберморита и гиrolита. Тахеренит из Австралии с поверхности превращен в мелоподобное вещество, вероятно, смесь карбоната кальция и фосфата кальция [5].

Межплоскостные расстояния тахеренита из Брамбурга [2]

CuK α -излучение. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	
002; $\bar{1}02$	10	12,7	$\bar{4}15$	1	2,687	222; $\bar{3}22$;	}	5	1,735
102; $\bar{2}02$	5	8,34	017	1	2,581	3.0.12; $\bar{9}$.0.12			
$\bar{1}04$	2	7,1	$\bar{4}17$	2	2,509	$\bar{9}17$; $\bar{9}15$	}	5	1,676
004; $\bar{2}04$	1	6,4	$\bar{5}13$	2	2,491	$\bar{9}19$; $\bar{9}13$			
202; $\bar{3}02$	5	5,699	504; $\bar{7}04$;	}	7	2,434	2.0.14; $\bar{9}$.0.14	1	1,633
104; $\bar{3}04$;	7	5,19	117						
300			1.0.10; $\bar{6}$.0.10	2	2,367	10.0.0	1	1,563	
204; $\bar{4}04$	1	4,145	$\bar{2}$.0.12; $\bar{4}$.0.12;	}	1	2,295	$\bar{6}24$	5	1,537
106; $\bar{4}06$	3	3,736	511						
$\bar{2}08$	3	3,489	019; $\bar{6}15$;	}	1	2,234	$\bar{6}26$; $\bar{6}22$	1	1,490
$\bar{1}08$; $\bar{3}08$;	6	3,405	$\bar{6}13$						
304; $\bar{5}04$;			2.0.10; $\bar{7}$.0.10	2	2,176	10.0.0	2	1,431	
$\bar{2}11$	3	3,353	415	5	2,128		2	1,414	
$\bar{2}13$	1	3,273	317; $\bar{2}$.1.11	2	2,077		2	1,386	
211	1	3,206	702; $\bar{8}02$; $\bar{4}$.1.11;	}	1	2,053		2	1,363
008; $\bar{4}08$;	3	3,178	$\bar{6}19$; 611						
113			1.0.12; $\bar{7}$.0.12;	}	5	1,993		1	1,316
$\bar{3}13$; $\bar{3}11$	5.1.11; $\bar{7}$ 1.7								
015	1	2,980	800; $\bar{7}11$	5	1,948		1	1,296	
$\bar{3}15$; 311	7	2,888	$\bar{7}19$; $\bar{6}$.1.11; 417	2	1,913		3	1,220	
404; $\bar{6}04$	7	2,853	508; $\bar{9}08$; 704; $\bar{9}04$	1	1,873		2	1,198	
306; $\bar{6}06$;	8	2,775	$\bar{3}$.1.13; 319; 711	3	1,851		3	1,118	
502; $\bar{6}02$;			020	8	1,822	1	1,110		
$\bar{4}11$	1	2,731	022; $\bar{1}22$	3	1,805		1	1,074	
							2	1,068	

Л и т е р а т у р а

1. Sweet J. H., Bothwell D. I., Williams D. L. Min. Mag., 1961, 32, N 253, 745.
2. Cliff G., Gard J. A., Lorimer G. W., Taylor H. F. W. Min. Mag., 1975, 40, N 310, 113.
3. Lucchetti G., Penco A. M. Min. Mag., 1978, 42, N 323, 383.
4. Livingstone A. Min. Mag., 1974, 39, N 307, 820.
5. Sutherland F. L. Min. Mag., 1976, 40, N 316, 887.
6. Koritnig S. Contrib. min., petrol., 1972, 35, N 4, 293.

Окени́т Okenite
 $\text{Ca}_3[\text{Si}_6\text{O}_{15}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

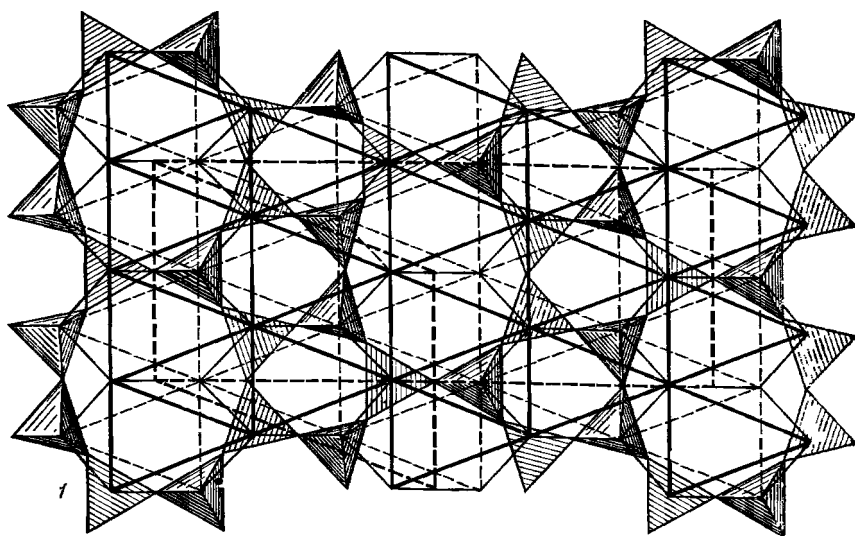
Назван по имени Л. Окена (Кобель, 1828).

Синон. Дисклазит — dysklasite (Конвел, 1834); бордит — bordite (Адам, 1859).

Характ. выдел. Очень мелкие кристаллы (доли миллиметра), брусковидные пластинки, спутанно-волокнистые, радиально-шестоватые (до 3 мм в диаметре), чешуйчатые, скорлуповатые и плотные агрегаты.

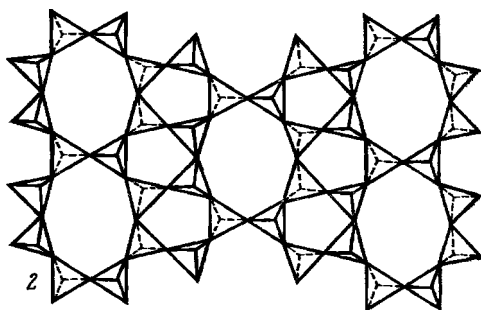
Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_2^1 - P\bar{1}$ (?) (Поваренных, 1966). $a_0 = 9,84$, $b_0 = 7,20$, $c_0 = 21,33$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 1,367 : 1 : 2,962$; $\alpha = 90^\circ$, $\beta = 103^\circ 54'$, $\gamma = 111^\circ 30'$ [1]; $Z = 1$ [2]. Для моноклинной псевдоячейки: $a_0 = 18,30$, $b_0 = 7,20$, $c_0 = 21,33$ Å, $\beta = 105^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2,542 : 1 : 2,962$ [1].

Основу структуры окенита [2] составляют плоские сетки состава $[\text{Si}_6\text{O}_{15}]$ (фиг. 74), образованные в результате конденсации ксонотлитовых лент посредством плоскостей скольжения. В сетке чередуются восьмичленные кольца из SiO_4 -тетраэдров с двойным числом пятичленных колец. В SiO_4 -тетраэдрах среднее расстояние O—O $\approx 2,5$ Å. Атомы Ca находятся в искаженной шестерной координации. Ca-октаэдр, соединяясь ребрами, образуют бесконечные плотноупакованные слой-колонки (со степенью заполнения 3/4), послойно



Фиг. 74. Структура окенита

1 — кремнекислородная сетка $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]_{\infty}$ (заштрихована), расположенная на плотноупакованном слое из Ca-октаэдров (сплошные и тонкие штриховые линии); жирными штриховыми линиями выделена элементарная ячейка (по Мамедову и Белову); 2 — окенитовая сетка SiO_4 -тетраэдров, как результат конденсации ксонолитовых колец (по Белову)

Фиг. 75. Расположение молекул цеолитной H_2O (кружки) в структуре окенита (по Мамедову и Белову)

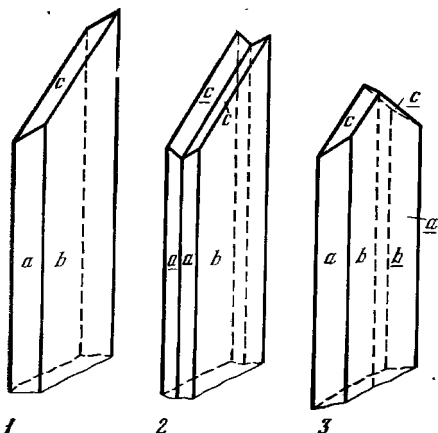
соединенные с кремнекислородными сетками. Ячейка окенита трехэтажная, содержит три ксонолитовых пакета. Из 6 молекул H_2O в ячейке две молекулы H_2O конституционные, занимают вершины Ca-октаэдров, не связанные с SiO_4 -тетраэдрами; остальные $4\text{H}_2\text{O}$, вероятно, цеолитного типа (фиг. 75) [2].

Формы (по Бёггильду [3] — в структурной установке [1], буквенные обозначения для символов в новой установке не даны):

	φ	ρ		φ	ρ
001	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$\bar{1}02$	$-58^\circ 00'$	$90^\circ 00'$
100	75 00	90 00	011	139 00	31 00
102	41 00	90 00	111	119 00	53 00

Данные измерений Бёггильда согласуются с первым описанием кристаллов окенита Брайтхаупта (1845). Морфологическое отношение осей не дано; $\alpha = 122^\circ 54'$, $\beta = 67^\circ 46'$, $\gamma = 50^\circ 10'$ [3]. Соотношение установок морфологической Бёггильда (M) и рентгеновской (P):

M	b010	a100	hk0	c001	hkl	hk0
P	001	$\bar{1}02$	100	011	111	102

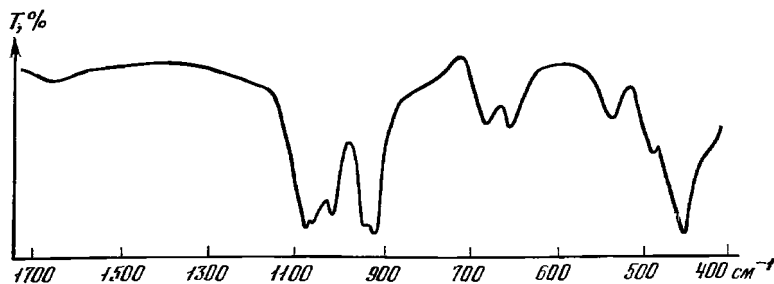


Фиг. 76. Кристаллы окенита из Гренландии (буквенные обозначения и установка по Бёггильду)

1 — одиночный; 2, 3 — двойники

2V большой. Показатели преломления варьируют:

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	Местонахождение	Ссылка
1,539—1,540	1,534—1,535	—	—	Керченский п-ов	[5]
1,514—1,515	1,514—1,515	—	—	»	[5]
1,536	—	1,530	0,006	Южные Мугоджары (хим. анализ 1)	[6]
1,553	1,540	—	0,009	Крестмор, Калифорния	[7]
1,541	—	1,530	0,011	Гренландия	[3]



Фиг. 77. ИК-спектр окенита (по Мёнке)

Хим. Теор. состав: CaO — 26,32; SiO₂ — 56,75; H₂O — 16,93.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	0,47	0,23	0,28	0,76	0,90	—	1,20	0,12	1,06
K ₂ O	0,26	—	2,24	0,60	0,03	—	0,04	0,06	—
MgO	сл.	1,58	0,24	0,12	—	—	—	—	—
CaO	22,8	26,09	26,46	26,57	27,20	27,41	27,53	27,61	29,52
SrO	—	—	—	—	—	—	—	0,27	—
Al ₂ O ₃	сл.	—	0,26	0,26	0,12	0,62	0,20	0,08	—
Fe ₂ O ₃	сл.	—	0,12	0,20	—	—	—	0,01	—
SiO ₂	59,0	57,85	56,02	55,08	54,04	55,12	54,28	53,88	54,60
TiO ₂	0,16	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	15,41	13,97	13,25	16,31	17,46	16,88	17,34	11,66	15,03
H ₂ O ⁻	0,69								
CO ₂	1,40	—	1,58	0,32	—	—	—	—	—

Кристаллы призматические (фиг. 76), брусковидно-пластинчатые, игольчатые. Двойники по [010] и по (001) — в новой установке.

Физ. св. Сп. по (001) совершенная. Тв. 4^{1/2}—5. Уд. в. 2,13—2,388 (вычисл. 2,33). Гибкий. Цв. белый с желтоватым и голубоватым оттенком. Бл. перламутровый. Просвечивающий, иногда прозрачный. ИК-спектр окенита (фиг. 77) характеризуется интенсивной полосой в области 1200—900 см⁻¹ с максимумами 1065—1038—1004 и 930—910 см⁻¹, дуплетом 667—650 см⁻¹ и полосами 534 (слабая) и 450 см⁻¹ (сильная) [4].

Микр. Бесцветный. Двуосный (—). Удлинение (+). Пл. опт. осей (010). Погасание косое (25—34°); в плоскости (001) || b — прямое [1]; cNg = 32° [5].

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Сумма	100,19	99,72	100,45	100,22	99,75	100,03	100,59	100,05	100,21
Уд. в.	2,13	—	2,388	2,333	—	—	—	2,302	—

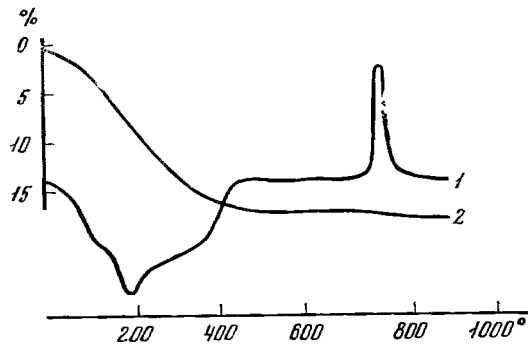
1 — радиально-шестоватые агрегаты из зоны дробления в кварцевых диоритах, Южные Мугоджары, анал. Зайцева [6]; 2 — Фарерские о-ва (Дания) [8]; 3, 4 — из конкреций в трапповой породе, Новая Шотландия (Канада) [9]; 5 — волокнистый окени́т из лавы, Пуна (Индия) [10]; 6 — о-в Диско (Гренландия) [11]; 7 — из лавы, Бомбей (Индия) [10]; 8 — из жезд в базальте, Бомбей (Индия), анал. Христи [12]; 9 — из лавы, Рио-Путэ́гэн (Чили), анал. Дэрэ́лски [13].

Диагн. исп. П. п. тр. становится непрозрачным и сплавляется, вспучиваясь, в эмаль. С содой плавится в полупрозрачное стекло, которое становится молочно-белым при охлаждении. С бурой дает прозрачное белое стекло. В HCl легко растворяется на холоду с образованием геля кремнезема; на прокаленный минерал HCl не действует.

Повед. при нагр. На кривой ДТА (фиг. 78) имеется эндотермическое понижение в интервале 50—400° с максимумом при 190°, отвечающее выделению основной части воды (потеря веса около 17%); экзотермический пик при 740—800° связан, по-видимому, со структурным изменением минерала [6]. По Мамедову [2], на термограмме окени́та отмечались два эндотермических максимума, отвечающих, очевидно, присутствию цеолитной и конституционной воды. Конечные продукты разложения окени́та до 700° — волластонит и кварц, выше 700° — двухкальциевый силикат [14]. При нагревании окени́та из района Бомбея (Индия) [11] до 730° и выше происходило образование ориентированного волластонита (нити волластонита параллельны оси *b* окени́та) и неориентированного кристобалита. По результатам термодинамического исследования реакций разложения окени́та при нагревании определены его термодинамические параметры [14].

Находж. Мало распространенный минерал. Встречается в незначительных количествах в основных эффузивных породах, преимущественно в базальтах, выполняет пустоты вместе с цеолитами (гейландитом, ломонти́том, шабазитом, томсонитом, натролитом), апофиллитом, халцедоном, кварцем, кальцитом. Найден в контактово-измененных и цеолитизированных породах, а также в карбонатитах. Образование гидротермальное, возможно, метасоматическое. По времени выделения близок к цеолитам, апофиллиту и другим ассоциирующимся с ним минералам, на которые иногда нарастает.

Известные места находки: о-в Диско (Гренландия) [3, 11] — слагает жезды в базальте, часто в ассоциации с шабазитом, апофиллитом, гейландитом, десмином, кальцитом; Фарерские о-ва (Дания) [3, 8, 15] — в порфи́ровых базальтах с гейландитом, мезолитом, апофиллитом, кварцем, халцедоном, мордени́том; район Бомбея (Индия) [10, 12] — в зонах цеолитизации деканских траппов с гейландитом, десмином, ломонти́том; Рио-Путэ́гэн (Чили) [3, 13] — в виде тонких иголок в пустотах лавы; Новая Шотландия (Канада) [9] — в жездах в трапповой породе; Брамбург (ФРГ) [16] — во включениях измененных кварцитов в ассоциации с гиролитом, тахерени́том, апофиллитом, натролитом, кальцитом; ЧССР [17, 18] — в пустотах лейцитового тефрита с цеолитами. Месторождения других типов: Южные Мугоджары [6] — гнездообразные и прожилковые скопления вместе с апофиллитом в маломощной зоне дробления среди кварцевых диоритов, прорывающих основные эффузивы; Вуори-Ярви, Кольский п-ов [19] — в пустотках доломит-кальцитовых карбо-



Фиг. 78. Кривые ДТА (1) и потери веса (2) окени́та из Южных Мугоджар (по Павловой)

натитов в ассоциации с натролитом, гипсом, арагонитом; Керченский и Таманский п-ова [5] — редкие зерна в песчано-глинистых отложениях в межрудных и надрудных глинах железорудных месторождений; Крестмор (Калифорния) [7] — в кремневых нодулях среди контактово-измененных известняков.

Высказывалось сомнение [3] в правильности диагностики окенита из Крестмора (Калифорния), описанного как продукт изменения вилькеита ($n = 1,565$) [20]; позднее [21], наряду с псевдоморфозами по вилькеиту, окенит отмечался в Крестморе также в виде волокнистых агрегатов в интерстициях кристаллов везувиана.

Искусств. Силикат, близкий к окениту, но содержащий щелочи ($\text{Na}_2\text{O} - 3,3$, $\text{K}_2\text{O} - 2,2\%$), замещающие CaO , был получен Шультемом [22]. В результате нагревания окенита при 200° в течение 30 дней в растворе CO_2 происходило его растворение, а затем кристаллизация мелкоиглочатого окенита [23]. Синтезирован [24] при низких температурах (около 100°) в системе $\text{CaO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (см. фиг. 1431,1В в справочнике «Минералы». Диаграммы фазовых равновесий, 1974, вып. 1, 383).

Межплоскостные расстояния окенита из района Бомбея (Индия) *

CuK_α -излучение, Ni-фильтр

hkl	I	d	hkl	I	d	I	d
001	100	21,0	22 $\bar{1}$; 220	10	3,34	30	2,24
002	20	10,3	510; 51 $\bar{3}$; 11 $\bar{6}$	10	3,22	30	2,20
200	80	8,8	602; 20 $\bar{7}$; 222	60	3,07	40	2,15
201	40	7,4	60 $\bar{1}$	60	3,05	20	1,98
110	20	6,8		50	2,98	20в	1,91
20 $\bar{3}$	30	6,19		80	2,93	30	1,89
11 $\bar{2}$	10	5,79		30	2,80	20	1,84
004	30	5,22		50	2,77	60	1,80
400	30	4,42		20	2,68	20	1,77
311	10ш	4,27		30	2,53	10	1,74
401	20	4,08		10	2,44	10	1,71
114	20	3,90		20	2,38	Кроме того,	
405; 021	80	3,56		20	2,30	18 линий до	
						1,064	

* ASTM, 9-469.

Л и т е р а т у р а

- Gard J. A., Taylor H. F. W. Min. Mag., 1956, 31, N 232, 5.
- Мамедов Х. С., Белов Н. В. ДАН СССР, 1958, 121, № 4, 720; Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1959, № 13, 47.
- Vøggild O. B. Kgl. Danske Vid. selsk., Math.-fys. Medd., 1922, 4, N 8, 3.
- Moenke H. Minerals pectren, II. Berlin, 1966, 6. 199.
- Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф., Лебедев Ю. С., Кириченко О. Н. Минералогия железорудной формации Керченского бассейна. Симферополь: Крымиздат, 1960, 350.
- Павлова Э. Н. Тр. ИГН АН КазССР, 1971, 31, 58.
- Tilley C. E., Alderman A. R. Min. Mag., 1934, 23, N 144, 513.
- Schmid E. E. Ann. Phys., 1865, 126, 143.
- Walker T. L. Contrib. Canad. Min., Univ. Toronto Stud., Geol. ser., 1922, N 14, 65; Traill R. J. Geol. Surv., Canada, 1970, Paper 69—45, 396.
- Sukheswala R. N., Avasia R. R., Gangopadhyay M. Min. Mag., 1974, 39, N 306, 658.
- Lemberg J. Zs. Dtsch. geol., Ges., 1877, 29, 476.
- Christie W. A. K. Rec. Geol. Surv. India, 1925, 56, pt 3, 199.
- Darapsky L. N. Jb. Min., 1888, 1, 32.
- Медлов-Петросян О. П., Бабушкин В. И. Тр. 6-го совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, М., 1962, 197; Бабушкин В. И., Матвеев Г. М., Медлов-Петросян О. П. Термодинамика силикатов. М.: Гостстройиздат, 1962, 226.
- Cornu F. Görgy R. N. Jb. Min., 1908, 1—2, 675.
- Koritnig S. Contrib. min., petrol., 1972, 35, N 4, 293.
- Cornu F. N. Jb. Min., 1909, 1—2, 154.
- Michel H. Tsherm. min., petr. Mitt., 1911, 30, H. 1, 1; Bernard J. H., Kopecky L. Mineralogie Ceskoslovenska, Praha, 1969, 290.

19. Козырева Л. В., Ильинский Г. А. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Кировск, 1959, вып. 1, 69.
20. Eakle A. S., Rogers G. Am. J. Sci., 1914, 37, 262.
21. Murdoch J., Webb R. W. Am. Min., 1938, 23, N 5, 349.
22. Schulten A. Bull. Soc. fr. min., cryst., 1882, 5, 93.
23. Doelter C. N. Jb. Min., 1890, 1, 123.
24. Taylor H. F. W. Proc. Fourth International Symposium, W., 1960, 167, 198.

Некоит Necoite

$\text{Ca}_3[\text{Si}_6\text{O}_{15}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

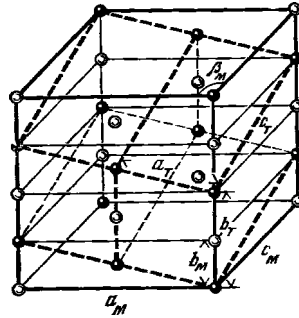
Название дано по сходству с окенитом («некоит» — анаграмма от «окенит») [1].

Первоначально был описан как окенит [2] на основании макроскопического сходства и близости состава.

Характ. выдел. Радиально-лучистые почковидные агрегаты тонко-игольчатых кристаллов (длиной до 1 мм).

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_i^1 - P\bar{1}$ (?) (Поваренных, 1966). $a_0 = 9,86$, $b_0 = 7,32$, $c_0 = 7,60$ Å, $\alpha = 103^\circ 54'$, $\beta = 86^\circ 12'$, $\gamma = 111^\circ 48'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,210 : 1 : 1,038$; $Z = 1$ [3]. Принята установка, предложенная для гидросиликатов кальция Мамедовым и Беловым [4], отличающаяся от установки

Фиг. 79. Соотношение триклинной ячейки (в установке Гарда и Тэйлора) и моноклинной псевдоячейки (по Гарду и Тэйлору) некоита. Сплошными линиями показаны четыре моноклинные псевдоячейки, штриховыми — две триклинные ячейки, зачерненные кружки — точки истинной ячейки, полые кружки — точки псевдоячейки.



Гарда и Тэйлора [3] переменной местами осей a и c . Отмечается ясно выраженная псевдосимметрия (фиг. 79), псевдоячейка моноклинная, базоцентрированная: $a_0 = 14,78$, $b_0 = 3,66$, $c_0 = 9,15$ Å, $\beta = 91^\circ 30'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 4,0385 : 1 : 2,500$ (в установке Гарда и Тэйлора).

Основу структуры составляют плоские сетки из SiO_4 -тетраэдров состава $[\text{Si}_6\text{O}_{15}]$, образованные конденсацией ксонотлитовых лент (сочетание восьмерных и пятерных колец); ячейка представлена одиночным ксонотлитовым пакетом (в отличие от трехэтажной ячейки окенита) [4]. Оба минерала могут рассматриваться как политипные разновидности.

Формы: (100) , (310) , $(\bar{1}02)$ и (102) (по Фошагу) [2] для моноклинной псевдоячейки, соответствующей триклинной в установке Гарда и Тэйлора [3]. $(102) : (\bar{1}02) = 34^\circ 24'$; $(100) : (310) = 53^\circ 24'$; $(310) : (\bar{3}10) = 73^\circ 12'$. При измерении кристаллов Фошаг [2] отнес некоит к ромбической системе; формула перехода к моноклинной псевдоячейке в установке Гарда и Тэйлора $01\bar{2}/001/200$ [3].

Кристаллы тонкоигольчатые, вытянутые по $[010]$.

Физ. св. Сп. по (001) совершенная. Тв. 4—4½. Уд. в. 2,206 [2], 2,23—2,24 (2,14 вычисл.) [5]. Цв. белый.

Микр. Двойники полисинтетические по (001) . Погасание косое; погасание двойникованных зерен симметричное с углом 5° к двойниковому шву. Удлинение (—). Двусный (+). Ng почти $\perp (001)$. $aNg = 26^\circ$. $2V$ около 70° . $n_m = 1,535$, двупреломление очень низкое [3]; $n_m = 1,55$, $n_g - n_p = 0,008 - 0,009$ [2].

Хим. Известны два анализа некоита из Крестмора (Калифорния):

	CaO	SiO ₂	H ₂ O	Сумма	Уд.в.
1	26,10	56,17	16,83	99,10	2,206
2	24,0	55,0	19,6	(98,6)	2,23

1 — анал. Фошаг [2]; 2 — анал. Тэйлор (в оригинале сумма 99,00) [5].

На основе пересчета анализа 2 предлагается формула некоита с более высоким содержанием воды — $\text{Ca}_3\text{Si}_6\text{O}_{15} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ [5].

Находж. Известны единичные находки некоита в Крестморе (Калифорния) в виде радиально-лучистых почковидных агрегатов на апофиллите в ассоциации с кальцитом.

Искусств. Синтезирован [6] в системе $\text{CaO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ при температуре около 100°.

Межплоскостные расстояния некоита из Крестмора (Калифорния) *

CuK _α -излучение							
hkl	I	d	hkl	I	d	I	d
001	100	9,25	121	70	2,47	20	1,65
100	30	7,45	301	20	2,36	20	1,615
01 $\bar{1}$; 010	30	6,61		20	2,28	5	1,583
(10 $\bar{1}$); 101; $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$	30в	5,64		30	2,20	30	1,546
002; (110)	20	4,55		5	2,15	20	1,455
$\bar{1}\bar{1}\bar{2}$	20	4,14		5	2,09	5	1,413
201; 020	100в	3,36		50	1,90	5	1,392
003	30	3,04		70	1,83	20	1,357
12 $\bar{1}$; $\bar{2}$ 02	30	2,92		50	1,79		
202; 12 $\bar{2}$; (02 $\bar{3}$); } 103; 120 } }	100	2,82		30	1,69		

* ASTM, 11-595.

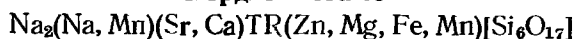
Л и т е р а т у р а

1. Gard J. A., Taylor H. F. W. Am. Min., 1955, 40, N 9-10, 933.
2. Eakle A. S. Bull. Dept. geol. Univ. California, 1917, 10, N 19, 327.
3. Gard J. A., Taylor H. F. W. Min. Mag., 1956, 31, N 232, 5.
4. Мамедов Х. С., Белов Н. В. ДАН СССР, 1958, 121, № 4, 720.
5. Chalmers R. A., Nicol A. W., Taylor H. F. W. Min. Mag., 1962, 33, N 256, 70.
6. Taylor H. F. W. Proc. Fourth International Symposium, W., 1960, 167, 198.

СТРУКТУРА ТИПА НОРДИТА

Нордит	Na ₂ (Na, Mn)(Sr, Ca)TR(Zn, Mg, Fe, Mn)[Si ₆ O ₁₇]	Сингония			Уд. в.	
		a ₀	b ₀	c ₀		
		Ромб.	14,27	5,16	19,45	3,428—3,48

Нордит Nordite



Название от Nord — север (минерал найден в Заполярье) [1].

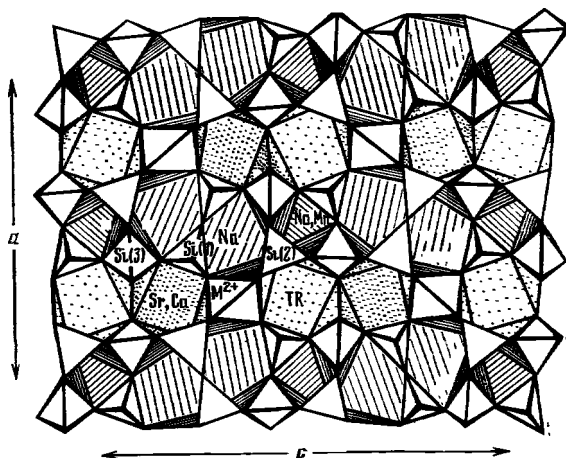
Характ. выдел. Пластинчатые выделения (до 1 × 0,5 × 0,1 см), образующие веерообразные агрегаты и радиально-лучистые сростки (до 0,4 см в поперечнике); кристаллы редки.

Структ. и морф. крист. Метамиктный. Рентгеноструктурное исследование проводилось на образцах, предварительно прокаленных при 800° в течение 10 часов [2].

Ромб. с. $D_{2h}^8 - Pcca$. $a_0 = 14,27$, $b_0 = 5,16$, $c_0 = 19,45$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 2,7655 : 1 : 3,7694$. $Z = 4$ [2].

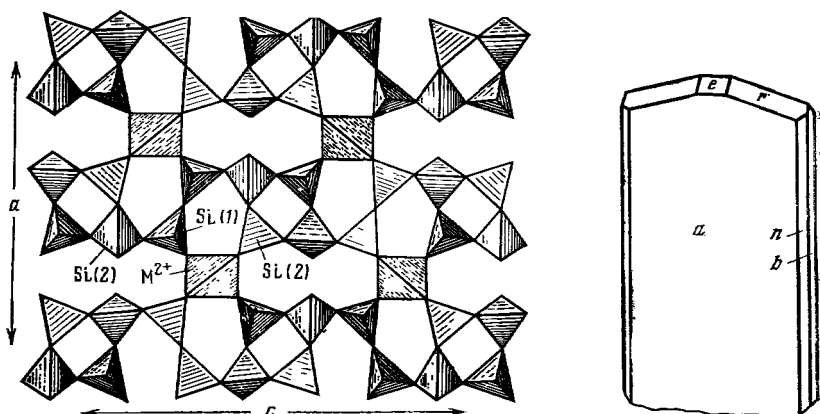
Структура нордита [2] двухслойная: катионные слои чередуются с плоскими анионными сетками (фиг. 80). Катионы — TR, (Sr, Ca) и Na — размещаются в восьмивершинниках (искаженных томсоновских кубах), соединенных в слои общими ребрами; в центре просветов в катионных слоях находятся (Na, Mn)O₆-

Фиг. 80. Структура нордита в проекции на (010) (по Бакакину и др.)



Фиг. 81. Анионная сетка в структуре нордита в проекции на (010) (по Бакакину и др.)

Фиг. 82. Кристалл нордита (по Герасимовскому)



октаэдр (фиг. 81). В тетраэдрической сетке $\{M^{2+}[Si_6O_{17}]\}$, где M^{2+} — (Zn, Mg, Fe, Mn), чередуются 4-, 5- и 8-членные кольца в отношении 1 : 2 : 1. $M^{2+}O_4$ -тетраэдры соединяют кремнекислородные ленты — волнистые цепочки — $[Si_6O_{17}]$, вытянутые параллельно оси c , в которых два звена из трех смыкаются в четверное кольцо. В структуре имеются три типа по-разному ориентированных SiO_4 -тетраэдров.

Межатомные расстояния (в Å) [2]: в $Si(1)O_4$ -тетраэдрах $Si(1) — O$ от 1,58 до 1,62, $O — O$ от 2,25 до 2,71; в $Si(2)O_4$ -тетраэдрах $Si(2) — O$ от 1,58 до 1,65, $O — O$ от 2,51 до 2,68; в $Si(3)O_4$ -тетраэдрах $Si(3) — O$ от 1,57 до 1,68, $O — O$ от 2,61 до 2,75; в $M^{2+}O_4$ -тетраэдрах $M^{2+} — O$ от 1,91 до 1,93, $O — O$ от 2,97 до 3,21; в TR-полиэдрах $TR — O$ от 2,41 до 2,65, $O — O$ от 2,51 до 3,63; в (Sr, Ca)-полиэдрах (Sr, Ca) — O от 2,51 до 2,71, $O — O$ от 2,53 до 3,83; в (Na, Mn)-восьмивершинниках $Na — O$ от 2,36 до 3,39, $O — O$ от 2,56 до 4,13; в (Na, Mn) O_6 -октаэдрах (Na, Mn) — O от 2,30 до 2,49, $O — O$ от 2,35 до 4,13.

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} — mmm (3L_23PC)$; $a : b : c = 0,730 : 1 : 0,527$ [1].

Формы:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
b 010	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	—	$0^\circ 00'$
a 100	90 00	90 00	—	0 00	$90^\circ 00'$	90 00
n 120	34 25	90 00	0 00	55 35	90 00	34 25
m 110	53 52	90 00	0 00	36 08	90 00	53 52
e 101	90 00	35 50	90 00	54 10	35 50	90 00
r 212	69 57	37 33	75 14	55 04	35 50	77 56

$$\begin{array}{ll} ma (110) : (100) = 36^{\circ}08' & re (212) : (101) = 12^{\circ}04' \\ na (120) : (100) = 55\ 35 & rr (212) : (\bar{2}12) = 69\ 51 \end{array}$$

Морфологическая установка Герасимовского [1] отличается от рентгеновской [2] перемещением осей b и c ($a_0 = 14,27$, $b_0 = 19,45$, $c_0 = 5,16$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,734 : 1 : 0,265$; $0,265 \times 2 = 0,530$).

Кристаллы пластинчатые по (100) с плохо образованными гранями (фиг. 82).

Физ. св. Сп. по (100) совершенная. Изл. неровный до раковистого. Хрупок. Тв. 5—6. Уд. в. 3,430 [1], 3,428 [3], 3,48 [4]. Цв. светло-коричневый до темно-коричневого, почти черного. Черта белая. Бл. стеклянный, в изломе жирный. Полупрозрачен.

Микр. В шл. бесцветный или светло-серый. Двусосный (—). $Np = a$, $Nm = b$, $Ng = c$ (в установке Герасимовского) [1].

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$		Ссылка
1,642	1,630—1,640	1,619	0,023	30°	Из пегматита	[1]
1,655	—	1,621	0,034	30°	»	[4]
1,644	1,635	1,620	0,024	27—29°	Из пойкилитовых сиенитов	[3]

Дисперсия оптических осей: $2V_{Li} = 32^{\circ}$, $2V_{Na} = 31^{\circ}30'$, $2V_{Ti} = 31^{\circ}31'$ [1].

