

73171

59

~~СФР~~ 552М

Т. 2 АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Вып. 3 ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

МИНЕРАЛЫ

СПРАВОЧНИК

Том II

Выпуск 3

СЛОЖНЫЕ ОКИСЛЫ, ТИТАНАТЫ,
НИОБАТЫ, ТАНТАЛАТЫ, АНТИМОНАТЫ,
ГИДРООКИСЛЫ

9.002.1

Проверено 1974г.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
Академии Наук СССР



ПРОВЕРЕНО
Дата 1985

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1967

3 выпуск тома II Справочника «Минералы» посвящен описанию сложных окислов, титанатов, ниобатов, танталатов, антимонатов и гидроксидов; многие из этих минералов имеют крупное практическое значение. При составлении статей использованы все новейшие данные, полученные при рентгеноструктурных, химических, термических, оптических исследованиях, приводятся данные по физико-химическим свойствам, искусственному получению, поведению при нагревании, гомеометрии и др. Списки литературы по отдельным минералам окажут большую помощь при их дальнейшем изучении.

ОТВЕТСТВЕННЫЕ РЕДАКТОРЫ:

чл.-корр. АН СССР Ф. В. ЧУХРОВ

и доктор геол.-мин. наук Э. М. БОНШТЕДТ-КУШЛЕТСКАЯ

5 20 10
т 2. б. 3

номер № 22021

ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемом выпуске материал изложен в том же порядке, как в томе I и в двух выпусках тома II.

Для многих минералов раздел о физических свойствах дополнен данными о физико-химических константах.

В редактировании отдельных разделов статей данного выпуска приняли участие: Б. Б. Звягин, Н. Н. Мозгова, В. П. Панков, Н. В. Петровская, Е. С. Рудницкая, Н. Н. Смольянинова, А. И. Цветков, Т. А. Яковлевская.

Таблицы межплоскостных расстояний подобраны С. И. Берхин, для сложных окислов ниобия и тантала — Г. А. Сидоренко.

3-й выпуск II тома составлен следующими авторами:

И. Ф. Андрущенко — манганит.

Л. Н. Белова — гр. беккерелита, гр. скупита.

Э. М. Бонштедт-Куплетская — акаганеит, амакинит, байделл, бёмит, гиббсит, гидрокалюмит, гидротунгстит, давидит, гр. даттонита, диаспор, кальциртит, кафетит, кёхлинит, мауритцит, мёрдокит, монтрозеит, нигерит, ноланит, гр. пирохлора, гр. псевдобрукита, гр. самарскита, сассолин, сведенборгит, симпсонит, гр. стибиотанталита, тапиолит, тунгстит, гр. фергусонита, гр. эвксенита, гр. эпинита и ряд мелких статей.

К. К. Воробьев — гр. колумбита — танталита, корвусит, скарброн, гидроокись бериллия и ряд мелких статей.

В. А. Корнетова — брусит, поргандит.

Е. Е. Костылева — цирфесит.

А. Н. Лабунцов — гейкилит, ильменит, пирофанит, сенаит, сурик (сопоставления Э. М. Бонштедт-Куплетской).

Д. О. Онтюев — магнетит.

И. В. Островская — гр. перовскита.

Н. В. Павлов — магномагнетит, хромшпинели.

М. М. Повилайтис — браннерит, торутит.

Е. И. Семенов — белянкинит, герасимовскит.

Н. Г. Сумин — делафоссит (дополнения Э. М. Бонштедт-Куплетской).

А. Г. Суслов и Т. А. Яковлевская — гетеролит.

Л. Б. Шлайн — меланостебиан, гр. ордонезита, сервантит, гр. стибионита, шафарцикит, дербегит.

Т. А. Яковлевская — гроутит, квенселит, креднерит, гр. криптомеланз, литиофорит, гр. пироаурита, пирохроит, гр. псиломелана, таафех, тришкенит, хёгбомит, хризоберилл, цезаролит, гр. циркелита, шпинели и ряд мелких статей; списки минералов по элементам.

А. Т. Яницкий — гётит, лепидокрозит.

В подготовке рукописи к печати приняли участие библиографы О. А. Арбузова и Ю. И. Попова.

Рукопись 3-го выпуска II тома и дополнения к ней закончены в сессии 1966 г., в процессе подготовки к печати по возможности использованы работы, опубликованные к концу 1966 г.

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

Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. М., Изд-во АН СССР, 1947.

Берч Фр., Шерер Дж., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. Перевод с англ. под ред. акад. А. П. Винчелова. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1949.

Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Гостеолиздат, 1950.

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

Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. Перевод с англ. под ред. акад. Д. С. Белянкина. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1953.

Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Изд. Львовск. ун-та, 1961.

Дзна Д. Д., Дэна Э. С., Пэлач Ч., Берман Г., Фрондел К. Система минералогии. Перевод с англ. под ред. Д. П. Григорьева, 1951, т. I, полутом 2; 1953, т. II, полутом 1*.

Кэй Дж., Лэби Т. Таблицы физических и химических постоянных. Перевод с англ., 12-е изд., под ред. К. П. Яковлева. Гос. изд-во физ.-мат. лит-ры, 1962.

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. Изд-во «Недра», 1965.

Лодочников В. Н. Главнейшие пороодообразующие минералы. Изд. 4. М., Гостеолиздат, 1955.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Гостеолиздат, 1957; Михеев В. И., Сальдау Э. П., т. 2. Изд-во «Недра», 1965.

Ормонт Б. Ф. Структуры неорганических веществ. Гос. изд-во техн.-теорет. лит-ры, 1950.

Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. Перевод с нем. под ред. акад. А. Г. Бетехтина. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1962.

Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Изд. 3. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Трёгер В. Е. Таблицы для оптического определения пороодообразующих минералов. Перевод с нем. под ред. Н. Д. Соболева. М., Гостеолиздат, 1958.

Ферсман А. Е. Пегматиты, их научное и практическое значение, т. I. Изд. 3, испр. и доп. М., Изд-во АН СССР, 1940.

Шафрановский И. И. Кристаллы минералов. Изд. ЛГУ, 1957, ч. I; Гостеолиздат, 1961, ч. 2.

Шафрановский И. И. Лекции по кристалломорфологии минералов. Изд. Львовск. ун-та, 1960.

Штрунц Х. Минералогические таблицы. Перевод с нем. под ред. А. С. Поваренных. Госгортехиздат, 1962.

Dana E. S. System of Mineralogy. New York, 1892—1915, 6-th Edition. Appendices I, II, III**.

* В тексте ссылки даются с учетом года выхода в свет оригинала в виде «(Дана, 1944)» на том I, «(Дана, 1951)» на том II.

** В тексте ссылки на 6-е издание даются в виде «(Дана, 1892)».

Palache Ch., Berman H., Frondel C. System of Mineralogy of J. D. Dana and E. S. Dana. 7-th Edition. New York, 1944, vol. 1; 1951, vol. 2*.

Doelter C. Handbuch der Mineralchemie, Bd. 1—9. Dresden — Leipzig, 1912—1931.

Goldschmidt V. Atlas der Kristallformen, Bd. 1—9. Heidelberg, 1913—1923.

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. — Link G. Ergänzungsband I, 1938; Hintze C. — Chudoba C. Ergänzungsband II, 1954—1959; Ergänzungsband III, 1965.

Niggli P. Lehrbuch der Mineralogie, Bd. II. Spezielle Mineralogie. Berlin, 1926.

Ramdohr P. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. 3-te Aufl. Berlin, 1960.

Rosenbusch H. — Mügge O. Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien, Bd. 1, 2-te Hälfte, spezieller Teil. Stuttgart, 1927.

Strunz H. Mineralogische Tabellen. 4-te Aufl. Leipzig, 1966.

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. 3-ed. New York — London, 1964.

* В тексте ссылки даются в виде «Дана, 1944» и «Дана, 1951».

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

- a, b, c — кристаллографические оси
 $a:b:c$ — отношение отрезков, отсекаемых единичной гранью (морфологическое отношение осей)
 a_0, b_0, c_0 — параметры элементарной ячейки
 a_{rh} — ребро ромбоэдрической ячейки
 a_h, c_h — параметры гексагональной ячейки тригональных минералов
 α, β, γ — углы между кристаллографическими осями
 $L_2 = 2, L_3 = 3, L_4 = 4, L_6 = 6$ — оси симметрии в старом обозначении и в обозначении Германа-Могена
 $L_{i3} = 3, L_{i4} = 4, L_{i6} = 6$ — 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
 N_g, N_m, N_p — оси индикатрисы двусосных минералов
 N_e, N_o — оси индикатрисы одноосных минералов
 n_g, n_m, n_p — показатели преломления двусосных минералов
 n_e, n_o — показатели преломления одноосных минералов
 $2V, 2E$ — истинный и кажущийся углы оптических осей
 r, v — соответственно красный и синий (при дисперсии)
 Rg, Rm, Rp — отражательная способность двусосных минералов
 Ro, Re — отражательная способность одноосных минералов
 λ — длина волны
 A_r — угол вращения плоскости поляризации в отраженном сходящемся свете
- Анал. — аналитик
Бл. — блеск
Восст. пл. — восстановительное пламя
Вычисл. — вычисленный
Гексаг. с. — гексагональная сингония (система)
Гексатетраэдр. — гексатетраэдрический
Гексоктаэдр. — гексоктаэдрический
Дв. ось — двойниковая ось
Дв. пл. — двойниковая плоскость
Диагн. исп. — диагностические испытания (название раздела)
Дигексаг. — дигексагональный
Дидодекаэдр. — дидодекаэдрический
Дипирамид. — дипирамидальный
Дитриг. — дитригональный
Закр. тр. — закрытая трубка
Изл. — излом
Изм. — изменение (название раздела)
Искусств. — искусственный, искусственное получение (название раздела)
Кл. — класс
- Конц. — концентрированная
Коеф. — коэффициент
Куб. с. — кубическая сингония (система)
Микр. — микроскопическая характеристика (название раздела)
М-ние — месторождение
Монокл. с. — моноклиновая сингония (система)
Не обн. — не обнаружено
Не опр. — не определялось
Н. о. — нерастворимый остаток
Октаэдр. — октаэдрический
Окисл. пл. — окислительное пламя
Опт. — оптика, оптический
Откр. тр. — открытая трубка
Отл. — отличие (название раздела)
Отраж. — отраженный, отражательная
Пирам. — пирамидальный
Плавл. — плавление
Пл. опт. осей — плоскость оптических осей
П. микр. — под микроскопом
Повед. при нагр. — поведение при нагревании (название раздела)
Полир. пл. — полированный штиф

- П. п. — потеря при прокаливании
П. п. тр. — перед паяльной трубкой
Практ. знач. — практическое значение (название раздела)
Призм. — призматический
Прох. — проходящий
Разб. — разбавленный
Разнов. — разновидность (название раздела)
Р-к — рудник
Ромб. с. — ромбическая сингония (система)
Ромбоэдр. — ромбоэдрический
Синоп. — синонимы (название раздела)
Скаленоздр. — скаленоздрический
Сл. — следы
Сп. — спайность
Структ. п морф. крист. — структура и морфология кристаллов (название раздела)
Тв. — твердость
- Т-ра — температура
Теор. — теоретический
Тетраг. с. — тетрагональная (квадратная) сингония (система)
Тетраэдр. — тетраэдрический
Триг. с. — тригональная сингония (система)
Трикл. с. — триклинная сингония (система)
Уд. в. — удельный вес
Уд. электр. — удельное электрическое
Физ. св. — физические свойства (название раздела)
Физ.-хим. конст. — физико-химические константы (название раздела)
Характ. выдел. — характер выделения (название раздела)
Хим. — химизм, химический состав (название раздела)
Цв. — цвет
Шл. — штиф

ТИПОВЫЕ СОКРАЩЕНИЯ В СПИСКАХ ЛИТЕРАТУРЫ

- АН — Академия наук (АН СССР, АН АрмССР, АН УкрССР и т. д.)
Бюлл. — бюллетень
Вестн. — вестник
ВИМС — Всесоюзный институт минерального сырья
ВСЕГЕИ — Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт
Геол. — геологический, геология
Геол.-разв. — геолого-разведочный
Горн. — горный
Гос. — государственный
Д. — доклады
ДАН — Доклады Академии наук
Дана, 1892 — Dana, System of Mineralogy, 6-th Ed.
Дана, 1944 — Dana's System of Mineralogy, 7-th Ed., v. 1.
Дана, 1954 — Dana's System of Mineralogy, 7-th Ed., v. 2.
Журн. — журнал
Зап. — записки
ИГЕМ — Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР
ИГи — Институт геологических наук
Изв. — Известия
ИМГРЭ — Институт минералогии и геохимии редких элементов
Ин-т — институт (за исключением сокращенных названий институтов, указанных в данном списке)
Информ. — информационный
КЕПС — Комиссия по изучению естественных производительных сил
Ком-т — комитет
Конф. — конференция
Крист. — кристаллография
Лаб. — лаборатория
Ломон. ин-т — Ломоносовский инсти-
- тут геохимии, кристаллографии и минералогии АН СССР
Матер. — материалы
Мин. — минералогический, минералогия
М-ние — месторождение
Муз. — музей
НИГРИ — Научно-исследовательский геолого-разведочный институт
Об-во — общество
Об-во ест. — общество естествоиспытателей
Об-во исп. природы — общество испытателей природы
Политехн. — политехнический
Р. Ж. Геол. — 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 геолого-разведочный институт
Abstr. — Abstracts
Am. — American
Ann. — Annales, Annalen
Arch. — Archiv, Archiwum
Ark. — Arkiv
ASTM — American Society for Testing Materials

Beitr.— Beiträge	Min.— Mineralogical, Minéralogie etc.
Ber.— Berichte	Mitt.— Mitteilungen
Bol.— Boletin	Nation.— National
Boll.— Bollettino	Natur.— Natural
Bull.— Bulletin	N.— Neues, New
Chem.— Chemical, Chemie	Phys.— Physical
C. R.— Comptes Rendus, Academie des sciences	Pt.— Part
Econ.— Economic	Proc.— Proceedings
Geol.— Geological, Geology, Geologie	Rep.— Report
Geol. för. förhandl.— Geologiska förenin- gens i Stockholm förhandlingar	Rev.— Revue
Ges.— Gesellschaft	Sci.— Science, Scientical, Scientific
Fortschr.— Fortschritte	Soc.— Society, Société
J.— Journal	Surv.— Survey
Jb.— Jahrbuch	Struct.— Structure
Krist.— Kristallographie	Trans.— Transactions
Mag.— Magazine	Verh.— Verhandlungen
Medd.— Meddelelser	Zbl.— Zentralblatt, Centralblatt
Mem.— Memoir, Mémoire	Zs.— Zeitschrift
Met.— Metall	Ztng.— Zeitung
	U. S.— United States

СЛОЖНЫЕ ОКИСЛЫ, ТИТАНАТЫ, НИОБАТЫ, ТАНТАЛАТЫ, АНТИМОНАТЫ

Сложные окислы описываются совместно с минералами из числа титанатов, танталатов, ниобатов и антимонатов, с которыми они в большинстве случаев сходны кристаллохимически.