Хим. Минерал сложного и непостоянного состава. Приведенная выше формула согласуется с результатами структурного исследования [2]. Химическому анализу 2 соответствует формула $Na_3Ce(Sr, Ca)(Mn, Mg, Fe, Zn)_2Si_6O_{18}$ [4]. Zn (в отдельных образцах до 4,22% ZnO) изоморфно замещает Mn, Fe и Mg [2, 4]. Спектроскопически в нордите установлены Ti, Ga [1], Be, Al [4]. Характерно содержание в нордите редкоземельных элементов цериевой группы. Состав редкоземельных элементов по данным рентгеноспектрального анализа: $La_{45}Ce_{44}Pr_{3,1}Nd_{7,9}$ [5], $La_{45}Ce_{45}Pr_{2,8}Nd_{7,1}$ [6], $La_{34}Ce_{55}Pr_{4,1}Nd_{7,1}$ [7]. В зависимости от количественного соотношения лантана и церия выделены нордит-(La) — nordite-(La) и нордит-(Ce) — nordite-(Ce). [8].

Анализы:

	1	2		1	2		1	2
Na_2O	11,70	11,20	ZnO	—	3,90	Y_2O_3	0,95	—
K_2O	0,08	—	MnO	6,04	3,29	ThO_2	—	0,26
MgO	2,00	1,66	FeO	—	2,12	SiO_2	45,53	45,07
CaO	4,46	3,74	Fe_2O_3	1,84	1,15	Сумма	99,25	100,75
SrO	7,40	7,11	Ce_2O_3	8,77	9,38	Уд. в.	3,43	3,48
BaO	—	0,35	La_2O_3	10,48	11,52			

1 — долина р. Чингласуай, Ловозерский массив, анализ Бурова [1]; 2 — долина р. Мотчисуай, анализ Казакова [4].

Диагн. исп. [1]. П. п. тр. легко сплавляется в голубое стекло. Перл буры в окислительном пламени светлый желтовато-зеленый, при охлаждении бледно-розовый, почти бесцветный; в восстановительном пламени имеет ту же окраску, но бледнее, при охлаждении — бесцветный. Перл фосфорной соли в окислительном и восстановительном пламени желтовато-зеленый, после охлаждения бесцветный. Разлагается HCl, HNO_3 , H_2SO_4 .

Наход. Известен только на Кольском п-ове в Ловозерском щелочном массиве. Характерен для агпайтовых содалитовых сиенитов и связанных с ними уссингитовых пегматитов. В породах и пегматитах долины р. Чингласуай [1, 3] наблюдается в тесной ассоциации с ломоносомитом, чингласуитом, нептунитом, сфалеритом. В пегматитах долины р. Мотчисуай [4] — с уссингитом, содалитом, мурманитом, чкаловитом, беловитом, стенструпином. Найден также в пегматитах на горах Пункаруайв, Аллуайв и Карнасурт [4].

Изм. При выветривании по нордиту образуются водный карбонат редких земель [4] и анкилит [9].

Межплоскостные расстояния нордита из долины р. Мотчисуай
(Кольский п-ов) [4]

Fe-антикатод, $D = 57,3$ мм

l	$d(\text{Å})$	l	d	l	d	l	d
2	3,38	6	2,87	2	1,971	3	1,550
4	3,32	4	2,78	1	1,836	2	1,300
1	3,13	2	2,59	5	1,768	5	1,146
6	2,96	4	2,42	1	1,732		

Л и т е р а т у р а

1. Герасимовский В. И. ДАН СССР, 1941, 32, № 7, 496.
2. Соловьева Л. П., Борисов С. В., Белов Н. В. ДАН СССР, 1968, 183, № 2, 432; Vakakin V. V., Belov N. V., Borisov S. V., Solovyeva L. P. Am. Min., 1970, 55, N 7-8, 1167.
3. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959, 415.
4. Семенов Е. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 11, 199.
5. Герасимовский В. И., Туранская Н. В. Геохимия, 1957, № 4, 334.
6. Балашов Ю. А., Туранская Н. В. Геохимия, 1960, № 2, 121.
7. Семенов Е. И., Баринский Р. Л. Геохимии, 1958, № 4, 314.
8. Levinson A. A. Am. Min., 1966, 51, N 1-2, 152.
9. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 201; Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1964, 2, 312; Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972, 169.

СТРУКТУРА ТИПА ХАУИТА

ГРУППА ХАУИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Хауит $\text{Na}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe}^{3+})_{12}[\text{Si}_6\text{O}_{17}]_2(\text{O}, \text{OH})_{10}$	Трикл.*	10,170	9,774	9,589	$70^\circ 45'$	3,378
Дирит $\text{Fe}_6^{2+}\text{Fe}_3^{3+}\text{O}_3[\text{Si}_6\text{O}_{17}]_2(\text{OH})_5$	Монокл.	10,786	18,882	9,564	$107^\circ 27'$	3,837

* $\alpha = 91^\circ 15'$, $\gamma = 108^\circ 05'$.

Структура дирита сходна со структурой хауита, но при аналогичном кремнекислородном радикале в ней имеются более широкие октаэдрические ленты (шириной в шесть октаэдров).

Л и т е р а т у р а

Fleet M. E. Am. Min., 1977, 62, N 9-10, 990.

Хауит Howieite



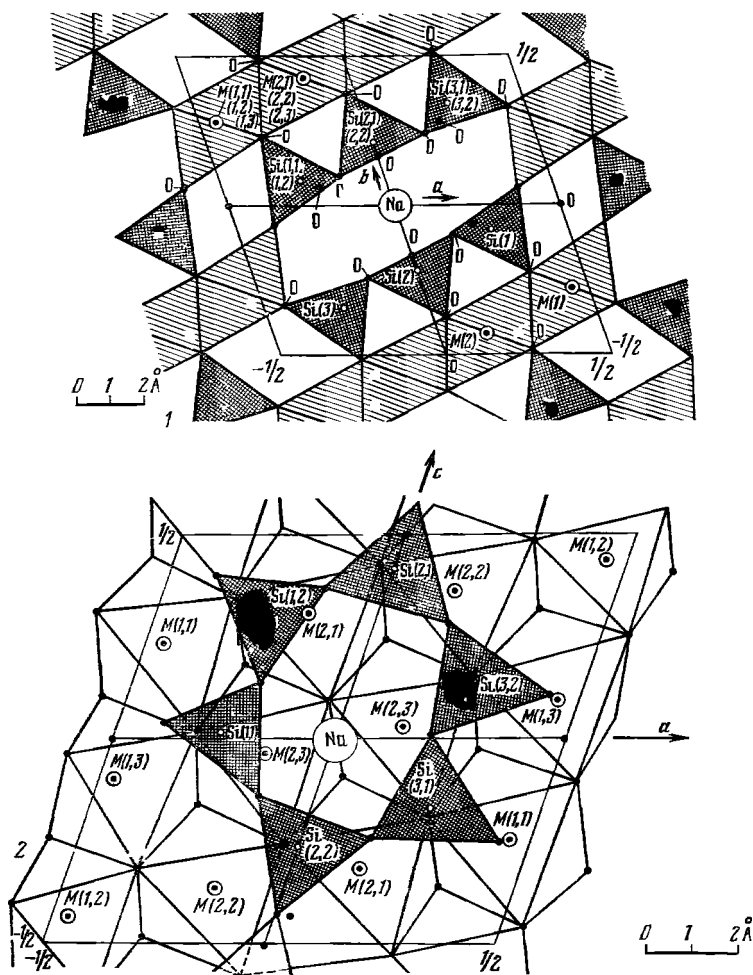
Назван по имени английского геолога Р. Хауи [1].

Синон. Хауит.

Характ. выдел. Кристаллы.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_1^1 - P1$. $a_0 = 10,170$, $b_0 = 9,774$, $c_0 = 9,589$ Å, $\alpha = 91^\circ 15'$, $\beta = 70^\circ 45'$, $\gamma = 108^\circ 05'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,040 : 1 : 0,981$ [2]; $a_0 = 10,17$, $b_0 = 9,72$, $c_0 = 9,56$ Å, $\alpha = 91^\circ 18'$, $\beta = 70^\circ 42'$, $\gamma = 109^\circ 00'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,046 : 1 : 0,984$ [1]. $Z = 1$.

В структуре хауита [2] (фиг. 83) различаются ленты MO_6 -октаэдров (M—катионы металлов) шириной в 4 октаэдра, параллельные оси с. Эти ленты с двух сторон соединены вытянутыми вдоль той же оси гирляндобразными цепочками $[\text{Si}_6\text{O}_{17}]$ промежуточного типа между простыми и сдвоенными цепочками. Эта



Фиг. 83. Структура хаюнита (по Венку)

1 — проекция на плоскость ab ; 2 — проекция на плоскость ac

структура напоминает структуру слюды, в которой к октаэдрическому слою также с обеих сторон примыкают тетраэдрические слои. В отличие от слюд, где слои располагаются параллельно (001), у хаюнита они параллельны (120). В цепочках можно выделить шестерные кольца из SiO_4 -тетраэдров. В больших промежутках структуры располагаются атомы Na, окруженные 12 атомами O; из них восемь имеют более короткие расстояния. 10 атомов O из 44, находящихся в элементарной ячейке, могут быть замещены OH. Мессбауэровский спектр указывает [3] на приблизительно правильную октаэдрическую координацию высокоспиновых ионов Fe^{3+} . Межатомные расстояния (средние, в Å) и углы [2]:

Si(1,1)—O = 1,624	O—O = 2,650	O—Si—O = 109,4°
Si(1,2)—O = 1,625	O—O = 2,651	O—Si—O = 109,4°
Si(2,1)—O = 1,621	O—O = 2,647	O—Si—O = 109,5°
Si(2,2)—O = 1,622	O—O = 2,648	O—Si—O = 109,5°
Si(3,1)—O = 1,631	O—O = 2,661	O—Si—O = 109,4°
Si(3,2)—O = 1,630	O—O = 2,659	O—Si—O = 109,4°
M(1,1)—O = 2,194	O—O = 3,091	O—M—O = 89,9°
M(1,2)—O = 2,029	O—O = 2,845	O—M—O = 89,9°
M(1,3)—O = 2,188	O—O = 3,058	O—M—O = 89,9°

$M(2,1)-O = 2,140$	$O-O = 2,983$	$O-M-O = 90,0^\circ$
$M(2,2)-O = 2,133$	$O-O = 3,011$	$O-M-O = 90,0^\circ$
$M(2,3)-O = 2,132$	$O-O = 3,010$	$O-M-O = 88,4^\circ$
$M-M = 3,223$		

Кристаллы уплощены, вытянуты вдоль оси c [1, 2]; иногда игольчатые [4]. Физ. св. Сп. по (010) и по (120) совершенная, по (100) менее совершенная. Микротвердость 784—903 кгс/мм² [5]. Уд. в. 3,378. Цв. зеленый, темно-коричневый до черного. Не прозрачен.

Микр. В шлифах заметен плеохроизм: по Ng — темно-зеленый, по Nm — темно-лилово-серый, по Np — бледно-золотисто-желтый. Двуосный (—). $n_g = 1,734$, $n_m = 1,720$, $n_p = 1,701$, $n_g - n_p = 0,033$. $2V = 65^\circ$. Дисперсия $v > r$, сильная [1].

Хим. Согласно первому анализу (данные которого не опубликованы), минералу из Лайтонвила приписывалась формула II: $(Na_{1,03}Ca_{0,02})(Mg_{0,45}Mn_{2,98}Fe_{6,41}^{2+})(Fe_{1,57}^{3+}Al_{0,62})(Si_{11,96}Ti_{0,04})O_{31,3}(OH)_{12,69}$; или приближенно по [3]: $NaFe_7^{2+}Mn_3Fe_2^{3+}Si_{12}O_{31}(OH)_{13}$.

По Вуду [6], для хауиита, обогащенного Fe^{2+} , формула имеет вид $NaMn_3Fe_9^{2+}Si_{12}O_{29}(OH)_{15}$; для хауиита, обогащенного Fe^{3+} — $NaMn_3Fe_9^{3+}Si_{12}O_{38}(OH)_6$ (оксихауиит — охуhowieite).

Анализы хауиита из Брежовицы (выполнены с помощью электронного микроскопа, без определения воды) [4]:

	1	2	3		1	2	3
Na_2O	1,74	1,75	1,74	MnO^*	23,56	24,57	22,70
K_2O	0,17	0,17	0,17	Al_2O_3	не обн.	не обн.	не обн.
MgO	1,99	1,58	1,60	$Fe_2O_3^{**}$	24,71	23,90	24,28
CaO	0,12	0,12	0,12	SiO_2	39,49	39,15	39,31
ZnO	0,13	0,13	0,13	Сумма	91,91	91,37	90,05

* Общий марганец.

** Общее железо.

Формула хауиита из Брежовицы по данным анализа 1:

$(Na_{1,00}K_{0,07}Ca_{0,04})(Mn_{5,90}^{2+}Fe_{5,50}^{3+}Mg_{0,88}Zn_{0,03})Si_{11,69}O_{39}$. В нем в два раза больше Mn , чем в образце из Лайтонвила, что позволяет называть его марганцевым хауиитом — manganoan howieite.

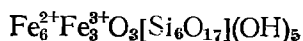
Наход. Метаморфический минерал высоких давлений и низких температур. Впервые обнаружен в метаморфических породах глаукофано-сланцевых фаций францисканской свиты (кристаллические сланцы, железистые кварциты) в районе Лайтонвила, шт. Калифорния (США), в ассоциации с фенгитом, ферристыльпномеланом, спессартином, рибекитом, крокидолитом, кварцем, эгирином, грюнеритом, диритом, зусманитом, арагонитом, олигонитом, железистым кутнагоритом [1]. Найден в палеозойских кварцитах зеленосланцевой фации в районе Брежовицы (Югославия) в ассоциации с кварцем, гематитом, желтым гранатом (кальдеритом), голубым амфиболом (Mn -куммингтонитом или даннеморитом), апатитом и ферристыльпномеланом [4]. Имеются сведения о наличии прожилков хауиита в метаморфических кварцитах глаукофано-сланцевых фаций в Японии [4].

Отл. От сходного стильпномелана отличается более высоким двупреломлением и косым погасанием.

Л и т е р а т у р а

1. Agrell S. O., Bown M. G., McKie D. Am. Min., 1965, 50, N 1-2, 278.
2. Wenk H. R. Am. Min., 1974, 59, N 1-2, 86; Naturwissenschaften, 1973, 60, H. 5, 254.
3. Bancroft G. M., Burns R. G., Stone A. J. Geochim. Cosmochim. Acta, 1968, 32, N 5, 547; Бенкрофт Г., Барнс Р., Стоун А. В кн.: Физика минералов. М.: Мир, 1971, 205.
4. Schreyer W., Abraham K. N. Jb. Min. Abh., 1977, 130, N 1-2, 114.
5. Повзрений А. С., Лебедева А. Д. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1971, вып. 5, 43.
6. Wood R. M. Min. Mag., 1979, 43, N 327, 363.

Дирит Deerite



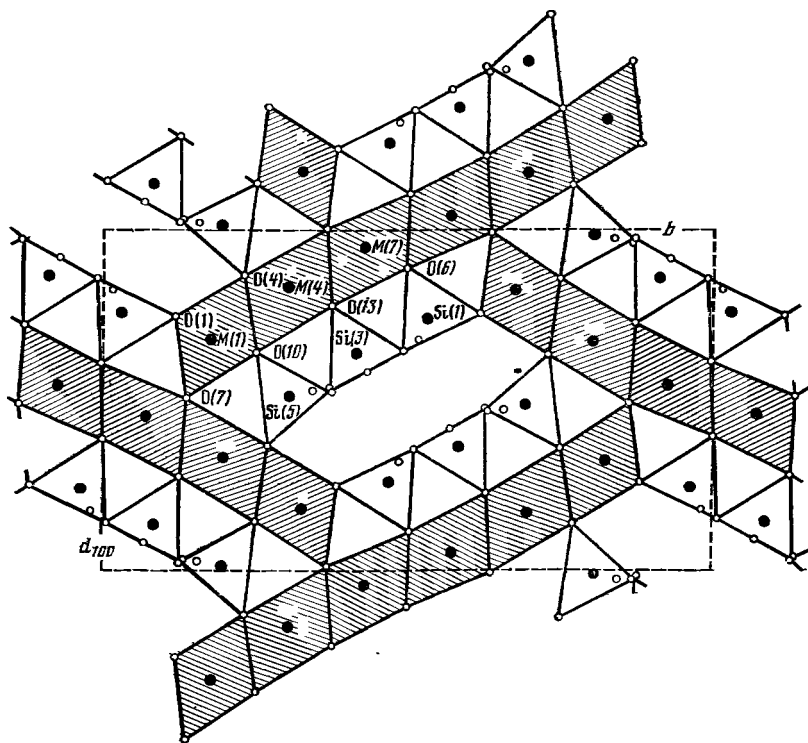
Назван по имени английского геолога У. Дира^а [1].

Синон. Диирит.

Характ. выдел. Кристаллы (до 1,5 мм длиной).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/a$. $a_0 = 10,786$, $b_0 = 18,882$, $c_0 = 9,564$ Å, $\beta = 107^\circ 27'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,571 : 1 : 0,506$; $Z = 4$ [2]. По Агрелу и др. [1]: $C_{2h}^5 - P2_1/c$; $a_0 = 10,755$, $b_0 = 18,87$, $c_0 = 9,568$ Å, $\beta = 107^\circ 07'$; $Z = 2$. По Шлиестедту [3]: $a_0 = 10,730$, $b_0 = 18,843$, $c_0 = 9,546$, $\beta = 106^\circ 57'$.

Венк и др. [4] считали дирит представителем силикатов с кремнекислородными цепочками при периоде, в один тетраэдр. Флитом [2] выяснено, что по структуре дирит близок к хауниту; она составлена из двух элементов, вытянутых вдоль оси c (фиг. 84). Первый из них — ленты, параллельные (110), из связанных ребрами FeO_6 -октаэдров (ширина лент шесть октаэдров); второй — кремнекислородные цепочки $[\text{Si}_6\text{O}_{17}]$ той же ориентировки, ранее обнаруженные в хауните (фиг. 85). Кремнекислородные цепочки, в которых можно выделить шестерные кольца из SiO_4 -тетраэдров, промежуточного типа между одинарными и сдвоенными. Вершинные и концевые кислороды цепочек являются общими с FeO_6 -октаэдрами. Базальные кислороды заполняют пустоты в структуре. Атомы Fe^{3+} занимают, по-видимому, концевые октаэдры в октаэдрических лентах. В результате изучения характера спина ионов железа высказано предположение, что ионы Fe^{2+} занимают в структуре октаэдрическое и тетраэдрическое положения [5, 6, 7]; ионы Fe^{3+} находятся в октаэдрической координации [6].



Фиг. 84. Структура дирита в проекции на (001) (по Флиту)

Фиг. 85. Часть $[\text{Si}_6\text{O}_{17}]$ -цепочки в структуре дирита в проекции параллельно (110) (по Флигу)

Кристаллы игольчатые, удлиненные вдоль оси c . Субмикроскопические двойники с дв. осью [001]. Срастается с амфиболом, оси этих минералов параллельны [7].

Физ. св. Сп. по (110) отчетливая. Уд. в. 3,837. Цв. черный. Диамагнетик. Магнитная восприимчивость при 295 К составляет $147,7 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС и увеличивается с возрастанием температуры (в интервале 80 — 300 К) [5].

Микр. Плеохроизм. слабый: по N_g и N_m — темно-бурый до черного, по N_p — темно-бурый. Двусосный. $N_g = c$, $n_g = 1,870$, $n_p = 1,840$, $n_g - n_p = 0,030$.

Хим. Согласно данным анализа 1, формула минерала: $(\text{Mg}_{0,08}\text{Mn}_{0,95}\text{Fe}_{11,99}^{2+})(\text{Fe}_{6,48}^{3+}\text{Al}_{0,42})\text{Si}_{13,04}\text{O}_{43,94}(\text{OH})_{11,06}$ [1].

Анализы:

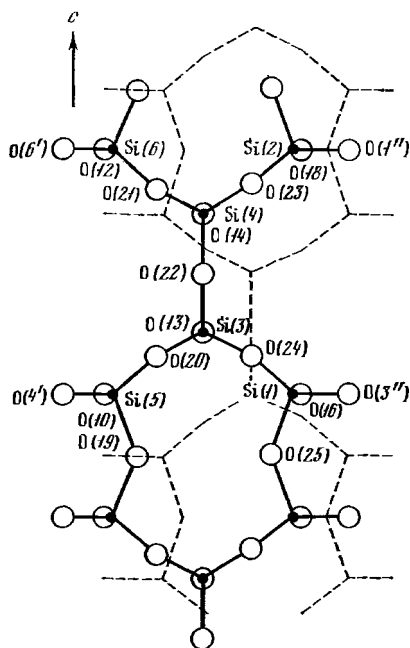
	1	2	3	4	5	6	7
MgO	0,08	0,25	0,13	0,15	0,64	0,3	0,92
CaO	0,15	—	—	—	—	—	0,04
MnO	4,00	5,72	3,91	2,86	0,74	0,2	0,09
FeO	35,24	34,79	35,80	36,77	35,64	38,7	38,3
Al ₂ O ₃	0,19	0,16	0,27	0,92	0,41	0,8	0,84
Fe ₂ O ₃	22,81	20,89	21,51	22,09	21,41	23,3	21,9
SiO ₂	32,95	33,40	33,67	33,44	33,27	33,6	34,3
TiO ₂	0,19	—	—	—	—	—	0,03
H ₂ O ⁺	4,12	} 4,25	} 4,25	} 4,25	} 4,25	} 4,25	} 3,7
H ₂ O ⁻	0,10						
Сумма	(99,83)	99,46	99,54	100,48	96,36	101,15	100,16*

* В том числе $\text{Na}_2\text{O} = 0,04$, $\text{K}_2\text{O} < 0,01$, $\text{CO}_2 < 0,05$.

1—4 — Лайтонвилл (Калифорния): 1 — в оригинале сумма 99,79 [5], 2—4 — анализы на электронном микросонде [7]; 5 — Амбин, Альпы [6]; 6 — Тронгса (Италия), анализ на электронном микросонде [8]; 7 — о-в Сифнос (Греция), анализ на электронном микросонде [3].

Анализы, выполненные электронным микросондом, образцов дирита из разных месторождений см. также [9].

Наход. Обнаружен в районе Лайтонвилла в шт. Калифорния (США) вместе с хаунитом и зусланитом в метаморфических сланцах, окремнелых бурых железняках и известняках в ассоциации со стильномеланом, гранатом, рибекитом, крокидолитом, кварцем, эгирином, грюнеритом, арагонитом, олигонитом и железистым кутнагоритом [1]. Вместе с гематитом, кварцем, стильномеланом, кальцитом и амфиболом встречен в массиве Амбин во Французско-Итальянских Альпах [7]; с кварцем, стильномеланом, хлоритом, кальцитом, апатитом, пиритом, халькопиритом — в породах известково-сланцевой серии близ Тронгса в Итальянских Альпах [8]. Диритсодержащие кварциты найдены среди голубых сланцев на о-ве Сифнос (Греция); в состав кварцитов входят кварц, хлормеланит, рибекит, дирит, магнетит, альмандин, апатит и кальцит [3].



Межплоскостные расстояния дирита из Калифорнии *

FeK α -излучение, Ni-фильтр, $D = 114,6$ мм

hkl	l	d	hkl	l	d	l	d
020	16	9,45	060	2	3,15	2	2,13
110	100	9,03	013; 160	70	3,01	6	2,05
120	2	6,96	340	10	2,77	2	2,02
12 $\bar{1}$	2	6,16	260; 40 $\bar{1}$	8	2,68	6	1,955
130	2	5,37	14 $\bar{3}$	55	2,64	2	1,876
200; 20 $\bar{1}$	6	5,15	24 $\bar{3}$	6	2,55	8	1,764
22 $\bar{1}$; 220	10	4,52	242; 350	25	2,54	4	1,713
140	2	4,29	26 $\bar{2}$; 33 $\bar{3}$	2	2,48	6	1,686
04 $\bar{1}$	2	4,21	053; 25 $\bar{3}$	20	2,37	6	1,656
14 $\bar{1}$	6	4,08	—	10	2,32	2	1,630
230	2	3,98	—	10	2,31	4	1,607
032	4	3,71	—	16	2,26	Кроме того,	
24 $\bar{1}$; 240	2	3,48	—	6	2,24	24 линии до	
320	20	3,22	—	4	2,20	1,128	

* ASTM, 19-421.

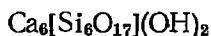
Л и т е р а т у р а

1. Agrell S. O., Bown M. G., McKie D. Am. Min., 1965, 50, N 1-2, 278.
2. Fleet M. E. Am. Min., 1977, 62, N 9-10, 990.
3. Schliestedt M. Contr. miner., petrol., 1978, 66, N 1, 105.
4. Wenk H. R., Biagioni R. N., Hsiao J., Lee D. L., Tanzella F. L., Jeh S. M., Hodgson K., Nissen H. U. Naturwissenschaften, 1976, 63, 433.
5. Carmichael I. S. E., Fyfe W. S., Machin D. J. Nature, 1966, 211, N 5056, 1389.
6. Bancroft G. M., Burns R. G., Stone A. J. Geochim. Cosmochim. Acta, 1968, 32, N 5, 547; Бенкрофт Г., Барнс Р., Стоун А. В кн.: Физика минералов. М.: Мир., 1971, 205.
7. Agrell S. O., Gay M. Bull. Soc. fr. min., crist., 1970, 93, N 2, 263.
8. Bocquet J., Forette Marie-Claude. Bull. Soc. fr. min., crist., 1973, 96, N 4-5, 314.
9. Wood R. M. Min. Mag., 1979, 43, N 326, 251.

СТРУКТУРА ТИПА КСОНОТЛИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Ксонотлит $\text{Ca}_6[\text{Si}_6\text{O}_{17}](\text{OH})_2$	Монокл.	16,53	7,33	7,04	$\approx 90^\circ$	2,79

Ксонотлит Xonotlite

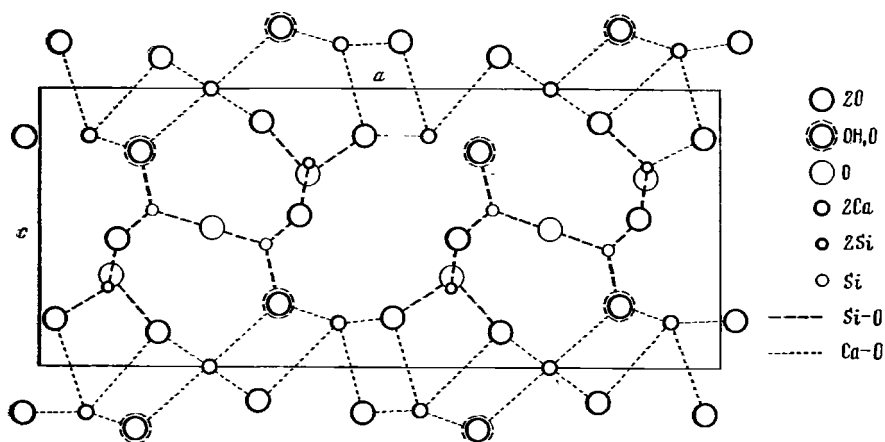


Найден Раммельсбергом в 1866 г. и назван им по местности Ксонотла в Мексике [1].
Синон. Ксоналтит — xonaltite [1], иклетит (эклит, заклетит) — eakleite [2], джурупаит — jurgupaite [3, 4].

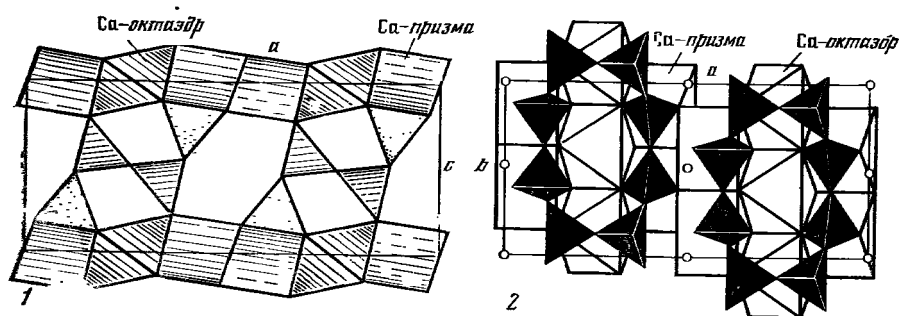
Характ. выдел. Волокнистые и радиально-лучистые агрегаты (до 10—20 см).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^4 - P2/a$ [5]. $a_0 = 16,53$, $b_0 = 7,33$, $c_0 = 7,04$ Å, $\beta \approx 90^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2,353 : 1 : 0,960$; $Z = 2$ [6]. $a_0 = 19,96$, $b_0 = 7,37$, $c_0 = 6,99$ Å [7].

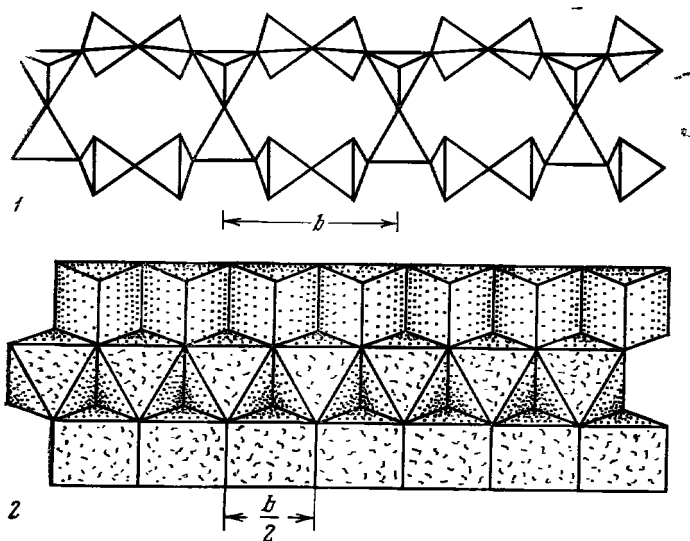
Структура [5, 6] характеризуется лентами $[\text{Si}_6\text{O}_{17}]_\infty$, параллельными оси b . Особенностью структуры является сочетание SiO_4 -тетраэдров, CaO_6 -октаэдров и Ca-призм (фиг. 86—88). SiO_4 -тетраэдры попарно соединены в горизонтальные и вертикальные (две вертикальные и две горизонтальные) диортогруппы Si_2O_7 . Каждые четыре группы Si_2O_7 образуют кольцо-звено кремнекислородной ленты. Колонки CaO_6 -октаэдров и Ca-призм соединены в бесконечные ленты, параллельные оси b . Колонки из CaO_6 -октаэдров и Ca-призм переложены двойными цепочками из SiO_4 -тетраэдров. CaO_6 -октаэдры двух типов: Ca(1) O_6 -октаэдры связаны с вертикальными и горизонтальными группами Si_2O_7 , а Ca(2) O_6 -октаэдры — лишь с вертикальными, что компенсируется заменой двух O на группы OH. Ca-призм вдвое больше, они тоже двух типов; в них входит (OH). Межатомные расстояния (в кХ) [6]: Si — O = 1,54—1,63, Ca — O



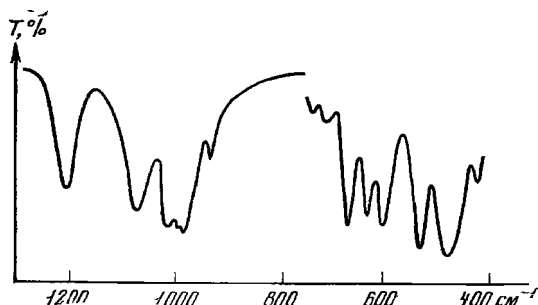
Фиг. 86. Структура ксонотлита в проекции на плоскость ac (по Мамедову и Белову)



Фиг. 87. Структура ксонотлита в координационных полиэдрах (по Мамедову и Белову)
 1 — проекция на плоскость ac ; 2 — проекция на плоскость ab



Фиг. 88. Характерные цепочки в структуре ксонотлита (по Мамедову и Белову)
 1 — кремнекислородные цепочки; 2 — цепочки из Ca-октаэдров и Ca-призм



Фиг. 89. ИК-спектр ксонотлита (по Лазареву)

нескольких политипов этого минерала: четырех упорядоченных — P121, C221, A122, F222 и двух неупорядоченных $P \infty 21$ и $A \infty 22$. Юркова и др. [7] подтвердили, что волокна ксонотлита не являются структурно однородными; для одного и того же образца выявляются как упорядоченные, так и неупорядоченные структуры, для некоторых установлено удвоение периода с.

Физ. св. Сп. по (100) совершенная, по (001) менее совершенная [6, 9]. По Ларсену [2], сп. совершенная по (010). Изл. занозистый. Хрупок. Тв. 5–6 $\frac{1}{2}$. Микротвердость 492 кгс/мм² при нагрузке 100 гс [10]. В агрегатах очень вязкий. Уд. в. 2,61–2,75 (вычисл. 2,79). Цв. белый, на свежем изломе — ярко-розовый, но быстро бледнеет; иногда голубоватый, серый. Бл. шелковистый вдоль волокон, в изломе стеклянный. Непрозрачный, но просвечивает в краях зерен. В ультрафиолетовых лучах с длинами волн 3600 Å и 3200–2800 Å — голубоватое свечение средней интенсивности; в катодных лучах — слабое свечение [11]. ИК-спектр ксонотлита (фиг. 89) характеризуется интенсивной полосой 1200 см⁻¹, группой полос в области 1100–900 см⁻¹ — валентные колебания связи Si—O в тетраэдрах SiO₄, полосами 670, 630, 608, 539 см⁻¹ — в области деформационных колебаний Si—O и валентных колебаний Ca—O [12].

Микр. В шлифах тонковолокнистый; отмечены игольчатые кристаллы, представляющие пучки тонких волоконцев, ориентированных параллельно удлинению [13]. Двусный, иногда одноосный (+). Удлинение (+). Другие данные по оптической ориентировке противоречивы: по Ларсену [2], пл. опт. осей (100), удлинение по с, $N_g = c$, $N_p = b$; по Икле (для «джурупаита») [3], погасание относительно удлинения волокон 31°, $N_g \parallel$ удлинению; по Анненковой [14], погасание почти прямое; по Алиеву [14], погасание прямое, удлинение \parallel (001); по Имаи [15], пл. опт. осей (001), $N_p = a$, $N_m = b$, $N_g = c$; по Баба-Задеи др. [16], $cN_g = 12^\circ$, $n_g = 1,583$, $n_m = 1,582–1,594$, $n_p = 1,576–1,589$. $2V = 22^\circ$ [16], вычисл. $26^\circ 24'$ [15]; многие авторы указывают, что $2V$ очень малый [14, 17].

Хим. Теор. состав: CaO — 47,06, SiO₂ — 50,42, H₂O — 2,52. Обычно содержит Mg (до 4,19% MgO в «джурупаите» из Крестмора, США [3]) и Fe (до 1,32% Fe₂O₃ в ксонотлите из Миннесоты, США [18]). Si замещается Al (до 2,51% Al₂O₃ в ксонотлите из Миннесоты, США [19]). Отмечались также Ti, Cu, Au, Y < 0,01–0,001 [20]. В синтетическом ксонотлите на основании спектров протонного магнитного резонанса установлены [21] различные типы связей протонов, присутствие групп OH и молекул H₂O.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	0,05	—	—	—	0,29	—	—	0,2
K ₂ O	0,06	—	—	—	0,09	—	—	0,13
MgO	0,05	4,19	—	0,20	0,01	0,21	3,16	1,52
MnO	—	—	—	—	0,03	0,01	0,72	0,01
CaO	46,94	38,66	46,32	46,12	47,26	46,31	42,64	44,05
FeO	—	—	—	1,35	—	0,03	0,08	Не обн.

(в октаэдрах и в призмах)₂ = 2,34–2,61. Угол Si—O—Si в вертикальных группах Si₂O₇ = 158°, в горизонтальных группах Si₂O₇ = 180°; угол Si—O—Si у атома O, который связывает SiO₄-тетраэдр вертикальной группы Si₂O₇ с SiO₄-тетраэдром горизонтальной группы Si₂O₇, равен 141°.

Гард [8] на синтетических и природных образцах ксонотлита установил существование не-

	1	2	3	4	5	6	7	8
Al ₂ O ₃	сл.	—	1,00	0,67	0,19	0,28	—	Не обн.
Fe ₂ O ₃	0,38	—	—	—	0,13	0,05	0,86	Не обн.
SiO ₂	48,96	48,87	49,60	48,60	49,28	49,78	47,82	48,46
H ₂ O ⁺	2,53	} 7,89	2,80	} 3,10	3,13	3,02	4,12	2,76
H ₂ O ⁻	0,15		Не обн.		0,06	0,19	0,46	0,47
CO ₂	1,04	—	—	—	Не обн.	—	—	2,08
Сумма	100,16	99,61	99,72	100,04	100,47	99,88	99,86	(100,17) *
Уд. в.	—	2,75	—	2,66	—	—	2,71	—
n _g	1,592	1,576	1,595	—	1,591	1,592	1,592	1,594
n _m	—	—	1,583	—	—	—	1,582	—
n _p	1,582	1,568	1,583	—	1,580	1,581	1,582	1,585

* В том числе P₂O₅ — 0,49.

1 — белый и розовый, Лопанис-Цхали (Южная Осетия), анал. Молева [22]; 2 — «джурупаит», шт. Калифорния (США) [3]; 3 — бледно-розовый, Лисбург, шт. Виргиния (США), анал. Коре [23]; 4 — ос. Верхнее, шт. Миннесота (США), анал. Маккарти [24]; 5 — белый и розовый, Кельбоджарский район (АзССР), анал. Гусева [14]; 6 — белый, гора Джемараклы-Тюбе (Северный Кавказ), анал. Старосельская [25]; 7 — белый и бледно-зеленый, Новая Зеландия [17]; 8 — из родингитов, с примесью кальцита и подолита (Северный Сахалин), в оригинале сумма 100,21 [7].

	9	10	11	12	13	14	15	16
Na ₂ O	0,03	—	—	—	сл.	0,14	—	0,20
K ₂ O	сл.	—	—	—	сл.	—	—	сл.
MgO	сл.	0,74	9,26	1,88	—	сл.	—	0,19
MnO	—	0,19	сл.	—	—	—	—	—
CaO	46,02	45,02	31,80	44,40	45,89	45,09	47,13	46,03
CuO	—	—	—	—	0,01	—	—	—
FeO	0,04	—	—	—	сл.	0,39	—	—
Al ₂ O ₃	0,05	0,62	0,76	—	0,39	0,15	—	0,14
Fe ₂ O ₃	0,05	0,18	0,24	—	0,27	—	0,19	0,16
SiO ₂	50,68	50,18	50,08	47,70	49,69	48,94	50,34	50,25
TiO ₂	—	сл.	сл.	—	0,03	—	—	—
H ₂ O ⁺	2,96	3,05	} 4,87	} 3,57	3,18	4,93	} 2,78	2,84
H ₂ O ⁻	0,22	—			0,05	—		0,09
CO ₂	—	—	—	2,23	—	—	—	—
П. п.	—	—	2,79	—	—	—	—	—
Сумма	100,05	99,98	99,80	99,78	99,51	(99,64)	100,44	99,90
Уд. в.	—	—	2,61	2,68	—	—	—	—
n _g	1,594	1,594	1,587	1,592	—	1,595	1,592	1,591
n _m	1,586	—	—	—	—	—	1,582	—
n _p	1,584	1,583	1,577	1,582	—	1,584	1,582	1,581

9 — бледно-розовый, Оми, преф. Ниигата (Япония), анал. Накамура [15]; 10 — розовый, Белогорское, Горная Шория, анал. Соколова [26]; 11 — светло-розовато-бурый, Кансай (УзбССР), анал. Касьянова [27]; 12 — белый и розовато-серый, Накпай (УзбССР), анал. Приходько [28]; 13 — Тамватвээмский массив, Северо-Восток СССР, анал. Донская [20]; 14 — розовый, Талнах, Красноярский край, анал. Жукова, Зоркина, в оригинале сумма 99,65 [29]; 15 — белый до бледно-серого, Западная Гренландия, анал. Кристенсен [30]; 16 — бесцветный, Быстрица (Югославия), анал. Барич [31].

Диagn. исп. Разлагается HCl с выделением порошкового SiO₂. П. п. тр. расщепляется на отдельные волокна и оплавляется. В закр. тр. выделяет воду, в перле фосфорной соли дает скелет кремнезема [20].

Повед. при нагр. На кривой ДТА имеется эндотермический прогиб около 830° [14, 25, 29]. Конечным продуктом разложения ксонотлита при нагревании является β-волластонит [32, 33].

Нахожд. Сравнительно редок. Относится к средне- и высокотемпературным гидротермальным минералам. Наиболее благоприятны для образования ксонотлита контакты ультраосновных и основных пород с известняками. Характерны спутники: пектолит, пренит, кальцит, халькопирит (Лопанис-Цхали в Южной Осетии [13, 22], Златибор близ Быстрицы в Югославии [31], Виргиния

в США [23]). В зонах серпентинизации основных пород ксонотлит известен в парагенезисе с пренимом в Кельбоджарском районе [14] и в жилах и прожилках (мощностью 0,5—15 см и протяженностью до 10 м) в серпентинитах Лачинского района Азербайджана [16], на горе Джамараклы-Тюбе на Северном Кавказе [25], в западной части Ньюфаундленда (Канада) [34], на о-ве Пуэрто-Рико [35], в Вайрере (Новая Зеландия) [17]. В Японии на о-ве Хонсю в преф. Ниигата обнаружен в прожилках с пектолитом и натролитом в концентрически-зональных телах актинолит-жадеит-альбитового состава, секущих серпентиниты, и в преф. Миэ — в виде тонких (до 2 мм) прожилков с хлоритом, пектолитом, везувианом, арагонитом и кальцитом в лейкократовых породах, также секущих серпентиниты [15, 35а]. В месторождении Никорцминда (Грузия) волокнистый ксонотлит образовался по волластониту на контакте жильных щелочных пород типа тешенитов; в ассоциации с ксонотлитом отмечены томсонит, гибшит, гранат [32].

Известны находки ксонотлита в скарнах, генетически связанных с основными породами. Например, в железорудных Белогорском и Шерегешевском месторождениях Горной Шории в ассоциации с кальцитом, эпидотом, гранатом, скаполитом, магнетитом [26]; в скарнах, известковых скарноидах и метаморфизованных известняках Талнахского месторождения (Красноярский край) [29]. В Узбекистане в свинцово-цинковом Кансайском месторождении [27] ксонотлит (частью в псевдоморфозах по апофиллиту) ассоциируется с таумаситом, апофиллитом, кальцитом, пиритом; в скарнированных известняках этого месторождения наблюдаются ксонотлит-ангидритовые прожилки мощностью до 3 см [36]. В Накпае [28] в скарнированных и серпентинизированных известняках ксонотлит (с кальцитом и диопсидом) образовался по волластониту в позднюю стадию гидротермального процесса. Ксонотлит по волластониту обнаружен также в Алтын-Топкане, Западный Карамазар (ТаджССР) [37]. К контактово-метасоматическим зонам приурочены находки ксонотлита в Крестморе, шт. Калифорния (США) [3], в Ирландии [38] и в Ксонотле в Мексике [1].

В пустотах оливинового долерита о-ва Скай в Шотландии [39] ксонотлит встречается совместно с тоберморитом, гиrolитом, ломонитом, мезолитом, томсонитом, анальцимом. Известны находки ксонотлита в вулканических породах, подвергшихся воздействию гидротермальных процессов. Так, среди диабазов шт. Миннесота (США) [24] ксонотлит встречается в жилах с авгитом, плагиоклазом, пектолитом, пренимом, каолинитом. Ксонотлит-пектолит-натролитовые прожилки обнаружены в вулканических породах Нугсуака в Западной Гренландии [30]. В осадочно-туфогенной толще Тамватвэмского массива на Северо-Востоке СССР [20] ксонотлит ассоциируется с халцедоно-видным кварцем.

Изм. В Талнахском месторождении [29] ксонотлит замещен лиловым ангидритом, гипсом, кальцитом, таумаситом, пренимом, ломонитом. В ксонотлите из Кельбоджарского района Азербайджана [14] установлены тонкие волокна афвиллита, который, согласно экспериментальным данным Балицкого [40], образуется по ксонотлиту при падении температуры (ниже 200°). По Мельнику [33], выше 400° ксонотлит становится неустойчивым при любом давлении; в водной среде температура устойчивости понижается до 200° при давлении 400 атм, что объясняет часто наблюдающееся в природе замещение волластонита ксонотлитом.

Искусств. Типичный компонент цемента. Легко синтезируется из окислов, водных гелей [40—43]. Впервые синтезирован Нагаи [44], затем получен Флинтом [45] из аморфного водного монокальциевого силиката при 165—395° и давлении 70—225 атм.

Отл. От сходных по внешнему виду волластонита и окенита отличается положительным оптическим знаком и показателями преломления.

Межплоскостные расстояния ксонотлита из Мексики *

CuK α -излучение

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
200	20	8,5	203	30	2,25	20	1,427
001	40	7,05	801; 522	85	2,04	20	1,393
400	40	4,27	721	85	1,95	10	1,348
	20	3,96	040	40	1,84	10	1,319
401	70	3,65		30	1,756	20	1,306
202; 121	70	3,23		40	1,710	10	1,252
320	100	3,07		20	1,687	10в	1,22
321	50	2,83		20	1,655	10	1,200
402	40	2,71		20	1,639	10	1,125
	20	2,65		10	1,598	20	1,106
122	40	2,51		20	1,575		
003	30	2,34		30	1,519		

* ASTM, 10-488.

Л и т е р а т у р а

1. Rammelsberg Zs. der geol. Ges., 1866, 18, 17, 33; Mineralch., 1875, 380.
2. Larsen E. S. Am. Min., 1923, 8, N 10, 181; Am. J. Sci., 1917, 43, 464.
3. Eakle A. S. Am. Min., 1921, 6, N 7, 107.
4. Taylor H. F. W. Min. Mag., 1954, 30, N 224, 338.
5. Мамедов Х. С., Белов Н. В. ДАН СССР, 1955, 104, № 4, 615.
6. Мамедов Х. С., Белов Н. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1956, 85, № 1, 13.
7. Юркова Р. М., Дмитрик А. Л., Соколова А. Л. В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, 192.
8. Gard I. A. Nature, 1966, 211, N 5053, 1078.
9. Dent L. S., Taylor H. F. W. Acta Cryst., 1956, 9, 1002.
10. Поваренных А. С. Лебедева А. Д. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1972, вып. 6, 117.
11. Барсанов Г. П., Шевелова В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 3.
12. Лазарев А. Н. Колебательные спектры и строение силикатов. Л.: Наука, 1968, 154.
13. Барсанов Г. П. К минералогии Юго-Осетии. Изд-во АН СССР, 1937, 81.
14. Анненкова Г. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15, 184; Алиев А. А., Аллахвердиев Ш. И. Изв. АН АзербССР, 1966. Сер. наук о Земле, № 2, 41.
15. Imai Naoya, Otsuka Ryohsei. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1972, 67, N 3, 63.
16. Баба-Заде В. М., Гусейнов Н. А., Бабаев И. А., Мустафа-Заде Б. В. Уч. зап. Азерб. ун-та. Сер. геол.-геогр., 1975, № 3, 8.
17. O'Brien J. P., Rodgers K. A. Min. Mag., 1973, 39, N 302, 233.
18. Foshag W. F., Larsen E. S. Am. Min., 1922, 7, N 2, 23.
19. Schwartz G. M. Am. Min., 1924, 9, N 2, 32.
20. Васецкий И. П., Владимиров Б. Н. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, 1958, вып. 13, 130.
21. Gritter A. R., Wicker W. Zs. anorg., allgem. Chem., 1971, 384, N 1, 34.
22. Флоренский А. А., Барсанов Г. П. Производительные силы Юго-Осетии. Изд-во СОПС АН СССР, 1936, сб. 4, 3.
23. Shannon E. V. Am. Min., 1925, 10, N 1, 12.
24. Shwartz G. M. Am. Min., 1925, 10, N 4, 83.
25. Сердюченко Д. П., Каденский А. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 1, 31.
26. Сумин Н. Г. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 143.
27. Протодьяконова З. М. Тр. Ср.-Азиатск. политехн. ин-та, 1957, вып. 4, 116.
28. Исмаилов М. И. ДАН УзбССР, 1959, № 9, 18.
29. Рябов В. В. Геология и геофизика, 1973, № 9, 128.
30. Kager-Møller S. Medd. Grønland, 1969, 186, N 2, 21.
31. Majer V., Varié Lj. Tscherm. min. petr. Mitt., 1971, 15, N 1, 43.
32. Белянкин Д. С., Петров В. П. ДАН СССР, 1939, № 4, 351.
33. Мельник Ю. П. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1970, вып. 4, 52.
34. Smith C. H. Am. Min., 1954, 39, N 5-6, 531.
35. Kaye Clifford A. Am. Min., 1953, 38, N 9-10, 860.
- 35а. Suzuki J., Ito M., Sugiura T. J. Jap. Assoc. min., petr., econ. geol., 1977, 72, N 9, 333.
36. Попов В. С. ДАН УзбССР, 1964, N 6, 45; 1958, № 6, 15.
37. Серебрицкий А. И. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1964, 113, 131.
38. Tilley C. E., Hartwood H. F. Min. Mag., 1931, 22, N 9, 439.
39. Sweet J. M. Min. Mag., 1961, 32, N 253, 745.
40. Балицкий В. С., Горбунов Л. В. Геохимия, 1967, № 10, 1071.

41. Heller G., Taylor H. F. W. J. Chem. Soc. London, 1951, 2397.
 42. Moorehead D. R., McCartney E. P. J. Am. Ceram. Soc., 1965, 48, N 11, 565.
 43. Taylor H. F. Fourth International Symposium on the Chemistry of Cement, Washington, D. C., 1960, 167.
 44. Nagai S. Zs. anorg. allgem. Chem., 1932, 206, 177; 1932, 207, 321.
 45. Flint E. P., McMurdie H. F., Wells L. S. U. S. Nation. Stand., J. Research., 1938, 21, N 5, 617.

СТРУКТУРА ТИПА ТИНАКСИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	Уд. в.
Тинаксит	Трикл.	10,35	12,17	7,05	91°00'	99°20'	92°30'	2,85
$\text{NaK}_2\text{Ca}_2\text{Ti}[\text{Si}_7\text{O}_{19}](\text{OH})$								

Тинаксит Tinaksite
 $\text{NaK}_2\text{Ca}_2\text{Ti}[\text{Si}_7\text{O}_{19}](\text{OH})$

Назван по составу [1].

Характ. выдел. Шестоватые, радиально-лучистые и розетковидные агрегаты (до 3—5 см), кристаллы (до нескольких сантиметров).

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_2^1-P\bar{1}$ или C_1^1-P1 . $a_0 = 10,35$, $b_0 = 12,17$, $c_0 = 7,05$ Å, $\alpha = 91^\circ 00'$, $\beta = 99^\circ 20'$, $\gamma = 92^\circ 30'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,850 : 1 : 0,579$; $Z = 2$ [1].

В структуре тинаксита [2, 3, 4] выделяются катионные стенки $\parallel (100)$, сложенные полиэдрами Ca, Na, Ti трех типов (фиг. 90). В стенках вдоль оси c имеется два вида сдвоенных колонок — лент, сцепленных лишь вершинами октаэдров; внутри колонок октаэдры связаны общими ребрами. Одна лента составлена исключительно CaO_6 -октаэдрами, другая — чередующимися TiO_6 - и NaO_6 -октаэдрами. Между этими лентами тянутся широкие, но уплотненные кремнекислородные ленты нового типа $[\text{Si}_7\text{O}_{19}]$. Их можно представить в идеализированном виде (фиг. 91₁) состоящими из параллельных и слившихся цепочек волластонитового и власовитового типов. В реальном случае (фиг. 91₂) выделяется ксоноглитовая лента с дополнительным SiO_4 -тетраэдром. Каналы силикатного каркаса заполнены К-полиэдрами, которые также сочленяются в стенку, повторяющую изгибы главной катионной стенки (фиг. 92).

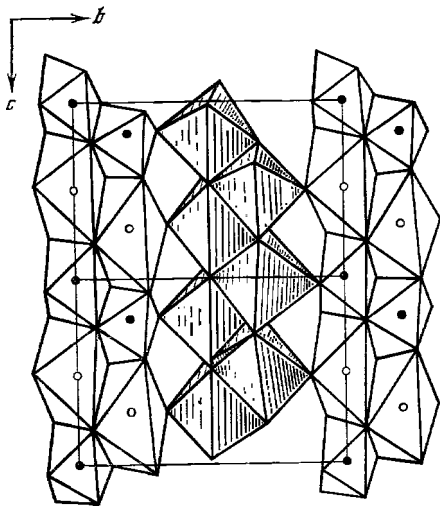
Межатомные расстояния (в Å) [3]:

Ti(1)—O = 1,90—2,15	Ca(3)—O = 2,30—2,49	K(1)—O = 2,81—3,21
Ti(2)—O = 1,87—2,18	Ca(4)—O = 2,22—2,45	K(2)—O = 2,62—3,16
Ca(1)—O = 2,21—2,42	Na(1)—O = 2,25—2,63	K(3)—O = 2,71—3,17
Ca(2)—O = 2,15—2,41	Na(2)—O = 2,18—2,90	K(4)—O = 2,71—3,17
Si(1)—O = 1,51—1,69	Si(6)—O = 1,51—1,70	Si(11)—O = 1,55—1,71
Si(2)—O = 1,54—1,73	Si(7)—O = 1,64—1,71	Si(12)—O = 1,66—1,72
Si(3)—O = 1,54—1,69	Si(8)—O = 1,57—1,70	Si(13)—O = 1,53—1,72
Si(4)—O = 1,52—1,77	Si(9)—O = 1,52—1,75	Si(14)—O = 1,51—1,69
Si(5)—O = 1,60—1,68	Si(10)—O = 1,50—1,74	

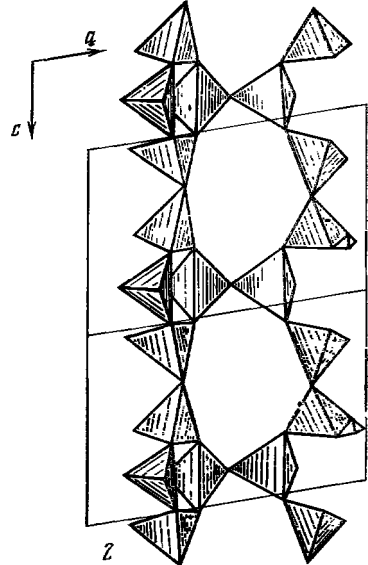
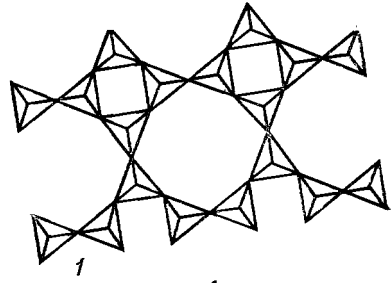
Кл. неизвестен. $a : b : c = 0,850 : 1 : 0,579$; $\alpha = 91^\circ 00'$, $\beta = 99^\circ 20'$, $\gamma = 92^\circ 30'$ (по рентгеновским данным).

Формы [5]:

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	83°41'	9°23'	n 130	21°17'	90°00'
b 010	0 00	90 00	m 110	48 26	90 00
a 100	87 18	90 00	r 111	53 18	46 50
mn (110) : (130) = 27°09'			cm (001) : (110) = 82°21'		
rm (111) : (110) = 43 23			rn (111) : (130) = 51 48		
cb (001) : (010) = 88 58			cr (001) : (111) = 38 47		

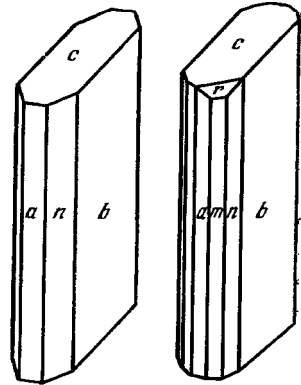
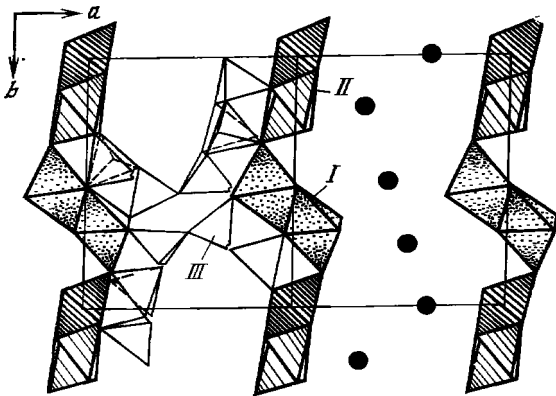


Фиг. 90. Катионная стенка в структуре тинаксита в проекции на плоскость bc (по Петруниной и др.)
Заштрихованы — CaO_6 -октаэдр, с белыми кружками — NaO_6 -октаэдр, с черными кружками — TiO_6 -октаэдр



Фиг. 91. Кремнекислородная лента в структуре тинаксита, состоящая из параллельных и слившихся волластонитовой и власовитовой цепочек (по Петруниной и др.)

1 — идеализированная; 2 — реальная



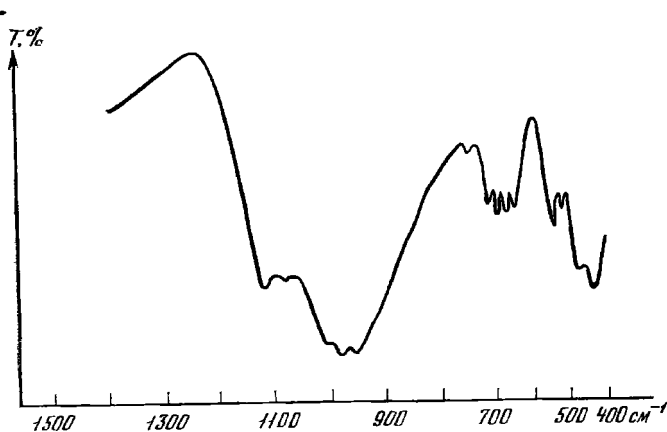
Фиг. 92. Общая схема структуры тинаксита в проекции на плоскость ab^* (по Петруниной и др.)

I — двойные колонки Ca -октаэдров; II — лента с чередующимися Na - и Ti -октаэдрами; III — кремнекислородная лента; черные кружки — K

Фиг. 93. Кристаллы тинаксита, гора Расвумчорр (по Яковлевской)

Кристаллы длиннопризматические, удлиненные по оси c и уплощенные по оси b (010) (фиг. 93).

Физ. св. Сп. по (010) совершенная, по (110) несовершенная, угол между плоскостями спайности $131^\circ 34'$. Тв. 6. Микротвердость 646—762 кгс/мм^2 [11]. Уд. в. 2,82 (образец из Мурунского массива) [11], 2,90 (образец из Хибинского массива) [5], вычисл. 2,85. Цв. светло-желтый, белый, бледно-розовый, бес-



Фиг. 94. ИК-спектр тинаксита (по Рудницкой)

цветный. Бл. на плоскостях спайности и на гранях кристаллов сильный, стеклянный. Мелкие кристаллы прозрачны. ИК-спектр характеризуется широкой полосой поглощения в области 1120—900 см^{-1} с двумя нечетко разделенными максимумами 1100—1060 и 970—940 (910) см^{-1} и полосами с максимумами 730—680—655—635 и 530—515 см^{-1} (фиг. 94); в области валентных колебаний полоса с максимумами 3450 и 3340 см^{-1} свидетельствует о наличии гидроксильных групп [5].

Микр. Плеохроизм очень слабый: по N_g — светло-оранжево-желтый, по N_m и N_p — бесцветный. Двуосный (+). $aN_p = 1-4^\circ$, $cNm = 16-18^\circ$; $n_g = 1,666$, $n_m = 1,621$, $n_p = 1,593$, $n_g - n_p = 0,073$, $2V = 74-78^\circ$ (Мурунский массив) [1]; $n_g = 1,673$, $n_m = 1,627$, $n_p = 1,599$, $n_g - n_p = 0,074$, $2V = 68-70^\circ$ (Хибинский массив) [5]. Дисперсия оптических осей сильная.

Хим. Теор. состав: $\text{Na}_2\text{O} - 4,15$, $\text{K}_2\text{O} - 12,61$, $\text{CaO} - 15,02$, $\text{TiO}_2 - 10,70$, $\text{SiO}_2 - 56,31$, $\text{H}_2\text{O} - 1,21$. В хибинском тинаксите один из четырех атомов Ca в ячейке замещен на атом Mn [5].

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
Na_2O	4,30	4,36	4,30	Fe_2O_3	0,91	1,59	0,70
K_2O	12,55	12,85	12,45	SiO_2	55,82	55,96	53,53
MgO	0,04	—	He обн.	TiO_2	10,12	10,32	10,43
CaO	14,20	14,06	10,97	Nb_2O_5	—	—	0,76
MnO	0,40	0,52	4,67	H_2O^+	1,20	1,00	1,45
FeO	0,92	—	—	H_2O^-	0,08	0,20	0,41
Al_2O_3	Сл.	Сл.	0,81	Сумма	100,54	100,86	100,48

1—2 — Мурунский массив, Алдан (1 — анал. Молева, 2 — анал. Глебова) [1]; 3 — Расвумчорр, Хибинский массив, анал. Забавникова [5].

Диагн. исп. Разлагается HF.

Повед. при нагр. На кривой ДТА имеется незначительное эндотермическое понижение около 100° и более глубокое, отвечающее плавлению минерала, при 800° (максимум при 925°) [1].

Наход. Впервые обнаружен в качестве акцессорного минерала в метасоматических породах краевых частей щелочного Мурунского массива в северо-западной части Алданского нагорья. Ассоциируется с канаситом, чароитом, K-полевым шпатом, кварцем, эгирином [1, 6]. Найден в пегматитах Апатитового цирка горы Расвумчорр (Кольский п-ов), залегающих среди апатито-нефелиновых пород, рихчорритов и ийолит-уртитов; ассоциируется с K-полевым шпатом, гизингеритом, а также (в пустотах выщелачивания) с эгирином и астрофиллитом [5].

Межплоскостные расстояния тинаксита из Мурунского массива *

CgK α -излучение, V-фильтр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
200	30	5,09	$\bar{3}12$; 032	20	2,601	20	1,649
111; $\bar{2}10$	10	4,81	400; 321	40	2,551	10	1,629
210	10	4,61	241; 150	55	2,331	25	1,616
030; $\bar{2}20$	30	4,04	151; $\bar{4}31$	10	2,181	20	1,583
031; $\bar{1}02$	20	3,45		10	2,147	25	1,458
11 $\bar{2}$; 13 $\bar{1}$	15	3,37		10	2,117	20	1,435
$\bar{3}10$; 012	30	3,32		25	2,080	15	1,428
$\bar{2}30$; $\bar{3}01$	80	3,25		45	2,002	25	1,402
11 $\bar{2}$; 230	50	3,09		15	1,967	25	1,350
$\bar{3}20$; $\bar{2}12$	100	3,03		10	1,827	15	1,334
$\bar{1}40$; 23 $\bar{1}$	50	2,952		30	1,761	20	1,289
140; 301	50	2,865		20	1,693	20	1,254
$\bar{3}30$; 202	45	2,674		10	1,666	30	1,214

* ASTM, 18-1382

Л и т е р а т у р а

1. Рогов Ю. Г., Рогова В. П., Воронков А. А., Молева В. А. ДАН СССР, 1965, 162, № 3, 658.
2. Петрунина А. А., Илюхин В. В., Белов Н. В. ДАН СССР, 1971, 198, № 3, 575.
3. Петрунина А. А., Илюхин В. В., Белов Н. В. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1973, № 7, 10.
4. Белов Н. В. Мин. сб., Львов, 1971, вып. 4, № 25, 295.
5. Соколова М. Н., Забавникова Н. И., Яковлевская Т. А., Рудницкая Е. С. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. М.: Наука, 1975, 39; 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, 2, 253.
6. Рогова В. П., Рогов Ю. Г., Дриц В. А., Кузнецова Н. Н. Зап. Всес. Мин. об-ва, 1978, 107, вып. 1, 94.

СИЛИКАТЫ С ЛЕНТАМИ ВОСЬМИЧЛЕННЫХ ГРУПП
КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

СТРУКТУРА ТИПА НАРСАРСУКИТА

ГРУППА НАРСАРСУКИТА

	Связиония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Нарсарсукиит $\text{Na}_4(\text{Ti, Fe})_2[\text{Si}_8\text{O}_{20}](\text{O, OH, F})_2$	Тетраг.	10,726	—	7,947	2,75—2,78
Кайсикхит $\text{Y}_4(\text{Ca}_3\text{TR})(\text{OH})(\text{H}_2\text{O})_5[\text{Si}_8\text{O}_{20}](\text{CO}_3)_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Ромб.	13,271	13,911	9,731	3,029
[Пенквилксит] $\text{Na}_4\text{Ti}_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Ромб.(?)	7,48	8,77	—	2,3—2,58

Нарсарсукиит; Narsarsukite
 $\text{Na}_4(\text{Ti, Fe})_2[\text{Si}_8\text{O}_{20}](\text{O, OH, F})_2$

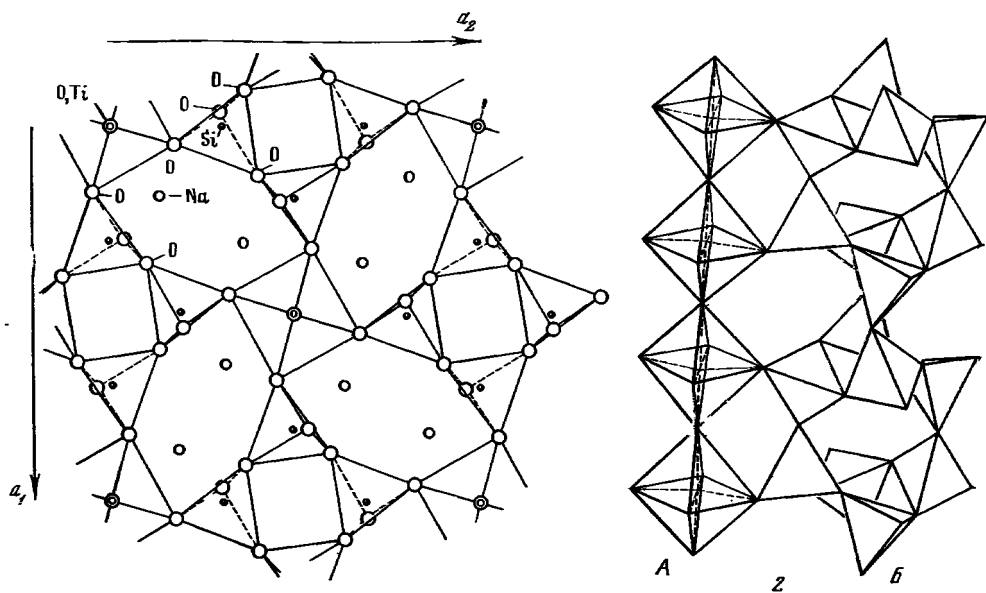
Впервые без названия («желтые таблички») описан Флинком в 1898 г. [1]; назван им в 1901 г. по месту находки в Нарсарсуке [2].

Синон. Нарсарзукиит, нарзарзукиит.

Характ. выдел. Кристаллы и мелкозернистые агрегаты.

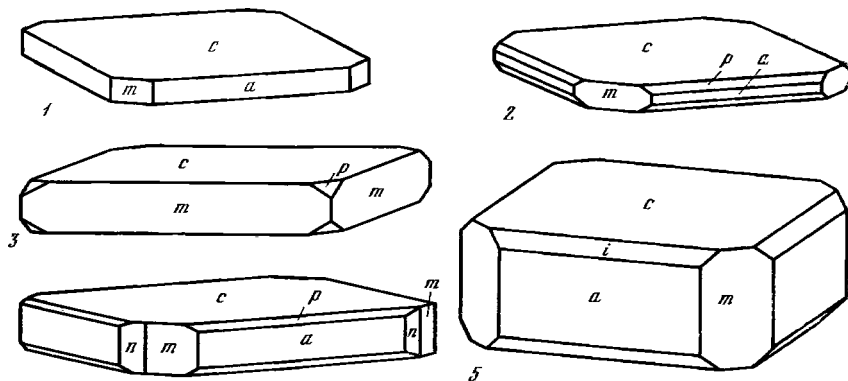
Структ. и морф. крист. Тетраг. с. C_{4h}^5 — I 4/m. $Z = 2$.

$a_0(\text{Å})$	10,72	10,80	10,76	10,72	10,75	10,61	10,721	10,726
c_0	7,94	8,01	7,92	7,99	7,96	7,98	7,938	7,947
a_0/c_0	1 : 0,741	1 : 0,741	1 : 0,736	1 : 0,745	1 : 0,740	1 : 0,752	1 : 0,740	1 : 0,741
Местонахождение	Монтана	Гренландия	Гренландия	Кольский п-ов	Кольский п-ов	Квебек	Квебек	Монтана
Сылка	[3]	[4]	[5]	[6]	[7]	[8]	[9]	[10]



Фиг. 95. Структура нарцусукита (по Пикору и Бёргеру)

1 — в проекции на (001); 2 — в проекции вдоль оси c ; А — цепочка TiO_6 -октаэдров; Б — колонка четверных колец SiO_4 -тетраэдров

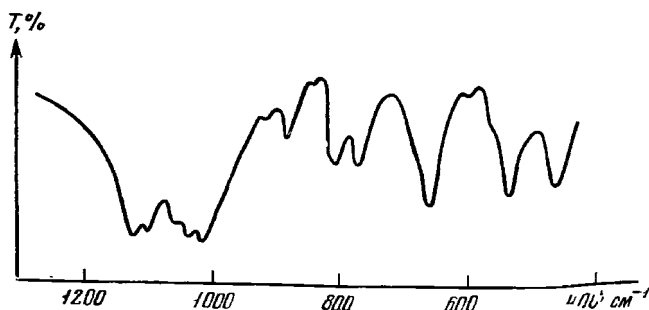


Фиг. 96. Кристаллы нарцусукита

1—4 — в установке Флинка; 5 — в принятой здесь установке; индекс грани i в оригинале не указан
1, 2 — Кольский п-ов (по Лабунцову); 3, 4 — Нарцусук, Гренландия (по Флинку); 5 — Сейдус-Крик, Монтана, США (по Стюарту)

Для искусственного: $a_0 = 11,17$, $c_0 = 8,16$ Å, $a_0 : c_0 = 1 : 0,730$ [11].

Основу структуры нарцусукита [10, 12, 13, 14, 15] составляют (фиг. 95) четверные кольца из SiO_4 -тетраэдров состава $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$, которые, соединяясь друг с другом, образуют || оси c ленты в виде колонок (трубочек) $[\text{Si}_8\text{O}_{20}]$ и одинарные цепочки из $(\text{Ti}, \text{Fe})\text{O}_6$ -октаэдров, соединенных вдоль оси c противоположными вершинами (O, OH); другими вершинами эти октаэдры связаны с четверными кольцами SiO_4 -тетраэдров, образуя, по Белову [14], анионный каркас. Промежутки между основными элементами структуры заняты атомами Na, располагающимися на двух уровнях. Координационный полиэдр атомов Na — семивершинник. Межатомные расстояния (в Å): в SiO_4 -тетраэдрах Si—O = от 1,601 до 1,639, O—O = от 2,607 до 2,672; в TiO_6 -октаэдрах Ti—O = 1,904, 1,966, 2,070, O—O = 2,682, 2,761, 2,892; в Na-полиэдрах Na—O: от 2,389



Фиг. 97. ИК-спектр нарсарсукиг (по Лазареву)

до 3,974; углы $\text{Si—O—Si} = 139,9^\circ$, $\text{Si—O—Ti} = 137,9^\circ$, $\text{Ti—O—Ti} = 180^\circ$, $\text{O—Ti—O} = 96,6^\circ$.