Минералы сгруппированы по структурным типам, которые преимущественно располагаются в порядке понижения сингонии характерных минералов. Структурным типам подчинены группы минералов сходного состава.

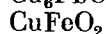
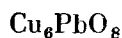
Минералы состава $A_m B_n \dots O_p$, структура которых не выяснена, располагаются в порядке возрастания отношения $\frac{p}{m+n}$. Некоторые минералы из числа сложных окислов и близких к ним соединений содержат гидроксил или воду.

Структура типа галита

Группа мёрдокита

мёрдокит

[делафоссит]



Структура шпинелевого типа

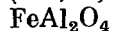
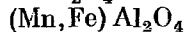
группа алюмошпинелей

шпинель

ганит

галаксит

герцинит



группа ферришпинелей

магнезиоферрит

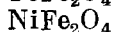
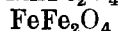
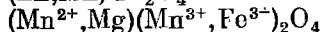
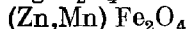
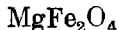
франклинит

[ромбomagножкобсит]

якобсит

магнетит

треворит



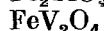
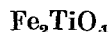
хромшпинели



группа титано- и ванадио-шпинелей

ульвёшпинель

кульсонит



группа <i>гаусманнита</i>	
гетеролит	$ZnMn_2O_4$
[гидрогетеролит]	$HZnMn_{2-x}O_4$
гаусманнит	$MnMn_2O_4$
<i>Структура типа майенита</i>	
майенит	$12CaO \cdot 7Al_2O_3$
<i>Структура типа марокита</i>	
марокит	$CaMn_2O_4$
<i>Структура типа гексагональной шпинели</i>	
группа <i>таафеита</i>	
таафеит	$BeMgAl_4O_8$
хёгбомит	$(Mg, Fe^{2+}, Ti, Zn)_2(Al, Fe^{3+})_4 \cdot (O, OH)_8$
нигерит	$(Sn, Zn, Fe^{2+})_{2-x}(Al, Fe^{3+})_4(O, OH)_8?$
<i>Структура типа хризоберилла</i>	
хризоберилл	Al_2BeO_4
<i>Структура типа пироклора</i>	
группа <i>стибиконита</i>	
стибиконит	$(Sb^{3+}, Ca)_{2-x}Sb_2^{5+}(O, OH)_{6-7} \cdot nH_2O$
гидроромеит	$Ca_{2-x}Sb_2^{5+}(O, OH)_{6-7} \cdot nH_2O$
биндгеймит	$(Pb, Ca)_{2-x}Sb_2^{5+}(O, OH)_{6-7} \cdot nH_2O$
ромеит	$(Ca, Na, Fe, Mn)_2Sb_2^{5+}O_6(O, OH, F)$
[монимолит]	$(Pb, Ca, Fe)_3Sb_2^{5+}O_8?$
стетефельдит	$Ag_ySb_{2-x}(O, OH, H_2O)_{6-7}?$
партцит	$Cu_ySb_{2-x}(O, OH, H_2O)_{6-7}?$
группа <i>пироклора</i>	
пироклор	$(Ca, Na, U, TR)_{2-m}(Nb, Ta, Ti)_2O_6 \cdot (O, F)_{1-n} \cdot nH_2O$
микролит	$(Ca, Na, U)_{2-m}(Ta, Nb, Ti)_2O_6 \cdot (O, F)_{1-n}$
бетафит	$(Ca, U, TR)_{2-m}(Ti, Nb, Ta)_2 \cdot O_6(O, F)_{1-n} \cdot nH_2O$
вестгрениит	$(Bi, Ca)(Ta, Nb)_2O_6(OH)$
[шетелигит]	$(Ca, Mn, Sb, Fe, Bi)_2(Ti, Ta, Nb, W)_2 \cdot (O, OH)_7$
группа <i>циркелита</i>	
циркелит	$CaZrTi_2O_7$
[полимигнит]	$(Ca, TR)(Zr, Ti, Nb)_2O_6$
[кобенг]	$Y(Ti, Zr, Fe, Nb)_3O_7$
<i>Структура типа магнетоплюмбита</i>	
группа <i>магнетоплюмбита</i>	
[плюмбоферрит]	$PbFe_4O_7?$
магнетоплюмбит	$Pb(Fe, Mn, Ti, Al)_{12}O_{19}$
ибонит	$(Ca, TR)(Al, Ti, Fe)_{12}O_{19}$
<i>Структура типа сведенборгита</i>	
сведенборгит	$NaBe_4SbO_7$

Структура типа <i>ноланита</i> ноланит	$(\text{Fe}^{2+}, \text{V}^{3+})_4 \text{V}_6^{4+} \text{O}_{16}$
Структура типа <i>голландита</i> группа <i>криптомелана</i> криптомелан голландит коронадит прайдерит редледжеит	$\text{K}_{2-y} \text{Mn}_{8-z} (\text{O}, \text{OH})_{16}$ $\text{Ba}_{2-y} \text{Mn}_{8-z} (\text{O}, \text{OH})_{16}$ $\text{Pb}_{2-y} \text{Mn}_{8-z} (\text{O}, \text{OH})_{16}$ $(\text{K}, \text{Ba})_{2-y} (\text{Ti}, \text{Fe}, \text{Al})_8 \text{O}_{16}$ $(\text{Mg}, \text{Ca}, \text{OH}, \text{H}_2\text{O})_{2-y} (\text{Ti}, \text{Cr}, \text{Si})_8 \cdot \text{O}_{16}?$
[вудрафтит] [тодорокит]	$(\text{Zn}, \text{Mn}^{2+})_2 \text{Mn}_5^{4+} \text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ $(\text{Mn}^{2+}, \text{Ca}, \text{Mg}, \text{Ba})_2 \text{Mn}_5^{4+} \text{O}_{12} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
группа <i>псиломелана</i> псиломелан [рансьеит] [халькофанит] [бёрнесит]	$(\text{Ba}, \text{Mn}^{2+}, \dots)_3 (\text{O}, \text{OH})_6 \text{Mn}_8^{4+} \text{O}_{16}$ $(\text{Ca}, \text{Mn}^{2+}) \text{Mn}_3^{4+} \text{O}_9 \cdot 3\text{H}_2\text{O}?$ $\text{ZnMn}_3\text{O}_7 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Na}, \text{K})_x (\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{2+}) \cdot (\text{O}, \text{OH})_2?$
Структура типа <i>рутила</i> группа <i>ордонъезита</i> бистрёмит ордонъезит трипуттит	$\text{MgSb}_2 (\text{O}, \text{OH})_6$ ZnSb_2O_6 $\text{FeSb}_2\text{O}_6?$
тапиолит	$\text{Fe}(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_6$
Структура типа <i>шеелита</i> группа <i>фергусонита</i> фергусонит форманит	$\text{Y}(\text{Nb}, \text{Ta})\text{O}_4$ $\text{Y}(\text{Ta}, \text{Nb})\text{O}_4$
Структура типа <i>кальциртимита</i> кальциртит	$\text{Ca}(\text{Ca}, \text{Zr})_2 \text{Zr}_4 (\text{Ti}, \text{Fe})_2 \text{O}_{16}$
Структура типа <i>сурика</i> группа <i>триппкеита</i> триппкеит шафарцикит	CuAs_2O_4 FeSb_2O_4
сурик	$\text{Pb}^{4+} \text{Pb}_2^{2+} \text{O}_4$
Структура типа <i>корунда</i> группа <i>ильменита</i> гейкилит пирофанит ильменит сенаит [давидит]	MgTiO_3 MnTiO_3 FeTiO_3 $(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Pb})\text{TiO}_3$ $(\text{Fe}^{2+}, \text{La}, \text{Ce}, \text{U})_2 (\text{Ti}, \text{Fe}^{3+})_5 \text{O}_{12}$
Структура типа <i>симпсонита</i> симпсонит	$\text{Al}_4 \text{Ta}_3 \text{O}_{13} (\text{OH})$

<i>Структура типа браунмиллерита</i>	
браунмиллерит	$2\text{CaO} \cdot (\text{Al, Fe})_2\text{O}_3$
<i>Структура типа иксиолита и сходные структуры</i>	
группа колумбита — танталита	
колумбит	$(\text{Fe, Mn})(\text{Nb, Ta})_2\text{O}_6$
танталит	$(\text{Fe, Mn})(\text{Ta, Nb})_2\text{O}_6$
иксиолит	$(\text{Ta, Nb, Sn, Fe, Mn})_2\text{O}_4$
уоджинит	$(\text{Ta, Nb, Mn, Sn, Fe})_2\text{O}_4$
[оловотанталит]	$(\text{Ta, Nb, Mn, Sn, Fe})_2\text{O}_4$
группа самарскита	
самарскит	$(\text{Y, TR, U, Ca, Fe}^{2+})(\text{Nb, Ta, Fe}^{3+}, \text{Ti})\text{O}_4(\text{Y, Er, Fe})(\text{Ta, Nb})\text{O}_4$
иттротанталит	$\text{Fe}^{3+}, \text{Ti})\text{O}_4(\text{Y, Er, Fe})(\text{Ta, Nb})\text{O}_4$
группа эксенита	
ферсмит	$(\text{Ca, TR})(\text{Nb, Ti})_2(\text{O, OH})_6$
эксенит	$\text{Y}(\text{Nb, Ti, Ta})_2(\text{O, OH})_6$
[натроннобит]	$\text{NaNb}_2\text{O}_5(\text{OH})$
[кассит]	$\text{CaTi}_2\text{O}_4(\text{OH})_2$
<i>Структура типа эшинита</i>	
группа эшинита	
эшинит	$(\text{Ce, Th})(\text{Ti, Nb, Ta})_2\text{O}_6$
[приорит]	$\text{Y}(\text{Nb, Ti})_2\text{O}_6$
[иттрокразит]	$(\text{Y, Th})\text{Ti}_2(\text{O, OH})_6$
<i>Структура типа стибьотанталита</i>	
сервантит	$\text{Sb}^{3+}\text{Sb}^{5+}\text{O}_4$
группа стибьотанталита — стибьоколумбита	
стибьотанталит	$\text{Sb}(\text{Ta, Nb})\text{O}_4$
стибьоколумбит	$\text{Sb}(\text{Nb, Ta})\text{O}_4$
бисмутотанталит	$\text{Bi}(\text{Ta, Nb})\text{O}_4$
[торолит]	$\text{Sn}(\text{Ta, Nb})_2\text{O}_7$
<i>Структура типа псевдобрукита</i>	
группа псевдобрукита	
псевдобрукит	Fe_2TiO_5
кеннедит	$\text{Fe}_2\text{MgTi}_3\text{O}_{10}$
[фройденбергит]	$\text{Na}_2\text{Fe}_2\text{Ti}_7\text{O}_{18}?$
<i>Структура типа кёхлинита</i>	
кёхлинит	Bi_2MoO_6
<i>Структура типа креднерита</i>	
креднерит	$\text{Cu}_2\text{Mn}_2\text{O}_5?$
<i>Структура типа перовскита</i>	
группа перовскита	
лопарит	$(\text{Na, Ce, Ca})(\text{Ti, Nb})\text{O}_3$
ниоболопарит	$(\text{Na, Ce})(\text{Ti, Nb})(\text{O, OH})_3$
[иринит]	$(\text{Na, Ce, Th})_{1-x}(\text{Ti, Nb})\text{O}_{3-x}(\text{OH})_x?$
перовскит	CaTiO_3
улигит	$\text{Ca}(\text{Ti, Al, Zr})_3\text{O}_6?$
луэшигит	NaNbO_3
латрапит	$(\text{Ca, Na})(\text{Nb, Ti, Fe})\text{O}_3$

Структура не выяснена

дербилит	$\text{Fe}_6\text{Ti}_6\text{Sb}_2\text{O}_{23}?$
кафетит	$(\text{Ca}, \text{Mg})(\text{Fe}, \text{Al})_2\text{Ti}_4\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
ландзауит	$(\text{Zn}, \text{Mn}, \text{Fe})\text{Ti}_3\text{O}_7$
браннерит	UTi_2O_6
торутит	$\text{ThTi}_2\text{O}_6?$
самирезит	$(\text{U}, \text{TR})_{1-x}(\text{Nb}, \text{Ti})_2(\text{O}, \text{OH})_{8-y} \cdot (x+y)\text{H}_2\text{O}?$
белянкинит	$\text{Ca}(\text{Ti}, \text{Nb})_6(\text{O}, \text{OH})_{16} \cdot 8\text{H}_2\text{O}?$
герасимовскит	$(\text{Mn}, \text{Ca})(\text{Nb}, \text{Ti})_6(\text{O}, \text{OH})_{16} \cdot 8\text{H}_2\text{O}?$
корвусит	$\text{V}_2\text{O}_4 \cdot 6\text{V}_2\text{O}_5 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
[фернандинит]	$\text{CaO} \cdot \text{V}_2\text{O}_4 \cdot 5\text{V}_2\text{O}_5 \cdot 14\text{H}_2\text{O}$
седовит	$\text{UO}_2 \cdot 2\text{MoO}_3$
моурит	$(\text{UO}_2 \perp \text{UO}_3) \cdot 5,5\text{MoO}_3 \cdot 5,3\text{H}_2\text{O}?$