Тетраг.-дипирамид. кл. $C_{4v} - 4/m(L_4PC)$. $a : c = 1 : 0,7414$ [3].
 Главные формы [1, 2, 16]:

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	—	$0^\circ 00'$	l^* 310	$71^\circ 34'$	$90^\circ 00'$
a 100	$90^\circ 00'$	90 00	p 101	90 00	36 33
m 110	45 00	90 00	k^* 201	90 00	56 00
n 210	63 26	90 00	o^* 221	45 00	64 30

* Буквенные обозначения l , k и o — новые.

$$om(221) : (110) = 25^\circ 30'$$

$$kk(201) : (021) = 74^\circ 47'$$

$$oo(221) : (2\bar{2}1) = 79\ 19$$

$$pp(101) : (011) = 49\ 49$$

Установка Флинга ($c = 0,52352$) [2, 16] отличается от выше принятой (по Стюарту) поворотом вокруг оси c на 45° .

Формы по распространенности: (001), (100), (110), (101), (210), (310), (201), (221) [3]. Кристаллы пластинчатые по (001) (фиг. [96]) и иногда зональные; на гранях (001) наблюдается штриховка, параллельная оси c [2, 17]. На o -ве Игдлуталик (Южная Гренландия) встречены короткопризматические кристаллы (до 6 мм длиной), удлиненные \parallel оси c [18]. Отмечены псевдоморфозы биотита по нарсарсукиг [18].

Физ. св. Сп. по (100) совершенная (в принятой установке). Изл. неровный. Хрупок. Тв. $5\frac{1}{2} - 7\frac{1}{2}$. Уд. в. 2,71—2,78. Цв. медово-желтый, желтый, розовый, лимонно-желтый, зеленовато-желтый, зеленый, буровато-желтый, серовато-желтый, бесцветный. Бл. стеклянный, на гранях (100) перламутровый. Просвечивает, до полупрозрачного. ИК-спектр нарсарсукиг характеризуется широкой основной полосой с максимумами $1115 - 1025\text{ см}^{-1}$, полосой 875, дуплетом 800—760 и полосами 650, 525, 460 см^{-1} (фиг. 97) [19].

Микр. Не плеохроирует, иногда плеохроирует: по Ne — лимонно- или медово-желтый, по Mo — бесцветный [3, 20]. Наибольшая абсорбция по оси c (вдоль этой оси красноватый). Одноосный (+). Удлинение (+), иногда (—) [21]. Показатели преломления варьируют: n_e от 1,622 до 1,662, n_o от 1,601 до 1,614, $n_e - n_o$ от 0,014 до 0,046. Определения показателей преломления, сделанные Флинком для нарсарсукиг из Нарсарсука ($n_e = 1,584$, $n_o = 1,553$), очевидно, не верны [22]. Показатели преломления увеличиваются при увеличении содержания TiO_2 ; вхождение в минерал фтора приводит к их уменьшению. Некоторые кристаллы содержат пойкилитовые включения полевого шпата, эгирина и др. [9, 21]; иногда включений больше в ядрах зерен, чем в их краевых частях [18].

Хим. Предполагается существование железистой и титанистой разновидностей [23]; возможен изоморфизм по схеме $\text{Fe}^{3+}\text{F} \rightarrow \text{TiO}$. Спектральным анализом установлены Cu, Ga, V, Sr, Be, Mn, Sn [21, 23]. В нарсарсукиг из Или-

маусака состав группы редкоземельных элементов: $La_{1,5}Ce_{26}Pr_{1,5}Nd_{55}Er_{0,7}Yb_{1,5}$ [23].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
N_{2O}	11,91	14,19	16,12	15,31	13,46	13,50	15,20	15,35	16,04
K_2O	0,99	1,03	—	0,41	3,72	1,53	0,10	0,06	0,06
MgO	0,99	0,11	0,24	0,46	0,50	1,19	—	0,14	0,20
CaO	0,91	1,30	—	0,18	—	1,76	0,46	0,13	0,01
MnO	0,10	0,04	0,47	—	—	1,10	0,02	0,10	0,11
FeO	0,35	—	—	—	—	0,73	—	5,07**	3,20
Al_2O_3	—	0,32	0,28	0,32	0,44	1,13	0,20	4,18	0,43
Fe_2O_3	9,67	4,89	6,30	3,46	6,91	5,67	2,25	—	—
SiO_2	52,59	60,48	61,63	62,30	59,65	57,26	62,11	61,89	62,01
TiO_2	19,25	16,72	14,00	16,80	11,75	14,04	16,99	10,87	15,59
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	0,20	—	—
Nb_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	1,00	1,31
CO_2	—	—	—	—	—	0,50	—	—	—
H_2O^+	1,26	1,06	0,29	—	—	1,57	0,17	—	—
H_2O^-	1,98	0,24	—	—	—	0,02	—	—	—
F	—	—	0,71	—	3,13	—	0,76	—	1,0
Сумма	100,00	100,38	100,04	99,24	101,71*	100,00	98,46	98,79	99,96
$-O=F_2$			0,29		1,31		0,32		0,44
			99,75		100,40		98,14	—	99,52
Уд. в.	—	2,78	2,75	2,78	—	2,706	—	—	—
n_e	1,623	1,650	1,630	1,653	1,622	1,632	—	—	—
n_o	1,607	1,604	1,609	1,612	1,608	1,601	—	—	—

* В том числе: TR_2O_3 — 0,97, ZrO_2 — 0,74, Nb_2O_5 — 0,44. ** Общее железо.

1 — гора Флора, Ловозерский щелочной массив, анал. Нестерова (после исключения альбита и пересчета на 100%) [20]; 2 — Ловозерский массив, анал. Казакова [17]; 3 — Нарсарсук (Гренландия), анал. Кристенсен [2] (в том же образце Шэлером [24] определено FeO — 0,19 и Fe_2O_3 — 6,36), показатель преломления по Барту [22]; 4 — шт. Монтана (США), анал. Элестэд [24] (в том же образце Шэлером [24] определено FeO — 0,47 и Fe_2O_3 — 3,13, о показателях преломления см. также [3]); 5 — Илнмаусак (Гренландия), анал. Катаева [23]; 6, 7 — гора Сент-Илер, Квебек (Канада); 6 — пересчитан после исключения альбита, анал. Саутар [8], 7 — анал. не указан [9]; 8, 9 — о-в Игдлуталик (Гренландия), микронзондовые анализы: 8 — среднее из семи анализов краевых частей зерен, 9 — среднее из семи анализов центральных частей зерен [18].

Диагн. исп. Разлагается Hf . Разложение фосфорной солью сопровождается образованием скелета SiO_2 . Легко плавится в пузыристое стекло.

Нахожд. Редок. Встречен в кварцсодержащих сиенитах (в ассоциации с кварцем, микроклином, эгирином, графитом, эпидидимитом, тайниолитом, нептунитом) и в пегматитах нефелиновых сиенитов массива Нарсарсук (Южная Гренландия) [2, 4, 5, 22]. В кварцевых жилах, секущих сиениты, и в жилах среди ортоклаз-альбит-эгирин-кварцевых гибридных пород вблизи штока сиенитов в Суит-Грасс-Хилс, шт. Монтана (США) находится в ассоциации с галенитом, алунитом, эпидотом, клиноцоизитом, апатитом, кальцитом, Мп-пектолитом [3, 24]. В экзоконтактах щелочных массивов известен в прожилках с нептунитом в роговиках на горе Сент-Илер, Квебек (Канада) [8] и в фенизированных песчаниках Турьего мыса на Кольском п-ове (СССР) [7, 20]. В фенитах, образовавшихся при замещении гнейсов, в ассоциации с эвдиалитом, апатитом, титанитом, ринколитом, апофиллитом встречается в Ловозерском массиве на Кольском п-ове (СССР) [17, 21]; в фенитовой зоне контакта науяитов с щелочными гнейсами в ассоциации с кварцем, микроклином, арфведсонитом, эвдиалитом найден в Илнмаусаке (Южная Гренландия) [23]. На о-ве Игдлуталик (Южная Гренландия) встречен в секущей трахиты дайке с альбитом, эгирином, биотитом, гематитом, минералом, похожим на

нордит, и с неизвестным бурым минералом, содержащим около 35% ThO_2 , являющимся, очевидно, продуктом гидратации торита [18].

Изм. С альбитизацией эвдиалит-микроклиновых фенитов связано замещение нарсарсукиита альбитом и флюоритом [17].

Искусств. Синтезирован в гидротермальных условиях в системе $\text{NaF}-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ при 450° и давлении 500—2000 атм; получены прозрачные, слегка дымчатые, хорошо ограненные кристаллы размером до 4 мм [11].

Межплоскостные расстояния нарсарсукиита из Сунт-Грасс-Хилс (США) [5]

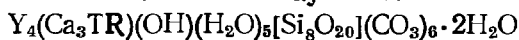
$\text{CuK}\alpha$ -излучение, Ni-фильтр, $D = 114,59$ мм

hkl	l	$d(\text{Å})$	hkl	l	d	l	d
110	3	7,609	420	1	2,396	2	1,665
200	10	5,365	213	2	2,320	1	1,630
211	2	4,107	402	1	2,221	1	1,593
002	5	3,976	510	1	2,103	2	1,550
220	3	3,787	422	1	2,054	1	1,513
310	8	3,394	004; 323	3	1,982	1	1,488
301	8	3,260	521	1	1,931	1	1,452
202	2	3,191	440	1	1,896	1	1,410
222	1	2,745	512	1	1,861	1	1,391
400	1	2,674	600	3	1,787	1	1,369
312	6	2,579		1	1,716	Кроме того, 19 дополни-	
330	6	2,524		1	1,695	тельных слабых линий.	

Л и т е р а т у р а

1. Flink G. Medd. Grönland, 1898, 14, 234.
2. Flink G. Medd. Grönland, 1901, 24, 1.
3. Stewart D. B. Am. Min., 1959, 44, N 3-4, 265.
4. Gossner B., Strunz H. Zs. Krist., 1932, 82, 150.
5. Warren B. E., Amberg C. R. Am. Min., 1934, 19, N 11, 546.
6. Пудовкина З. В. Вторая конференция молодых научных сотрудников ИМГРЭ. Тезисы докл. М., 1960, 22.
7. 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. Л.: Недра, 1965, 425.
8. Rajasekaran K. Canad. Min., 1966, 8, pt. 4, 506.
9. Chao I. Canad. Min., 1967, 9, pt. 2, 286.
10. Peacor D. R., Buerger M. J. Am. Min., 1962, 47, N 5-6, 539.
11. Блинов В. А., Мельников О. К., Илюхин В. В., Воронков А. А., Белов Н. В. Изв. АН СССР. Сер. неорг. матер., 1973, IX, № 3, 530.
12. Пятенко Ю. А., Пудовкина З. В. Кристаллография, 1959, 4, № 6, 929; Кристаллография, 1960, 5, № 4, 563.
13. Белов Н. В. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1960, № 14, 13.
14. Белов Н. В. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1963, № 17, 16, 26.
15. Белов Н. В. Мин. сб., Львов, 1969, № 23, вып. 2, 115.
16. Лабунцов А. Н. В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. Изд-во АН СССР, 1953, 2, 48.
17. Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9, 22.
18. Upton B. G. J., Macdonald R., Hill P. G., Jefferies H. B. Min. Mag., 1976, 40, N 315, 737.
19. Лазарев А. Н. Колебательные спектры и строение силикатов. М.: Наука, 1968, 154.
20. Белянкин Д. С., Влодавец В. И. ДАН СССР, 1949, 67, № 1, 133.
21. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959, 384.
22. Barth T., Verma H. Chem. Erde, 1930, 5, 40.
23. Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Илимаусак (Южная Гренландия). М.: Наука, 1969, 54.
24. Graham W. A. P. Am. Min., 1935, 20, N 8, 598.

Кайсикхит Caysichite

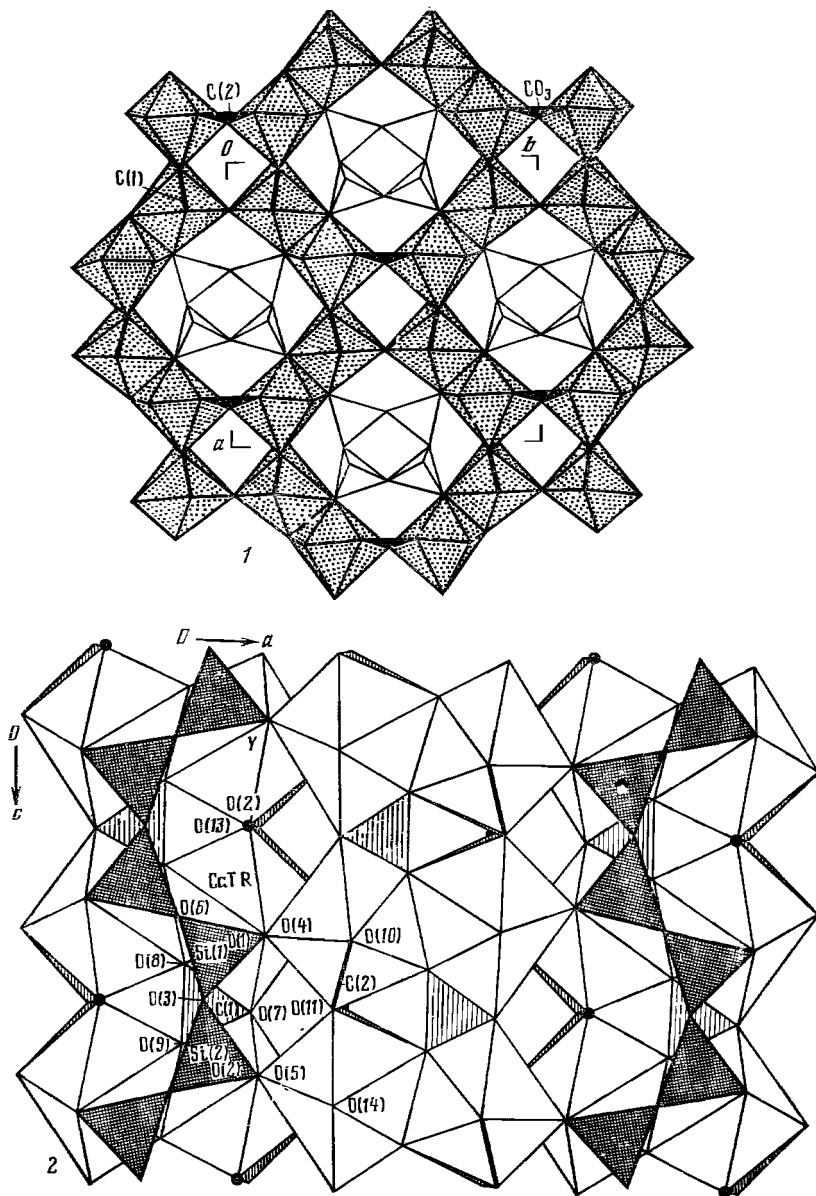


Назван по составу [1]. Ранее как неизвестный минерал обозначался UN-11 и UN-16 [2, 3].

Характ. выдел. Корочки, инкрустации (до 2 мм толщиной), почковидные и сталактитовые образования, кристаллы (размером $0,05 \times 0,03 \times 0,18$ мм), порошковатые массы.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $C_{2v}^{12}-Ccm2_1$. $a_0 = 13,271$, $b_0 = 13,911$, $c_0 = 9,731$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,9539 : 1 : 0,6995$; $Z = 4$ [4].

В структуре кайсикхита (фиг. 98) [4] кремнекислородный радикал состава $[Si_8O_{20}]$ представляет собой сдвоенные гофрированные цепочки из SiO_4 -тет-



Фиг. 98. Структура кайсикхита (по Меллини и Мерлино)

1 — в проекции на (001); 2 — в проекции на (010)

раздров, вытянутые вдоль оси *c*. На период повторяемости приходится четыре тетраэдра. Кремнекислородные цепочки проходят внутри каналов каркаса, образованного колонками Ca, TR- и Y-полиэдров, параллельными [001]. Группы CO₃ с плоской треугольной конфигурацией имеют общие ребра с многогранниками вокруг Ca и Y. Структура дополнительно укрепляется системой водородных связей. Межатомные расстояния (в Å): Si(1)—O = 1,608 (среднее); Si(2)—O = 1,614 (среднее); Ca, TR—O от 2,293 до 2,572; Y—O от 2,249 до 2,680; C—O от 1,270 до 1,315.

Кристаллы призматические, удлинены по [001], с конечной гранью (001), иногда собраны в веерообразные сростки [1].

Физ. св. Сп. предположительно по (010). Тв. 4^{1/2}. Микротвердость 551 кс/мм². Уд. в. 3,03 (вычисл. 3,029). Бесцветный до белого, светло-желтый, реже зеленоватый. В ультрафиолетовом свете не флуоресцирует, в катодных лучах светло-зеленый. Черта белая. Бл. стеклянный. ИК-спектр кайсикхита характеризуется полосами в областях 3700—2600 см⁻¹ (ОН, H₂O), 1700—1240 см⁻¹ (ОН, H₂O, CO₂), 1200—900 см⁻¹ (SiO₄) [1].

Микр. Не плеохроирует. Двусный (—), Ng=c, Nm=a, Np=b. Погасание прямое. Удлинение (+). n_g = 1,621 и 1,626, n_m = 1,614 и 1,616, n_p = 1,586 и 1,589 — соответственно для бесцветного и желтоватого кайсикхита. 2V = 53° — измеренный для бесцветного (вычисл. 54°30' для бесцветного и 72°45' для желтого). Дисперсия не отмечена [1].

Хим. Анализ бесцветного кайсикхита (микросондовый, H₂O и CO₂ определены прямым методом и по потере при прокаливании) [1]: CaO — 10,04, Al₂O₃ — 0,58, Y₂O₃ — 28,18, La₂O₃ — 0,08, Pr₂O₃ — 0,09, Nd₂O₃ — 0,30, Sm₂O₃ — 0,20, Eu₂O₃ — 0,09, Gd₂O₃ — 0,51, Tb₂O₃ — 0,16, Dy₂O₃ — 1,16, Ho₂O₃ — 0,66, Er₂O₃ — 1,84, Tm₂O₃ — 0,21, Yb₂O₃ — 2,12, Lu₂O₃ — 0,42, CeO₂ — 0,24, SiO₂ — 28,84, CO₂ — 15,7, H₂O — 8,6; сумма 100,02. Колебания в содержании Y и Ca (для 5 зерен минерала): Y₂O₃ — 27,4 — 28,8 и CaO — 9,8 — 10,3. Fe 0,2%. Кроме того, на масс-спектрографе определены: B — 0,05, F — 0,04, P — 0,01, Mg — 0,02, K — 0,02, Sc — 0,01, Cr — 0,01, Mn — 0,01, Ni — 0,03, Cu — 0,01, Sr — 0,02, Sn — 0,01, Ba — 0,01, Pb — 0,02. В светло-желтом кайсикхите: Y₂O₃ — 32%, CaO — 7%, Fe — 0,5% [1].

Диагн. исп. Медленно вскипает в холодной разбавленной HCl.

Повед. при нагр. Потеря в весе при 290—580° (8,3%) соответствует дегидратации; при 580—895° (10,6%) и при 895—1120° (5,3%) — первой и второй стадиям декарбонатизации. На дифференциальной кривой нагревания наблюдались резко выраженные эндотермические понижения при 431 и 801° и более слабые при 935—1100°. При 1120° образуется вещество с апатитовой структурой [1].

Нахожд. Встречен в пертитовой зоне гранитного пегматита на полевошпатовом руднике Эванс-Лу, пров. Квебек (Канада) [1]. Находится в трещинках и в пустотках кварца, пертита и гелландита. Ассоциируется с гелландитом, фергусонитом, кайнозитом, тенгеритом, локкаитом, торогуммитом. Предположительно гипергенный, образовался по гелландиту.

Межплоскостные расстояния кайсикхита [1]

CuK_α-излучение, D = 114,6 мм

hkl	I	d(Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
001; 110	5	9,62	551	5	2,517	550	5	1,920
020; 111	100	6,93	004	5	2,434	460	10	1,904
002	40	4,87	440	<5	2,405	710; 533	30	1,879
130	60	4,38	152	5	2,376	263; 370	10	1,814
310	60	4,22	060	40	2,323	514	10	1,778
022	10	3,985	530	5	2,305	462; 623	10	1,771
311	10	3,866	204	5	2,286	730; 712	30	1,754
040	60	3,481	531; 243	5	2,240	372	<5	1,701
400	90	3,321	600	30	2,213	064	<5	1,680
132	5	3,257	601; 442	10	2,156	533; 732	20	1,653

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>a</i>
300	30	3,201	134	10	2,125	082; 604	5	1,637
401	10	3,146	352	10	2,120	660	10	1,600
240; 113	30	3,077	620; 314	20	2,108	155; 661	5	1,582
420	<5	2,997	153	20	2,085	802	5	1,573
241	30	2,939	621	5	2,061	190	10	1,538
042	<5	2,829	513	5	2,033	662	10	1,520
402; 150	30	2,733	602	5	2,016	752	5	1,491
332	30	2,677	044	<5	1,994	390	5	1,461
133	30	2,608	404	5	1,965			
313	10	2,574	234; 622	10	1,937			

Л и т е р а т у р а

1. Hogarth D. D., Chao G. J., Plant A. G., Steacy H. R. *Canad. Min.*, 1974, **12**, pt. 5, 293.
2. Miles N. M., Hogarth D. D., Russell D. S. *Am. Min.*, 1971, **56**, N 3-4, 395.
3. Hogarth D. D. *Min. Record*, 1972, **3**, 69.
4. Mellini M., Merlino S. *Canad. Min.*, 1978, **16**, pt. 1, 81.

Пенквилксит Penkvilksite



Название от саамских слов «пенк» — кудрявый и «вилкс» — белый [1].

Характ. выдел. Тонкозернистые, радиально-волокнистые и сферолитовые агрегаты, слагающие желваки диаметром до 3 см.

Структ. и морф. крист. Монокл. или ромб. с $a_0 = 7,48$, $b_0 = 8,77 \text{ \AA}$, $\beta = 90^\circ$. Структура не изучена, к группе нарсарсукита отнесен условно.

Физ. св. Тв. 5. Уд. в. 2,3—2,58. Цв. белый. Бл. перламутровый, шелковистый, матовый. Не прозрачен. В ИК-спектре основная полоса поглощения характеризуется тремя максимумами 990—968—940 см^{-1} ; полоса поглощения 590 см^{-1} связана, возможно, с колебаниями связей Ti—O; полосы 3550—3420 и 1620—1575 см^{-1} — с H_2O .

Микр. В шлифах в прох. свете бесцветен. Двусный (+). $n_g = 1,662$, $n_m = 1,640$, $n_p = 1,637$. $2V = 42^\circ$ (вычисл.). Погасание прямое. Удлинение по Ng. Под электронным микроскопом обнаружены пластинчатые кристаллы размером до 7 мкм.

Хим. Анализы пенквилксита из Ловозера (1 — плотный, фарфоровидный, анал. Успенская; 2 — пористый, анал. Казакова):

	1	2	1	2	1	2		
Na_2O	13,13	13,92	SiO_2	54,69	54,20	H_2O^-	2,84	4,20
K_2O	0,09	—	TiO_2	15,91	16,06	F	0,05	—
CaO	1,60	He обн.	ZrO_2	2,17	4,67			
MnO	0,01	0,01	P_2O_5	0,02	—	Сумма	100,04	99,54
SrO	0,01	He обн.	Nb_2O_5	1,08	0,93	—O=F ₂	0,02	
Al_2O_3	0,76	He обн.	Ta_2O_5	0,06	He обн.		100,02	
Fe_2O_3	0,19	0,30	H_2O^+	7,43	5,25	Уд. в.	2,58	2,3

Диagn. исп. Медленно разлагается HCl и HNO_3 ; H_2SO_4 — при нагревании. П. п. тр. сплавляется в темно-коричневый королек.

Повед. при нагр. Термограмма пенквилксита характеризуется эндотермическим прогибом при 220° , обусловленным дегидратацией. Вода имеет цеолитный характер и после удаления вновь поглощается. Плавится при 720° .

Находж. Обнаружен в центральной (натролитовой) зоне сложной пегматоидной залежи «Юбилейная» с эгирином, маунтинитом и райтом в Ловозерском массиве на Кольском п-ове.

Межплоскостные расстояния пенквилксита

Fe-излучение, $D = 114$ м

l	$d(\text{Å})$	l	d	l	d	l	d
3	9,2	2	2,743	7	1,713	5ш	1,259
10	8,2	6	2,674	2	1,666	2	1,238
2	6,62	3	2,580	1	1,633	3ш	1,216
5	5,97	1	2,513	1	1,614	3ш	1,185
5	5,32	5	2,468	3	1,578	2ш	1,143
4	4,65	3	2,368	4	1,553	1	1,122
3	4,38	2	2,285	3	1,534	3	1,1050
4	4,10	4	2,192	5	1,500	3	1,0902
2	3,93	1	2,112	2	1,447	4	1,0799
6	3,42	2	2,058	2	1,422	5	1,0574
9	3,37	4	1,992	3	1,391	1	1,0484
7	3,32	2	1,930	2	1,367	1	1,0331
7	3,10	1	1,838	2	1,332	1	1,0167
7	3,07	5ш	1,786	3	1,311	2	0,9942
8	2,84	2	1,737	2	1,288		

Л и т е р а т у р а

1. Буссен И. В., Меньшиков Ю. П., Мерьков А. Н., Недорезова А. П., Успенская Е. И., Хомяков А. П. ДАН СССР, 1974, 217, № 5, 1161.

СТРУКТУРА ТИПА ФЕНАКСИТА

ГРУППА ФЕНАКСИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Фенаксит $K_2Na_2Fe_2[Si_8O_{20}]$	Трикл.*	6,98	8,24	9,98	2,74
Литидионит $K_2Na_2Cu_2[Si_8O_{20}]$	Трикл.**	9,801	8,011	6,971	2,85

* $\alpha = 104^\circ 12'$, $\beta = 80^\circ 14'$, $\gamma = 115^\circ 36'$. Трансформированные по формуле $011/\bar{1}10/100$ параметры ячейки фенаксита: $a_0 = 10,00$, $b_0 = 8,18$, $c_0 = 6,98$ Å, $\alpha = 114,7^\circ$, $\beta = 100,7^\circ$, $\gamma = 105,0^\circ$

** $\alpha = 114,12^\circ$, $\beta = 99,52^\circ$, $\gamma = 105,59^\circ$.

Фенаксит и литидионит изоструктурны. Их структуры характеризуются наличием трубчатых лент с радикалом $[Si_8O_{20}]$, которые образованы двумя цепочками власовитового типа, состоящими из четырехчленных сдвоенных цепочек кремнекислородных тетраэдров.

Л и т е р а т у р а

- Pozas J. M. M., Rossi G., Tazzoli V. Am. Min., 1975, 60, N 5-6, 471.

Фенаксит Fenaksite

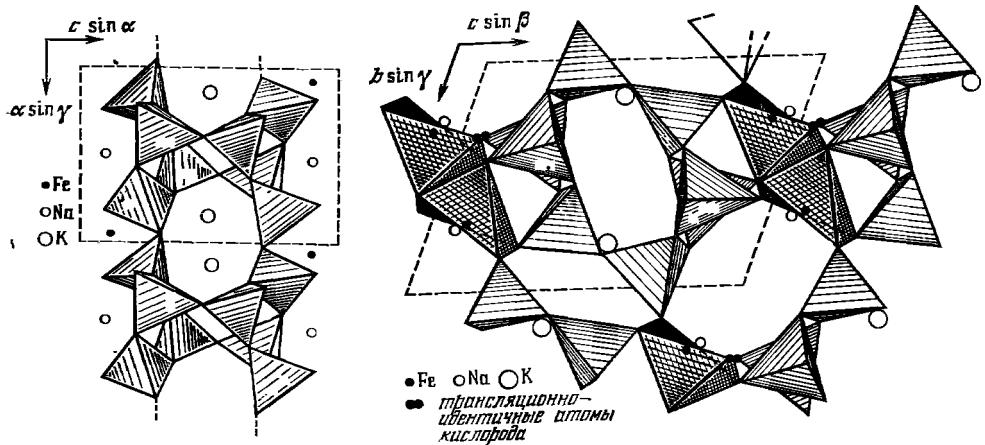


Назван по составу [1].

Характ. выдел. Зернистые агрегаты (размер зерен до 3 см), кристаллы.

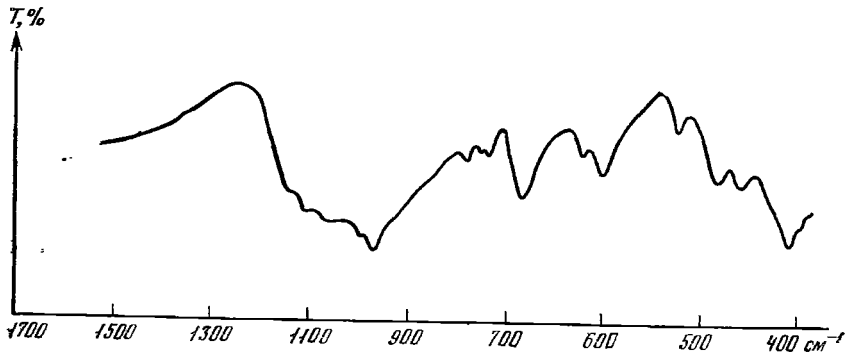
Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_2^1 - P\bar{1}$, $a_0 = 6,98$, $b_0 = 8,24$, $c_0 = 9,98$ Å; $\alpha = 104^\circ 12'$; $\beta = 80^\circ 14'$; $\gamma = 115^\circ 36'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,852 : 1 : 1,219$; $Z = 1$ [2].

Основой структуры является состоящая из SiO_4 -тетраэдров трубчатая лента состава $[Si_8O_{20}]$ (фиг. 99) [3] с шестиугольным сечением; ее можно представить как образованную из двух власовитовых лент $2[Si_4O_{11}] - 2O = [Si_8O_{20}]$. В каждом звене-этаже размещены по две диортогруппы, но в отличие от нарсарсукита этаж с параллельными оси трубки кремнекислородными «гантелями» чередуется с этажом, где такие «гантели» перпендикулярны оси трубки. У тетраэдров SiO_4 три кислородные вершины соединяются с другими SiO_4 -тетраэдрами,



Фиг. 99. Структура фенаксита в проекции вдоль оси b (по Головачеву и др.)
Выделена трубчатая лента из SiO_4 -тетраэдров

Фиг. 100. Структура фенаксита в проекции вдоль оси a (по Головачеву и др.)
Сеткой показаны Fe-пятивершинники, штриховкой — SiO_4 -тетраэдры



Фиг. 101. ИК-спектр фенаксита (по Власовой)

свободная вершина связана с атомом Fe в координационном пятивершиннике, представляющим собой искаженную тетрагональную пирамиду, в которой одно расстояние (2,33 Å) больше других (1,98—2,16 Å). У двух Fe-пятивершинников общее ребро; вместе с аналогичными, но несколько увеличенными Na-пятивершинниками, они образуют колонки вдоль оси a (фиг. 100). У атомов K координация равна 10. Структура хорошо объясняет совершенную спайность, параллельную осям трубок.

Кристаллы призматические размером до $0,4 \times 0,8 \times 0,4$ см (обнаружены на месторождении Расвумчорр) [4].

Физ. св. Сп. по (001) и по (010) совершенная. Излом занозистый. Хрупок. При истирании дает спутанно-волокнистую массу. Тв. $5-5\frac{1}{2}$. Уд. в. 2,73—2,744. Цв. светло-розовый, иногда с бурый оттенком. Прозрачен и полупрозрачен. Черта бесцветная. Бл. перламутровый. По данным ЯГР-спектра фенаксита [5], ионы Fe^{2+} и Fe^{3+} занимают в структуре по одной структурной позиции и находятся в высокоспиновом состоянии в октаэдрической координации. Окраска фенаксита, как показал анализ оптических спектров [5], обусловлена в основном ионами Mn^{2+} ; бурый оттенок некоторых образцов — ионами Fe^{3+} . В ИК-спектре фенаксита (фиг. 101) наблюдается (по Власовой) широкая полоса поглощения $1100-970$ см^{-1} с основным максимумом при 970 см^{-1} , отвечающая валентным антисимметричным колебаниям Si—O; полосы 785, 760 и 743 (слабые), 687 (сильная), 605 см^{-1} (средняя с плечом 625 см^{-1}), характеризуют сим-

метричные колебания Si—O—Si. Полосы 480, 467, 415 см^{-1} могут быть отнесены к деформационным колебаниям связи Fe—O.

Микр. В прох. свете бесцветен. Двусный (—). $n_g = b$. $n_g = 1,567$, $n_m = 1,560$, $n_p = 1,541$; $n_g - n_p = 0,026$; $2V = 84^\circ$. $cNm = 49^\circ$. Удлинение (+) [11].

Хим. На основании химических анализов с учетом изоморфных замещений формуле минерала можно придать также следующий вид: $(K, Na, Ca)_4(Fe^{2+}, Mn, Fe^{3+}, Mg)_2Si_8(O, OH, F)_{21}$ [11]. Фтор, вероятно, статистически замещает O, компенсируя недостаток катионов [3].

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
Na ₂ O	6,77	7,51	8,07	TiO ₂	0,06	0,04	0,066
K ₂ O	11,48	11,71	11,81	H ₂ O ⁺	2,40	0,67	0,88
MgO	0,46	0,70	0,96	H ₂ O ⁻	0,76	0,78	0,50
CaO	0,64	0,74	0,35	F	0,23	0,47	0,10
FeO	12,45	12,49	12,19	Сумма	100,15	100,34	100,276
MnO	2,34	2,49	2,10	—O=F ₂	0,09	0,20	0,04
Al ₂ O ₃	1,10	0,66	0,10		100,06	100,14	100,236
Fe ₂ O ₃	1,32	1,54	2,26	Уд. в.	2,744	2,744	2,73
SiO ₂	60,14	60,54	60,89				

1 и 2 — фенаксит с примесью адуляра из пегматита в массивных уртиках, гора Юкспор, анал.: 1 — Мокрецова, 2 — Горощенко [1]; 3 — из фенакситовых прожилков в рисчоррите, плато Расвумчорр, анал. Князева [4].

Диagn. исп. П. п. тр. даже в толстых кусочках легко сплавляется в зеленое стекло. Кислотами при нагревании разлагается с выделением кремнезема.

Находж. Редок. Известен в Хибинском щелочном массиве на Кольском п-ове. В пегматитах ийолит-уртитов [1] на месторождениях Юкспор, Кукис-вумчорр и Расвумчорр встречается в центральной зоне пегматитов, часто в тесной ассоциации с канаситом, дельхайелитом, пектолитом и виллиомитом. В рисчорритах на плато Расвумчорр [4] обнаружен вблизи контакта с апатит-нефелиновыми породами в виде метасоматических прожилков, содержащих виллиомит, дельхайелит, ломоносвит, расвумит; в мелких (до 3 см) пустотах этих прожилков наблюдались кристаллы фенаксита вместе с кристаллами содалита, эгирина и виллиомита.

Межплоскостные расстояния фенаксита с горы Юкспор (Кольский п-ов)*

FeK α -излучение, $D = 57,9$ мμ

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
200; $\bar{2}01$	50	6,86	$\bar{4}21?$	20	2,52	40	1,519
	20	5,21	420; 203	70	2,46	40	1,486
$\bar{2}02$	50	{ 4,67	130; 023	10	2,29	50	1,447
002		{ 4,48	131	30	2,19	50	1,375
$\bar{1}12?$	40	4,10		10	2,10	10	1,360
$\bar{3}12$	70	{ 3,55	$\bar{6}04$	10	2,05	10	1,326
$\bar{4}02$		{ 3,44		20	1,995	20	1,300
112?	50	3,35		10	1,961	20	1,258
021; $\bar{2}03$	50	3,25		60	{ 1,875	10	1,177
003	100	3,03			{ 1,835	30	1,119
$\bar{4}03$	60	2,88		60	1,752	30	1,085
$\bar{5}11?$	60	2,71		20	1,690		
	50	2,62		30	1,574		

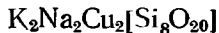
* ASTM, 13-520.