Недостаточно изученные и сомнительные минералы

ваноксит	$2\text{V}_2\text{O}_4 \cdot \text{V}_2\text{O}_5 \cdot 8\text{H}_2\text{O}?$
гохшильдит	$5\text{SnO}_2 \cdot 2\text{PbO} \cdot n\text{H}_2\text{O}?$
кальковскит	$(\text{Fe}, \text{Ce})_2(\text{Ti}, \text{Si})_4\text{O}_{11}?$
лодочниковит	Окисел Al, Mg, Ca, Fe
мауритцит	$2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{O} \cdot (\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2\text{O}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
меланостибиан	$6(\text{Mn}, \text{Fe})\text{O} \cdot \text{Sb}_2\text{O}_3?$
оливейраит	$3\text{ZrO}_2 \cdot 2\text{TiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}?$
плюмбониобит	$(\text{Y}, \text{Yb}, \text{Gd})_2(\text{Fe}, \text{Pb}, \text{Ca}, \text{U})\text{Nb}_2\text{O}_7?$
цезаролит	$\text{PbMn}_3\text{O}_7 \cdot \text{H}_2\text{O}?$
цирфесит	$\text{ZrO}_2 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}?$
экзотермит	$(\text{Ca}, \text{Mg})\text{O} \cdot 4,5\text{MnO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}?$

СТРУКТУРА ТИПА ГАЛИТА

ГРУППА МЁРДОКИТА

		Сингония	a_0	c_0	Уд. в.
Мёрдокит	Cu_6PbO_8	Куб.	9,210	—	6,4
[Делафоссит]	CuFeO_2	Триг.	3,03	17,13	5,5

Мёрдокит *Murdochite*



Назван по имени американского минералога Д. Мёрдока (Фэхи, 1955) [1].
Синон. Мёрдоцит, мардокит.

Характ. выдел. Мелкие кристаллы (до 1—2 мм) [2].

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^5 - Fm\bar{3}m$; $a_0 = 9,210 \text{ \AA}$; $Z = 4$ (Крист и Кларк) [3].

Структура типа NaCl с упорядоченным распределением положений металлических ионов и вакантных мест. Cu^{2+} и Pb^{4+} окружены атомами O по октаэдру. Расстояния Cu—O и Pb—O 2,30 Å. Аналогичную структуру имеет искусств. Mn_6MnO_8 [3].

Гексоктаэдр. кл. $O_h - m\bar{3}m (3L_4 4L_3 6L_2 9PC)$. Кристаллы в виде октаэдров и кубов.

Физ. св. [1]. Тв. 4. Уд. в. отдельных кристалликов колеблется в пределах 5,9—6,7 (вычисл. 6,4) [3]. Цв. черный. Черта черная. Непрозрачен.

Хим. Теор. состав: CuO—66,62; PbO₂—33,38; по-видимому, соотношение Cu и Pb непостоянно, и Cu частично замещается Pb, что обуславливает различия уд. веса [3]. Состав мёрдокита из рудника Мэмот (анал. Фэхи): CuO—67,24; PbO₂—30,53; Fe₂O₃—0,17; SiO₂—0,05; п. о.—1,11; сумма—99,10 [4].

Диagn. исп. HNO₃ (1N) на холоду не действует, на водяной бане, по мере растворения минерала, выделяется газ.

Находж. Очень редкий гипергенный минерал. Впервые найден в свинцово-цинковом месторождении Мэмот (шт. Аризона, США); представлен выделениями на кристаллах вольфенита и флюорита или образует включения в вольфените; частично сопровождается гемиморфитом, виллемитом и кварцем [1]. Обнаружен также в заброшенном свинцово-цинковом руднике Чах-Куни около Анарака (Иран) среди лимонита вместе с гемиморфитом, виллемитом, церусситом, фосгенитом, антлеритом, англезитом [2].

Близкий к мёрдокиту минерал с $a_0 = 9,224 \text{ \AA}$, содержащий больше свинца, чем меди, в небольшом количестве встречен в руднике Хиггинс в Аризоне (США) [3].

Межплоскостные расстояния мёрдокита из Аризоны [3]

Cu-излучение, Ni-фильтр

hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
111	10	5,30	400	9	2,303	440	10	1,629
200	7	4,59	331	9	2,109	531	8	1,556
220	8	3,25	420	7	2,059	600; 442	6	1,537
311	8	2,776	422	5	1,880	620	4	1,457
222	10	2,659	511; 333	7	1,772	533	4	1,404

Л и т е р а т у р а

1. Fahey J. J. Am. Min., 1955, 40, No 9—10, 905.
2. Barian d P. Bull. Soc. fr. min., 1963, 86, No 1, 47.
3. Christ C. L., Clark J. R. Am. Min., 1955, 40, No 9—10, 907.

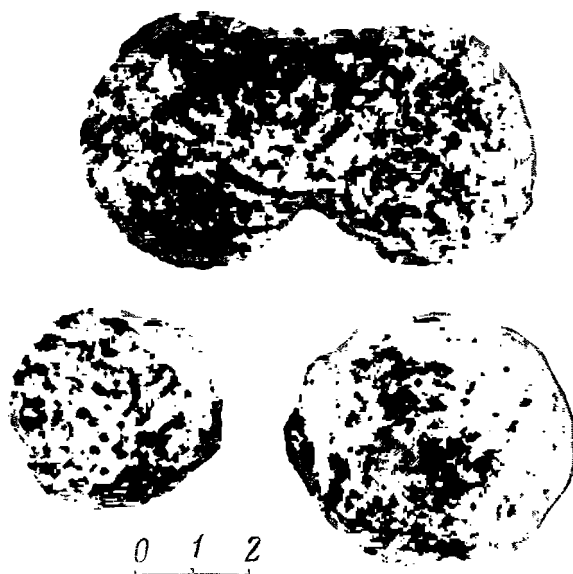
Делафоссит Delafossite



Назван по имени французского минералога Г. Делафосса (Фридель, 1873) [1].

Докучаевит — dokutchaevite (Шешуков, неопубл. данные) — смесь делафоссита с глинистым минералом (Сумин) [2].

Характ. выдел. Натечные образования, конкреционные выделения (фиг. 1), мелкие кристаллы.



Фиг. 1. Конкреции делафоссита, Меднорудянк (по Сумину)

Структ. и морф. крист. Триг. с. $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$; $a_{rh} = 5,97 \text{ \AA}$; $\alpha = 29^\circ 26'$; $a_h = 3,03$; $c_h = 17,13 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 5,653$ (Пабст) [3] для природного делафоссита; сходные данные получены для искусств. CuFeO₂ (Солер и Томпсон) [4]; $Z = 1$.

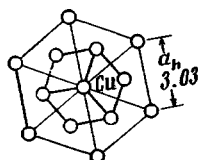
Структура (фиг. 2) отвечает структуре CsJCl₂, NaHF₂, NaFeO₂ и др. — искаженной структуре типа NaCl. Атомы Cu имеют координацию 2, атомы Fe — 6; расстояния Fe—O = 1,991; Cu—O = 1,899; O—O = 2,583 Å [5].

Дитриг.-скаленоэдр. кл. $D_{3d} - \bar{3}m (L_3 3L_2 3PC)$. $a : c = 1 : 4,945$ (Роджерс) [6].

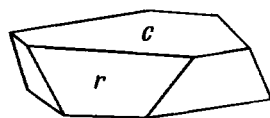
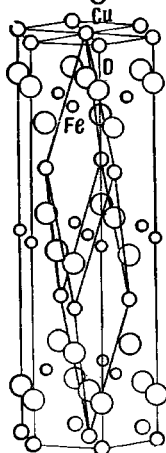
Формы [5]:

	φ	ρ
c	0001	— 0°00'
m	10 $\bar{1}$ 0	60°00' 90 00
r	10 $\bar{1}$ 1	60 00 66 00

Кристаллы таблитчатые по (0001) (фиг. 3). Двойники по (0001).



Фиг. 2. Структура делафоссита (по Пабсту)
Малые круги — Pb; средние — Cu; большие — O



Фиг. 3. Кристалл делафоссита, Бисби (по Роджерсу)

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (0001) совершенная (по Рамдору), по (10 $\bar{1}$ 0) несовершенная [6]. Хрупок. Тв. $5\frac{1}{2}$ по Роджерсу [6], $3-3\frac{1}{2}$ по Сумину [2], $2\frac{1}{2}$ по Фриделю [1]. Уд. в. 5,41 по Дана, 1944 (вычисл. 5,52). Цв. и черта черные. Бл. металлический. Непрозрачен. Слабо магнитен.

Стандартная свободная энергия образования CuFeO_2 (—) 110 ккал/моль; стандартная теплота образования (—) 122 ккал/моль; стандартная энтропия 21,6 кал/град·моль [7].

Микр. В полир. пл. в отраж. свете белый с розовато-коричневым оттенком. Отраж. способность 22,2% (по Фолинсби). Двухотражение отчетливое, особенно по границам зерен: *Ro* светло-желтовато-розовато-коричневый до кремового; *Re* более темный розовато-коричневый. Сильная анизотропия; при полностью скрещенных николях наблюдаются светлые синевато-серые цветные эффекты (Рамдор). Видимый угол вращения плоскости поляризации — A_r при разных длинах волн ($m\mu$) [8]: при 470 — 2,65°; при 520 — 2,94°; при 589 — 2,70°; при 620 — 2,52°; в иммерсии при 589 — 5,00°.

Иногда имеет характерное волокнистое, пластинчатое или радиально-лучистое сложение [2, 9].

Хим. Cu содержится в виде Cu^{1+} , Fe — в виде Fe^{3+} [5]. Теор. состав: Cu_2O —47,27; Fe_2O_3 —52,73 (Cu—41,99; Fe—36,88).

Бюист и др. [10] для делафоссита принимают формулу $3\text{Cu}_2\text{O} \cdot \text{Fe}_3\text{O}_4$, однако данные анализов минерала не отвечают этой формуле ($\text{Cu}_2\text{O} - 64,95$; $\text{FeO} - 10,88$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 24,17$).

Анализы:

	1	2	3	4
Cu_2O	(47,45) *	44,45	45,80	46,52
Fe_2O_3	47,99	55,55	54,20	53,27
Al_2O_3	3,52	—	—	—
Н. о.	—	—	—	0,21
С у м м а	98,96	100,00	100,00	100,00

* CuO .

1 — Урал, анал. Фридель [1]; 2 — Меднорудянский, пересчет анализа сернокислотной выщелки, анал. Сендерова [2]; 3 — Сэмон, анал. Шеллер [11]; пересчет данных анализа за вычетом: н. о. $30,94$, $\text{SiO}_2 - 0,70$ и п. п. — $6,62\%$; 4 — Бисби, анал. Бохард [6], пересчет на окислы средних данных двух анализов.

Диагн. исп. Легко растворим в HCl , трудно растворим в HNO_3 ; по Сумину меднорудянский в H_2SO_4 не растворяется, по Роджерсу аризонский легко растворим в H_2SO_4 . Плавится с трудом.

В полир. шл. от действия HCl темнеет (кислота желтеет), другие реактивы не действуют.

П. п. тр. легко плавится. При нагревании слегка буреет и становится магнитным.

Повед. при⁷ нагр. По-видимому, при высокой температуре CuFeO_2 не является тригональным [12].

Нахожд. Редкий гипергенный минерал. Встречается в зоне окисления медных месторождений вместе с купритом, теноритом, малахитом, фосфатами меди, гематитом, магнетитом, халькозином и другими минералами.

Первоначально [1] был найден на Урале в «глинах в районе Свердловска» (возможно, что эта находка была сделана в Меднорудянке). В Меднорудянке (Свердловская обл.) обнаружен в составе шарообразных конкреций (см. фиг. 1) «докучаевита», оказавшегося смесью делафоссита и глинистого минерала из группы каолинита [2,13]. В очень малом количестве найден в СССР в тесной ассоциации с гематитом в зоне гипергенеза свинцово-цинковых месторождений Рудного Алтая: Николаевского, Сургутановского и др. [9]. В большом количестве в виде кристаллов и гроздевидных корочек встречен в Бисби (шт. Аризона, США) с гематитом, купритом, самородной медью и теноритом; с биотитом, магнетитом и кварцем — в медном руднике Поп-Шенон близ Сэмона (шт. Айдахо, США).

Отмечался в ряде других месторождений США, а также в месторождениях Мексики, Испании, ФРГ и др.

Искусств. Получен в виде мелких чешуйчатых кристалликов [4]. В системе $\text{Cu}-\text{Fe}-\text{O}$ Янд и Кулеруд [7] установили два соединения — CuFeO_2 (делафоссит) и CuFe_2O_4 , а Бюист и др. [10] — лишь одну фазу — $3\text{Cu}_2\text{O} \cdot \text{Fe}_3\text{O}_4 (\text{Cu}_6\text{Fe}_3\text{O}_7)$.

Практ. знач. Второстепенная составная часть⁷ некоторых окисленных медных руд.

Отл. От внешне сходного с ним тенорита отличается магнитностью после прокаливания, в шлифах — более резко выраженными двуотражением и анизотропией, отношением к реактивам (на делафоссит HNO_3 и FeCl_3 не действуют).

Межплоскостные расстояния делафоссита *
СоК_α-излучение, Fe-фильтр, $D = 114,59$ мм

hkl	l	d (Å)	hkl	l	d (Å)	hkl	l	d (Å)
006	35	2,86	018	35	1,658	119	6	1,184
101	18	2,58	110	40	1,512	208	10	1,119
012	100	2,508		20	1,434		6	1,108
104	25	2,238		18	1,336		18	1,040
015	6	2,083	202	12	1,295	122	16	0,984
009	10	1,902	024	10	1,253	214	10	0,965

* ASTM, 12-752.

Л и т е р а т у р а

1. Friedel C. C. R., Paris, 1873, 77, 241.
2. Сумин Н. Г. Тр. Музея АН СССР, 1949, вып. 1, 93.
3. Pabst A. Am. Min., 1938, 23, No 3—4, 175.
4. Soller W., Thompson A. J. Bull. Am. phys. soc., 1935, 10, 17.
5. Pabst A. Am. Min., 1946, 31, No 11—12, 539.
6. Rogers A. F. Am. J. Sci., 1913, 35, 290.
7. Yund R. A., Kullerud G. Am. Min., 1964, 49, No 5—6, 689.
8. Carpenter R. H., Cameron E. N. Econ. Geol., 1963, 58, No 8, 1309.
9. Вейц В. И. Изв. АН КазССР, 1951, сер. геол., № 3, вып. 13, 36; Вейц В. И., Дмитриева М. З. Сб. «Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая». Изд-во АН КазССР, 1957, 2, 69.
10. Buist D. S., Gadalla A. M. M., White J. Min. soc. London, 1965, notice No 138, g; Min. Mag., 1966, 35, No 273, 731.
11. Ross C. P. U. S. Geol. Surv. Bull., 1925, No 774, 23.
12. Trojer F. Mikroskopie, 1951, 6, 232.
13. Евреинов. Горный журн., СПб., 1847, № 1, 369.

СТРУКТУРА ТИПА ШПИНЕЛИ

К шпинелям (шпинелидам) относятся минералы кубической сингонии с общей формулой AB_2O_4 или $\text{A}(\text{AB})\text{O}_4$, где А — Mg, Zn, Mn^{2+} , Fe^{2+} , Co^{2+} , Ni^{2+} ; В — Al, Mn^{3+} , Fe^{3+} , Ti^{4+} , V^{3+} , Cr^{3+} . В зависимости от преобладающего катиона В можно различить: а) алюмошпинели, б) ферришпинели, в) хромшпинели, г) титано- и ванадишпинели. Вследствие очень широко проявленного изоморфизма (особенно среди двухвалентных катионов) наряду с крайними членами известны промежуточные, значительно более часто встречающиеся. Многие из шпинелей промежуточного состава описывались под особыми названиями, некоторые названия трактовались по-разному; очень дробные классификации некоторых авторов, введение ими новых названий, а также изменение содержания принятых понятий привели к неопределенности в обозначениях, особенно для шпинелей промежуточного состава.

Ниже для основных групп шпинелей принята классификация и номенклатура главных рядов Болдырева [1], которой в основном придерживался и Бетехтин (1937, 1950) [2, 3]:

Алюмошпинели	Ферришпинели	Хромшпинели	Титано- и ванадишпинели
Шпинель $MgAl_2O_4$	Магнезиоферрит $MgFe_2O_4$	—	—
—	—	Магнохромит $(Mg, Fe)Cr_2O_4$	—
Герцинит $FeAl_2O_4$	Магнетит $FeFe_2O_4$	Хромит $FeCr_2O_4$	Ульвёшпинель Fe_2TiO_4
Галаксит $(Mn, Fe)Al_2O_4$	Якобсит $MnFe_2O_4$	—	Кульсонит FeV_2O_4
Ганит $ZnAl_2O_4$	Франклинит $(Zn, Fe)Fe_2O_4$	—	—
—	Треворит $NiFe_2O_4$	Хромпикотит $(Mg, Fe)(Cr, Al)_2O_4$	—
—	—	Алюмохромит $Fe(Cr, Al)_2O_4$	—

Соотношение термивслстгии Болдырева и других авторов отражено в таблице на следующей странице.

По содержанию цинка и марганца в рядах алюмо- и ферришпинелей различаются следующие минеральные виды и разновидности (по Болдыреву):

Zn - содержащие шпинели

Al	Mg, Zn Аутомолит	Zn Ганит	Mg, Fe, Zn Магноферроганит	Fe, Zn Крейттонит
----	---------------------	-------------	-------------------------------	----------------------

Mn - содержащие шпинели

Al	Mn (Манганопш- пель)	Mg, Mn	Fe, Mn Галаксит	Mn, Zn	Fe, Mn, Zn Манганоферрога- нит
Fe ³⁺	Якобсит	Магно- якобсит	Ферро- якобсит	Франклинит	Феррофранкли- нит
Fe ²⁺ , Al	—	—	—	—	Дислюит
Fe ²⁺ , Mn ²⁺	Манганоякобсит	—	—	—	—

Сингония шпинелей кубическая. Пространственная группа: $O_h^2 - Fd\bar{3}m$. $Z = 8$. Структура впервые была определена Брэггом и, независимо от него, Нишикава для магнезальной шпинели и магнетита [8]. В структуре шпинели атомы кислорода образуют плотнейшую кубическую упаковку (фиг. 4). Из 96 промежутков плотнейшей упаковки 64 — тетраэдрические, 32 — октаэдрические. Различают шпинели с нормальной и обращенной (инверсионной) структурой. В шпинелях с нормальной структурой 8 тетраэдрических пустот элементарной ячейки заполнены двухвалентными катионами А, 16 октаэдрических пустот — трехвалентными катионами В. Атомы А окружены четырьмя О, атомы В шестью О. Каждый атом О связан с одним атомом А и с тремя атомами В. Всего в элементарной ячейке содержится 32 атома О.

В элементарной ячейке шпинели с обращенной структурой 8 тетраэдрических позиций заполнены трехвалентными атомами В, а из 16 октаэдрических позиций половина занята катионами В и половина — двухвалентными катионами А. Такую структуру называют также неупорядоченной, т. к. половина атомов В и атомы А распределены в октаэдрических позициях статистически [9]. Обычно искусств. шпинели двух- и трехвалентных элементов характеризуются нормальной структурой, они более

Сопоставление наименований Mg- и Fe³⁺-содержащих шпинелей*

R ³⁺	R ³⁺			
	Mg	Mg > Fe	Fe > Mg	Fe
Al	Шпинель Магнопикотит (Ск)	Плеонаст (Б) Цейлонит (Х) Цейлонит (См, Вх, Вч)	Пикотит (См, Вх) Плеонаст (Вч)	Герцинит Феррипикотит (Ск) Ферришпинель (Ш)
Al > Fe Al, Fe Fe > Al	Хлорошпинель (Х)	Ферропикотит (Х)		
Al > Cr	Хромшпинель (Вч) Магнохромит (См) Магнохромпикотит (II)	Магнезиальный пикотит (Ск) Пикотит (Вч) Магнезиохромит (Вх) Магнезиальный хромпикотит (II)	Железистый пикотит (Ск) Хромплеонаст (Вч) Плеонаст (Вх) Пикотит (Х) Железистый хромпикотит (II)	Хромгерцинит (Вх, Вч, Х)
Al, Cr	Хромшпинель (Б) Магнохромпикотит (Ск)	Хромпикотит (Б, Ск)		Алюмохромит (Б) Хромгерцинит (Ш) Феррохромпикотит (Ск)
Cr > Al		Алюмохромпикотит (Вх, Х) Магнезиальный алюмохромит (Ск, II)	Алюоберёзовит (Вх) Железистый алюмохромит (Ск, II)	Герцинитхромит (Вх)
Cr	Пикрохромит (См, Х, Вч) Магнезиохромит (Ш, Д) Магнохромит (Ск, II)	Магнохромит (Б) Хромпикотит (См, Вх, Вч, Х)	Берёзовит (См) Берёзовскит (Ск, Вч) Хромит (Ск)	Хромит Феррохромит (Ск)
Cr > Fe	Магнезиальный феррихромит (II)		Железистый феррихромит (II)	
Cr, Fe Fe > Cr		Феррихромит (Ск) Магноферрихромит (Б)		Хроммагнетит
Fe	Магноферрит (Б) Магнезиоферрит (Д, Вч, Х, Ш)	Магномагнетит (Б) Магнезиомагнетит (Х)		Магнетит
Al, Fe, Cr	Феррихромшпинель (Б, Х)	Феррихромпикотит (Б) Пикотит (Ш) Феррихромпикотит (Х)		

* Б — Болдырев [1], Вх — Вахромеев [4], Вч — Винчел (1954), Д — Дана (1944), См — Симпсон [5], Ск — Соколов [6], Х — Хей (1955), Ш — Штрунц (1966), II — Павлов [7].

стабильны, чем обращенные шпинели тех же элементов. Шпинели, содержащие четырех- и двухвалентные элементы, всегда обращенные [10, 11]. Трех- и четырехвалентные катионы преимущественно занимают октаэдрические позиции; исключением являются Fe^{3+} , In^{3+} , Ga^{3+} , которые предпочтительно располагаются в тетраэдрических позициях. Нормальная структура свойственна собственно шпинели, ганиту, герциниту, галакситу, хромшпинелям, $CoAl_2O_4$, $NiAl_2O_4$, $ZnFe_2O_4$, $CdFe_2O_4$. Несколько искаженную структуру этого типа имеют гаусманнит, гетеролит и ромбомагнокобсит, дефектную шпинелеподобную структуру — $\gamma-Al_2O_3$.

Структуру шпинели имеют также некоторые сульфиды состава $R^{2+}R_2^{3+}S_4$, где R^{2+} — Co, Ni, Fe, Cu, а R^{3+} — Co, Ni, Cr (линнеит, зигенит, полидимит).

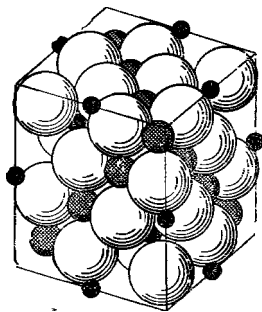
Обращенная или близкая к ней структура характерна для магнетита, магнезиоферрита, ульвешпинели, Mg_2TiO_4 , $MgGa_2O_4$, Zn_2SnO_4 , Zn_2TiO_4 , $MgIn_2O_4$. Дефектную обращенную структуру шпинели имеет маггемит. В некоторых искусственных шпинелях позиции А могут занимать шестивалентные катионы, а В — одно- или двухвалентные, например, $MoAg_2O_4$ [11].

При рассмотрении структуры шпинели вдоль диагонали элементарного куба выявляется шестислойная гексагонализированная ячейка с плотнейшей кубической упаковкой и устанавливается структурная связь кубической шпинели с так называемыми гексагональными шпинелями: таафитом, нигеритом, хёгбомитом [12].

Шпинели с обращенной структурой в определенных условиях могут становиться упорядоченными. Теоретически было показано, что для обращенных шпинелей с отношением катионов 1:3 в октаэдрических положениях возможны сверхструктуры с пространственными группами O^6-P4_332 ; O^7-P4_132 и $D_{3d}^5-R\bar{3}m$ [13]. Ромбическая деформация была обнаружена у магнетита при 95°K [14]. Шпинели с обращенной структурой и отношением катионов 1:1 в тетраэдрических позициях А могут дать сверхструктуру с пространственной группой $T_d^2-F\bar{4}3m$. У шпинелей с отношением катионов 1:1 среди октаэдрических катионов В при нагревании пространственные группы предпочтительнее становятся D_{2h}^{26} — $Im\bar{3}a$, $D_4^3-P4_122$ или $D_4^7-P4_322$ [15], так пространственная группа $Im\bar{3}a$ была обнаружена у магнетита [10]. Переход от неупорядоченного к упорядоченному распределению катионов возможен лишь как фазовый переход первого порядка, так же как и переход от кубических шпинелей к искаженным тетрагональным (гаусманниту) [16].

Полностью неупорядоченное расположение Mg и Al обнаружено в высокотемпературной искусственной шпинели $MgAl_2O_4$ [17].

В искусственных шпинелях установлен избыток Al_2O_3 [18]. Эти шпинели предположительно являются твердыми растворами $\gamma-Al_2O_3$ в $MgAl_2O_4$ [19]. Искусственные шпинели не могут быть отнесены к пространственной группе $O_h^h-F\bar{4}3m$, поэтому были высказаны предположения, что кристаллы шпинели представляют собой полисинтетические двойники кристаллитов более низкой симметрии [20]. По данным Штайнике, для магнетита, имеющего аномальную анизотропию, возможна пространственная группа $T_d-\bar{4}3m$ [21], вероятно, это связано с наличием сверхструктур

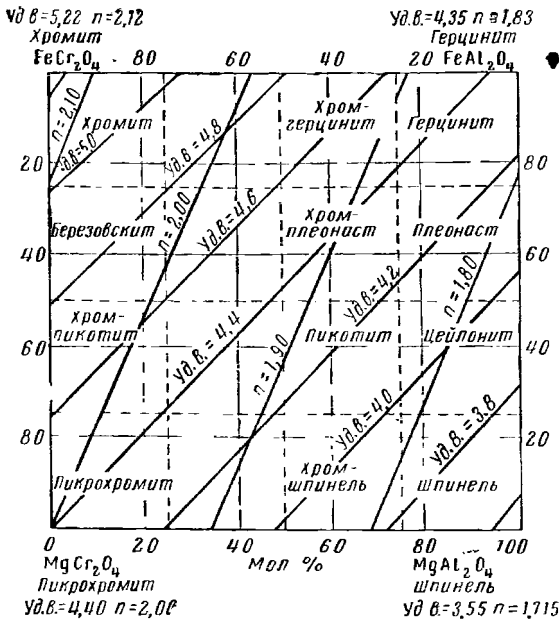


Фиг. 4. Расположение атомов в структуре шпинели

Большие шары — O; черные шары — атомы в тетраэдрической координации; заштрихованные шары — атомы в октаэдрической координации

(см. выше). Некоторые исследователи предполагают частичный гомеоплярный характер связи в структуре шпинели [22]. Ферришпинели с $A-Mn^{2+}$, Co , Ni , Cu^{2+} , Mg , Fe^{2+} всегда имеют обращенную структуру, а с $A-Zn$ и Cd — нормальную структуру [10, 11].