Л и т е р а т у р а

1. Дорфман М. Д., Рогачев Д. Л., Горощенко З. И., Мокрецова А. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 9, 152; Дорфман М. Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртиках горы Юкспор Хибинского массива. Изд. АН СССР, 1962, 59.

2. Головачев В. П. Кристаллография, 1964, 9, № 1, 101.
3. Головачев В. П., Дроздов Ю. П., Кузьмин Э. А., Белов Н. В. ДАН, 1970, 195, № 4, 818.
4. 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, 2, 150.
5. Дорфман М. Д., Платонов А. П., Польшин Э. В. Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1977, вып. 26, 198.

Литидионит Litidionite



Название от греч. λιθιδιον (литидион) — галька [1].
Синон. Неоцианит — неосуанит [2].

Характ. выдел. Стекловатые корочки, порошковатые агрегаты, мелкие кристаллы.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_i - P\bar{1}$. $a_0 = 9,801$, $b_0 = 8,011$, $c_0 = 6,971$ Å, $\alpha = 114,12^\circ$, $\beta = 99,52^\circ$, $\gamma = 105,59^\circ$; $Z = 1$ [3]. Изоструктурен с фенакситом [3].

Основу структуры [3] (фиг. 102) составляют трубчатые ленты $[Si_8O_{20}]$, образованные двумя цепочками власовитового типа, состоящими из четверных колец SiO_4 -тетраэдров. Трубчатые ленты параллельны оси c и соединены между собой атомами Cu и Na . Атомы K находятся в больших полостях внутри трубок и окружены восемью атомами O . Координационные Cu - и Na -полиэдры — квадратные пирамиды (у Cu — правильные, у Na — искаженные). Cu - и Na -полиэдры соединены ребрами таким образом, что, чередуясь попарно, образуют цепочки, параллельные оси c . Межатомные расстояния (в Å): $Si-O = 1,572-1,635$, $Cu-O = 1,961-1,990$, $Na-O = 2,386-2,932$, $K-O = 2,667-3,168$.

Кристаллы таблитчатые по (010), плохо образованные. Под микроскопом установлены формы [4]: (001), (010), (100), (110), (011), (102), (101), $(\bar{1}01)$, $(\bar{2}\bar{1}1)$; двугранные углы (средние значения): $(110) : (010) = 67^\circ 38'$, $(0\bar{1}1) : (0\bar{1}0) = 69^\circ 57'$, $(0\bar{1}1) : (\bar{1}10) = 102^\circ 55'$.

Физ. св. Сп. возможно по (110). Тв. 5—6. Уд. в. 2,5—2,7 (по-видимому, зависит от содержания Cu) [2], вычисл. 2,85. Цв. синий, голубой.

Микр. Одноосный (—). Пл. опт. осей \perp (010). Угол погасания $18-24^\circ$, $n_g = 1,574$, $n_p = 1,548$. $2V = 56^\circ$ [5].

Хим. Теор. состав: $Na_2O - 7,79$, $K_2O - 11,83$, $CuO - 19,99$, $SiO_2 - 60,39$. Формула выведена на основании изоструктурности литидионита с фенакситом [3]. Имеющиеся хим. анализы существенно различаются, что связано, очевидно, с трудностью получения чистого материала.

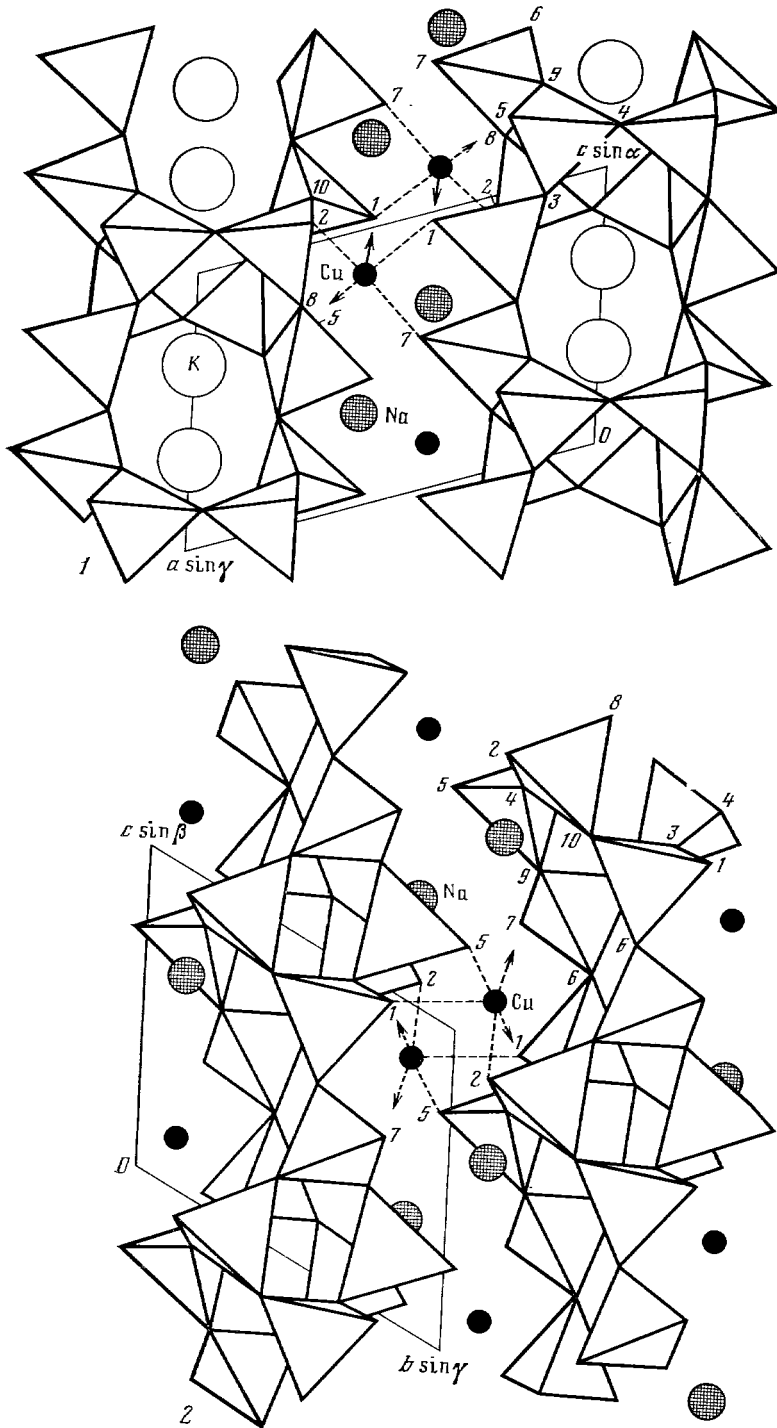
Анализы:

	1	2	3	4		1	2	3	4
Na_2O	8,64	6,78	3,82	6,10	FeO	—	4,02	—	—
K_2O	9,20	10,92	5,92	5,82	Fe_2O_3	4,63	—	4,16	0,94
MgO	0,81	—	1,03	сл.	SiO_2	69,73	71,57	67,61	69,36
CaO	2,88	—	5,00	3,25					
PbO	1,52	—	2,25	0,73	Сумма	100,10	99,78	99,87	99,49
CuO	2,69	6,49	10,08	13,29	Уд. в.	2,50—2,52	2,535	2,52	2,737

1—4 — Везувий; 1, 3 и 4 («неоцианит») анализ Каробби [4], 2 — анализ Скакки [2].

Диagn. исп. П. п. тр. сплавляется в черное стекло [2].

Находж. Очень редок. Встречен в выбросах Везувия 1873 г. в виде стекловатых синих корочек, покрывающих вместе с тридимитом агрегаты авгита и оливина.



Фиг. 102. Структура литидионита (по Позасу и др.)

1 — проекция вдоль оси [010]; 2 — проекция вдоль оси [100]

Межплоскостные расстояния литидионита с Везувия [3]

MoK α -излучение. Дифрактометр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
$\bar{1}10$	35	6,75	$\bar{3}11$	13	2,976	$0\bar{4}2$	10	1,924
200	12	4,485	$21\bar{2}$			510	10	1,916
$\bar{1}11$	15	4,046	$\bar{2}02$	18	2,835	$3\bar{4}2$	5	1,817
$\bar{2}11$	18	3,652	120			500	15	1,789
$\bar{2}20$	100	3,372	$31\bar{1}$	37	2,675			
210	75	3,223	$\bar{3}02$	13	2,567			
$1\bar{1}2$	10	3,046	$0\bar{3}2$	7	2,460			
111	10	3,027	$\bar{2}30$	85	2,409			
002			$\bar{1}22$	10	1,980			

Л и т е р а т у р а

1. Scacchi A. Rend. R. Accad. sci, fis. mat., Napoli, 1880, 19, 175.
2. Scacchi A. Rend. R. Accad. sci, fis. mat., Napoli, 1881, 20, 11; Zs. Krist., 1881, 5, 600.
3. Pozas J. M. M., Rossi G., Tazzoli V. Am. Min., 1975, 60, N 5-6, 471.
4. Zambonini F. Mem. R. Accad. sci, fis., mat., Napoli. 1912, 15, 11; Mineralogia Vesuviana, Napoli, 1935, 13, 435.
5. Carobbi G. Rend. R. Accad. sci, fis., mat., Napoli, 1930, ser. 3, 26, 21; N. Jb. Min., 1933, 1, 504.

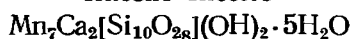
СИЛИКАТЫ С ЛЕНТАМИ ДЕСЯТИЧЛЕННЫХ ГРУПП КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ

СТРУКТУРА ТИПА ИНЕЗИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Инезит $Mn_7Ca_2[Si_{10}O_{26}](OH)_2 \cdot 5H_2O$	Трикл.*	8,955	9,257	11,995	3,36

* $\alpha = 91^\circ 51'$, $\beta = 47^\circ 30'$, $\gamma = 85^\circ 50'$

Инезит Inesite



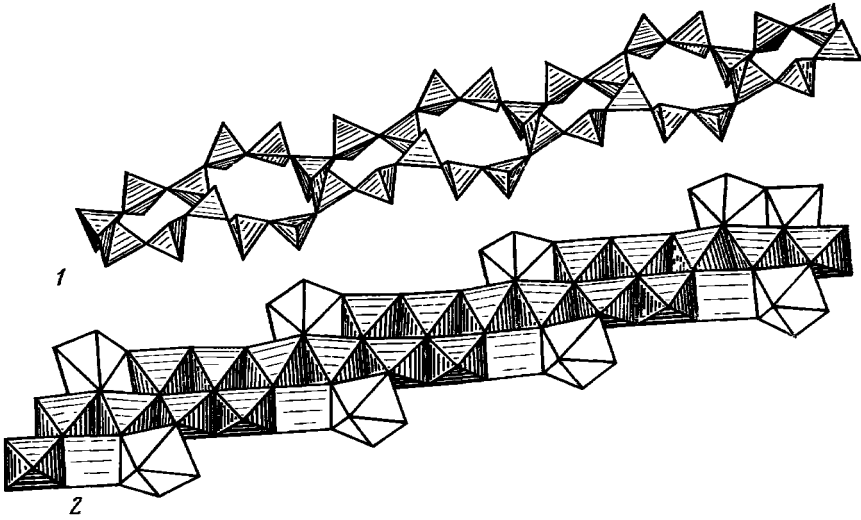
Название от греч. *ινες* (инес) — волокна мяса — по цвету и строению выделений [1].
Синон. Родотилит — rhodotilite [2], агнолит — agnolite [3].

Характ. выдел. Волокнистые массы и кристаллы (1—5 мм, иногда до 3 см), собранные в радиально-лучистые агрегаты и веерообразные пучки.

Структ. и морф. крист. Трикл. с $C_1^1 - P1$ [4, 5, 6]. Данные Такасу [7, 8] о пространственной группе $C_1^1 - P1$ не подтвердились [9]. $Z = 1$.

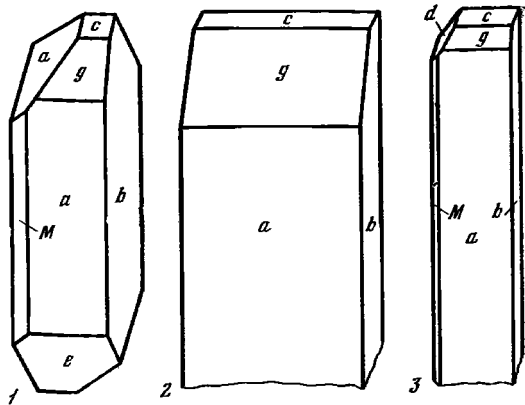
a_0 (Å)	b_0	c_0	α	β	γ	$a_0:b_0:c_0$	Ссылка
8,955	9,257	11,995	$91^\circ 54'$	$47^\circ 30'$	$85^\circ 50'$	0,967:1:1,296	[4]
8,849	9,277	11,980	88 06	131 53	96 46	0,954:1:1,291	[5]
8,91	9,16	12,16	87 38	132 30	97 05	0,973:1:1,327	[6]

Структура инезита [4, 5] представляет собой пример двоянных родонитовых цепочек с периодом в пять SiO_4 -тетраэдров. Различаются двойные силикатные цепочки с чередующимися 6- и 8-членными кремнекислородными кольцами и ленты, состоящие из Mn-полиэдров с четырьмя кристаллографически неравноценными атомами Mn (фиг. 103). Ленты разделены с обоих концов Ca-семивершинниками. Пять молекул H_2O занимают три позиции и связаны с Mn(4), Ca и Mn(2); отдельную структурную позицию занимает гидроксил, связанный с Mn(3). Межатомные расстояния (средние, в Å) [4]: Mn(1)—O = 2,21, O—O = 3,12; Mn(2)—O = 2,23, O—O = 3,14; Mn(3)—O = 2,24, O—O = 3,17; Mn(4)—O = 2,21, O—O = 3,07; Ca(1)—O = 2,45, O—O = 3,28; Si(1)—O = 1,63, O—O = 2,66; Si(2)—O = 1,63, O—O = 2,65; Si(3)—O =



Фиг. 103. Структура инезита (по Отрощенко и др.)

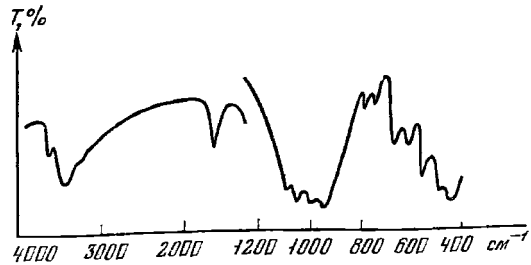
1 — кремнекислородная лента $[Si_{16}O_{28}]$; 2 — лента из Mn-полиэдров, разделенных Ca-семивершинниками



Фиг. 104. Кристаллы инезита

1 — Нанценбах, ФРГ (по Шайбе); 2, 3 — Брокен-Хил, Австралия (по Райелу)

Фиг. 105. ИК-спектр инезита (по Райелу)



$\text{Si(4)-O} = 1,63, \text{ O-O} = 2,66; \text{ Si(4)-O} = 1,63, \text{ O-O} = 2,65; \text{ Si(5)-O} = 1,63, \text{ O-O} = 2,65$. Мостиковые связи Si-O больше (среднее $1,64 \text{ \AA}$), чем немостиковые (среднее $1,60 \text{ \AA}$) [5].

Пинакоидальный кл. $C_2 - \bar{1} (C)$. $a : b : c = 0,967 : 1 : 1,303; \alpha = 92^\circ 14', \beta = 132^\circ 50', \gamma = 93^\circ 55'$ [9].

Главные формы [1, 9, 10, 11]:

	φ	ρ		φ	ρ
$c \ 001$	$80^\circ 15'$	$43^\circ 22'$	$d \ 0\bar{1}1$	$141^\circ 50'$	$56^\circ 15'$
$b \ 010$	$0 \ 00$	$90 \ 00$	$g \ 201$	$82 \ 15$	$77 \ 44$
$a \ 100$	$82 \ 31$	$90 \ 00$	$l \ 101$	$81 \ 46$	$70 \ 24$
$M \ 1\bar{1}0$	$120 \ 42$	$89 \ 58$	$e \ \bar{1}01$	$-94 \ 55$	$42 \ 42$

$aM (100) : (\bar{1}\bar{1}0) = 38^\circ 11'$
 $cl (001) : (101) = 27 \ 04$

$ce (001) : (\bar{1}01) = 85^\circ 58'$
 $cd (001) : (0\bar{1}1) = 47 \ 30$

$ad (100) : (0\bar{1}1) = 64^\circ 54'$
 $be (0\bar{1}0) : (\bar{1}01) = 86 \ 40$

Второстепенные и редкие формы [7, 9, 10, 11, 12]: m (110), (210), ($\bar{2}\bar{1}0$), j (301), f ($30\bar{1}$), k ($\bar{1}\bar{1}.0.12$), o ($\bar{5}32$), s ($9\bar{4}6$), h ($3\bar{1}1$), i ($\bar{7}47$).

Формула перехода от морфологической установки Райела [9] и Шайбе (см. в [1]) к рентгеновской Ричмонда [6] 101/010/001. Однако в этих двух установках, как показал Райел [9], нет полного совпадения ячеек при повороте кристаллов на 180° вскруг сси c и соответственном перемещении граней (001) и ($\bar{1}01$).

Кристаллы таблитчатые и призматические, часто долотообразные, удлинены по оси c (фиг. 104). На кристаллах из Брокен-Хила грани b (010) вертикально исптрихованы, грани a (100) выпуклые и исптрихованы горизонтально [9].

Физ. св. Сп. по (010) совершенная, по (100) хорошая, по (110) слабая. Излом неровный. Хрупок. Тв. $5\frac{1}{2}$ —6. Микротвердость 744 кгс/мм^2 при нагрузке 100 гс [13]. Уд. в. 2,97—3,03, вычисл. 3,36 [9]. Цв. розовато-красный до мяскокрасного, на свету становится оранжево-красновато-коричневым. Бл. стеклянный до шелковистого. Черта белая. ИК-спектр (фиг. 105) характеризуется [9, 14] несколькими максимумами на широкой полосе в области 1100 — 850 см^{-1} и пятью полосами в интервале 775 — 550 см^{-1} (валентные асимметричные и симметричные колебания Si—O—Si), полосой около 500 см^{-1} (деформационные колебания связей Si—O и металл—O) и полосами 3620 , 3420 и 1640 см^{-1} (группы OH и H₂O).

Микр. Плеохроизм от бледно-розового до ярко-розового. Двусный (—). N_p почти \perp (010). Погасание на (010): $cNg = 58^\circ$, $cNm = 34^\circ$, $cNp = 77^\circ$ — для инезита из Новой Зеландии [15] и соответственно 62 , 32 , 74° , а также с трещинками сп. (100) $29^\circ 30'$ — для инезита из Брокен-Хила [9]. Погасание на (100): $cNm = 10$ — 12° (для новозеландского [15]), со следами сп. (010) = $14^\circ 30'$ (для инезита из Брокен-Хила [9]). Глас и Шэлер [16] для инезита приводят оптическую ориентировку с перемещенными осями Ng и Nm ($cNg = 29^\circ 30'$, $cNm = 60^\circ 30'$) [9, 15].

$n_g = 1,649$ — $1,654$, $n_m = 1,638$ — $1,643$, $n_p = 1,614$ — $1,619$; $n_g - n_p = 0,031$ — $0,037$; $2V = 73$ — 76° . Дисперсия $r > v$, слабая и сильная [9, 15, 16]. Отмечались полисинтетические двойники в разрезах с низким двупреломлением [16].

Хим. Теор. состав: CaO — 8,53, MnO — 37,68, SiO₂ — 45,57, H₂O — 8,22.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
MgO	0,28	0,33	0,27	0,42	0,15	0,87	0,23	0,68
CaO	8,00	8,40	7,86	7,31	9,38	8,30	8,49	8,34
FeO	0,69	0,69	—	—	1,11	—	—	0,27
MnO	38,23	37,87	37,80	37,12	37,04	36,92	36,80	36,77
Al ₂ O ₃	0,29	0,29	0,43	0,20	—	0,34	0,29	—
Fe ₂ O ₃	—	—	0,55	0,15	—	0,21	0,18	—
SiO ₂	43,92	43,92	44,50	44,71	43,67	43,67	44,89	45,64
H ₂ O ⁺	8,49	9,22	4,90	6,12	7,17	5,96	6,89	7,74
H ₂ O ⁻			3,66	3,30		2,85	2,18	0,08
Сумма	99,90	100,72	99,97	99,33	99,29*	99,12	(99,95)	99,52
Уд. в.	3,103	—	—	—	3,03	—	—	—

* В том числе PbO — 0,77.

1, 2 — Нанценбах, ФРГ (1 — анал. Хампе, 2 — анал. Бэрвальд) [1]; 3, 4 — Кавадзу, проф. Сидзуока, Япония (3 — анал. Танака [17], 4 — анал. Момси [7, 18]); 5 — Пайсберг (Швеция), анал. Флинк [2]; 6 — Кото, проф. Коти (Япония), анал. Момси [18]; 7 — Кавадзу, проф. Сидзуока (Япония), анал. Момси (в оригинале сумма 100,25) [7, 18]; 8 — Иннаи, проф. Акита (Япония), анал. Китахара [18].

	9	10	11	12	13	14	15	16
Na ₂ O	—	—	—	0,13	—	0,11	0,07	0,30
K ₂ O	—	—	—	0,06	—	0,09	0,07	0,18
MgO	—	0,37	0,37	0,52	0,86	0,10	0,14	0,23
CaO	8,24	8,68	6,98	8,04	9,33	8,48	8,58	8,73
FeO	2,48	—	—	0,82	0,92	2,46	3,33	3,03

	9	10	11	12	13	14	15	16
MnO	36,53	36,31	36,20	35,80	35,10	34,38	33,27	33,24
Al ₂ O ₃	—	—	0,40	0,56	—	0,25	0,22	0,19
Fe ₂ O ₃	—	—	0,56	—	—	—	—	—
SiO ₂	44,89	42,92	45,14	45,30	45,67	45,58	45,47	45,48
H ₂ O ⁺	5,99	9,86	9,58	6,05	6,53	6,49	6,43	6,63
H ₂ O ⁻	2,21	0,62	0,59	2,72	2,13	2,22	2,19	2,10
Сумма	100,34	99,49*	99,82	100,00	100,54	100,16	99,77	100,11
Уд. в.	2,97	—	—	—	3,03	—	—	—

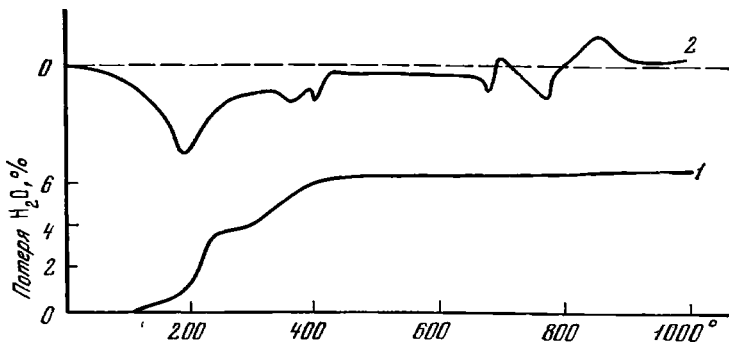
* В том числе R₂O — 0,73.

9 — Дуранго (Мексика), анал. Фарингтон [12]; 10 — Якобсберг (Швеция), анал. Лундел [11]; 11 — Рендай (Япония), анал. Окада [18]; 12 — Новая Зеландия, анал. Слэй (за вычетом примеси кварца и магнетита) [19]; 13 — Куинолт, шт. Вашингтон (США), анал. Фейрчайлд [16]; 14, 15, 16 — Брокен-Хил (Австралия), анал. Райел [9].

Диagn. исп. Легко разлагается HCl.

Повед. при нагр. Инезит из Нанценбаха (хим. анализ 1) [1] при 110° теряет 4,54%, при 200° — 5,02%, при 300° — 7,25%, при 440° — 7,87% и при прокаливании — 9,22% H₂O. По Ито [20], основная масса воды выделяется до 450°, по Райелу [9], до 355° (фиг. 106). Фарингтон [12] показал, что из 8,20% H₂O, выделившейся при прокаливании инезита, 5,99% вновь адсорбировалось при охлаждении минерала на воздухе. На дифференциальной кривой нагревания (см. фиг. 106) [9] эндотермические понижения в интервале 100—300° (максимум около 195°), при 355 и 410° вызваны выделением воды; другие эндотермические (680 и 775°) и экзотермические (710 и 860°) эффекты связаны с возникновением новых фаз. До 680° (несмотря на обезвоживание) основа структуры инезита сохраняется, образуется инезитоподобная фаза — «оксинезит» [9] или «метаинезит» [20]. При дальнейшем нагревании появляется родонит, который существует до 800° [6, 9]; при этой температуре возникают браунит и бустамит [9, 18, 20]. Конечными продуктами прокаливании инезита при 1200° являются бустамит и кристобалит [9, 20].

Находж. Встречен во многих местах, но в небольшом количестве. Впервые [1] найден в ФРГ у Нанценбаха в трещинах марганцевых руд с марганецсодержащим кальцитом и неотокиком. В Швеции установлен в Лонгбане (с родонитом, гранатом, кальцитом, кентролитом) [10, 21], в Пайсберге («родотилит») вместе с родонитом, гранатом, неотокиком [2], в Якобсберге с кальцитом, кентролитом [10]. В окрестностях Осло (Норвегия) инезит встречен в скарных с волластонитом, ильванитом, аксинитом и др. [22]. Кроме того, находки инезита известны: в Бая-Маре (Румыния) с халцедоном и кварцем [16]; в Банска-Штьявнице, ЧССР («агнолит») — с кварцем, карбонатами, сфалеритом и пиритом [3]; в шт. Вашингтон (США) — в Куинолте [16] и Скунк-Крик (кристаллы до 3 см), в Досуолиссе и Харакэйне [23] — в тесной ассоциации



Фиг. 106. Кривая потери веса (1) и дифференциальная кривая нагревания (2) инезита из Брокен-Хила (по Райелу)

с кальцитом; в округе Напа, шт. Калифорния (США) — в виде радиально-лучистых и сноповидных агрегатов, заключенных в бементите [16]; в Дуранго (Мексика) [12]; в Новой Зеландии — в кварцевой жиле с золотом и сульфидами серебра [19]; в Брокен-Хиле (Австралия) — с кальцитом, апофиллитом и хлоритом [9]; в Японии — в Кавадзу (преф. Сидзуока), Иннаи (преф. Акита), Такахоши (преф. Ниигата) и Тодороки (о-в Хоккайдо) в кварцевых жилах (с Au и Ag) среди третичных вулканических пород, в Кото (преф. Коти) — в виде небольших прожилков в палеозойских марганцевых рудах [8, 18].

Изм. В Тодороки (Япония) за счет инезита образовались тодорокит, родохрозит и опал [24].

Отл. От родонита отличается более низкими показателями преломления и сильным двупреломлением; легко разлагается HCl.

Межплоскостные расстояния инезита из Брокен-Хила [9]

Fe/Mn-излучение, $D = 114,6$ мм

hkl	I	$d(\text{Å})$	hkl	I	d	hkl	I	d
010	10	9,16	21 $\bar{1}$	1	3,62	1 $\bar{2}2$	3	2,56
0 $\bar{1}1$	1	6,69	111	1	3,55	3 $\bar{2}2$	3	2,55
100	4	6,54	1 $\bar{2}1$	1	3,26	1 $\bar{2}4$	1	2,39
11 $\bar{1}$	1/2	6,15	2 $\bar{1}0$	1	3,20	3 $\bar{2}2$	2	2,33
1 $\bar{1}2$	4	5,09	2 $\bar{2}2$	1	3,10	3 $\bar{3}3$	6	2,19
020	5	4,59	030	1/2	3,05	1 $\bar{1}3$	4	2,17
20 $\bar{2}$	1/2	4,44	0 $\bar{3}1$	1/2	2,96	2 $\bar{2}5$	1	2,13
002	1/2	4,38	130	8	2,92	1 $\bar{3}4$	1	2,12
0 $\bar{2}1$	3	4,27	2 $\bar{2}1$	1	2,88	140	1	2,05
2 $\bar{1}2$	1	4,10	2 $\bar{2}0$	8	2,84	4 $\bar{2}3$	1	2,04
1 $\bar{2}0$	5	4,01	13 $\bar{2}$	7	2,73	Кроме того, 26 слабых		
1 $\bar{1}1$	1	3,89	013	3	2,70	линий до 1,278		
10 $\bar{3}$	1	3,79	3 $\bar{1}4$	2	2,63			

В ASTM, 12-177 — индиферирование в пр. группе C_1^1 — P1 (по Такасу, 1955) [7L]

Л и т е р а т у р а

1. Schneider A. Jb. Preuss. geol. Landesanst., 1887, 9, 483; Zs. Dtsch. geol. Ges., 1887, 39, 833.
2. Flink G. Öfvers. Vet. Akad. Stockholm, förhandl., 1888, 45, 571; 1889, 46, 12.
3. Breussig E. N. Jb. Min., 1900, 13, 265.
4. Отроценко Л. П., Симонов В. И., Белов Н. В. ДАН СССР, 1978, 238, № 6, 1344.
5. Wan Che'ng, Ghose S. Naturwissenschaften, 1975, 62, H. 2, 96.; Am. Min., 1978, 63, N 5-6, 563.
6. Richmond W. E. Am. Min., 1942, 27, N 8, 563.
7. Takasu S. Miner. J., Japan, 1955, 1, 242.
8. Introduction to Japanese minerals. Geol. Surv. Japan, 1970, 46, 193.
9. Ryall W. R., Threadgold I. M. Am. Min., 1968, 53, N 9-10, 1614.
10. Flink G. Geol. För. Förhandl., 1916, 38, 463.
11. Hamberg A. Geol. För. Förhandl., 1894, 16, 323.
12. Farrington O. C. Bull. Field Columbian Mus. Pub., 1900, Geol. ser., 1, N 7, 221.
13. Поваренных А. С., Лебедева А. Д. В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1971, вып. 5, 39.
14. Ryall W. R., Threadgold I. M. Am. Min., 1966, 51, N 5-6, 754.
15. Hutton C. Trans., proc. Roy. Soc. New Zealand, 1941, 71, N 1, 99.
16. Glass J. J., Schaller W. T. Am. Min., 1939, 24, N 1-2, 26.
17. Harada Z. J. Fac. sci. Hokkaido Univ. Ser. 4, Geol., 1936, 3, 310.
18. Yoshimura T., Momoi H. J. Min. Soc. Japan, 1960, 5, N 1, 1.
19. Seelye E. T. New Zealand J. Sci. Techn., 1937, 19, 198.
20. Ito K. J. Japan Assoc. min., petr., econ. geol., 1961, 46, N 3, 65.
21. Niggli P., Faesy K., Schmidt J. Zs. Krist., 1922/23, 57, 427.
22. Goldschmidt V. Skrift. Vidensk. Selsk., Kristiania, Math.-nat. Kl., 1911, N 1, 448.
23. Sorem R. K., Gunn D. W. Econ. Geol., 1967, 62, N 1, 22.
24. Yoshimura T. J. Fac. sci., Hokkaido Univ. Ser. 4, Geol., 1934, 2, N 4, 289.

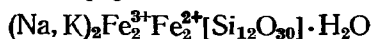
**СИЛИКАТЫ С ЛЕНТАМИ
ДВЕНАДЦАТИЧЛЕННЫХ ГРУПП
КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ**

СТРУКТУРА ТИПА ТУХУАЛИТА

ГРУППА ТУХУАЛИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Тухуалит $(\text{Na}, \text{K})_2\text{Fe}_2^{3+}\text{Fe}_2^{2+}[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}] \cdot \text{H}_2\text{O}$	Ромб.	14,31	17,28	10,11	2,89
Эмелеусит $\text{LiNa}_2\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_6\text{O}_{15}]$	Ромб.	10,072	17,337	14,004	2,775
Цектперит $\text{LiNaZr}[\text{Si}_6\text{O}_{15}]$	Ромб.	14,306	17,330	10,140	2,80

Тухуалит Tuhualite



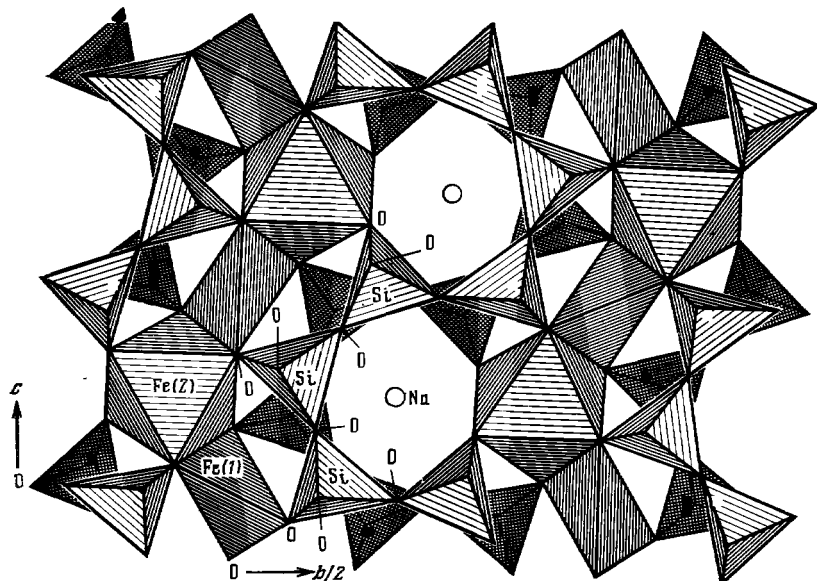
Назван по месту находки на о-ве Тухуа в Новой Зеландии [1].

Названия Mg-тухуалит и Li-тухуалит [2] относятся к синтетическим соединениям [3, 4].

Характ. выдел. Мельчайшие кристаллы (до 0,25 мм) и зерна [1, 5].

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{18} — *Cmca* [6]. $a_0 = 14,31$, $b_0 = 17,28$, $c_0 = 10,11$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,828 : 1 : 0,585$ [7]. $Z = 4$ [6].

Согласно Мерлино [6], структура тухуалита (фиг. 107) характеризуется шестичленными лентами из двойных цепочек SiO_4 -тетраэдров, параллельных оси c . Ленты закручены и связаны друг с другом Fe-полиэдрами: Fe^{3+} (1) O_4 -тетраэдрами и Fe^{2+} (2) O_6 -октаэдрами, которые, чередуясь и соединяясь общими ребрами, также образуют цепочки, параллельные оси c (эти цепочки сходны с цепочками в осумилите, расположенными вдоль оси a). В целом структура тухуалита близка к каркасной; отношение числа тетраэдрических катионов к кислородным анионам 14 : 30. Каркасная вязь из тетраэдров прерывается только в двух из 15 кислородных атомов (два симметрично расположенных атома кислорода). SiO_4 -тетраэдры правильные, тетраэдры $\text{Fe}(1)\text{O}_4$ сильно искажены,



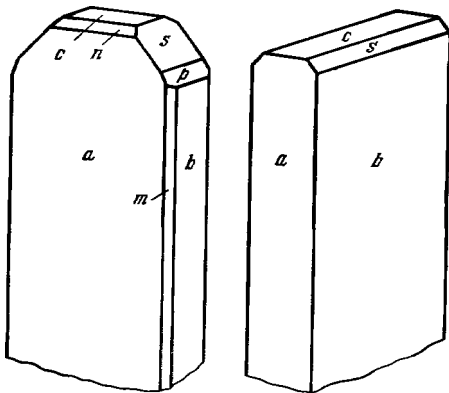
Фиг. 107. Структура тухуалита в проекции вдоль оси a (по Мерлино)
Изображена половина элементарной ячейки

так как они имеют общее ребро с $\text{Fe}(2)\text{O}_6$ -октаэдрами, которые, в свою очередь, заметно сплющены. Атомы Na размещаются в открытых каналах, параллельных оси a , и имеют неправильную шестерную координацию. В этих же каналах беспорядочно располагаются молекулы воды. Изучение структуры подтвердило правильность указанной выше формулы Никольса и Кармайкла [8].