В природных шпинелях в пределах каждого изоморфного ряда наблюдается более или менее полная смешимость, тогда как между членами



Фиг. 5. Уд. вес и показатели преломления алюмо- и хромшпинелей (по Винчелу)

предложенная Михеевым [25], отражает зависимость a_0 от размеров двух- и трехвалентных катионов: $a_0 = 5,778 + 0,95 r^{2+} + 2,79 r^{3+}$; для промежуточных членов изоморфных рядов принимается среднее значение радиуса замещающих друг друга катионов.

Влияние содержания различных катионов на размер a_0 отражено в регрессионной зависимости: $a_0 = 8,075 - 0,136 x_1 + 0,304 x_2 + 0,276 x_3 + 0,479 x_4 \pm 0,015$, где x_1 — атомное количество Al , x_2 — Fe^{2+} и Zn , x_3 — Mg ; x_4 — Mn^{2+} [27].

Для алюмошпинелей установлена линейная зависимость изменения уд. веса, показателя преломления и размера элементарной ячейки от состава. Уд. вес и показатели преломления шпинелей меняются в зависимости от состава (фиг. 5) [28]. Физические свойства, особенно магнитные и электрические, зависят от положения катионов в структуре. Так, все ферромагнитные шпинели имеют обращенную структуру [29]. Все шпинели нормального типа имеют низкую [30], а шпинели обращенного типа, например, магнетит, высокую электропроводность [10]. О дислокациях в решетке шпинели см. [31].

Л и т е р а т у р а

1. Болдырев А. К. Курс описательной минералогии. ОНТИ, 1935, вып. 3, 120.
2. Сб. хромиты СССР. Изд-во АН СССР, 1937, 1, 380.
3. Бетехтин А. Г. Минералогия. Гостеолиздат, 1950, 373.
4. Вахромеев С. А. Хромиты (хромшпинели) Урала и их классификация. Свердлов. гос. изд-во, 1935, 23.

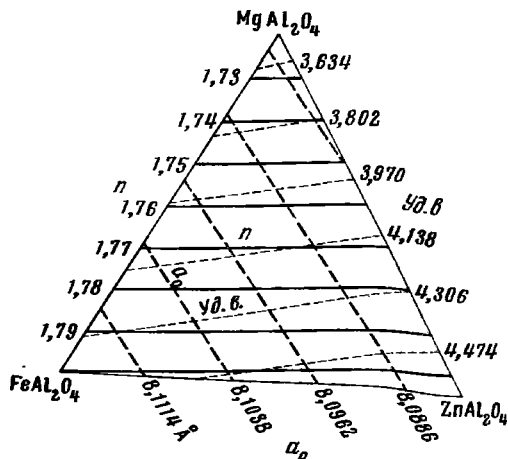
5. Simpson E. S. Min. Geol., 1920, 19, No 91, 99.
6. Соколов Г. А. Тр. ИГН АН СССР, 1948, вып. 97, 1.
7. Павлов Н. В. Тр. ИГН АН СССР, 1949, вып. 103, 1.
8. Bragg W. H. Philos. Mag., 1915, 30, 305; Nishikawa S. Tokyo Math. Phys. Soc., Proc., 1915, 8, 199.
9. Barth T. F. W., Posnjak E. Zs. Krist., 1932, 82, 325.
10. Verwey E. J., Naayman P. W., Romeijn F. C. J. chem. phys., 1947, 15, No 4, 184; Verwey E. J., Braun P. B., Gorter E. W., Romeijn F. C., van Santen J. H. Zs. phys. Chem., 1951, 198, 6.
11. Verwey E. J., Heilmann E. L. J. chem. phys., 1947, 15, No 4, 174; Bertaut F., Durif A. C. R., Paris, 1953, 236, No 2, 242.
12. Белов Н. В. Мин. сб., Львов, 1964, № 18, вып. 2, 123; 1964, № 18, вып. 4, 371.
13. Hafner St. Schweiz. min., petr. Mitt., 1960, 40, H. 2, 208.
14. Tombs N. C., Rooksby H. P. Acta cryst., 1951, 4, 474.
15. Bulliet Y., Morgenstern-Badarau I., Poix P., Michel A. C. R., Paris, 1964, 259. gr. 8, No 1, 155.
16. Haas C. J. phys. chem. solids, 1965, 26, No 8, 1225.
17. Datta R. K., Roy R. Geol. Soc. Am., Spec. papers, 1962, No 68, 159.
18. Лалин В. В. ДАН СССР, 1955, 104, № 4, 611.
19. Verwey E. J. Zs. Krist., 1935, 91, 65; Rinne F. N. Jb. Min., 1928, B.-Bd. 58, A, 43.
20. Jagodzinski H., Saalfeld H. Zs. Krist., 1958, 110, 197.
21. Steinike K. N. Jb. Min., Monatsh., 1959, H. 8, 169.
22. Frölich F. Gerlands Beitr. Geophys., 1957, 66, Nr 22, 143.
23. Wilde W. T., Rees W. J. Trans. British ceram. soc., 1943, 42, No 7, 123.
24. Stevens R. E. Am. Min., 1944, 29, No 1, 1.
25. Михеев В. И. ДАН СССР, 1955, 101, № 2, 343.
26. Vermaas F. H. S., Schmidt E. R. Beitr. Min., Petr., 1959, 6, H. 4, 219.
27. Яковлевская Т. А. Мин. сб., Львов, 1965, № 19, вып. 3, 276.
28. Hutton C. O. Trans., proc. Roy. soc. New Zealand, 1957, 84, No 4, 791.
29. De Boer F., van Santen J. H., Verwey E. J. W. J. chem. phys., 1950, 18, No 8, 1032.
30. Bradburn T. E., Rigby G. R. Trans. British ceram. soc., 1953, 52, No 8, 414.
31. Hornstra J. Mater. Sci. Res., vol. 1, New York, Plenum Press, 1963, 88.

ГРУППА АЛЮМОШПИНЕЛЕЙ

		Сингония	a_0	Уд. в.
Шпинель	$MgAl_2O_4$	Куб.	8,08	3,58
Ганит	$ZnAl_2O_4$	Куб.	8,08	4,61
Галаксит	$(Mn, Fe)Al_2O_4$	Куб.	8,17*	4,22
Герцинит	$FeAl_2O_4$	Куб.	8,11	4,35

* Вычислено по формуле Михеева при отношении $Mn : Fe = 1 : 1$.

В алюмошпинелях широко проявляется изоморфное замещение среди двухвалентных элементов. Замещение среди трехвалентных элементов сближает алюмошпинели с ферришпинелями и хромшпинелями. Выделение различных шпинелей носит условный характер, так как в природе чистые члены почти не встречаются; наблюдаются члены изоморфных рядов, состав которых характеризует переходы между разновидностями и группами. Поэтому названия и границы отдельных видов и разновид-



Фиг. 6. Соотношение уд. веса, показателя преломления и химического состава алюмошпинелей

(по Хатону)

ностей трактуются различными авторами неодинаково, особенно для алюмошпинелей промежуточного состава (см. введение к гр. шпинелей, стр. 19). Физические свойства, значения показателей преломления и параметры элементарной ячейки связаны линейной зависимостью с химическим составом алюмошпинелей (фиг. 6) [1, 2].

Л и т е р а т у р а

1. Anderson B. W., Payne C. J. Min. Mag., 1937, 24, No 158, 547.
2. Hutton C. O. Trans., proc. Roy. soc. New Zealand, 1957, 84, No 4, 791.

Шпинель Spinel



Происхождение названия неизвестно. Впервые оно применено Боэтиусом в 1647 г. Синон. Магнезиальная шпинель — *magnesia spinel*, антракс — *ἀνθραξ* (Теофраст, 3 в. до н. э.), карбункул — *carbunculus* (частично) (Плиний, 77 г. н. э.), аkerite — *akerite* (по Честеру, 1896), тальковая шпинель, талькшпинель — *Talkspinnell* (Хинце — Линк, 1933), магнопикотит — *magnopticotite* (Соколов, 1948), шпинария — древнерусское название (Ферсман, 1954).

Разнов. Благородная шпинель.

Шпинели промежуточного состава: плеонаст, хлорошпинель, хромшпинель, аутомолит (см. стр. 30, 31 и 37).

Характ. выдел. Отдельные зерна, кристаллы, зернистые агрегаты.
Структ. и морф. крист. Куб.с. O_h^7 — $Fd\bar{3}m$

α_D , Å	Месторождение	№ анализа	Автор
8,075	р. Курапах	12	Галюк, Шмакин [1]
8,097	УзбССР	—	Михеев
8,10	Ахматовск	—	Холгерсон [2]
8,103	р. Курапах	15	Галюк, Шмакин [1]
8,080	Искусств.	—	Суенсон [3]
8,083	»	—	Кордес, Бекер [4]
8,102	»	—	Кларк и др. [5]

$$z = 8$$

Структура нормальной шпинели. Описание структуры шпинели см. на стр. 19.

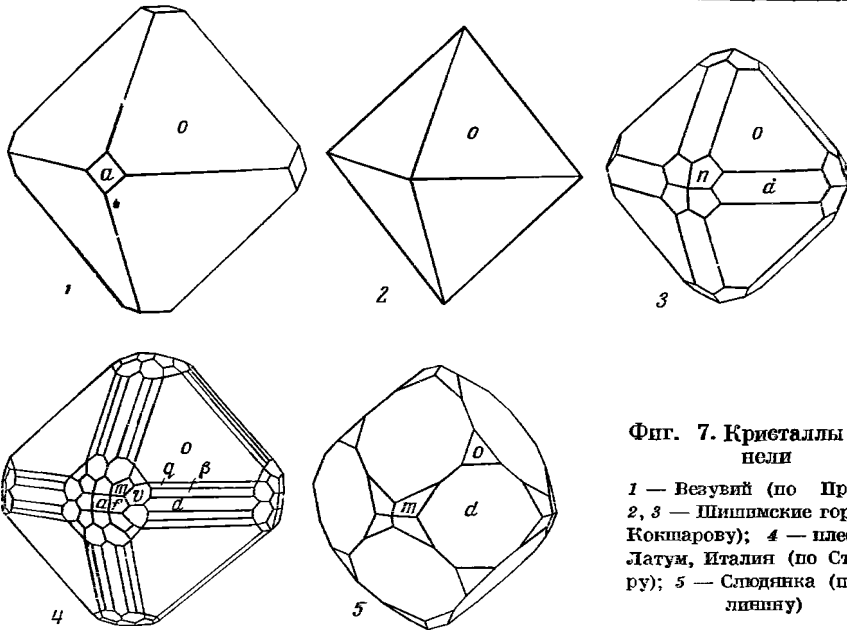
Положение атомов Al в октаэдрических позициях подтверждено методом радиоспектроскопии [6].

Гексоктаэдр. кл. O_h — $m\bar{3}m$ ($3L_4 4L_3 6L_2 9PC$). Обычные формы [7]: d (110), o (111) — преобладают, n (211), m (311), p (221), q (331).

Редко встречающиеся формы (преимущественно на кристаллах плеонаста): a (100), f (310), ξ (771), π (776), β (322), ω (511), ϕ (611), V (531).

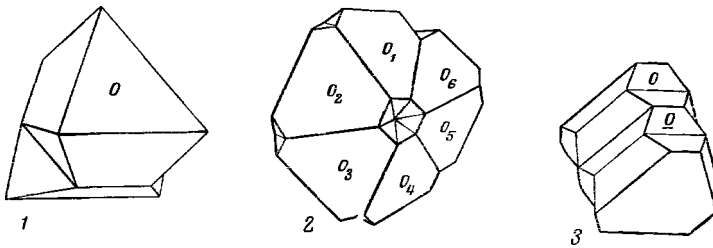
Статистическая важность граней, вычисленная с учетом структурного фактора Донэй и Харкера (по Шафрановскому): (111), (110), (113) и (100), вычисленная по рентгеновским данным Михеева: (113), (100), (111) и (110).

Кристаллы обычно октаэдрического (фиг. 7, 1—4), реже ромбо-додекаэдрического облика (см. фиг. 7, 5). Очень часты двойники по шпинелевому закону: дв. плоскость (111) (фиг. 8, 1—2), часто оба индивида уплощены по (111); иногда двойники полисинтетические (см. фиг. 8, 3). Встречаются также двойники по (211).



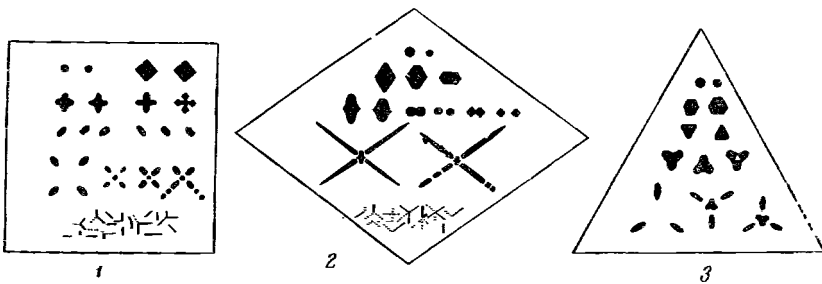
Фиг. 7. Кристаллы шпинели

1 — Везувий (по Преслу);
2, 3 — Шиннивские горы (по
Кокшарову); 4 — плеонаст,
Латум, Италия (по Стрюве-
ру); 5 — Слюдянка (по Ка-
линину)



Фиг. 8. Двойники шпинели

1 — двойник по (111), Урал (по Кокшарову); 2 — сложный двойник (ше-
стерник), Цейлон (по Стрюверу); 3 — полисинтетический двойник, Цейлон
(по Ниггли)



Фиг. 9. Формы скелетных выделений шпинели в магнетите
1 — разрез \parallel (100) магнетита; 2 — \parallel (110) магнетита; 3 — \parallel (111) магнетита
(по Римской-Корсаковой)

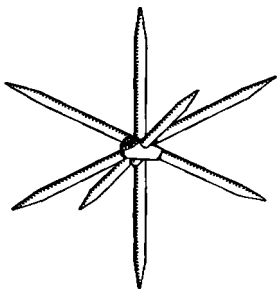
Описаны закономерные сростания шпинели и магнетита [8]: (111) обоих совпадают. Выделения шпинели в магнетите часто образуют скелетные формы (фиг. 9, 1—3), иногда реберные пучки (фиг. 10). Известны также сростания с гематитом и слюдой [9]:

(111) и $[1\bar{1}0]$ шпинели \parallel (0001) и $[10\bar{1}0]$ гематита

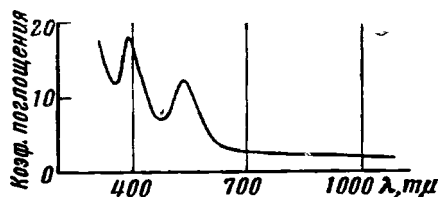
(111) и $[1\bar{1}0]$ шпинели \parallel (001) и $[100]$, $[130]$, $[1\bar{3}0]$ слюды

(111) и $[1\bar{1}0]$ шпинели \parallel (001) и $[010]$, $[110]$, $[1\bar{1}0]$ слюды.