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - mmm (3L_2 3PC)$. $a : b : c = 0,8243 : 1 : 0,5658$ [7]. Наблюдавшиеся формы [7]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
$c\ 001$	—	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$
$b\ 010$	$0^\circ 00'$	$90\ 00$	$0\ 00$	$90\ 00$	—	$0\ 00$
$a\ 100$	$90\ 00$	$90\ 00$	—	$0\ 00$	$90\ 00$	$90\ 00$
$m\ 110$	$50\ 30$	$90\ 00$	$0\ 00$	$39\ 30$	$90\ 00$	$50\ 30$
$s\ 011$	$0\ 00$	$29\ 30$	$60\ 30$	$90\ 00$	$0\ 00$	$60\ 30$
$p\ 021$	$0\ 00$	$48\ 00$	$42\ 00$	$90\ 00$	$0\ 00$	$42\ 00$
$n\ 101$	$90\ 00$	$34\ 30$	$90\ 00$	$55\ 30$	$34\ 30$	$90\ 00$
$q\ 111$	$50\ 30$	$42\ 00$	$60\ 12$	$58\ 55$	$34\ 48$	$64\ 49$

Кристаллы обычно несовершенные, вытянутые по оси c , часто уплощены по (100), реже по (010) (фиг. 108). Двойники по (011) наблюдаются только в шлифах [5].



Фиг. 108. Кристаллы тухуалита, о-в Тухуа (по Хатону)

Физ. св. Сп. совершенная по (001) и отчетливая по (100) и (010). Очень хрупкая. Тв. 3—4. Уд. в. 2,89 [7]. Цв. фиолетовый, темно-синий, голубой. Бл. стеклянный до полуметаллического [5, 8].

Микр. В шлифах плеохроирует: по Ng — интенсивный фиолетовый, по Nm — фиолетовый или лавандовый, по Np — бесцветный или очень бледно-розовый; $Ng > Nm > Np$. Двусный (+). Пл. опт. осей параллельна (010), $Nm = b$, $Ng = c$ [7]. $n_g = 1,621$, $n_m = 1,612$, $n_p = 1,608$. Отдельные зерна зональные; $2V$ в различных зонах от 70 до 91° для $\lambda = 4900 \text{ \AA}$ и от 61 до 82° для $\lambda = 6026 \text{ \AA}$. Дисперсия оптических осей очень сильная, $r < v$.

Хим. Имеется 4 анализа тухуалита, анализ, приводимый Маршалом [5], выполнен на материале с большой примесью частиц вмещающей породы.

Анализы:

	1	2	3	4		1	2	3	4
Na_2O	7,11	3,1	6,3	6,2	TiO_2	0,42	0,03	0,04	0,05
K_2O	1,74	4,2	0,8	0,1	ZrO_2	—	0,13	0,03	—
CaO	сл.	0,06	0,17	0,14	P_2O_5	не обн.	—	—	—
MgO	0,42	0,02	сл.	0,08	H_2O^+	1,61	—	—	—
MnO	0,81	1,18	0,55	1,67	H_2O^-	0,38	—	—	—
FeO	9,58	23,8	24,0	24,0	F	—	$<0,1$	$<0,1$	—
Al_2O_3	0,63	0,60	0,22	0,14	Cl	—	$<0,05$	$<0,05$	—
Fe_2O_3	14,09	—	—	—					
SiO_2	62,93	65,6	67,2	67,0	Сумма	99,72	98,72	99,31	99,38

1 — анал. Хатон [7]; 2—4 — (2 — голубой, 3 и 4 — фиолетовый) — определения на электронном микроскопе, анал. Джек [8], все железо рассчитано на FeO , в сумму не вошли F и Cl.

Наход. Встречен лишь на о-ве Тухуа в Новой Зеландии. Вместе с полевым шпатом, кварцем, энigmatитом, эгирином и рибекитом наблюдается как поздний минерал в микросферолитовых агрегатах и в пустотах вулканических пород — комендитов, пантеллеритов [1, 5, 7].

Изм. При выветривании замещается неизвестным зеленовато-желтым минералом [5].

Межплоскостные расстояния тухуалита из Новой Зеландии *

FeK α -излучение, $D = 114,59$ мкм

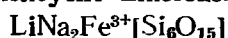
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
020	70	8,62	241; 331	70	3,47	442	30	2,416
200	100	7,16	420	50	3,31	204; 153	5	2,378
220	70	5,515	042	50	3,285	171; 423	20	2,362
130	5	5,34	113	50	3,22	461	70	2,184
002	30	5,04	151	80	3,18	353	20	2,147
221	70	4,85	421	50	3,14		5	2,078
310	20	4,57	242	50	2,97		5	2,053
022	70	4,35	402	30	2,926		30	2,002
040	70	4,315	060; 133	20	2,87		30	1,974
202	20	4,115	061; 422	90	2,766		5	1,937
041	30	3,96	440	5	2,75		5	1,887
222; 240	70	3,71	441; 043	50	2,657		Кроме того, 12	
330; 132	50	3,67	004; 062	20	2,522		слабых линий	
400	50	3,58	531	50	2,490			

* ASTM, 10-440.

Л и т е р а т у р а

1. Marshall P. New Zealand Journ. sci., techn., 1932, 13, 198.
2. Сандомирский П. А., Симонов М. А., Белов Н. В. ДАН СССР, 1978, 238, № 4, 851.
3. Cradwick M. E., Taylor H. F. W. Acta Cryst., 1972, B., 28, N 12, 3583.
4. Сандомирский П. А., Симонов М. А., Белов Н. В. ДАН СССР, 1975, 221, № 4, 842.
5. Marshall P. Trans. Roy. Soc. New Zealand, 1936, 66, 330.
6. Mertino S. Science, 1969, 166, N 3911, 1399.
7. Hutton C. O. Min. Mag., 1956, 31, N 232, 96.
8. Nicholls J., Carmichael J. S. E. Contrib. min., petrol., 1969, 20, N 3, 268.

Эмелеусит Emeleusite



Назван по имени Ч. Эмелеуса из университета в Дареме [1].

Характ. выдел. Кристаллы (до 2 мм длиной).

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{18} —Acam. $a_0 = 10,072$, $b_0 = 17,337$, $c_0 = 14,004$ Å.; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,581 : 1 : 0,808$; $Z = 8$ [2]. Псевдогексагональный.

Структура [2] состоит из гофрированных двояных кремнекислородных цепочек с шестикратным повторением тетраэдров. Сдвоенные кремнекислородные цепочки связаны между собой Na(2)-полиэдрами и цепочками чередующихся LiO $_4$ -тетраэдров и FeO $_6$ -октаэдров. Na(1) расположен в плоскости зеркального отражения в девятерной координации. Изоструктурен с тухуалитом и цектцеритом. По псевдогексагональной симметрии и характеру расположения атомов эмелеусит сходен с минералами группы миларита.

Кристаллы таблитчатые по (010), несколько вытянуты по [100]. Наблюдались формы: (001), (010), (100), (110), (011) и (101). Тройники по (110).

Физ. св. Сп. не выражена. Тв. 5—6. Уд. в. 2,767 (вычисл. 2,775). Бесцветный, розоватый. Бл. стеклянный. Прозрачен.

Микр. Двуосный (—). $Np = b$, $Nm = a$, $Ng = c$. $n_g = n_m = 1,597$, $n_p = 1,596$. $2V$ от 0 до 30°. Сильная дисперсия оптических осей, $r > v$.

Хим. Теор. состав: Li $_2$ O—2,82, Na $_2$ O—11,70, Fe $_2$ O $_3$ —14,15, SiO $_2$ —71,33.

Анализ (микрорентгеновый, Li определен методом пламенной фотометрии) [1]: Li $_2$ O—2,78, Na $_2$ O—11,98, K $_2$ O—не обн., MgO—0,10, CaO—не обн., MnO—0,03, Al $_2$ O $_3$ —1,34, Fe $_2$ O $_3$ —12,13, SiO $_2$ —70,75, TiO $_2$ —0,55, ZrO $_2$ —0,10; сумма 99,76.

Повед. при нагр. При прокаливании между 25—600° потери в весе не наблюдалось. Плавится при 890°.

Наход. Найден в трахитовой дайке на о-ве Игдлуталик в Южной Гренландии в виде линзовидного обособления. Ассоциируется с эгирином, альбитом, кварцем, рибекитом, слюдой, цирконом, пектолитом, апатитом, кальцитом, нарсарсукитом, нордитом [1].

Межплоскостные расстояния эмелеусита [1]

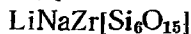
CuK α -излучение

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
002	5	7,001	224; 044	5	2,728	520	3	1,963
122	3	4,792	153	2	2,687	531	4	1,885
211	2	4,578	340	1	2,655	191	1	1,875
220; 040	10	4,352	144	5	2,629	415	1	1,862
202	6	4,087	400	5	2,520	355; 540; }	4	1,827
222; 042	3	3,697	260	4	2,507	175		
231	5	3,666	420	3	2,418	542	1	1,768
004	7	3,501	006; 324	3	2,333	346; 471; }	5	1,752
142	5	3,463	064	1	2,232	008		
311	8	3,209	271	2	2,195	1.10.0; 266; }	5	1,709
151	6	3,192	440; 164	2	2,178	157		
124	7	3,090	353	2	2,142	544; 295	1	1,620
204	6	2,875	206; 344	3	2,117	604	4	1,514
251	4	2,801	280; 424	3	1,990			

Л и т е р а т у р а

1. Upton B. G. J., Hill P. G., Johnson O., Petersen O. V. Min. Mag., 1978, 42, N 321, 31.
2. Johnson O. Phys. and Chem. Miner., 1978, 3, N 1, 72.

Цектцерит Zektzerite



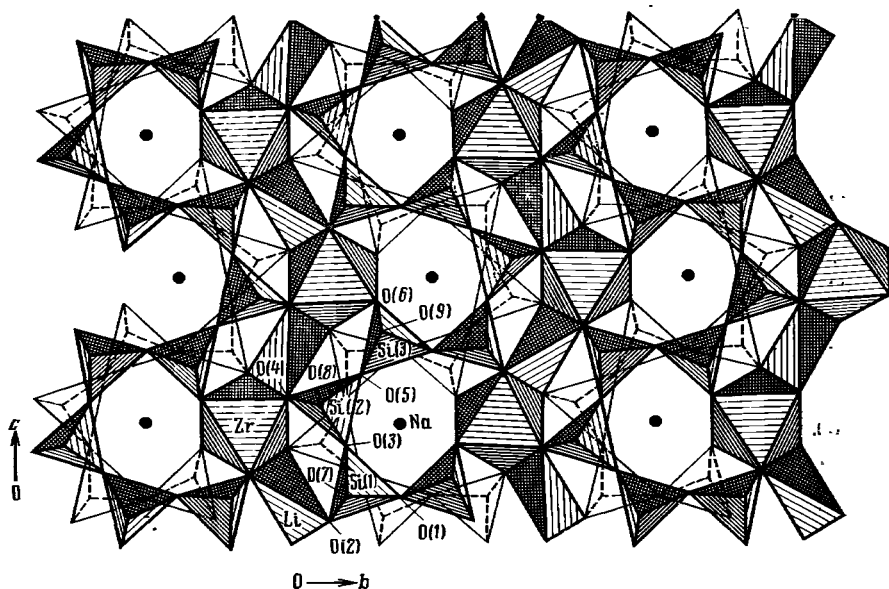
Назван по имени Дж. Цектцера из г. Сиэтл, шт. Вашингтон, США [1].

Синон. Зектцерит [2].

Характ. выдел. Кристаллы размером до $37 \times 35 \times 15$ мм.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{18} — *Cmca*. $a_0 = 14,330$, $b_0 = 17,354$, $c_0 = 10,164$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,8256 : 1 : 0,5856$; $Z = 8$ [3]. Изоструктурен с тухуалитом [2, 3].

Структура (фиг. 109) состоит из трех типов цепочек, вытянутых вдоль оси *c* [3]. Основой являются гофрированные сдвоенные кремнекислородные цепочки с периодом повторяемости в шесть тетраэдров. Каждая отдельная кремнекислородная цепочка связана с другой идентичной цепочкой плоскостью зеркального отражения. В этих сдвоенных кремнекислородных цепочках выделяются три различных четырехчленных кольца. Второй тип цепочек — октаэдрически-тетраэдрические; они состоят из попеременно чередующихся и связанных ребрами тетраэдров LiO_4 и октаэдров ZrO_6 . Третий тип цепочек — цепочки из связанных ребрами многогранников вокруг Na. Атомы Na занимают цилиндрические каналы (диаметром 3,25 Å) внутри гофрированных сдвоенных кремнекислородных цепочек. Из десяти связей Na—O шесть сравнительно коротких образуют сильно искаженный Na(1)-октаэдр; остальные четыре более длинные связи дают Na(2)-полиэдр. Соединение всех этих цепочек дает в целом трехмерный каркас структуры цектцерита. Межатомные расстояния (средние, в Å): Si(1)—O = 1,614, Si(2)—O = 1,616, Si(3)—O = 1,610, Li—O = 1,959, Zr—O = 2,074, Li—Zr = 2,965, Na(1)—O = 2,368—2,667, Na(2)—O = 3,120—3,225 [3].



Фиг. 109. Структура цектцерита в проекции вдоль [100] (по Гхоузу и Ван Ченгу)

Показана $1/2$ ячейки; вторая половина получается путем отражения в зеркальной плоскости, проходящей через атомы кислорода O(7), O(8) и O(9)

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - mmm (3L_23PC)$. Простые формы: (100), (010), (011), (001). Кристаллы таблитчатые по (100) с ромбовидным псевдогексагональным сечением по (100) (фиг. 110); отмечается слабая штриховка, параллельная оси a [1].

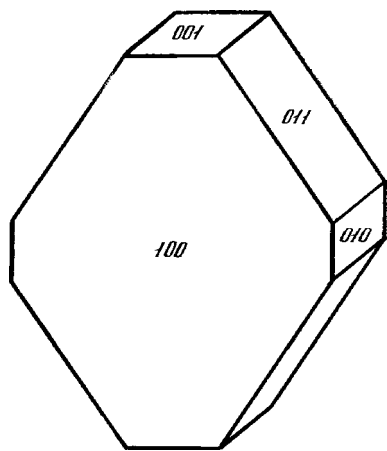
Физ. св. Сп. по (100) и (010) совершенная. Тв. около 6. Уд. в. 2,79 (вычисл. 2,80). Цв. от бесцветного до розового или кремового; иногда наблюдается зональная окраска: ядро полупрозрачное розовое, бесцветное или кремовое, внешние зоны (в 1—2 мм) по граням призмы и пинакоида беловатые переливчатые. Черта белая. Бл. перламутровый по (100) и (011) и стеклянный по плоскостям спайности и трещинам. В коротковолновой области ультрафиолетовых лучей флуоресцирует светло-желтым цветом.

Микр. Двуосный (—), почти изотропный. $n_g = c$, $n_m = b$, $n_p = a$. $n_g = n_m = 1,584$, $n_p = 1,582$; $n_g - n_p = 0,002$, $2V \approx 0^\circ$. Дисперсия $r > v$, очень слабая [1].

Хим. Анализ, выполненный с помощью электронного микроскопа и пламенной фотометрии на Li (в %): $Li_2O - 2,8$, $Na_2O - 5,9$, $ZrO_2 - 21,84$, $HfO_2 - 0,50$, $TiO_2 - 0,75$, $SiO_2 - 68,24$, сумма 100,03. Прямое определение воды методом Пенфилда показало полное ее отсутствие [1].

Наход. Обнаружен в миароловых пустотах и гнездах среди рибекитовых гранитов Голден-Хорна в округе Оканоган, шт. Вашингтон (США). Тесно ассоциируется с дымчатым кварцем, рибекитом, цирконом, астрофиллитом, эльпидитом, акмитом, хлоритом, серицитом, кальцитом, флюоритом, реже ортитом, десмином, бастнезитом и лёллингитом [1].

Практ. знач. Может быть использован как драгоценный камень.



Фиг. 110. Кристалл цектцерита (по Каннону)

Межплоскостные расстояния цекцерита из Голден-Хорна, шт. Вашингтон (США) [1]

CuK α -излучение

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
020	5	8,664	023; 421	85	3,145	460	11	2,250
200	78	7,190	242	11	2,991	063	21	2,196
021	3	6,598	402	38	2,924	353; 602	11	2,159
220	15	5,522	060	17	2,887	443	8	2,140
221	100	4,850	152	8	2,806	263; 622	2	2,097
112	3	4,606	422	12	2,769	640	3	2,091
022	47	4,374	313	3	2,727	404	2	2,070
040	78	4,336	351	8	2,705	462	4	2,056
202	47	4,137	260	14	2,678	641	8	2,049
041	2	3,974	043; 441	63	2,665	281; 372	4	2,033
132	14	3,679	261	1	2,593	424	4	2,014
400	34	3,576	004	4	2,540	082	3	1,995
241	75	3,480	062	10	2,511	642	2	1,934
420	19	3,305	442	4	2,426	064; 225	7	1,905
113	20	3,231	204	3	2,393	731; 514	3	1,890
151	45	3,196	171; 262	8	2,370	354	7	1,878

Л и т е р а т у р а

1. Dunn P. J., Rouse R. C., Cannon B., Nelen J. A. *Am. Min.*, 1977, 62, N 5-6, 416.
2. Пуцаровский Д. Ю., Победимская Е. А., Белов Н. В. *Вестн. Моск. ун-та, сер. геол.*, 1978, № 4, 70.
3. Ghose S., Wan Cheng. *Am. Min.*, 1978, 63, N 3-4, 304.

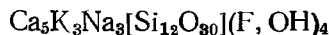
СТРУКТУРА ТИПА КАНАСИТА

ГРУППА КАНАСИТА

	Сингония	<i>a</i> ₀	<i>b</i> ₀	<i>c</i> ₀	β	Уд. в.
Канасит Ca ₅ K ₃ Na ₃ [Si ₁₂ O ₃₀](F, OH) ₄	Монокл.	18,74	7,19	12,33	112°00'	2,70
[Чароит] (Ca, Ba, Sr) ₅ (K, Na) ₃₋₄	Монокл.	31,82	7,13	22,10	94°15'	2,54
[Si ₁₂ O ₃₀](OH, F) ₂₋₁ · nH ₂ O (?)						

Структура чароита не изучена. В эту группу он помещен условно.

Канасит Canasite



Назван по главным элементам, входящим в состав минерала [1].

Характ. выдел. Зернистые агрегаты (зерна до 2 см).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_s^2 - Cm$ (?). $a_0 = 18,74$, $b_0 = 7,19$, $c_0 = 12,33$ Å, $\beta = 112^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2,606 : 1 : 1,714$; $Z = 2$ [2, 3].

Основным мотивом структуры [2—4] (фиг. 111) являются волнистые (гофрированные) стенки из (Ca, Na)O₆-октаэдров и бесконечные в одном направлении кремнекислородные ленты [Si₁₂O₃₀], которые можно рассматривать как состоящие из четырех волластонитовых цепочек или из двух ксонотлитовых лент, образующих «ствол-колодец» с восьмиугольным отверстием. Октаэдры — трех типов со средними межатомными расстояниями (в Å): Ca(1)—O(F, OH) = 2,35; Ca(2)—O(F, OH) = 2,41, Ca(3)—O(F, OH) = 2,36. Атомы Na в октаэдрической координации находятся в трех различных кристаллографических позициях со средними расстояниями (в Å): Na(1)—O(F, OH) = 2,44; Na(2)—O(F, OH) = 2,43; Na(3)—O(F, OH) = 2,50. При этом Na-октаэдры двух первых типов образуют чисто натриевые колонки в общей (Ca, Na)-стенке, а октаэдры последнего типа слагают смешанные колонки из чередующихся CaO₆- и NaO₆-октаэдров. Атомы K двух типов расположены в пустотах кремне-

кислородных лент: К (1) образует правильный параллелепипед с межатомными расстояниями в пределах 2,91—3,10 Å, К(2) и К(3) образуют девятивершинники со средними расстояниями К(2)—О=2,91, К(3)—О=2,96 Å. F и группы (ОН) находятся на стыках четырех катионных октаэдров. Структура канасита хорошо объясняет совершенную спайность минерала по (001).

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (100) менее совершенная под углом 118° к первой. По плоскости (001) распадается на длинные и тонкие остроугольные или клиновидные обломки. Изл. занозистый. Хрупок. При истирании образуется асбестовидный войлок. Тв. 5—5½. Уд. в. 2,707. Цв. зеленовато-желтый. Прозрачный или полупрозрачный. Черта бесцветная. Бл. стеклянный. ИК-спектр поглощения см. в статье «Чароит».

Микр. В прох. св. бесцветен. Двуосный (—). $Nm=b$. $n_g = 1,540$, $n_m = 1,538$, $n_p = 1,534$, $n_g - n_p = 0,006$; $2V = 51-58^\circ$; $v > r$ [1].

Хим. Теор. состав (при F:OH = 1 : 1): $Na_2O - 7,30$, $K_2O - 11,07$, $CaO - 22,00$, $SiO_2 - 56,48$, $H_2O - 1,42$, $F - 2,98$. Спектроскопически установлены Sr, Ni, Cu, Be.

Анализы канасита с горы Юкспор (1 — анал. Успенская, 2 — анал. Горощенко); в анализированных образцах имеется примесь магнетита, адуляра и, возможно, фенаксита [1]:

	1	2		1	2		1	2
Na_2O	8,01	7,08	Fe_2O_3	1,41	0,72	F	2,21	2,17
K_2O	8,47	10,63	SiO_2	56,08	55,71	Cl	0,22	—
MgO	0,05	0,26	TiO_2	0,10	0,06			
CaO	20,95	20,39	P_2O_5	0,04	0,08	Сумма	100,98	99,92
MnO	0,38	0,41	H_2O^+	1,11	1,25	—O=(F, Cl) ₂	0,98	0,91
FeO	0,71	0,36	H_2O^-	0,49	0,60		100,00	99,01
Al_2O_3	0,55	0,20	CO_2	0,20	—			

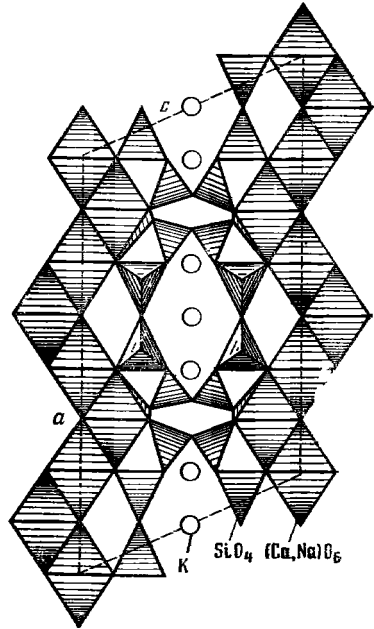
Диagn. исп. П. п. тр. легко сплавляется в прозрачное стекло. Кислотами при нагревании разлагается с выделением кремнезема.

Находж. Редок. Обнаружен в Хибинском щелочном массиве на Кольском п-ове в пегматитах ийолит-уртитовой интрузии на месторождениях Юкспор, Расвумчорр и Кукисвумчорр [1]. Приурочен к адуляр-эгирин-нефелиновой и в меньшей степени микроклин-эгириновой зонам пегматитов, часто находится в тесной ассоциации с фенакситом, дельхайелитом, пектолитом, виллиомитом, реже с лампрофиллитом. Вместе с чароитом, тинакситом и эгирином найден в метасоматитах Мурунского массива сиенитов в Восточном Забайкалье [5].

Отл. От чароита отличается физическими и оптическими свойствами, рентгенограммой.

Межплоскостные расстояния канасита из Хибинского массива *

hkl	CuK α -излучение, без фильтра, D = 91,1 мм						
	I	d	hkl	I	d	I	d
002	20	4,91	222; $\bar{2}\bar{2}3$	10	2,739	20	1,514
112	60	4,81	023	30	2,650	20	1,468
$\bar{4}01$; $\bar{3}11$	70	4,69	$\bar{2}05$; $\bar{7}11$	10	2,509	30	1,430



Фиг. 111. Структура канасита в координационных полиэдрах; проекция вдоль оси *b* (по Чирагову и Мамедову)

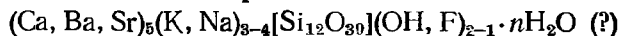
hkl	I	d	hkl	I	d	I	d
$\bar{3}12$	40	4,274	60	2,359	20	1,400	
202; $\bar{2}03$	50	4,199	40	2,324	10	1,313	
003; 311	10	3,880	30	2,281	10	1,294	
$\bar{4}03$	10	3,694	40	2,069	10	1,162	
$\bar{3}13$; 021	30	3,481	20	1,955	10	1,142	
$\bar{5}11$	30	3,324	20	1,764	20	1,116	
$\bar{6}01$; $\bar{6}02$	30	3,122	80	1,641	20	1,092	
022	100ш	3,080	20	1,576			
600; $\bar{6}03$	80	2,907	30	1,542			

• ASTM, 13-553.

Л и т е р а т у р а

1. Дорфман М. Д., Рогачев Д. Л., Горощенко З. И. Труды Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 9, 158; Дорфман М. Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртигах горы Юкспор Хибинского массива. Изд-во АН СССР. М.— Л., 1962, 60.
2. Чирагов М. И., Мамедов Х. С., Белов Н. В. ДАН СССР, 1969, 185, № 3, 672.
3. Чирагов М. И., Мамедов Х. С. Уч. зап. Азербайдж. госуд. ун-та. Сер. геол.-геогр., 1972, № 4, 14.
4. Мамедов Х. С., Чирагов М. И. Мин. сб., Львов, 1970, № 24, вып. 2, 145.
5. Рогова В. П., Рогов Ю. Г., Дриц В. А., Кузнецова Н. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1978, 107, вып. 1, 94.

Чароит Charoite

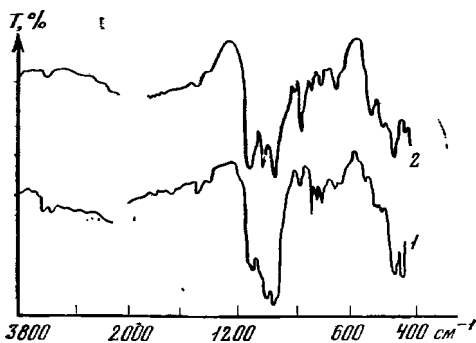


Название по району находки — в среднем течении р. Чары в Восточном Забайкалье [1].

Характ. выдел. Тонковолокнистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. Пр. гр. (?). $a_0 = 31,82$, $b_0 = 7,13$, $c_0 = 22,10$ Å, $\beta = 94^\circ 15'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 4,463 : 1 : 3,099$ [1].

Физ. св. Сп. в трех направлениях. Угол между плоскостями призматической спайности 124° , между призматической спайностью и спайностью по



Фиг. 112. ИК-спектры поглощения чароита (1) и канасита (2) (по Роговой и др.)

(001) 104° . Микротвердость 412 кгс/мм² (при нагрузке 50 гс). Уд. в. 2,54—2,59. Вязкий. При измельчении превращается в войлокоподобный агрегат тончайших кристалликов. Цв. сиреневый разных оттенков до фиолетового. Бл. шелковистый, стеклянный. Спектр оптического поглощения показал [2], что окраска чароита определяется присутствием ионов Mn^{3+} . ИК-спектр чароита (фиг. 112) несколько отличается от канаситового как в области деформационных колебаний Si—O—Si и Si—O—Me (800—400 cm^{-1}), так и в области валентных колебаний Si—O, где ясно выраженный триплет имеет разную интенсивность у этих минералов.

Судя по ИК-спектру чароита, большая часть воды в нем, в отличие от канасита, молекулярная [1]. По Никольской и др. [2], ИК-спектр чароита напоминает ИК-спектр слоистых силикатов типа апофиллита.

Микр. В прох. свете бесцветен. В толстых шлифах плеохроирует: по Ng — бесцветный, по Np — розовый. Двусный (+). Удлинение (+). $cNg = 5^\circ$, $Np = b$. $n_g = 1,559$, $n_m = 1,553$, $n_p = 1,550$, $n_g - n_p = 0,009$. 2V колеблется в широких пределах от 14 до 80° [1, 3], что, возможно, связано с изменчивостью химического состава минерала.

Хим. По составу близок к канаситу, отличается от него большими количествами Ba, Sr, H₂O и меньшими — Na и F. Спектральным анализом установ-

лены примеси: Pb, Mn, La (0, n%); Zr, Y (0,00n %) [1]. Формула чароита здесь приведена в виде, наиболее удобном для сравнения его с канаситом, она может быть уточнена только после изучения структуры минерала. Роговой и др. [1] формула представлена с радикалом $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$, например, для хим. анализа 3: $(\text{Ca}_{1,57}\text{Na}_{0,51}\text{K}_{0,93}\text{Sr}_{0,03}\text{Ba}_{0,07})[\text{Si}_4\text{O}_{10}]\text{II}(\text{OH})_{0,56}\text{F}_{0,20}\cdot 0,72 \text{H}_2\text{O}$. Лазебник и др. [3] предлагают для чароита формулу: $\text{R}_3^{1+}\text{R}_4^{2+}\text{Si}_{10}\text{O}_{26}(\text{OH}, \text{F})\cdot n\text{H}_2\text{O}$.
 Анализы (1 — анал. Глебова, 2 — анал. Быкова, 3 — анал. Кузнецова [1]; 4, 5 — анал. Кулагина, 6, 7 — анал. Попова [3]):

	1	2	3	4	5	6	7
Na ₂ O	2,45	2,44	3,77	3,17	2,60	2,88	2,34
K ₂ O	10,50	8,26	10,36	9,40	7,97	8,37	8,48
MgO	—	—	—	—	—	0,33	—
CaO	20,44	20,70	20,95	21,27	20,54	22,98	22,99
SrO	0,90	2,20	0,90	—	—	—	—
BaO	3,30	3,12	2,52	2,19	2,40	1,77	1,85
MnO	—	—	—	0,23	0,20	0,10	0,13
FeO	—	—	—	—	—	0,07	—
Al ₂ O ₃	1,85*	1,07*	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	—	0,12	0,12	0,16	0,17	0,15
SiO ₂	56,30	56,38	56,88	59,14	58,53	58,29	57,74
TiO ₂	—	—	—	—	0,08	0,07	—
H ₂ O ⁺	3,80	5,13	4,40	3,68	7,07	4,38	5,49
H ₂ O ⁻							
F	—	0,75	0,92	0,45	0,66	0,38	0,45
Сумма	99,54	100,05	100,82	100,71	101,13	100,64	100,64**
—O=F ₂	—	0,32	0,39	0,19	0,28	0,16	0,19
		99,73	100,43	100,52	100,85	100,48	100,45

* Al₂O₃ связана с механической примесью анортотлаза. ** В том числе F₂O₆ — 0,07.

Диагн. исп. В кислотах не растворяется [1].

Повед. при нагр. На кривой ДТА фиксируется несколько эндотермических эффектов. Большая часть воды (около 2,4%) выделяется до 300°, в интервале 300—600° теряется около 1,3% H₂O, с 350° до 1000° наблюдается постепенная потеря веса (около 2%), которой соответствуют небольшие эндотермические понижения при 440, 760 и 970° [1]. Структура чароита сохраняется до 800° [3].

Нахожд. Найден в районе среднего течения р. Чары (Восточное Забайкалье) в пределах Мурунского массива сиенитов в обогащенных калием метасоматитах на контакте с известняками. Чароит — главный породообразующий минерал этих метасоматитов (составляет 50—90% породы). Встречается в тесной ассоциации с канаситом, тинакситом, эгирином. Иногда развивается по периферии пластинчатых кристаллов канасита или выполняет промежутки между ними. Тончайшие волокна чароита как бы обтекают зерна и линзы кварца и полевого шпата.

Отл. От канасита отличается физическими и оптическими свойствами, рентгенограммой.

Практ. знач. Чароитовая порода благодаря красивому цвету и структурно-текстурным особенностям — хороший поделочный камень.

Межплоскостные расстояния чароита [1]

Си-излучение, Дифрактометр

hkl	l	d(Å)	hkl	l	d	l	d
100	25	31,8	$\bar{4}05$; 305	5	3,98	10	2,91
201	70	12,45	$\bar{4}14$	30	3,90	5	2,87
$\bar{3}01$	20	9,8	711	8	3,70	50	2,79
301	10	9,36	$\bar{3}15$; 106	16	3,61	35	2,71
401	2	7,65	120	16	3,56	14	2,575

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
003; 302	10	7,37	$\bar{8}04$; $\bar{3}21$;	100	3,348	14	2,477
402; $\bar{5}01$	21	6,18	$\bar{5}15$ }			12	2,393
501	22	6,10	420; 322	20	3,27	10	2,292
104; 502	10	5,37	421; $\bar{1}23$;	25	3,20	2	2,204
013	6	5,12	023 }			2	2,180
213	12	4,86	$\bar{6}.\bar{5}$; 515;	85	3,134	4	2,133
511	16	4,57	207 }			10	1,966
$\bar{6}03$; $\bar{7}01$	8	4,46	$\bar{1}0.\bar{0}.\bar{3}$; $\bar{9}13$	3)	2,97	10	1,773
214; 603	8	4,14					

Л и т е р а т у р а

1. Рогова В. П., Рогов Ю. Г., Дриц В. А., Кузнецова Н. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1978, 107, вып. 1, 94.
2. Никольская Л. В., Новожилов А. И., Самойлович М. И. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 10, 116.
3. Лазебник К. А., Заякина Н. В., Лазебник Ю. Д., Сукнев В. С. В кн.: Минералы эндогенных образований Якутии. Изд. Якутского филиала СО АН СССР, Якутск, 1977, 123.

**СИЛИКАТЫ С ЛЕНТАМИ
ЧЕТЫРЕХЧЛЕННЫХ ГРУПП И ЦЕПОЧКАМИ
СДВОЕННЫХ КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ**

СТРУКТУРА ТИПА ВИНОГРАДОВИТА

Виноградовит	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
$\text{Na}_4\text{Ti}_4[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}][\text{Si}_2\text{O}_6]_2 (\text{O}, \text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Монокл.	5,35	8,56	24,22	101°	2,81

Виноградовит *Vinogradovite*

Назван в честь советского геохимика А. П. Виноградова [1].

Характ. выдел. Игольчатые и тонковолокнистые выделения (до 5 см), сферолиты, веерообразные сростки (до 1 см), мелкие кристаллы.

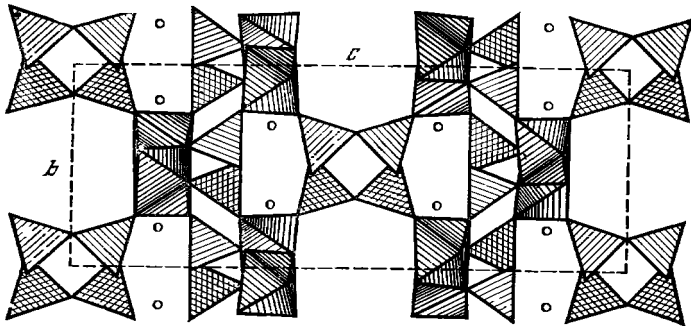
Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^6 — $C2/c$. $a_0 = 5,35$, $b_0 = 8,56$, $c_0 = 24,22$ Å, $\beta = 101^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,625 : 1 : 2,829$; $Z = 2$ [2].

В структуре виноградовита [2] различаются кремнекислородные радикалы двух типов — цепочки $[\text{Si}_2\text{O}_6]$ и ленты $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$. Цепочки $[\text{Si}_2\text{O}_6]$ параллельны оси a и опираются свободными вершинами на колонки TiO_6 -октаэдров (как в структуре рамзаита). Вдоль оси c тремя самостоятельными слоями располагаются две цепочки $[\text{Si}_2\text{O}_6]$, две колонки TiO_6 -октаэдров и лента $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ (фиг. 113). В каналах слоя TiO_6 -октаэдров находятся атомы Na. Каналы ($d \approx 4$ Å) между кремнекислородными лентами заполнены цеолитной водой.