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. неясная по (111) (возможно, это отдельность). Изл. раковистый неровный до занозистого. Хрупка. Тв. $7\frac{1}{2}$ —8. Микротвердость на (111) 1378—1505 кг/мм^2 при нагрузке 100 г [10]. Уд. в. 3,59—4,12 (вычисл. для искусств. MgAl_2O_4 —3,578 при $a_0 = 8,083 \text{ \AA}$ [4], 3,581 при $a_0 = 8,080$ [3]). Цв. зависит от состава: красный различных оттенков, зеленый, синий, черный, бесцветный.



Фиг. 10. Скелетные выделения шпинели в магнетите в виде реберных пучков (по Римской-Корсаковой)



Фиг. 11. Кривая поглощения красной шпинели в ультрафиолетовой и видимой областях спектра (по Грум-Гржимайло)

Некоторые синтетические шпинели с избытком Al_2O_3 , подобно александриту, меняют свою окраску с зеленой на фиолетово-красную при искусственном освещении [11]. Черта белая. Бл. стеклянный. Прозрачна. При изоморфном замещении Mg на Zn, Fe^{2+} , Mn^{2+} становится менее прозрачной.

Кривая поглощения красной шпинели, в которой часть Al замещена Cr, характеризуется наличием двух максимумов в видимой и на границе видимой и ультрафиолетовой областей спектра (фиг. 11) [12].

Иногда наблюдается астеризм, обусловленный наличием мельчайших включений, расположенных в направлениях осей второго порядка [13]. Астеризм в шпинели из Цейлона, возможно, связан с присутствием волосявидных включений рутила, ориентированных по (111) шпинели, включений титанита и других минералов [14].

Искусственная шпинель в катодных лучах светится очень слабым голубовато-белым цветом [15], в рентгеновских лучах — зеленоватым цветом [16]. Красная шпинель в ультрафиолетовых лучах люминесцирует ярко-красным цветом [17].

Чистые разности алюмошпинели немагнитны [18]. Магнитность шпинелей зависит от наличия примесей Fe, Co, Cr и V.

Модуль упругости искусств. шпинели $3,022 \cdot 10^{12} \text{ дин/см}^2$ [19]. Удельная теплоемкость 0,197 $\text{кал/г} \cdot \text{град}$ между 14 и 46° (Ниггли).

Инфракрасный спектр природной шпинели характеризуется двумя интенсивными полосами поглощения 685 и 520 см^{-1} , на более высокочастотном плече каждой полосы имеются дополнительные, четко выраженные максимумы 752 и 578 см^{-1} соответственно. На спектрах искусств. шпинели они отсутствуют [20].

Методом электронного парамагнитного резонанса изучались примеси Cr^{3+} , Al, Mn^{2+} [6, 21].

Теплота образования $\Delta H_{298} = (-) 542,84$ ккал/моль; энтропия $\Delta S_{298} = 84,33$ кал/град · моль; изобарные потенциалы образования (химическое сродство) ΔZ при 300°K (-) 517,54 ккал/моль, при 500° (-) 500,68, при 900° (-) 466,96 [22].

Микр. В шл. в прох. свете бесцветна, светло-розовая, голубая, зеленая, бурая. Изотропна. Иногда со слабым аномальным двуупреомлением. $n=1,716-1,780$ (см. таблицу хим. анализов); 1,714 [4] и 1,712 [3] у искусственной.

Искусственные шпинели, содержащие избыток Al_2O_3 , обладают аномальным двуупреомлением [23].

Хим. Теор. состав: $\text{MgO}-28,34$; $\text{Al}_2\text{O}_3-71,66$. Mg изоморфно замещается Fe^{2+} , Zn, Mn^{2+} , иногда в небольших количествах Co и Ni; Al замещается Fe^{3+} и Cr^{3+} [24, 24]. В некоторых шпинелях обнаружены в небольших количествах щелочи и CaO. Содержание R_2O иногда достигает 2,7% (щелочная шпинель — *alkalispinel*, анализ 17).

По данным спектральных анализов [12], главнейшими элементами-примесями шпинели являются Co, Zn, Ni и Mn, для розовых и красных разновидностей характерны Cr и V, в незначительных количествах обнаруживаются As, Pb, Ca, Ti, в ничтожных количествах, но постоянно содержатся Ga и Cu. В шпинели из пироксенитов Тагило-Баранчинского массива (Урал) содержится 0,002% Sc_2O_3 [25].

В искусственной шпинели обнаружен избыток Al_2O_3 в виде твердого раствора [26]; отношение $\text{MgO}:\text{Al}_2\text{O}_3$ достигает 1:7 [27].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	0,16	Не обн.	—	Не обн.	—	—	—	—	Не обн.
K_2O	0,16	»	Сл.	»	—	—	—	—	»
MgO	27,90	27,51	27,42	27,32	25,75	25,42	24,40	22,23	21,42
CaO	0,01	Сл.	0,02	Не обн.	Не обн.	1,31	—	Сл.	Не опр.
ZnO	Не опр.	—	Не обн.	Сл.	0,42	—	—	0,24	»
MnO	0,02	—	0,02	0,38	0,04	—	0,70	0,10	Сл.
FeO	Не обн.	1,31	1,04	1,25	2,85	5,38	5,15	8,03	7,20
Al_2O_3	67,87	69,65	68,92	69,87	68,06	65,91	64,00	65,40	67,23
Fe_2O_3	3,44	Не обн.	2,18	Не обн.	2,70	1,61	6,30	4,32	3,66
Cr_2O_3	Не обн.	0,69	Сл.	0,82	—	—	—	Не обн.	Не обн.
SiO_2	0,27	—	»	Не обн.	0,65	0,62	—	Сл.	»
TiO_2	0,04	Не обн.	Не обн.	»	0,13	Сл.	—	0,13	»
V_2O_5	—	Сл.	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	0,02	—	0,02	0,03	—	—	—	—	—
П. п.	0,18	0,76	0,14	0,16	—	Не обн.	—	—	Не обн.

Сумма	100,07	99,92	99,76	99,83	100,60	100,25	100,55	100,45	99,56
Уд. в.	3,68	—	3,67	3,66	—	3,68	3,53	3,72	3,71
n	1,725	1,716	1,720	1,718	1,731	1,726	1,740	1,742	1,740
a_0	—	—	—	—	8,101	8,078	—	—	—

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	1,38	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	1,31	—
MgO	21,24	21,01	20,83	20,02	20,65	20,89	13,36	24,76	24,48
CaO	1,46	0,34	0,96	0,52	He обн.	1,82	—	0,84	0,60
ZnO	—	2,41	—	2,42	»	—	—	—	—
MnO	—	1,75	—	1,53	0,14	—	—	—	—
FeO	10,05	6,45	7,27	7,11	10,88	11,88	21,78	9,62	—
NiO	—	—	—	—	0,05	—	—	—	—
CoO	—	0,28	—	0,25	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	61,38	63,08	63,10	62,52	66,06	63,92	64,86	57,80	48,80
Fe ₂ O ₃	3,88	5,18	6,93	6,31	2,52	1,60	—	3,04	13,71
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	He обн.	—	—	—	10,90
SiO ₂	0,14	сл.	0,32	сл.	сл.	0,47	—	0,94	1,00
TiO ₂	He обн.	»	He обн.	»	»	He обн.	—	—	He обн.
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	0,20
П. п.	1,33	—	0,32	—	—	He обн.	—	—	0,90

Сумма	99,48	100,50	99,73	100,68	100,30	100,58	100,00	99,69	100,59
Уд. в.	3,74	3,68	3,79	3,81	3,702	3,78	—	3,683	3,83
n	1,752	1,776	1,754	1,780	1,737	1,745	1,775	—	—
a ₀	—	—	8,075	—	—	8,103	—	—	—

1 — Слюдянка (Иркутская обл.), анал. Хованский [28]; 2 — Южное Прибайкалье, анал. Замурева [17]; 3 — Слюдянка, анал. Бокова [28]; 4 — Слюдянка, анал. Хованский [28]; 5 — Сорфинсет, Норвегия, анал. Лик [29]; 6 — Эмельдак, Якутия, анал. Букасова и Соколова [1]; 7 — Алмалык, УзССР, анал. Суянкина [30]; 8 — р. Куранах (Якутская АССР), анал. Молева [31]; 9 — Слюдянка, анал. Степан [28]; 10 — р. Куранах, анал. Букасова и Соколова [1]; 11 — Шерешское (Кемеровская обл.), анал. Сокова [32]; 12 — р. Куранах, анал. Букасова и Соколова [1]; 13 — Надань-Коммерческое (Свердловская обл.), анал. Молева [32]; 14 — 16 — плеонаст: 14 — р. Малка, анал. Молева [31], 15 — р. Куранах, анал. Букасова и Соколова [1], 16 — Пиккил, Нью-Йорк, США [33]; 17 — щелочная шпинель, г. Мансё, Швеция, анал. Хогланд [34]; 18 — хромшпинель, Лесозаводск, Южное Приморье, анал. Ковязина [35].

Диагн. исп. С трудом растворяется в конц. H₂SO₄.

П. п. тр. не плавится, при нагревании красная шпинель часто становится коричневой или черной и непрозрачной, при последующем охлаждении делается зеленой, затем бесцветной и, наконец, приобретает первоначальный красный цвет.

Повед. при нагр. Т-ра плавления MgAl₂O₄—2135° [36]. Нагревание шпинели до 900° приводит к неупорядоченному распределению атомов Mg и Al [20]. Коэф. термического расширения 86×10^{-7} (20—1000°) [37].

Выпадение шпинели из твердого раствора MgO—Al₂O₃ на воздухе начинается при 1350 и 1100° [38].

Находж. Встречается довольно часто. Является главным образом высокотемпературным минералом. Типична для магнезиальных скарнов и других контактово-метасоматических пород. Отмечена как акцессорная в различных горных породах, встречается в роговиках, гнейсах, среди осадочных пород и в россыпях. Обнаружена в хондрах метеорита Каба (Венгрия) [39].

Наблюдается в качестве акцессорного минерала в основных, реже в кислых породах [40]. Известна в габбро-норитовой жиле по р. Малка (Кабардино-Балкарская АССР) [41]. Найдена в базальтах северной части хр. Надань-Хада-Алинъ (Приморский край) [42]. Хромсодержащая шпинель обнаружена в кимберлитоподобных пикритах около г. Лесозаводска (Южное Приморье) [35]. В породах габбро-диоритового состава встречена в ассоциации с магнетитом, флогопитом, тремолитом [30].

В магнезиальных скарнах образуется в магматическую стадию совместно с форстеритом, диопсидом, периклазом. В постмагматическую стадию замещается флогопитом; сопровождается минералами группы гумита, паргаситом, бруситом, нередко наблюдается с магнетитом (часто промышленные концентрации) и гипогенными боратами. К образованиям этого типа относятся скарны и кальцифиры Южной Якутии [31, 43, 44], кальцифиры Прибайкалья [1, 17, 18], Дальнего Востока и отчасти скарны железорудных месторождений Горной Шории [32]. Характерно нахождение магнезиальной шпинели в железорудных месторождениях скарного типа (горы Благодать и Качканар в Свердловской обл.). В месторождениях Южного Урала, генетически связанных с основными породами, шпинель встречается в ассоциации с андрадитом, магнетитом, хондритом, хлоритом, реже со скаполитом, эпидотом, цоизитом, клиноцоизитом, актинолитом, тремолитом, роговой обманкой, везувианом, кальцитом (32).

В контактовых роговиках шпинель менее распространена и встречается в различных ассоциациях (в зависимости от температуры образования): с диопсидом, форстеритом, бруситом, автофиллитом кордиеритом, корундом, периклазом. К образованиям этого типа относятся роговики Средней Азии [45], Японии [46].

Наблюдалась в амфиболитах и хлорито-талковых породах Шинимских гор (Николае-Максимилиановская копь) [47].

Благородная и голубая шпинель найдены в Бирме, на Цейлоне, в Бразилии [48].

В пустотах вулканических выбросов скарнированного известняка Монте-Соммы (Везувий, Италия) наблюдалась вместе со слюдой и везувианом. Хорошие кристаллы плеонаста встречаются в Альбанских горах близ Рима (в известняках). В ассоциации с анортитом плеонаст обнаружен в вулканическом туфе около оз. Вико (Италия), среди полевошпатовой массы и в пироксене в вулканических бомбах восточнее оз. Браччано (Италия) (по Хинце).

Накапливается в россыпях при разрушении различных шпинельсодержащих пород.

Отмечена в терригенных юрских отложениях юго-западной окраины Русской платформы [49].