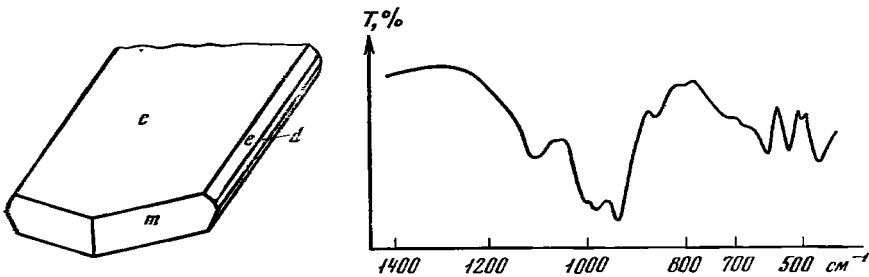
Призм. кл. $C_{2v} - 2/m (L_2PC)$. $a : b : c = 0,625 : 1 : 2,829$, $\beta = 101^\circ$ (по рентгеновским данным).

Формы определены Семеновым [1] и пересчитаны Яковлевской, согласно рентгеновским данным:

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	90°00'	11°00'	e 012	7°49'	55°01'
m 110	58 28	90 00	d 011	3 01	70 34



Фиг. 113. Структура виноградовита в проекции на плоскость (100) (по Расцветаевой и др.)
Кружками обозначены атомы Na



Фиг. 114. Кристалл виноградовита (в рентгеновской установке, по Яковлевской)

Фиг. 115. ИК-спектр виноградовита (по Рудницкой)

На основе приближенных измерений двух несовершенных кристаллов первоначально [1] было ориентировочно вычислено отношение осей $a : b : c = 1,18 : 1 : 0,76$; $\beta = 91^\circ 58'$; уплотнение кристаллов и плоскость спайности приняты за (010). Соотношение символов форм и буквенных обозначений рентгеновской (P) в морфологической (M) установок:

P	$c(001)$	$m(110)$	$e(012)$	$d(011)$
M	$b(010)$	$d(001)$	$D(\bar{1}01)$	$n(410)$

Кристаллы таблитчатые по c и вытянуты вдоль оси a (фиг. 114); грани часто тусклые, разведенные. Отмечались сростания кристаллов по грани (001). На горе Непха (Ловозерский массив) найдены [1] ориентированные пластинчатые сростания виноградовита и рамзаита, образование которых объясняется сходством двух параметров решеток этих минералов ($a_0 \sim 5,3$, $b_0 \sim 8,6$ Å).

Физ. св. Сп. по (001) совершенная. Изл. неровный. Хрупок. Тв. около 4. Микротвердость 635—658 $\text{кгс}/\text{мм}^2$ (при нагрузке 100 гс) [3]. Уд. в. 2,88—2,99 (вычисл. 2,81). Цв. в агрегатах и волокнах белый, иногда с бледно-розовым оттенком. Кристаллы бесцветны, прозрачны. Бл. стеклянный. ИК-спектр (фиг. 115) имеет максимумы при 1120 и 1000 см^{-1} ; максимум при 1650 см^{-1} соответствует H_2O [4, 5].

Микр. В шлифах иногда слабо плеохроирует от коричневого по Ng до бесцветного по Np ; $Ng > Np$. Двуосный (—). Пл. опт. осей (001), $aNg = 7^\circ$. Удлинение (+). $n_g = 1,775$, $n_m = 1,770$, $n_p = 1,745$; $n_g - n_p = 0,030$; $2V = 41^\circ$. Дисперсия $r > v$. Двойники по (001) [1].

Хим. Ti частью изоморфно замещается Nb. Волокнистый виноградовит из пегматита горы Манепакх (Ловозеро) содержит 3,52% Nb_2O_5 [1]. В сферолитовом и пластинчатом минерале из Ловозерского массива содержится до 0,02% BeO, в игольчатом — 0,08% BeO [1].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
Na ₂ O	12,66	12,00	10,39	6,08	10,90	14,50
K ₂ O	2,38	1,78	2,10	3,05	2,00	2,44
MgO	сл.	0,36	0,42	1,56	—	0,30
CaO	0,32	1,00	0,66	0,27	сл.	сл.
В ₂ O	—	—	—	—	1,10	—
Al ₂ O ₃	7,60	6,20	4,88	3,68	3,70	2,50
Fe ₂ O ₃	—	—	—	0,68	2,75	0,38
SiO ₂	41,26	40,70	40,83	45,43	45,48	43,25
TiO ₂	32,08	33,60	35,86	31,57	28,51	32,25
Nb ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,34
H ₂ O ⁺	4,00	4,14	5,50	7,09	5,30	3,75
H ₂ O ⁻	0,16	0,66		0,73		0,12
Сумма	100,46	100,44	100,64	100,14	99,74	99,83
Уд. в.	2,88	—	—	—	—	2,99

1 — гора Кузльпор, Хибинский массив, анал. Молева [6]; 2 — гора Тахтарвумчорр, Хибинский массив, анал. Молева [1]; 3 — гора Непха, Ловозерский массив, анал. Молева [1]; 4 — Инаглинский массив, Южная Якутия, анал. Казакова [7]; 5 — Ковдорский массив, Кольский п-ов, анал. Быкова [8]; 6 — из пегматита в мельтейгитах, гора Кукисвумчорр, анал. Молева [9].

Диagn. исп. В кислотах растворяется при нагревании [1]. П. п. тр. легко сплавляется в голубовато-серый непрозрачный шарик.

Повед. при нагр. Кривая обезвоживания фиксирует выделение воды в интервале 200—500° [1]; температура плавления около 800°.

Наход. Редкий гидротермальный минерал, встречается в щелочных массивах. Известен в ряде пегматитов и в гидротермальных образованиях Хибинского и Ловозерского массивов (Кольский п-ов) [1, 6, 9—11] с натролитом, анальцимом, апатитом, полилитнионитом, нептунитом, эгирином, иногда шизолитом, ненадквичитом; приурочен к пустотам в натролите, анальциме, реже флюорите и кальците, иногда образует псевдоморфозы по рамзаиту и лампрофиллиту. В щелочных сиенитах Инаглинского массива в Якутии [7] образовался по нептуниту; ассоциируется с томсонитом, натролитом, эгирином, катаплеитом. В пегматитах нефелиновых сиенитов Коргер-Дабинского массива (нагорье Сангилен, Юго-Восточная Тува) [5] обнаружен в псевдоморфозах по нептуниту. В карбонатитах Ковдорского ультраосновного массива (Кольский п-ов) [8] встречен в позднегидротермальных кальцитовых и цеолит-кальцитовых жилах с катаплеитом, лабунцовитом и в виде псевдоморфоз по лабунцовиту и титаниту.

Изм. В зоне гипергенеза иногда отмечается лейкоксенизация [1, 11].

Межплоскостные расстояния виноградовита из Ковдора (Кольский п-ов) [8].

Cu-излучение, Ni-фильтр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
—	2,5	6,44	—	3,5	2,44	2,5	1,56
004	8,5	6,00	0.0.11	1,0	2,27	2,0	1,49
103	4,0	4,56	—	2,0	2,13	2,5	1,40
024	3,5	3,36	0.0.12	2,5	2,07	1,5	1,38
008	10,0	3,22	—	2,0	2,03	2,0	1,33
025	5,0	3,08	509	2,5	1,94	1,5	1,29
308	3,0	2,80	—	1,5	1,86	1,0	1,21
009	2,5	2,74	0.0.14	2,0	1,81	1,0	1,19
029	2,5	2,60	0.1.14	2,5	1,73	1,5	1,10
0.0.10	3,5	2,49	606	3,0	1,62	1,0	1,08

Л и т е р а т у р а

1. Семенов Е. И., Бонштедт-Куплетская Э. М., Молева В. А., Слудская Н. Н. ДАН СССР 1956, 109, № 3, 617; Семенов Е. И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Недра, 1972, 146.
2. Расцветова Р. К., Симонов В. И., Белов Н. В. ДАН СССР, 1967, 177, № 4, 832; Белов Н. В. Мин. сб., Львов, 1968, № 22, вып. 1, 3.
3. Лебедева С. И. Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 6, 89; Микротвердость минералов. М.: Недра, 1977, 104.
4. Семенов Е. И. В кн.: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965, 517.
5. Рудницкая Е. С., Власова Е. В. В кн.: Изоморфизм в минералах. М.: Наука, 1975, 208.
6. Семенов Е. И. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Кировск, 1959, № 1, 102.
7. Ефимов А. Ф., Кравченко С. М., Власова Е. В. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16, 141.
8. Капустин Ю. Л. В кн.: Минералогия и генетические особенности щелочных массивов. М.: Наука, 1964, 135; Минералогия карбонатитов. М.: Наука, 1971, 221.
9. 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, 2, 257.
10. Капустин Ю. Л., Быкова А. В., Букин В. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1972, 101, вып. 1, 80; Козырева Л. В., Меньшиков Ю. П. В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. Л.: Наука, 1974, 144.
11. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. М.: Наука, 1959, 386.

**СИЛИКАТЫ С ЛЕНТАМИ
ВОСЬМИЧЛЕННЫХ И ШЕСТИЧЛЕННЫХ ГРУПП
КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЗДРОВ**

СТРУКТУРА ТИПА АГРЕЛЛИТА

	Сингония	a ₀	b ₀	c ₀	Уд. в.
Агреллит NaCa ₂ [Si ₄ O ₁₀]F	Трикл.*	7,759	18,946	6,986	2,887
* α = 89,88°, β = 116,65°, γ = 94,34°					

Агреллит Agrellite



Назван по имени английского минералога С. Агрелла [1].

Характ. выдел. Кристаллы (до 10 см длиной).

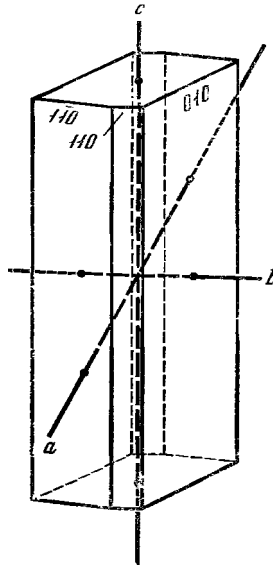
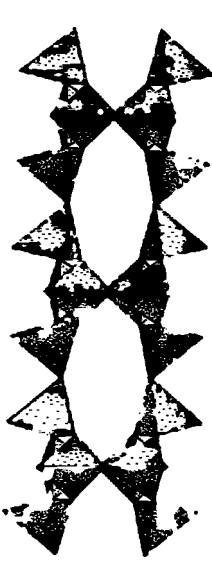
Структ. и морф. крист. Трикл. с $C_i^1 - P\bar{1}$. a₀ = 7,759, b₀ = 18,946, c₀ = 6,986 Å, α = 89,88°, β = 116,65°, γ = 94,34°; a₀ : b₀ : c₀ = 0,410 : 1 : 0,368; Z = 4 [2].

Основу кристаллической структуры агреллита [2] составляют шести- и восьмичленные ленты кремнекислородных тетраэдров, параллельные оси c, два независимых Na-полиэдра и четыре независимых Ca-полиэдра. Кремнекислородные ленты фактически представляют собой полые трубки, которые в поперечных сечениях имеют форму шести- и восьмичленных колец (фиг. 116). Атомы Na связывают кремнекислородные трубки в слои, чередующиеся со слоями Ca-полиэдров; те и другие слои параллельны плоскости ac.

Кристаллы призматические (фиг. 117), ограничены простыми формами: (010), (110), (1 $\bar{1}$ 0), (1 $\bar{1}$ 0), (0 $\bar{1}$ 0). Конечные грани не наблюдались [1].

Физ. св. Сп. по (110) и (1 $\bar{1}$ 0) совершенная, по (010) несовершенная. Тв. 5½. Уд. в. 2,902 (вычисл. 2,887). Цв. белый, серовато- или зеленовато-белый. Бл. на плоскостях спайности перламутровый. В ИК-спектре наблюдаются следующие наиболее характерные полосы поглощения: 1145, 967, 786, 698, 653, 613, 538 см⁻¹ (фиг. 118) [1].

Микр. Двуосный (—). Пл. опт. осей ~ (010). Оптическая ориентировка агреллита показана на фиг. 119 [1].

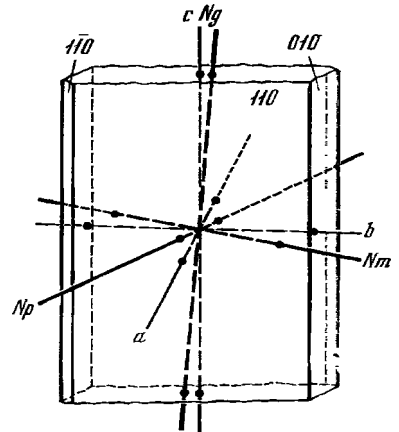
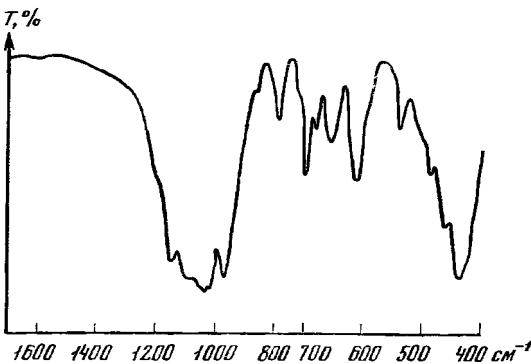


Фиг. 116. Кремнекислородные ленты (трубки) $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ в структуре агреллита (по Гхоузу)

Фиг. 117. Кристалл агреллита (по Гиттинсу и др.)

Фиг. 118. ИК-спектр агреллита (по Гиттинсу и др.)

Фиг. 119. Ориентировка главных оптических осей в кристалле агреллита (по Гиттинсу и др.)



Угол погасания cNg' для зерен, лежащих на (010), равен 2° , на (110) — $0,5^\circ$, на $(\bar{1}10)$ — 5° . $n_g = 1,581$, $n_m = 1,579$, $n_p = 1,567$. $2V = 47^\circ$.

Хим. Состав агреллита из Вилледью-Тауншип (1 — анал. Гиттинс, 2 — анал. Букова) [1]:

	1	2		1	2		1	2
Na_2O	7,90	7,13	MnO	0,25	0,20	TR_2O_3	2,57	3,84
K_2O	0,22	0,20	Al_2O_3	1,32	0,80	H_2O^+	0,40	0,17
MgO	0,02	—	Fe_2O_3^*	0,11	0,42	F	4,45	4,60
CaO	25,70	26,43	SiO_2	57,79	57,90	Сумма	101,14	101,69
SrO	0,16	—	TiO_2	0,01	—			
BaO	0,06	—	ZrO_2	0,18	—	$-\text{O}=\text{F}_2$	1,87	1,93
							99,27	99,76

* Общее железо.]

Состав группы TR_2O_3 (для хим. анализа 2, анал. Логинова) [1]: CeO_2 — 1,13, Y_2O_3 — 1,07, La_2O_3 — 0,54, Pr_2O_3 — 0,10, Nd_2O_3 — 0,41, Sm_2O_3 — 0,12, Eu_2O_3 — 0,02, Gd_2O_3 — 0,15, Dy_2O_3 — 0,14, Ho_2O_3 — 0,03, Er_2O_3 — 0,07, Tm_2O_3 — 0,01, Yb_2O_3 — 0,04, Lu_2O_3 — 0,01; сумма 3,84.

Наход. [1] Породообразующий минерал регионально-метаморфизованных агпайтовых щелочных пород комплекса Кипава. Найден в районе Вилле-

дью-Тауншип округа Темискаминг, Квебек (Канада) в пегматитовых линзах и в основных гнейсах. Ассоциируется с альбитом, микроклином, щелочным амфиболом (катофорит — арфведсонит), эгирин-авгитом, эвдиалитом, нефелином, а также гиордалитом, мозандритом, майзеритом, бритолитом, власовитом, кальцитом, флюоритом, клиногумитом, норбергитом, цирконом, биотитом, флогопитом, галенитом и минералом состава $\text{CaZrSi}_2\text{O}_7$.

Межплоскостные расстояния агреллита из Вилледью-Тауншипа (Канада) [1]

Си-излучение, $D = 114,6$ мм

hkl	I	$d(\text{Å})$	hkl	I	d	hkl	I	d
020	3	9,45	$\bar{1}32$	3	3,05	$\bar{2}42$	2	2,53
110	3	6,66	$\bar{1}32$			$\bar{1}52$		
040	3	4,71	$\bar{2}22$	2	2,99	042	3	2,43
101	5	3,83	$\bar{0}22$			$\bar{2}22$		
$\bar{2}11$			1	3,73	022	8	2,31	
200	8	3,44	251	1	2,78	5	2,26	
$\bar{1}50$			$\bar{1}61$			2		2,14
$\bar{2}20$	8	3,33	240	2	2,68	3	2,11	
150	10	3,19	$\bar{0}42$	3	2,65	9	2,04	
051			$\bar{2}42$			1		2,00
220	10	3,14	$\bar{2}51$	8	2,58			
060			$\bar{1}70$					
$\bar{2}02$								
002								

Л и т е р а т у р а

1. Gittins J., Bown M. G., Sturman D. *Canad. Min.*, 1976, 14, pt. 2, 120.
2. Ghose S., Che'ng Wan. *Naturwissenschaften*, 1978, 65, H. 1, 59.

СПИСОК МИНЕРАЛОВ ПО ЭЛЕМЕНТАМ

В список вошли минералы и их разновидности, в которых элементы значатся в формуле. В скобках указаны названия минералов, для которых отмечалось содержание примеси редких элементов. Элементы и минералы приведены в алфавитном порядке.

Алюминий

Актинолитовые роговые обманки	$\text{Na}_{0-0,85}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,50-7,15}\text{Al}_{0,50-0,85}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Базальтические роговые обманки	$\text{Na}_{0-1}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Ti})_5[(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{22}](\text{O}, \text{OH})_2$
Барруазит	$\text{CaNa}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$
Бидалотит	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Ti})_7[(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{22}](\text{O}, \text{OH})_2$
Виноградовит	$\text{Na}_4\text{Ti}_4[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}][\text{Si}_2\text{O}_6]_2(\text{O}, \text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Винчит	$\text{CaNa}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4\text{Al}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Гастингсит	$\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Глаукофан	$\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Жедрит	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_{6-5}\text{Al}_{1-2}[\text{Si}_6(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Железистые обыкновенные роговые обманки	$\text{Na}_{0-1}\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,15-6,50}\text{Al}_{0,85-1,50}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Катофорит	$\text{NaCaNa}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_4\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$
Керсутит	$\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_4\text{Ti}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})\text{O}$
Клинохолмквистит	$(\text{Li}, \text{Ca})_2(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{O}, \text{F})_2$
Коцулит	$\text{NaNa}_2\text{Mn}_4(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Магнезиально-железистые обыкновенные ро- говые обманки	$\text{Na}_{0-1}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,15-6,50}\text{Al}_{0,85-1,50}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Магнезиальные обыкно- венные роговые обманки	$\text{Na}_{0-1}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,15-6,50}\text{Al}_{0,85-1,50}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Магнезиочермакит	$\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Муллит	$\text{Al}[\text{Al}_x\text{Si}_{2-x}\text{O}_{5,5-0,5x}]$
Паргасит	$\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Al}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Пикроамозит	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Ca}, \text{Fe}^{3+})_7[(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Силлиманит	$\text{Al}[\text{AlSiO}_5]$
Тарамит	$\text{NaCaNa}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Тахеренит	$(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Тремолитовые роговые обманки	$\text{Na}_{0-0,85}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,50-7,15}\text{Al}_{0,50-0,85}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Ферроактинолитовые ро- говые обманки	$\text{Na}_{0-0,85}\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,50-7,15}\text{Al}_{0,50-0,85}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Феррогастингсит	$\text{NaCa}_2\text{Fe}_4^{2+}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Феррокерсутит	$\text{NaCa}_2\text{Fe}_4\text{Ti}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})\text{O}$
Феррочермакит	$\text{Ca}_2\text{Fe}_3^{2+}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Холмквистит	$\text{Li}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Al}_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Чермакит	$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Экрманит	$\text{NaNa}_2\text{Mg}_4\text{Al}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$

Барий

Джоакинит	$\text{BaFe}^{2+}\text{Ba}_2\text{TR}_2\text{Ti}_2[\text{Si}_8\text{O}_{26}(\text{OH})] \cdot \text{H}_2\text{O}$
Чароит	$(\text{Ca}, \text{Ba}, \text{Sr})_5(\text{K}, \text{Na})_{3-4}[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}](\text{OH}, \text{F})_{2-1} \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Бериллий

Джосмитит	$(\text{Ca}, \text{Pb})\text{Ca}_3(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_5[\text{Si}_6\text{Be}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$		
Эпидидимит	$\text{Na}_2\text{Be}_2[\text{Si}_6\text{O}_{15}] \cdot \text{H}_2\text{O}$		
(Арфведсонит)	(Керсутит)	(Рибекит)	(Силлиманит)
(Виноградовит)	(Паргасит)	(Роговые обманки)	

Бор		
Ванадий		
(Роговые обманки)	(Керсутит)	(Роговые обманки)
(Актинолит)	(Паргасит)	(Силлиманит)
(Гастингсит)	(Рихтерит)	(Феррогастингсит)
(Глаукофан)		
Галлий		
(Актинолит)	(Рибекит)	(Силлиманит)
(Арфведсонит)	(Роговые обманки)	(Холмквистит)
(Керсутит)		
Гафний		
(Цекцерит)	(Эльпидит)	
Германий		
(Актинолит)	(Рибекит)	(Роговые обманки)
Железо		
Актинолит	$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	
Актинолитовые роговые обманки	$\text{Na}_{0-0,85}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,50-7,15}\text{Al}_{0,50-0,85}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	
Антофиллит	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_7[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	
Арфведсонит	$\text{NaNa}_2\text{Fe}_4^{2+}\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$	
Базальтические роговые обманки	$\text{Na}_{0-1}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Ti})_5[(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{22}](\text{O}, \text{OH})_2$	
Барруазит	$\text{CaNa}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$	
Бидалогит	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Ti})_7[(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{22}](\text{O}, \text{OH})_2$	
Винчит	$\text{CaNa}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4\text{Al}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	
Гастингсит	$\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	
Грюнерит	$\text{Fe}_7^{2+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	
Джоакинит	$\text{NaFe}^{2+}\text{Ba}_2\text{TR}_6\text{Ti}_2[\text{Si}_8\text{O}_{26}(\text{OH})] \cdot \text{H}_2\text{O}$	
Джосмитит	$(\text{Ca}, \text{Pb})\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_5[\text{Si}_6\text{Be}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	
Дирит	$\text{Fe}_6^{2+}\text{Fe}_3^{3+}\text{O}_8[\text{Si}_6\text{O}_{17}](\text{OH})_5$	
Жедрит	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_{6-5}\text{Al}_{1-2}[\text{Si}_6(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	
Железистые обыкновенные роговые обманки	$\text{Na}_{0-1}\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,15-6,50}\text{Al}_{0,85-1,50}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	
Катофорит	$\text{NaCaNa}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_4\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$	
Керсутит	$\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_4\text{Ti}[\text{Si}_6\text{Al}_3\text{O}_{22}](\text{OH})\text{O}$	
Клинохолмквистит	$(\text{Li}, \text{Ca})_2(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{O}, \text{F})_2$	
Коцулит	$\text{NaNa}_2\text{Mn}_4(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	
Куммингтонит	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})_7[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	
Магнезиально-железистые обыкновенные роговые обманки	$\text{Na}_{0-1}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,15-6,50}\text{Al}_{0,85-1,50}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	
Магнезиорибекит	$\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Fe}_2^{3+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$	
Нарсарсукиит	$\text{Na}_4(\text{Ti}, \text{Fe})_2[\text{Si}_8\text{O}_{20}](\text{O}, \text{OH}, \text{F})_2$	
Нордит	$\text{Na}_2(\text{Na}, \text{Mn})(\text{Sr}, \text{Ca})\text{TR}(\text{Zn}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})[\text{Si}_6\text{O}_{17}]$	
Пикроамозит	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Ca}, \text{Fe}^{3+})_7[(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	
Рибекит	$\text{Na}_2\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$	
Рихтерит	$\text{NaCaNa}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$	
Тарамит	$\text{NaCaNa}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	
Тухуалит	$(\text{Na}, \text{K})_2\text{Fe}_2^{3+}\text{Fe}_2^{2+}[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}] \cdot \text{H}_2\text{O}$	
Фенаксит	$\text{K}_2\text{Na}_2\text{Fe}_3[\text{Si}_8\text{O}_{20}]$	
Ферроактинолит	$\text{Ca}_2\text{Fe}_5^{2+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	
Ферроактинолитовые роговые обманки	$\text{Na}_{0-0,85}\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,50-7,15}\text{Al}_{0,50-0,85}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	
Феррогастингсит	$\text{NaCa}_2\text{Fe}_4^{2+}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	
Феррокерсутит	$\text{NaCa}_2\text{Fe}_4\text{Ti}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})\text{O}$	
Феррочермакит	$\text{Ca}_2\text{Fe}_3^{2+}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	
Хауиит	$\text{Na}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe}^{3+})_{12}[\text{Si}_6\text{O}_{17}]_2(\text{O}, \text{OH})_{10}$	

Холмквистит	$\text{Li}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Al}_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Чермакит	$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Эмелеусит	$\text{LiNa}_2\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_6\text{O}_{15}]$
Индий	
(Керсутит)	(Рибекит) (Роговые обманки)
Иттрий	
Кайсикхит (Актинолит) (Чароит)	$\text{Y}_4(\text{Ca}_3\text{TR})(\text{OH})(\text{H}_2\text{O})_5[\text{Si}_8\text{O}_{20}](\text{CO}_3)_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Кадмий	
Канасит	$\text{Ca}_5\text{K}_3\text{Na}_3[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}](\text{F}, \text{OH})_4$
Литидионит	$\text{K}_2\text{Na}_2\text{Cu}_2[\text{Si}_8\text{O}_{20}]$
Тинаксит	$\text{NaK}_2\text{Ca}_2\text{Ti}[\text{Si}_7\text{O}_{19}](\text{OH})$
Тухуалит	$(\text{Na}, \text{K})_2\text{Fe}_2^{3+}\text{Fe}_2^{2+}[\text{Si}_{12}\text{O}_{20}] \cdot \text{H}_2\text{O}$
Фенаксит	$\text{K}_2\text{Na}_2\text{Fe}_2[\text{Si}_8\text{O}_{20}]$
Чароит	$(\text{Ca}, \text{Ba}, \text{Sr})_5(\text{K}, \text{Na})_{3-4}[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}](\text{OH}, \text{F})_{2-1} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Кальций	
Агреллит	$\text{NaCa}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]\text{F}$
Актинолит	$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Актинолитовые роговые обманки	$\text{Na}_{0-0,85}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,50-7,15}\text{Al}_{0,50-0,85}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Базальтические роговые обманки	$\text{Na}_{0-1}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Ti})_5[\text{Si}, \text{Al}]_8\text{O}_{22}(\text{O}, \text{OH})_2$
Барруазит	$\text{CaNa}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$
Винчит	$\text{CaNa}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4\text{Al}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Гастингсит	$\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Джосмитит	$(\text{Ca}, \text{Pb})\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_5[\text{Si}_6\text{Be}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Железистые обыкновенные роговые обманки	$\text{Na}_{0-1}\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,15-6,50}\text{Al}_{0,85-1,50}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Инезит	$\text{Mn}_7\text{Ca}_2[\text{Si}_{10}\text{O}_{28}](\text{OH})_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Кайсикхит	$\text{Y}_4(\text{Ca}_3\text{TR})(\text{OH})(\text{H}_2\text{O})_5[\text{Si}_8\text{O}_{20}](\text{CO}_3)_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Канасит	$\text{Ca}_5\text{K}_3\text{Na}_3[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}](\text{F}, \text{OH})_4$
Катофорит	$\text{NaCaNa}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_4\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$
Керсутит	$\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_4\text{Ti}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})\text{O}$
Клинохолмквистит	$(\text{Li}, \text{Ca})_2(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{O}, \text{F})_2$
Ксонотлит	$\text{Ca}_6[\text{Si}_6\text{O}_{17}](\text{OH})_2$
Магнезиально-железистые обыкновенные роговые обманки	$\text{Na}_{0-1}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,15-6,50}\text{Al}_{0,85-1,50}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Магнезиальные обыкновенные роговые обманки	$\text{Na}_{0-1}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,15-6,50}\text{Al}_{0,85-1,50}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Магнезиочермакит	$\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Некоит	$\text{Ca}_3[\text{Si}_6\text{O}_{15}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Нордит	$\text{Na}_2(\text{Na}, \text{Mn})(\text{Sr}, \text{Ca})\text{TR}(\text{Zn}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})[\text{Si}_6\text{O}_{17}]$
Окениит	$\text{Ca}_3[\text{Si}_6\text{O}_{15}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Паргасит	$\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Al}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Пикроамозит	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Ca}, \text{Fe}^{3+})_7[\text{Si}, \text{Al}]_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Пломбиерит	$\text{Ca}_5[\text{Si}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_2] \cdot 11\text{H}_2\text{O}$
Риверсайдит	$\text{Ca}_5[\text{Si}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_2] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Рихтерит	$\text{NaCaNa}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$
Тарамит	$\text{NaCaNa}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Тахеренит	$(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Тинаксит	$\text{NaK}_2\text{Ca}_2\text{Ti}[\text{Si}_7\text{O}_{19}](\text{OH})$
Тоберморит	$\text{Ca}_5[\text{Si}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_2] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Тремолит	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Тремолитовые роговые обманки	$\text{Na}_{0-0,85}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,50-7,15}\text{Al}_{0,50-0,85}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Ферроактинолит	$\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Ферроактинолитовые роговые обманки	$\text{Na}_{0-0,85}\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,50-7,15}\text{Al}_{0,50-0,85}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Феррогастингсит	$\text{NaCa}_2\text{Fe}_4^{2+}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Феррокерсутит	$\text{NaCa}_2\text{Fe}_4\text{Ti}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})\text{O}$

Феррочермакит	$\text{Ca}_2\text{Fe}_3^{2+}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Чароит	$(\text{Ca}, \text{Ba}, \text{Sr})_5(\text{K}, \text{Na})_{3-4}[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}](\text{OH}, \text{F})_{2-1} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Чермакит	$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Литий	
Клинохолмквистит	$(\text{Li}, \text{Ca})_2(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{O}, \text{F})_2$
Холмквистит	$\text{Li}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Al}_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Цекперит	$\text{LiNaZr}[\text{Si}_6\text{O}_{15}]$
Эмелеусит	$\text{LiNa}_2\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_6\text{O}_{15}]$
(Арфведсонит)	(Рибекит) (Тремолит)
(Гастингсит)	(Рихтерит) (Феррогастингсит)
(Жедрит)	(Роговые обманки) (Экерманит)
(Катофорит)	(Силлиманит)
Магний	
Актинолит	$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Актинолитовые роговые обманки	$\text{Na}_{0-0,85}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,50-7,15}\text{Al}_{0,50-0,85}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Антофиллит	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_7[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Базальтические роговые обманки	$\text{Na}_{0-1}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Ti})_5[\text{Si}, \text{Al}]_8\text{O}_{22}(\text{O}, \text{OH})_2$
Барруазит	$\text{CaNa}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$
Бидалотит	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Ti})_7[\text{Si}, \text{Al}]_8\text{O}_{22}(\text{O}, \text{OH})_2$
Винчит	$\text{CaNa}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4\text{Al}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Гастингсит	$\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Глаукофан	$\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Джосмитит	$(\text{Ca}, \text{Pb})\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_5[\text{Si}_6\text{Be}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Жедрит	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_{6-5}\text{Al}_{1-2}[\text{Si}_6(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Катофорит	$\text{NaCaNa}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_4\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$
Керсутит	$\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_4\text{Ti}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})\text{O}$
Клинохолмквистит	$(\text{Li}, \text{Ca})_2(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{O}, \text{F})_2$
Куммингтонит	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})_7[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Магнезиокуммингтонит	$\text{Mg}_7[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Магнезиоибекит	$\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Fe}_2^{3+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$
Магнезиочермакит	$\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Нордит	$\text{Na}_2(\text{Na}, \text{Mn})(\text{Sr}, \text{Ca})\text{TR}(\text{Zn}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})[\text{Si}_6\text{O}_{17}]$
Паргасит	$\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Al}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Пикроамозит	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Ca}, \text{Fe}^{3+})_7[\text{Si}, \text{Al}]_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Рихтерит	$\text{NaCaNa}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$
Тарамит	$\text{NaCaNa}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Тахеренит	$(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Тремолит	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Тремолитовые роговые обманки	$\text{Na}_{0-0,85}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,50-7,15}\text{Al}_{0,50-0,85}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Хаузит	$\text{Na}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe}^{3+})_{12}[\text{Si}_6\text{O}_{17}]_2(\text{O}, \text{OH})_{10}$
Холмквистит	$\text{Li}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Al}_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Чермакит	$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Экерманит	$\text{NaNa}_2\text{Mg}_4\text{Al}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$
Маргачец	
Инезит	$\text{Mn}_7\text{Ca}_2[\text{Si}_{10}\text{O}_{28}](\text{OH})_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Коцулит	$\text{NaNa}_2\text{Mn}_4(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})[\text{Si}_6\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Куммингтонит	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})_7[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Нордит	$\text{Na}_2(\text{Na}, \text{Mn})(\text{Sr}, \text{Ca})\text{TR}(\text{Zn}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})[\text{Si}_6\text{O}_{17}]$
Пикроамозит	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Ca}, \text{Fe}^{3+})_7[\text{Si}, \text{Al}]_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Хаузит	$\text{Na}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe}^{3+})_{12}[\text{Si}_6\text{O}_{17}]_2(\text{O}, \text{OH})_{10}$
Медь	
Литидионит	$\text{K}_2\text{Na}_2\text{Cu}_2[\text{Si}_8\text{O}_{20}]$
Планшеит	$\text{Cu}_8[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Нагрий	
Агреллит	$\text{NaCa}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]\text{F}$
Актинолитовые роговые обманки	$\text{Na}_{0-0,85}\text{Ca}_2(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,50-7,15}\text{Al}_{0,50-0,85}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$

Арфведсонит	$\text{NaNa}_2\text{Fe}_4^{2+}\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$
Базальтические обманки	$\text{Na}_{0-1}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Ti})_5(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{22}(\text{O}, \text{OH})_2$
Барруазит	$\text{CaNa}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$
Виноградовит	$\text{Na}_4\text{Ti}_4(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}[\text{Si}_2\text{O}_6]_2(\text{O}, \text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Винчит	$\text{CaNa}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4\text{Al}[\text{Si}_6\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Власовит	$\text{Na}_2\text{Zr}[\text{Si}_4\text{O}_{11}]$
Гастингсит	$\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Глаукофан	$\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_9\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Джоакинит	$\text{NaFe}^{2+}\text{Ba}_2\text{TR}_2\text{Ti}_2[\text{Si}_6\text{O}_{26}(\text{OH})] \cdot \text{H}_2\text{O}$
Железистые обыкновенные роговые обманки	$\text{Na}_{0-1}\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,15-6,50}\text{Al}_{0,85-1,50}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Канасит	$\text{Ca}_5\text{K}_3\text{Na}_3[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}](\text{F}, \text{OH})_4$
Катофорит	$\text{NaCaNa}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_4\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$
Керсутит	$\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_4\text{Ti}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})\text{O}$
Коцулит	$\text{NaNa}_2\text{Mn}_4(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})[\text{Si}_6\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Литидионит	$\text{K}_2\text{Na}_2\text{Cu}_2[\text{Si}_8\text{O}_{20}]$
Магнезиально-желези- стые обыкновенные ро- говые обманки	$\text{Na}_{0-1}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,15-6,50}\text{Al}_{0,85-1,50}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Магнезиальные обыкно- венные роговые обманки	$\text{Na}_{0-1}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,15-6,50}\text{Al}_{0,85-1,50}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Магнесиорибекит	$\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Fe}_2^{3+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$
Нарсарсукиит	$\text{Na}_4(\text{Ti}, \text{Fe})_2[\text{Si}_8\text{O}_{20}](\text{O}, \text{OH}, \text{F})_2$
Нордит	$\text{Na}_2(\text{Na}, \text{Mn})(\text{Sr}, \text{Ca})\text{TR}(\text{Zn}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})[\text{Si}_6\text{O}_{17}]$
Паргасит	$\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Al}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Пенквилксит	$\text{Na}_4\text{Ti}_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Рибекит	$\text{Na}_2\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$
Рихтерит	$\text{NaCaNa}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$
Тарамит	$\text{NaCaNa}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Тинаксит	$\text{NaK}_2\text{Ca}_2\text{Ti}[\text{Si}_7\text{O}_{19}](\text{OH})$
Тремолитовые обманки	$\text{Na}_{0-0,85}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,50-7,15}\text{Al}_{0,50-0,85}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Тухуалит	$(\text{Na}, \text{K})_2\text{Fe}_2^{3+}\text{Fe}_2^{2+}[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}] \cdot \text{H}_2\text{O}$
Фенаксит	$\text{K}_2\text{Na}_2\text{Fe}_2[\text{Si}_8\text{O}_{20}]$
Ферроактинолитовые ро- говые обманки	$\text{Na}_{0-0,85}\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,50-7,15}\text{Al}_{0,50-0,85}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Феррогастингсит	$\text{NaCa}_2\text{Fe}_4^{2+}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Феррокерсутит	$\text{NaCa}_2\text{Fe}_4\text{Ti}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})\text{O}$
Хауит	$\text{Na}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe}^{3+})_{12}[\text{Si}_6\text{O}_{17}]_2(\text{O}, \text{OH})_{10}$
Цектцерит	$\text{LiNaZr}[\text{Si}_6\text{O}_{15}]$
Чароит	$(\text{Ca}, \text{Ba}, \text{Sr})_5(\text{K}, \text{Na})_{3-4}[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}](\text{OH}, \text{F})_{2-1} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Экрманит	$\text{NaNa}_2\text{Mg}_4\text{Al}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$
Эльпидит	$\text{Na}_2\text{Zr}[\text{Si}_6\text{O}_{15}] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Эмелусит	$\text{LiNa}_3\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_6\text{O}_{15}]$
Эпидидимит	$\text{Na}_2\text{Be}_2[\text{Si}_6\text{O}_{15}] \cdot \text{H}_2\text{O}$

Ниобий

(Арфведсонит)	(Керсутит)	(Роговые обманки)
(Виноградовит)	(Нарсарсукиит)	(Тинаксит)
(Власовит)	(Пенквилксит)	(Феррогастингсит)
(Катофорит)	(Рибекит)	(Эльпидит)

Олово

(Арфведсонит)	(Роговые обманки)	(Эльпидит)
(Паргасит)	(Холмквистит)	(Эпидидимит)
(Рибекит)		

Редкие земли

Джоакинит	$\text{NaFe}^{2+}\text{Ba}_2\text{TR}_2\text{Ti}_2[\text{Si}_6\text{O}_{26}(\text{OH})] \cdot \text{H}_2\text{O}$
Кайсикхит	$\text{Y}_4(\text{Ca}_3\text{TR})(\text{OH})(\text{H}_2\text{O})_5[\text{Si}_8\text{O}_{20}](\text{CO}_3)_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Нордит	$\text{Na}_2(\text{Na}, \text{Mn})(\text{Sr}, \text{Ca})\text{TR}(\text{Zn}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})[\text{Si}_6\text{O}_{17}]$
(Агреллит)	(Нарсарсукиит)
(Арфведсонит)	(Рибекит)
(Катофорит)	(Роговые обманки)
(Керсутит)	(Тремолит)
	(Чароит)
	(Эльпидит)

Ртуть

⟨Арфведсонит⟩

Рубидий⟨Арфведсонит⟩
⟨Керсутит⟩(Рибекит)
(Роговые обманки)

(Холмквистит)

Свинец

Джосмитит

 $(Ca, Pb)Ca_2(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+})_5[Si_6Be_2O_{22}](OH)_2$ **Скандий**⟨Актинолит⟩
⟨Керсутит⟩

(Роговые обманки)

(Холмквистит)

СтронцийНордит
Чароит $Na_2(Na, Mn)(Sr, Ca)TR(Zn, Mg, Fe, Mn)[Si_6O_{17}]$
 $(Ca, Ba, Sr)_5(K, Na)_{3-4}[Si_{12}O_{30}](OH, F)_{2-1} \cdot nH_2O$ ⟨Агреллит⟩
⟨Актинолит⟩
⟨Арфведсонит⟩
⟨Гастингсит⟩(Керсутит)
(Окенит)
(Пенквилксит)
(Рибекит)(Рихтерит)
(Роговые обманки)
(Холмквистит)**Таллий**

⟨Роговые обманки⟩

Тантал⟨Арфведсонит⟩
⟨Пенквилксит⟩(Рибекит)
(Роговые обманки)

(Феррогастингсит)

ТитанБазальтические роговые
обманки
Бидалит
Виноградовит
Джоакинит
Керсутит
Нарсарсуит
Пенквилксит
Тинаксит
Феррокерсутит $Na_{0-1}Ca_2(Mg, Fe^{3+}, Al, Ti)_5[(Si, Al)_8O_{22}](O, OH)_2$
 $(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al, Ti)_7[(Si, Al)_8O_{22}](O, OH)_2$
 $Na_4Ti_4[(Si, Al)_4O_{10}][Si_2O_6]_2(O, OH)_4 \cdot nH_2O$
 $NaFe^{2+}Ba_2TR_2Ti_2[Si_6O_{26}(OH)] \cdot H_2O$
 $NaCa_2(Mg, Fe)_4Ti[Si_6Al_2O_{22}](OH)O$
 $Na_4(Ti, Fe)_2[Si_8O_{20}](O, OH, F)_2$
 $Na_4Ti_2[Si_8O_{22}] \cdot 5H_2O$
 $NaK_2Ca_2Ti[Si_7O_{19}](OH)$
 $NaCa_2Fe_4Ti[Si_6Al_2O_{22}](OH)O$ **Торий**

⟨Арфведсонит⟩

(Керсутит)

(Роговые обманки)

Углерод

Кайсикхит

 $Y_4(Ca_3TR)(OH)(H_2O)_5[Si_8O_{20}](CO_3)_6 \cdot 2H_2O$ **Уран**

⟨Арфведсонит⟩

ФторАгреллит
Арфведсонит
Канасит
Клинохолмквистит
Магнезиорибекит
Нарсарсуит
Рибекит
Рихтерит
Чароит
Экрманит
⟨Коцулит⟩ $NaCa_3[Si_4O_{10}]F$
 $NaN_2Fe_4^{2+}Fe^{3+}[Si_8O_{22}](OH, F)_2$
 $Ca_5K_3Na_3[Si_{12}O_{30}](F, OH)_4$
 $(Li, Ca)_2(Al, Mg, Fe)_5[Si_8O_{22}](OH, O, F)_2$
 $Na_2Mg_3Fe^{3+}[Si_8O_{22}](OH, F)_2$
 $Na_4(Ti, Fe)_2[Si_8O_{20}](O, OH, F)_2$
 $Na_2Fe_3^{2+}Fe^{3+}[Si_8O_{22}](OH, F)_2$
 $NaCaNa(Mg, Fe^{2+})_5[Si_8O_{22}](OH, F)_2$
 $(Ca, Ba, Sr)_5(K, Na)_{3-4}[Si_{12}O_{30}](OH, F)_{2-1} \cdot nH_2O$
 $NaN_2Mg_4Al[Si_8O_{22}](OH, F)_2$

Цезий

(Арфведсонит)
(Рибекит)

(Роговые обманки)

(Холмквистит)

Цинк

Нордит

 $\text{Na}_2(\text{Na}, \text{Mn})(\text{Sr}, \text{Ca})\text{TR}(\text{Zn}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})[\text{Si}_6\text{O}_{17}]$

Цирконий

Власовит
Цектцерит
Эльпидит
(Агрелит)
(Актинолит)
(Арфведсонит)
(Керсутит) $\text{Na}_2\text{Zr}[\text{Si}_4\text{O}_{11}]$
 $\text{LiNaZr}[\text{Si}_6\text{O}_{15}]$
 $\text{Na}_2\text{Zr}[\text{Si}_6\text{O}_{15}] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
(Нарсарсукиит)
(Рибекит)
(Роговые обманки)
(Силлиманит)(Тухуалит)
(Феррогастингсит)
(Эмелеусит)

- Абриханит 224
 Абхазит 83
 Агнолит 366
 Агреллит 9, 383
 Актинолин 87
 Актинолит 7, 73, 87
 Актинолит-асбест 87, 93
 Актинолит-биссолит 87, 94
 Актинолитовые роговые обманки 7, 100, 107
 Актинолитовый циллерит 94
 Актинот 87
 Алюминиевый антофиллит 284
 Алюминиевый ферроантофиллит 292
 Алюмоантофиллит 284
 Алюмобарруазит 206
 Алюмовинчит 199
 Алюможатофорит 201
 Алюмопаргасит 138
 Алюмотарамит 205
 Алюмочермакит 138
 Алюмоэденит 113
 Амиант 82
 Амиантинит 82
 Амиантоид 82
 Амиантус 82
 Амосит 35, 51
 Амфибол-антофиллит 35
 Амфиболит 103
 Амфиболы 7, 29
 Анофорит 200, 253
 Антиглаукофан 211
 Антограммит 267
 Антолит 35, 267
 Антофиллит 8, 267
 Антофиллит-асбест 267, 276
 Арфведсонит 8, 207, 244
 Асбест голубой или синий 237, 253
 Асбестинит 83
 Асбестовидный экерманит 253
 Асбестоид 83
 Асбестус 83
 Асбеферрит 51
 Астохит 188
 Ахромаит 103
- Бабабуданит 224
 Базальтические роговые обманки 8, 100, 183
 Бамлит 12
 Баркевикит 101, 134, 146, 163
- Барруазит 8, 187, 206
 Беденит 83
 Бергамаскит * 103
 Бергамашит * 103
 Бидалютит 8, 267, 295
 Бисбит 304
 Блестящий шпат 12
 Бордит 330
 Бредалбанит 103
 Бурнонит 12
 Бухольцит 12
- Вайншенкит 103
 Валеит 267
 Валлернан 103
 Вейншенкит 103
 Вестанит 12
 Вёртит 12
 Виноградовит 9, 380
 Винчит 8, 187, 198
 Власовит 8, 308
 Волокнистый кремьнь 12
 Высокоглиноземистые роговые обманки 8, 100, 138
- Гамсиградит 103
 Гастальдит 211
 Гастингсит 8, 100, 102, 146, 163
 Гедрит 284
 Гексаболит 183
 Гексагонит 74
 Гёльфнерит 74
 Гидробухольцит 12
 Гилленгсит 51
 Гирнарит 163
 Глаукофан 8, 207 210
 Голмквистит 296
 Гольмквистит 296
 Горная шерсть 83
 Горные волосы 83
 Горный лен 83
 Граматит 74
 Грикваландит 237
 Грунерит 35
 Грюнерит 7, 35
 Грюнерит-асбест 51
- Даннеморит 35, 51
 Дашкесанит 163
 Джаддит 244
 Джосмитит 8, 302
 Джурупант 344
 Диастатит 103
 Диригит 342
- Дирит 9, 339, 342
 Дисклазит 330
- Жад 82
 Жад нефритовый 82
 Жедрит 8, 267, 284
 Железистые обыкновенные роговые обманки 7, 100, 134
 Железистый алюминиевый антофиллит 292
 Железистый муллит 23, 26
- Зебесит 74
 Зектзерит 374
- Иешм 82
 Изабеллит 188
 Иклет 344
 Имеринит 188
 Инезит 9, 366
 Истисуит 103
 Иашм 82
- Кайсикхит 9, 353, 358
 Каламит 74
 Калиевый рихтерит 188, 196
 К-рихтерит 196
 Калимагнезиокатофорит 196
 Кальциевый рибекит 224
 Канасит 9, 376
 Капский асбест 237
 Каринтин 102, 104, 113, 138
 Каристин 83
 Катафорит 200
 Катофорит 8, 187 200
 Керсугит 8, 100, 174
 Кидней-камень 82
 Киевит 35, 103
 Қиматин 83
 Қирванит * 103
 Клиноантофиллит 39
 Клиногольмквистит 262
 Клинохолмквистит 8, 262
 Клофткаринтин 138, 146
 Қокл 103
 Кокшаровит 138
 Коцулит 8, 207, 261
 Крестморит * 324
 Крокидолит 224, 237
 Крокидолит-асбест 237
 Кроссит 210
 Қсенолит 12
 Қсоналтит 344
 Қсонотлит 9, 344

¹ Полу жирным шрифтом выделены названия минералов и их разновидностей, светлым — обозначены недостаточно изученные минералы, неупотребляемые синонимы, устаревшие и лишние названия. Названия смесей даны со звездочкой. Если одно название предложено для разных минералов, в скобках указана фамилия автора, давшего название.

- Куммингтонит** 7, 35
 Р-кумингтонит 39
Куммингтонит-асбест 51
Купферит (Олен и Климонт) 35
Купферит (Герман) 267
Купферит (Кокшаров) 35
Купферит (Лоренцен) 35
Купферит * (Симпсон) 35
- Лампроболит** 183
Линозит 174
Литидионит 9, 361, 364
Литиевый амфибол 296
Литиевый глаукофан 296
Литиевый жедрит 296
Лучистый антофиллит 267
Лучистый камень 87
- Магантофиллит** 267
Магарфведсонит 253
Магнезиально-железистые обыкновенные роговые обманки 7, 100, 118
Магнезиальные обыкновенные роговые обманки 7, 100, 113
Магнезиальный амозит 294
Магнезиальный арфведсонит 253
Магнезиоалюмокатофорит 201
Магнезиоантофиллит 267
Магнезиоарфведсонит 244, 253
Магнезиоарфведсонит-асбест 253
Магнезиогастингсит 138
Магнезиокатофорит 200, 203
Магнезиокерсутит 174
Магнезиокумингтонит 7, 35
Магнезиорибекит 8, 207, 224
Магнезиорибекитовый асбест 238
Магнезиотарамит 204
Магнезиоферрикатафорит 201
Магнезиоферритарамит 205
Магнезиочермакит 8, 100, 138
Mg-крокидолит 238
Магнофорит 196
Манганантофиллит 267
Мангангрюнерит, Мп-грюнерит 51
Манганкумингтонит, Мп-кумингтонит 53
Марганцево-цинковый тремолит 74, 81
Марганцевый актинолит 87, 93
Марганцевый грюнерит 51
Марганцевый хауит 341
Мармайролит 188
Массфибер 276
Мбозит 204
Мочколинные амфиболы 7, 35
Монролит 12
Монтазит 51
Муллит 7, 10, 23
γ-муллит 23
- Нарзарзукит** 353
Нарсарзукит 353
Нарсарсукит 9, 353
Натриевая роговая обманка 244
Натроантофиллит 267
Натровый антофиллит 267
Натровый рихтерит 188
Натровый тремолит 188
Натрогастингсит 147
Некоит 9, 322, 335
Неоцианит 364
Нефрит 74, 82
Нефритоид 82
Норалит 163
Норденшельдит 74
Нордит 9, 336
Нордит-(Ce) 337
Нордит-(La) 337
Нормально-симметричный глаукофан 211
- Обыкновенные роговые обманки** 7, 100, 113
Озаннит 224
Окениит 9, 322, 330
Окисленные роговые обманки 183
Оксигастингсит 183
Оксикерсутит 183
Оксироговая обманка 183
Оксихауит 341
Оксичермакит 183
- Параллельно-симметричный глаукофан** 210
Паргасит 8, 100, 102, 138
Пенквилксит 9, 353, 360
Пикроамезит 294
Пикроамозит 8, 267, 294
Пилит 87
Планшеит 8, 304
Пломбиерит 8, 322, 327
Пломбьерит 327
Порцеланнит 23
Порцит 23
Почечный камень 82
Призматический шиллершпат 267
Примитивный куммингтонит 39
Прискаит 96
Псевдоглаукофан 211
Пунаму-камень 82
- Рафилит** 74
Режикит 253
Режикит-асбест 253
Рибекит 8, 207, 224
Риверсайдит 8, 322, 328
Риверсайдит (Икл) 324
Римпилит 163
Рихтерит 8, 187, 188
Рихтерит-асбест 188, 196
Родотилит 366
Родусит 224, 238
Родусит-асбест 238
Ромбические амфиболы 8, 263
- Свиднеит** 244
Себезит 74
Себесит 74
Сехениит 188
Сидерит (Пинкертон) 103
Силлиманит 7, 10, 12
Силльбелит 87
Сильфбергит 51
Симпсонит 196
Синтагматит 102, 183
Смарагдит 102, 104, 113, 138
Снарумит 267, 284
Собственно глаукофан 210
Соколинный глаз 237
Соретит 146
Специатит * 103
Ссехениит 188
Стекловатый актинолит 87
Субглаукофан 211
Субкремниевый паргасит 138
Ссехениит 188
- Талакерит** 267
Тамарит 204
Тарамит 8, 187, 204
Тахаранит 329
Тахеренит 9, 322, 329
Терновскит 224
Тибергит 138
Тигровый глаз 237
Тинаксит 9, 350
Тиродит 35, 53
Титанистый фордфедоровит 174
Титанозльпидит 317
Тоберморит 8, 322, 324
11А-тоберморит 324
14А-тоберморит 327
Торендрицит 224
Тремолит 7, 73, 74
Тремолит-асбест 74, 82
Тремолит-биссолит 74, 84
Тремолитовые роговые обманки 7, 100, 104
Тремолитовый цилилерит 84
Тремолит-ферроактинолитовые роговые обманки 7, 100, 104
Тухуалит 9, 371
Уралит 102, 107, 118
- Фасцикулит** 103
Фемагастингсит 146
Фенаксит 9, 361
Феррантофиллит 267
Ферриантофиллит 267
Феррибарруазит 206
Ферривинчит 199
Ферригастингсит 183
Феррижедрит 292
Феррикатафорит 201
Ферририхтерит 188
Ферритарамит 204
Ферритремолит 96
Ферричермакит 147, 183
Ферриэденит 183
Ферроактинолит 7, 73, 96
Ферроактинолитовые роговые обманки 7, 100, 112
Ферроалюмобарруазит 206

Ферроалюмовинчит 199
Ферроалюмочермакит 163
Ферроантофиллит 267
Ферровинчит 198
Феррогастингсит 8, 100, 163
Ферроглаукофай 211, 221
Феррожедрит 284, 292
Феррокерсутит 8, 100, 174
Ферропаргасит 163
Феррорихтерит 188
Ферротремолит 96
Ферроферрибарруазит 206
Ферроферривинчит 199
Ферроферричермакит 163
Феррочермакит 8, 100, 163
Феррочермакитовые обыкновенные роговые обманки 118, 134
Ферроэденит 134
Ферроэденитовые обыкновенные роговые обманки 134
Ферроэкерманит 259

Фибролит 12
Филипстадит 103
Фтормагнезио-рихтерит 188
Фторрихтерит 188

Хауит 9, 339
Хауит 339
Хейколит 224
Хилленгсит 51
Холмквизит 296
Холмквистит 8, 295, 296
Холмквистит-асбест 296, 300
Хольмквистит 296
Хромтремолит 76

Цектцерит 9, 371, 374
Циллертит 87
Цинк-манган-куммингтонит 35, 55
Цинковый даннеморит 55

Чароит 9, 376, 378

Чермакит 8, 100, 102, 146
Чермакитовые обыкновенные роговые обманки 113
Чернышевит 188
Чиклит 188

Штралит 87
Штрелит 87, 267

Эаклеит 344
Эденит 103, 113, 118
Эденитовые обыкновенные роговые обманки 113, 118
Экерманит 8, 207, 259
Эклеит 344
Экрит 198
Эльпидит 8, 316, 317
Эмелеусит 9, 371, 373
Эпидидимит 8, 311

Юддит 244

INDEX

- Abchazite 83
 Abkhazite 83
 Abriachanite 224
 Achromaite 103
Actinolite 87
 Actinolite-asbeste 93
 Actinolite-byssolite 94
Actinolic hornblendes 107
 Actinolic zillerite 94
 Actinote 87
 Actynolin 87
 Agnolite 366
 Agrellite 383
 Aluminian anthophyllite 284
 Aluminian ferroanthophyllite 292
 Alumino-barroisite 206
 Alumino-edenite 113
 Alumino-katophorite 201
 Alumino-taramite 205
 Alumino-tschermakite 138
 Alumino-winchite 199
 Alumoanthophyllite 284
 Alumo-pargasite 138
 Amiant 82
 Amianth 82
 Amianthoide 82
 Amianthus 82
 Amiantinite 82
Amosite 51
 Amphibole-anthophyllite 35
 Amphibolite 103
Amphiboles 29
 Anophorite 200, 253
 Anthogrammit 267
 Antholite 35, 267
Anthophyllite 267
 Anthophyllite-asbestos 276
 Anthophyllite rayonné 267
 Antiglaucophane 211
Arfvedsonite 244
 Asbeferrite 51
 Asbestinite 83
 Asbestoide 83
 Asbestus 83
 Astochite 188
- Bababudanite 224
 Bamlite 12
 Barkevite 134, 146, 163
 Barroisite 206
Basaltic hornblendes 183
 Bedenite 83
 Beilstein 82
 Bergamaschite * 103
 Bergamaskite * 103
 Bergflachs 83
 Berghaar 83
 Bergwolle 83
Bidalotite 295
 Bisbeeite 304
- Blue asbestos 237, 253
 Bordite 330
 Bournonite 12
 Breadalbanite 103
 Bucholzite 12
- Calamite 74
Canasite 376
 Cape asbestos 237
 Carinthine 104, 113, 138
 Carystine 83
 Cataphorite 200
 Catoforite 200
Catophorite 200
 Caysichite 358
 Charoite 378
 Chernyshevite 188
 Chiklite 188
 Chrom-tremolite 76
 Clinoanthophyllite 39
Clinoholmquistite 262
 Cockle 103
Common femaghornblendes 118
Common ferro-hornblendes 134
Common magnesio-hornblendes 113
 Crestmorite * 324
Crocidolite 237
 Crocidolite-asbestos 237
 Crossite 210
Cummingtonite 35
 P-cummingtonite 39
 Cummingtonite-asbestos 51
 Czechenyiite 188
- Dannemorite** 51
 Daschkesanit 163
 Dashkesanite 163
 Dashkessanite 163
Deerite 342
 Diastatite 103
 Dysklasite 330
- Eakleite 344
Eckermannite 259
 Eckrite 198
 Edenite 113, 118
 Edenitic common hornblendes 113, 118
Elpidite 317
Emeleusite 373
Epididymite 311
- Falcon's-eye 237
 Fasciculite 103
 Faserkiesel 12
 Femagastingsite 146
Fenaksite 361
- Feranthophyllite** 267
Ferri-barroisite 206
Ferri-edenite 183
Ferrigedrite 292
Ferri-hastingsite 183
Ferri-katophorite 201
Ferri-richterite 188
Ferri-taramite 94
Ferri-tremolite 96
Ferri-tschermakite 147, 183
Ferri-winchite 199
Ferroactinolite 96
Ferro-actinolic hornblendes 112
Ferro-alumino-barroisite 206
Ferro-alumino-tschermakite 163
Ferro-alumino-winchite 199
Ferroan-aluminian anthophyllite 292
Ferroanthophyllite 267
Ferroeckermannite 259
Ferro-edenite 134
Ferro-edenitic common hornblendes 134
Ferro-ferri-barroisite 206
Ferro-ferri-tschermakite 163
Ferro-ferri-winchite 199
Ferrogedrite 292
Ferroglaucophane 221
Ferrohastingsite 163
Ferrokaersutite 174
Ferropargasite 163
Ferro-richterite 188
Ferrotremolite 96
Ferrotschermakite 163
Ferrotschermakitic common hornblendes 118, 134
Ferro-winchite 198
Fibrolite 12
Fluor-magnesio-richterite 188
Fluor-richterite 188
- Gamsigradite** 103
Gastaldite 211
Gedrite 284
Girnarite 163
Glanzspath 12
Glassy actinolite 87
Glaucophane 210
Glaucophane proper 210
Grammatite 74
Grigualandite 237
Grunerite 35
Grunerite-asbestos 51
- Hastingsite** 146, 163
Heikolite 224
Hexabolite 183
Hexagonite 74
Hillengsite 51

- Hoepfnerite 74
 Holmquistite 296
 Holmquistite-asbestos 300
 Howieite 339
 Hydrobucholzite 12

 Ieschn 82
 Imerinite 188
 Inesite 366
 Iron-mullite 26
 Isabellite 188
 Istisuite 103

 Jade 82
 Joesmthite 302
 Juddite 244
 Jurupaite 344

 Kaersutite 174
 Kalimagnesiokatophorite 196
 Katoforite 200
 Katophorite 200
 Kidney stone 82
 Kievite 35, 103
 Kirwanite * 103
 Kluffkarinthin 138, 146
 Kokscharoffite 138
 Kokscharowit 138
 Koksharovite 138
 Kózulite 261
 Kupfferite (Allen, Clement) 35
 Kupfferite (German) 267
 Kupfferite (Kokscharov) 35
 Kupfferite (Lorenzen) 35
 Kupfferite (Simpson) 35
 Kymatine 83

 Lamprobolite 183
 Linosite 174
 Lithium amphibole 296
 Lithium glaucophane 296
 Litidionite 364

 Maganthophyllite 267
 Magarfvedsonite 253
 Magnesian arfvedsonite 253
 Magnesio-alumino-katophorite 201
 Magnesioanthophyllite 267
 Magnesioarfvedsonite 253
 Magnesioarfvedsonite-asbestos 253
 Magnesiocatophorite 203
 Magnesio-cummingtonite 35
 Magnesio-ferri-katophorite 201
 Magnesio-ferri-taramite 205
 Magnesiostastingsite 138
 Magnesiokaersutite 174
 Magnesiokatophorite 203
 Magnesoriebeckite 224
 Magnesio-riebeckitic asbestos 238
 Magnesio-taramite 204
 Magnesiotschermakite 138
 Mg-crocidolite 238
 Magnophorite 196
 Mangan-anthophyllite 267
 Manganese-zinc-tremolite 81
 Mangangrunerite, Mn-grunerite 51

 Manganooan-howiete 341
 Mangancummingtonite, Mncummingtonite 53
 Manganous actinolite 93
 Marmairolite 188
 Massfiber 276
 Mbosiite 204
 Monrolite 12
 Montasite 51
 Mountain wood 83
 Mullite 23

 Narsarsukite 353
 Natroastingsite 147
 Natronrichterite 188
 Necoite 335
 Neocyanite 364
 Nephrite 82
 Nephritoide 82
 Nierenstein 82
 Noralite 163
 Nordenskiöldite 74
 Nordite 336
 Nordite (Ce) 337
 Nordite (La) 337
 Normal-symmetric glaucophane 211

 Okenite 330
 Orthoamphiboles 263
 Osannite 224
 Oxyastingsite 183
 Oxyhowieite 341
 Oxyhornblende 183
 Oxykaersutite 183
 Oxytschermakite 183

 Parallel-symmetric glaucophane 210
 Pargasite 138
 Penkviksite 360
 Philipstadite 103
 Picroamosite 294
 Pilite 87
 Plancheteite 304
 Plombierite 327
 Porcelainite 23
 Porzite 23
 Potash-richterite 196
 Prieskaite 96
 Primitive cummingtonite 39
 Prismatic schiller-spar 267
 Pseudoglaucophane 211
 Punamu 82

 Raphillite 74
 Rejikite 253
 Rejikite-asbestos 253
 Rhodotilite 366
 Rhodusite 238
 Rhodusite-asbestos 238
 Richterite 188
 Richterite-asbestos 196
 K-richterite 196
 Riebeckite 224
 Rimpylite 163
 Riversideite 328
 Riversideite (Eakle) 324

 Sebesite 74
 Siderite 103

 Silfbergite 51
 Silbölite 87
 Sillbölite 87
 Sillimanite 12
 Simpsonite 196
 Smaragdite 104, 113, 138
 Snarumite 267, 284
 Soda hornblende 244
 Soda-richterite 188
 Soda-tremolite 188
 Soretite 146
 Speziatite * 103
 Strahlite 87
 Strahlstein 87
 Strelite 87, 267
 Subglaucophane 211
 Subsilicic pargasite 138
 Svidneite 244
 Syntagmatite 183

 Tacharanite 329
 Tamarite 204
 Taramite 204
 Ternovskite 224
 Thalackerite 267
 Tibergite 138
 Tiger's-eye 237
 Tinaksite 350
 Tiroidite 53
 Titanoelpidite 317
 Titanous fordedorovite 174
 Tobermorite 324
 Torendrikite 224
 Tremolite 74
 Tremolite-asbestos 82
 Tremolite-byssolite 84
 Tremolitic hornblendes 104
 Tremolitic zillerite 84
 Tschermakite 146
 Tschermakitik common hornblendes 113
 Tschernischewit 188
 Tschernichewite 188
 Tuhualite 371

 Uralite 107, 118

 Valleite 267
 Vinogradovite 380
 Vlasovite 308

 Wallerian 103
 Weinschenkite 103
 Westanite 12
 Winchite 198
 Wörthite 12

 Xenolite 12
 Xonallite 344
 Xonolite 344

 Zektzerite 374
 Zillerthite 87
 Zincian dannemorite 55
 Zink-manganese-cummingtonite 55

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Условные обозначения и сокращения	5
Силикаты с лентами кремнекислородных тетраэдров	7
Силикаты с лентами сдвоенных кремнекислородных тетраэдров	10
Силикаты с лентами четырехчленных групп кремнекислородных тетраэдров	29
Силикаты с лентами шестичленных групп кремнекислородных тетраэдров	311
Силикаты с лентами восьмичленных групп кремнекислородных тетраэдров	353
Силикаты с лентами десятичленных групп кремнекислородных тетраэдров	366
Силикаты с лентами двенадцатичленных групп кремнекислородных тетраэдров	371
Силикаты с лентами четырехчленных групп и цепочками сдвоенных кремнекислородных тетраэдров	380
Силикаты с лентами восьмичленных и шестичленных групп кремнекислородных тетраэдров	383
Список минералов по элементам	386
Указатель минералов	393
Index	396

МИНЕРАЛЫ

СПРАВОЧНИК

Том III

Выпуск 3

**СИЛИКАТЫ С ЛЕНТАМИ
КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫХ ТЕТРАЭДРОВ**

Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии

Редактор В. И. Кудряшова
Редакторы издательства И. А. Клинцева, О. А. Харнас
Художник В. Г. Виноградов
Художественный редактор Т. И. Алексеева
Технический редактор В. Д. Прилепская
Корректоры Н. Г. Васильева, Н. Б. Габасова

ИБ № 21451

Сдано в набор 30.01.81.
Подписано к печати 11.01.82.
Т-04103. Формат 70×108/16
Бумага книжно-журнальная
Гарнитура литературная
Печать высокая
Усл. печ. л. 35,0. Усл. кр.-отг. 35,0. Уч.-изд. л. 41,1.
Тираж 2500 экз. Тип. зак. 663
Цена 4 р. 60 к.

Издательство «Наука»
117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 90
2-я типография издательства «Наука»
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»
В 1982 г. ВЫХОДЯТ ИЗ ПЕЧАТИ СЛЕДУЮЩИЕ КНИГИ:

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, Т. XIII
(Орогенная металлогения)

Пред
Усло
Сили
С
Р
С
Л
С
Р
С
Р
С
Р
С
К
С
К
С
Р

В книге освещаются процессы формирования эндогенных рудных месторождений в период преобразования подвижных геосинклинальных систем земной коры в стабильные горные складчатые области. В этот важный этап геологической истории образуются широкие группы постмагматических рудных месторождений, связанные преимущественно с гранитоидным магматизмом. Исследование условий их возникновения и региональных закономерностей размещения составляет один из главных разделов металлогении.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся исследованием проблем исторической геологии, тектоники и рудных месторождений.

ДИАГНОСТИКА И ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

В сборнике рассмотрены диагностические свойства минералов и разработана методика их диагностики. Значительное внимание уделено новому направлению — автоматизации диагностики минералов. Рассмотрены вопросы систематики минералов, проблемы организации информационно-диагностических систем, результаты испытания алгоритмов и программ автоматической диагностики минералов. Даются результаты изучения оптических, магнитных и других свойств минералов и возможности их использования при диагностике.

Работа рассчитана на геологов, минералогов и геохимиков.

Списк
Указ
Index

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091	Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97;	117192	Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12;
370005	Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13;	630090	Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22;
320005	Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24;	620151	Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137;
734001	Душанбе, проспект Ленина, 95;	700187	Ташкент, ул. Дружбы народов, 6;
252030	Киев, ул. Пирогова, 4;	450059	Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10;
277001	Кишинев, ул. Пирогова, 28;	720001	Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42;
443002	Куйбышев, проспект Ленина, 2;	310078	Харьков, ул. Чернышевского, 87.
197110	Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7;		
220012	Минск, Ленинский проспект, 72;		

Исправления к справочнику «Минералы», том III, вып. 2¹

стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
22	16 св.	N_2O	Na_2O
23	21 сн.	$Zr_{0,12}$	$Zr_{0,02}$
23	22 сн.	$Na_{0,79}$	$Na_{0,97}$
28	10 св.	$i\bar{1}432$	$i\bar{1}4\bar{3}2$
34	22 св.	$n_o - n_e = 0,076.$	$n_o - n_e = 0,0076.$
31	8 св.	вдоль $(10\bar{1}0)$	вдоль $[10\bar{1}0]$
35	15 св.	$rx (0\bar{1}1) : (\bar{1}11)$	$rx (011) : (\bar{1}11)$
37	4 св.	ребру $[010] : [011]$	ребру $(010) : (011)$
35	22 св.	$\chi 501$	$\psi 501$
33	6 св.	$m (100)$	$m (110)$
31	11 сн.	$zz (120) : (\bar{1}20) = 51 54$	$zz (120) : (\bar{1}20) = 51 44$
36	13 сн.	минералов —	минералов [205—216] —
35	1 сн.	по $[001]$ или по $[100]$	по (001) или по (100)
36	9 св.	(100) и (001)	(100) и $[001]$
34	21 сн.	Y — Се элементов.	Y и Се-элементов.
37	10 сн.	ребер $[\bar{1}10] : [\bar{2}21]$ или $[110] : [\bar{2}\bar{2}1]$	ребер $(\bar{1}10) : (\bar{2}21)$ или $(110) : (\bar{2}\bar{2}1)$

Минералы, т. III, вып. 2
ж. 663

Исправления к справочнику «Минералы», том III, вып. 3

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
24	15 сн.	калометрических	калориметрических
33	10 сн.	a_0 ромб. + $2a_0 \sin \beta$ монокл.	a_0 ромб. = $2a_0 \cdot \sin \beta$ монокл.
50	4 сн.	Fe — Mg-конечный член	F — Mg-конечный член
79	12 св.	a_0 от 9,97 до 8,82 Å	a_0 от 9,97 до 9,82 Å
81	17 сн.	$CaF_2 + CaCO_3 + SiO_2$	$CaF_2 + MgO + SiO_2$
89	3 сн.	Na на K	K на Na
89	22 сн.	0,52 (Fe ²⁺ + Mn)	0,09 (Fe ²⁺ + Ti + Mn)
94	20—21 сн.	Mg на Ca	Mg на Cd
26	8 св.	Псевдоячейка центрирования.	Псевдоячейка центриро- ванная.
46	19—20 сн.	удлинение $\parallel (001)$;	удлинение \parallel оси c ;

Минералы, т. III, вып. 3
ж. 663