Изм. Шпинель довольно устойчива к обычным химическим воздействиям, однако в природе проявилось ее изменение с переходом в тальк, слюду, серпентин, гидроталькит, иногда в корунд [50] или авгит (псевдоморфозы по шпинели). Отмечено замещение шпинели сингалитом [48], плеонаста — магнетитом [51].

Хугит — houghite, ранее принимавшийся за самостоятельный минерал, оказался псевдоморфовой гидроталькита по шпинели, псевдолит — pseudolite — псевдоморфоза талька по шпинели (по Честеру, 1896).

Искусств. Шпинель легко получается путем сплавления или спекания смесей соответствующих чистых окислов при $1400-1920^\circ$ [3, 52]. Присутствие минерализаторов значительно снижает температуру ее образования. Вместе с корундом получена из газовой фазы при $1200-1300^\circ$. Ювелирная разновидность шпинели синтезируется по методу Вернейля: чистые порошки Al_2O_3 и MgO после обработки пламенем гремучего газа при температуре 2500° расплавляются, расплав в виде капель падает на дно печи, где помещена тугоплавкая свечка с затравкой шпинели; постепенно вырастает монокристалл в виде бульки [53]. Известно образование шпинели в шлаках, в магнезитовом кирпиче электроплавильной печи [54, 55].

Шпинель образуется при нагревании мусковита, глауконита, монтмориллонита, бентонита и хлорита выше 1000° [56], при сплавлении глины, боксита или корунда с MgO соответственно при 1700, 1850 и 2000° [57].

Изучена в системах $MgAl_2O_4-ZnAl_2O_4$ [1], $MgO-Fe_2O_3-Al_2O_3$ [58] и др.

Практ. знач. Окрашенные прозрачные разновидности шпинели используются как драгоценные камни. Искусственная шпинель применяется в качестве огнеупорного материала, устойчива при действии расплавов материалов основного состава [59]. Находит некоторое применение в керамике [60], а также в производстве устойчивых керамических красок [61].

Отл. Характерными признаками шпинели являются октаэдрический облик кристаллов и высокая твердость. От других минералов группы шпинели отличается меньшим удельным весом и меньшей величиной параметра ячейки; от корунда — изотропностью; от сходных гранатов — более интенсивной окраской в шлифах, более низкими значениями показателя преломления, меньшим удельным весом.

Разнов. Б л а г о р о д н а я ш п и н е л ь — *Edelspinell* — прозрачная шпинель ювелирного качества, почти бесцветная или окрашенная в разные цвета.

По цвету различаются: 1) густо-красная — р у б и н о в а я ш п и н е л ь (рубиншпинель) — *ruby spinel*, рубиновый алмадин — *ruby almandite*, шпинель-рубин — *spinel-ruby*, лал (частично); 2) розовая — б а л э - ш п и н е л ь, балэ-рубин, балас рубин — *balas-ruby*, рубин-балэ — *ruby-balas*, баллагиус; 3) красная с желтым оттенком до желтой — р у б и с е л ь, рубицелль, рубинчик — *rubicelle*, гиацинтовая шпинель — *hyacinth spinel*, искусная шпинель — *Essigspinnell*; 4) фиолетовая — а л ь м а н д и н - ш п и н е л ь — *almandine-spinel*; 5) синяя — с а ф ф и р о в а я или синяя шпинель, сапфир-шпинель; 6) желтая — ж е л т ы й р у б и н.

Межплоскостные расстояния шпинели из Узбекской ССР*
Fe-излучение, $D = 46,00$ мм

hkl	I	d (кХ)	hkl	I	d	hkl	I	d
111	3	4,66	511 β ; 333 β	4	1,715	444; 731 β ;	6	1,166
220 β	2	3,16	422	5	1,648	553 β		
220	6	2,864	440 β	4	1,574	711; 551	5	1,131
311 β	5	2,694	511; 333	9	1,552	800 β	2	1,114
311	9	2,441	440	10	1,427	462	6	1,080
400 β	4	2,230	533 β	3	1,359	731; 553	10	1,053
400	9	2,020	444 β	3	1,279			
420; 422 β	2	1,819	533	7	1,231			

* По Михееву.

Выделяются минералы промежуточного состава (сопоставление обозначений разных авторов дано на стр. 20) между собственно шпинелью и другими крайними членами изоморфных рядов.

П л е о н а с т — *Pleonaste* — шпинель промежуточного состава между собственно шпинелью и герцинитом — $(Mg, Fe) Al_2O_4$.

Название от греч. *πλεονασμός* (плеонасмос) — избыток, в связи с наличием на кристаллах дополнительных форм (Аюи, 1801).

Синон. Железомagneзиальная шпинель — iron-magnesia spinel, кандит — sandite (Бурнон, 1808), цейланит — ceulanite (Деламетри, 1793), цейлонит — ceylonite (Памельсберг).

Пикотит — picotite (Шарпантье, 1812) — промежуточный между плеонастом и хромпикотитом, магнезиальный и железистый пикотиты (Соколов, 1948).

Лерволит — lherzolite (Деламетри, 1794) — смесь «пикотита» с оливином, диопсидом и экстатитом (Дамур, 1862, по Хинце).

Уд. вес. 3,7—4,4 (вычисл. 3,95 при $Mg : Fe = 1:1$ и $a_0 = 8,10 \text{ \AA}$). Микротвердость на (111) 1,666—1,765 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ при нагрузке 100 г [10]. Цв. темно-зеленый до черного, реже сине-черный и темно-бурый. $n=1,74-1,78$. Анализы 14—16. Т-ра плавления 1275—1360°. Разлагается от действия HF и H_2SO_4 . Слабо действуют на него HCl и HNO_3 .

Х л о р о ш п и н е л ь — chlorospinel (Розе, 1840) — $Mg(Al, Fe)_2O_4$, промежуточная между шпинелью и магнезиоферритом; окраска ярко-зеленая (названа от греч. χλωρος (хлорос) — зеленый).

Анализ хлорошпинели из Шинимских гор (Челябинская обл.), анал. Ботуелл [62]: $MgO-26,5$; $ZnO-0,8$; $FeO-1,8$; $MnO-0,3$; $Al_2O_3-60,7$; $Fe_2O_3-7,2$; $TiO_2-1,2$; н. о. — 1,2; сумма — 99,7. Уд. в. 3,63. $n = 1,729$.

Близки к хлорошпинели ферропикотит — ferropicotite (Лакруа, 1910) — $(Mg, Fe)(Al, Fe)_2O_4$ и магналюмоксид — magnaluminumoxide (Бобков, Казизын, 1954), содержащий избыток $(Al, Fe)_2O_3$.

Анализ магналюмоксида с р. Гон (Якутская АССР) (анал. Иванов-Скобляков) [63]: $MgO-15,55$; $CaO-0,93$; $FeO-0,99$; $MnO-0,41$; $Al_2O_3-68,56$; $Fe_2O_3-11,37$; $Cr_2O_3-0,05$; $SiO_2-0,75$; $TiO_2-0,30$; сумма — 98,91. Уд. в. 3,76. $n = 1,745$.

Бобков и Казизын предполагали наличие твердого раствора $\gamma-Al_2O_3$ в шпинели, тогда как Сердюченко и Молева считают, что магналюмоксид представляет нормальную шпинель [64].

Х р о м ш п и н е л ь — chromespinel (Болдырев, 1935) — $Mg(Al, Cr)_2O_4$ — промежуточная между шпинелью и пикрохромитом (см. хромшпинели стр. 81).

Синон. Магнохромит — magnochromite (Бок, 1868), магнохромпикотит — magnochromepicotite (Соколов, 1948).

А у т о м о л и т — automolite промежуточный между шпинелью и ганитом (см. стр. 37).

Л и т е р а т у р а

1. Галюк В. А., Шмакин Б. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 6, 643 (анализы).
2. Holgersson S. Lunds Univ. Årskrift, N. F., Avd. 2, 1927, 23, Nr 9 no Strukturber., 1, 416.
3. Swanson H. E., Fuyat R. K. U. S. Nation. Bur. Stand., 1953, circ., 539, 2, 37.
4. Kordes E., Becker H. Zs. anorg. Chem., 1949, 258, H. 3—5, 227.
5. Clark G. L., Ally A., Badger A. E. Am. J. Sci., 1931, 22, 539.
6. Brun E., Hafner S. Zs. Krist., 1962, 117, 37 и 63; Brun E., Hafner S., Loeliger H., Waldner F. Helv. phys. acta, 1960, 33, No 9; Jagodzinski H., Saalfeld H. Zs. Krist., 1958, 110, 197.
7. Miller W. H. An elementary introduction to Mineralogy, 1852, 263; Strüver J. Zs. Krist., 1878, 2, 480; Кокшаров Н. И. Матер. для минералогии России, 1853, атлас, табл. 17.
8. Римская-Корсакова О. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1950, 79, вып. 3, 178.
9. Vultée J. Fortschr. Min., 1952, 29—30, H. 2, 297.
10. Young B. B., Millman A. P. Trans. Inst. mining, metallurgy, 1963—1964, 73, pt. 7, 448.
11. Heide F. Naturwissenschaften, 1961, 48, H. 10, 402.

12. Грум-Гржимайло С. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 2, 129.
13. Walcott J. Geol. Ser. Field mus. Nat. Hist., 1937, 7, No 3, 39.
14. Erppler W. F. J. Gemmology, 1958, 6, No 6, 251.
15. Schikore W., Redlich G. Zs. anorg. Chem., 1948, 257, H. 1—3, 96.
16. Webster R. Gemmologist, London, 1950, 19, 113.
17. Жеру М. И. Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 2, 107.
18. Сумин Н. Г. Тр. Мин. музея АН СССР, 1950, вып. 2, 113.
19. Hanna R. J. Am. ceram. soc., 1963, 46, No 2, 106.
20. Hafner S., Laves F. Zs. Krist., 1961, 115, 324; Moenke H. Mineralspektren, Berlin, 1962; Tarte P., Preudhomme J. Acta cryst., 1963, 16, 227.
21. Stahl-Brada R., Low W. Phys. Rev., 1959, 116, No 3, 561; Brun E., Hafner S., Loeliger H., Waldner F. Helv. phys. acta, 1960, 33, No 9, 966; Sugiura Y. J. Phys. soc. Japan, 1960, 15, No 7, 1217; Sugiura Y. J. Phys. soc. Japan, 1961, 16, No 9, 1786.
22. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хим. средство) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 40.
23. Rinne F. N. Jb. Min., 1928, B.-Bd. 58, A, 43.
24. Щербакова М. Я., Гилинская Л. Г. Геология и геофизика, 1964, № 8, 57.
25. Борисенко Л. Ф., Делицин Л. М. Тр. Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 45.
26. Лапин В. В. ДАН СССР, 1955, 104, № 4, 611; Lejus A. M., Collongues R. C. R., Paris, 1960, 251, No 7, 959; Jagodzinski H. Zs. Krist. 1957, 109, 388.
27. Saalfeld H., Jagodzinski H. Zs. Krist., 1957, 109, 87.
28. Калинин П. В. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, 1956, 29, 16.
29. Bradshaw R., Leake V. E. Min. Mag., 1964, 33, No 267, 1066.
30. Бадалов С. Т., Рузматов С. Узб. геол. журн., 1960, № 2, 85.
31. Сердюченко Д. П., Молева В. А. ДАН СССР, 1953, 88, № 3, 547.
32. Сумин Н. Г. Тр. Мин. музея АН СССР, 1951, вып. 3, 122.
33. Rogers G. S. Ann. New York Acad. sci., 1911, 21, 69.
34. Eskermann H. Geol. för förhandl., 1922, 44, H. 3—4, N: o 349, 205.
35. Ганеева Г. М. Геология и геофизика, 1963, № 4, 53.
36. Merwin H. E., Rankin G. A. J. Am. chem. soc., 1916, 38, 368.
37. Hummel F. A. J. Am. ceram. soc., 1956, 33, No 3, 102.
38. Stubican V. S., Roy R. J. phys. chem. solids, 1965, 26, No 8, 1293.
39. Sztrókaу K. I. N. Jb. Min., Abhandl., 1960, 94, H. 2, 1291.
40. Кузнецов Е. А. Тр. ИГН АН СССР, 1950, вып. 116, 1.
41. Сердюченко Д. П., Молева В. А. ДАН СССР, 1949, 67, № 6, 1089.
42. Сахно В. Г., Денисов Е. П. Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 8, 43.
43. Шабынин Л. И. Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 1, 43; Сб. «Генетические проблемы руд». Гостеолтехиздат, 1960, 50.
44. Сердюченко Д. П. Сб. «Железные руды Южной Якутии». Изд-во АН СССР, 1960, 295.
45. Жариков В. А. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 14, 19. Россковский Л. Н., Зильберфарб Л. С. Матер. по геологии Памира, 1963, вып. 1, 274.
46. Hisashi Kuno. J. Geol. soc. Japan, 1960, 66, No 780, 616.
47. Мясников В. С. Минералогия Урала. Изд-во УФАИ СССР, 1954, I, 251.
48. Вауер М. Edelsteinkunde. Leipzig, 1909, 372.
49. Анастасьева О. М. Сб. «Вопросы минералогии осадочных образований». Изд-во Львовск. ун-та, 1961, кн. 6, 67.
50. Ferriger W. F., Graham R. P. D. Trans. Roy. soc. Canada, 1928, 22, Ser. 3, sect. 4, 31.
51. Еремеев П. В. Горный журн., 1891, 2, 367.
52. Rossi R. C., Fulgath R. M. J. Am. ceram. soc., 1963, 46, No 3, 145.
53. Rinne F. N. Jb. Min., 1928, B.-Bd. 58, A, 43.
54. Лапин В. В. Тр. ИГН АН СССР, 1940, вып. 36, 57; Белякин Д. С., Лапин В. В. Тр. ИГН АН СССР, 1950, вып. 122, 8.
55. По синтезу шпинели существует многочисленная литература: Mellor J. W. A comprehensive treatise on inorganic and theoretical chemistry. London, 1934, 13, 914 (сводка литературы); Higill W. First Report on Refr. mater., 1939, No 26, 201; Дилакторский Н. Л. Зап. Мин. об-ва, 1939, 68, вып. 1, 18; Бережной А. С. Тр. 2-го совещ. по огнеупорным материалам. Изд-во АН СССР, 1941, 50; Jasio Tanaka Bull. Chem. soc. Japan, 1942, 17, 186; Певзнер Р. Л. ДАН СССР, 1947, 55, № 3, 237; Choji Noguchi. J. Japan ceram. assoc., 1948, 56, 77; Будников П., Бережной А. Успехи химии, 1948, 5, № 17, 583; Kordes E., Vesker E. Zs. anorg. Chem., 1949, 258, H. 3—5, 227; Ключаров Я. В., Левенштейн С. А. Физико-химические основы керамики. Промстройиздат, 1956, 395; Тимофеева В. А., Ямзин И. И. Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР

- 1956, вып. 12, 67; Будников П. П., Злочевская К. М. Огнеупоры, 1958, № 3, 111 и др.
56. Михеев В. И., Стулов Н. К. Зап. Всес. мин. об-ва, 1955, 84, вып. 1, 1.
57. Никогосян Х. С., Дилакторский Н. Л. Минеральное сырье, 1932, № 2—4, 20.
58. Kwestroo W. J. Inorg. Nucl. Chem., 1959, 9, No 1, 65.
59. Певзнер Р. Л. ДАН СССР, 1947, 55, № 3, 237.
60. Bose H. N. Indian Ceram., 1955, 2, 19.
61. Торопов Н. А., Алексеева А. Н. Бюлл. научно-техн. информации Всес. гос. ин-та н. и. и проектн. работ огнеупорн. промышл., 1958, № 5, 84; Krause O., Thiel W. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1934, 15, N. 3, 101 и 111.
62. Botwell D. J., Hey M. H. Min. Mag., 1958, 31, No 241, 885.
63. Бобков М. А., Казипы Ю. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1951, 80, вып. 2, 102.
64. Бобков М. А., Казипы Ю. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1951, 80, вып. 2, 108; Сердюченко Д. П., Молева В. А. ДАН СССР, 1953, 88, № 3, 547; Бобков М. А., Казипы Ю. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1954, 83, вып. 2, 163; Сердюченко Д. П., Молева В. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1955, 84, вып. 3, 386.

Ганит Gahnite



Назван по имени шведского химика И. Гана (Мол, 1807).

Синон. Фалуит — fahlunite (Карстен по Иглстону, 1892), цинковая шпинель — zinc spinel (Честер, 1896).

Разнов. Лимаит.

Шпинелипромежуточного состава: аутомолит, дислюит, крейттонит (см. стр. 37—38)

Характ. выдел. Отдельные зерна, кристаллы.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^7 - Fd\bar{3}m$; $a_0 = 8,078 - 8,155 \text{ \AA}$. $Z=8$.

$a_0 \text{ \AA}$	Месторождение	№ анализа	Автор
8,086	Цейлон	8	Андерсон и др. [1]
8,0923	Сиау Хин	18	Флинтер [2]
8,0945	Конгси	19	
8,097	Ногисава	3	Омори и др. [3]
8,099	Фалуи	—	Заальфельд [4]
8,104	Пегасес	15	Хаттон [5]
8,113	Елпсеевское	2	Бажепова [6]
8,12	Нью-Джерси	—	Бери и др. [7]
8,155	Итамбе	20	Флоренсио [8]
8,078	Искусств.	—	Кларк и др. [9]
8,085	»	—	Суенсон и др. [10]
8,083	»	—	Корлес и др. [11]
8,0848	»	—	ASTM
8,115	»	—	Холгерсон [12]

Структура нормальной шпинели.

Гексоктаэдр. кл. $O_h - m\bar{3}m (3L_44L_36L_29PC)$. Формы [13]: a (100), d (110), o (111), t (311), n (211), q (331).

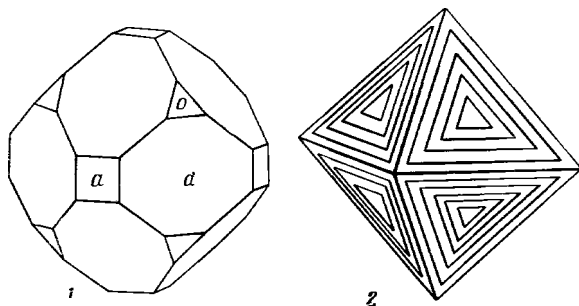
Редкие и малодоступные формы: (811), (411), (414).

Кристаллы обычно имеют октаэдрический или додекаэдрический облик (фиг. 12, 1), иногда уплощены по (111). Двойники по (111) довольно часты. Грани октаэдра некоторых кристаллов округлые или со ступеньками роста (см. фиг. 12, 2).

Обнаружено закономерное срастание ганита с нигеритом: (111) ганита \parallel (0001) нигерита [14].

Отмечены параллельные срастания ганита и ксенотима, ганита и магнетита [15]. Мельчайшие включения ганита располагаются \parallel (100) франклинита (Рамдор).

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. несовершенная по (111) (возможно, это отдельность). Изл. раковистый, иногда неровный до занозистого. Хрупок. Тв. $7\frac{1}{2}$ —8. Микротвердость 1491—1605 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ при нагрузке 100 г (Янг и Милман), 861—1233 при нагрузке 100—200 г (Лебедева) [16]. Уд. в. 3,59—4,91 (вычисл. для искусств. 4,611 [11], 4,608 [10]); увеличивается с возрастанием содержания железа. Цв. темно-зеленый, серовато-зеленый, синевато-черный, иногда желтый или бурый. Черта серая, серовато-зеленая. Бл. стеклянный до жирного, иногда алмазный. В тонких сколах прозрачен. Искусственный ганит светится в катодных лучах очень слабым голубовато-белым цветом [17].



Фиг. 12. Кристаллы ганита

1 — Франклин (по Брушу); 2 — Невория, Австралия (по Симпсону)

Инфракрасный спектр ганита имеет одну широкую полосу с тремя максимумами — 690, 570, 510 см^{-1} (первый максимум более интенсивный). Положение полос такое же, как в спектре герцинита, однако вследствие наложения полосы четко не разделены [18].

Отмечалась радиоактивность ганита благодаря присутствию мельчайших включений ксенотима и Th-содержащего циркона [15].

Теплота образования $\Delta H_{298} = (-) 482, 17 \text{ ккал/моль}$; энтропия $\Delta S_{298} = 84, 33 \text{ кал/град} \cdot \text{моль}$; изобарные потенциалы образования (химическое сродство) ΔZ при 300°K $(-) 456,87 \text{ ккал/моль}$, при 500° $(-) 440,01$, при 900° $(-) 406,29$ [19, 20].

Микр. В пл. в прох. свете светло-зеленый, светло-синий. Изотропен. Иногда наблюдаются аномальный плеохроизм и слабое двупреломление [21]. $n = 1,782$ — $1,812$. Величины n ганита из Перниё, по Эскола [22]: для желтого цвета 1,8053—1,8074, для зеленого — 1,8195—1,8198. Для искусственного ZnAl_2O_4 $n = 1,805$ (Ларсен и Берман), 1,778 [10]. Рельеф резкий положительный с ясно выраженной шагреневой поверхностью. Уд. вес и показатель преломления находятся в линейной зависимости от состава [5] (см. стр. 23). С увеличением содержания MgO уменьшаются показатель преломления и уд. вес, с увеличением содержания FeO увеличиваются показатель преломления и размер ячейки [21].

Отраж. способность неориентированного образца (в %) для различных λ : 10,4 (470 $m\mu$); 9,6 (560); 7,7 (575 и 600); 8,5 (700) [23].

Хим. Теор. состав: ZnO—44,39; Al_2O_3 —55,61. Часто Zn замещается Fe^{2+} , Mg, Mn^{2+} . Al замещается Fe^{3+} , частично Mn^{3+} , Cr^{3+} . Форма вхождения Sn не ясна. Связан переходом со шпинелью и герцинитом. В некоторых ганитах содержатся Co [24], Ga (0,03%) [25].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
MgO	—	2,49	0,56	0,19	0,42	14,32	14,08	16,78	10,33
CaO	—	—	0,05	—	—	—	0,33	—	—
ZnO	41,66	37,78	36,00	35,93	34,48	16,90	16,47	18,21	23,77
FeO	1,72	—	6,07	6,88	4,86	4,26	3,23	1,93	4,56
CuO	—	—	—	—	0,14	—	—	—	—
MnO	0,50	0,73	0,61	0,95	0,26	0,60	0,68	—	—
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CoO	—	—	—	—	1,48	0,20	—	—	—
Al ₂ O ₃	53,73	50,56	56,10	55,77	54,50	60,96	57,99	63,21	60,76
Fe ₂ O ₃	2,53	8,39	—	—	—	3,64	6,94	—	0,58
SiO ₂	0,70	—	0,25	—	1,50	—	0,56	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	0,18	0,04	—	—	—	—	—
H.о.	—	—	—	—	1,50	—	—	—	—

Сумма	100,84	(99,95)	99,82	99,76	99,14	100,88	100,28	100,13	100,00
Уд. в.	4,57	4,61	4,545	4,788	—	3,59	—	3,97	—
n	1,818	—	1,803	1,810	1,790	1,782	—	—	—

	10	11	12	13	14	15	16	17
MgO	2,38	—	0,13	1,64	2,64	1,52	2	He обн.
CaO	—	—	—	He обн.	—	He обн.	0,47	He обн.
ZnO	31,38	16,80	39,62	27,98	27,44	25,37	32	41,95
FeO	8,54	—	—	11,73	14,79	14,53	—	1,74
MnO	0,10	7,60	1,13	0,22	Сл.	Сл.	0,1	0,50
NiO	0,01	—	—	0,02	—	—	—	He обн.
Al ₂ O ₃	57,70	30,49	49,78	55,74	48,40	58,02	45	54,09
Fe ₂ O ₃	—	41,93	8,58	0,90	7,47	—	3	2,55
Cr ₂ O ₃	0,09	—	—	—	—	—	—	He обн.
SiO ₂	—	2,96	0,57	1,64	—	0,03	3	—
TiO ₂	—	—	—	Сл.	—	Сл.	—	—
SnO ₂	—	—	—	—	—	—	13,5	—
H ₂ O ⁺	—	0,40	—	0,16	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	0,23	—	—

Сумма	100,20	100,18	99,81	100,03	100,74	99,70	(99,07)*	100,83
Уд. в.	4,38	4,551	4,89—4,91	4,465	—	4,46	4,47	4,60
n	1,782	—	—	—	—	1,793—1,794	1,81	1,818

* Данные спектрального анализа.

	18	19	20	21	22	23
MgO	0,40	0,20	0,668	4,20	2,43	0,07
CaO	Сл.	Сл.	—	—	—	0,90
ZnO	29,26	32,60	34,887	31,00	35,80	38,94
FeO	12,80	9,95	—	[5,25]	—	1,45

	18	19	20	21	22	23
MnO	0,02	0,01	0,071	—	1,23	0,15
Al ₂ O ₃	56,76	56,58	61,820	52,40	54,20	58,63
Fe ₂ O ₃	—	—	1,587	7,04	6,34	0,63
Cr ₂ O ₃	0,01	Не обн.	—	—	—	—
SiO ₂	0,50	0,52	0,850	—	—	0,24
TiO ₂	0,04	0,11	—	—	—	—
H. o.	—	—	0,120	—	—	—
Сумма	99,79	99,97	100,003	99,89	100,00	100,74
Уд. в.	4,507	4,536	—	4,44	4,492	4,596
n	1,782	1,781	—	1,806	1,793	—
a ₀	8,0945	8.0923	—	8,155	8,099	8,106

1 — Гринбушес (Западная Австралия), анал. Боу [26]; 2 — м-ние Елисеевское (УССР) [6] (в оригинале сумма 99,18); 3 — Ногисава (преф. Фукусима, Япония) [3]; 4 — Кимито (Юго-Западная Финляндия) [27]; 5 — кобальтистый ганит (шт. Мэриленд, окр. Карлс) [28]; 6 — аутомолит, Праксилье-Евгеньевская копь (Челябинская обл.), анал. Молева, описан как ганопшинель [24]; 7 — аутомолит, Кальельторп (Швеция) [29]; 8 — аутомолит, Цейлон, анал. Хей [1], среднее из двух микроанализов, описан под названием ганопшинели; 9 — аутомолит, Когопакси в окр. Чафи (шт. Колорадо, США), анал. Келер [30], у Дана (1951) — как магнитный ганит; 10 — магноферроганит, Гиллингара (Западная Австралия) [31]; 11 — дисмоит, Стерлинг-Хилл (шт. Нью-Джерси, США) [32]; 12 — Фрэнклин (шт. Нью-Джерси, США), среднее из двух анализов, анал. Адамс [26], у Дана (1951) описан как железный ганит; 13 — 15 — крэйттонит; 13 — Перниё (Финляндия), среднее из двух анализов [19]; 14 — Боденмэйс (ФРГ) [33]; 15 — из россыпей ручья Пегасес на о-ве Стюарт (Новая Зеландия) [5]; 16 — димант, Кабананц (Португалия) [34]; 17 — Гринбушес (Зап. Австралия), анал. Марая [35]; 18—19 — крэйттонит, Спау Хин Конси, Малайя, анал. Хэррэл [2]; 20 — Итамбе, анал. Флоренсио [8]; 21 — Герчин [36]; 22 — Влейквасли, Норвегия [37]; 23 — копь 62, Ильменский заводчик [20].

Диагн. исп. С трудом растворяется в горячей конц. H₂SO₄.

П. п. тр. не плавится. С содой на угле дает белый налет окиси цинка. Разлагается при сплавлении с KHSO₄.

Повед. при нагр. Т-ра плавления искусств. ZnAl₂O₄ 1930° [38].

Находж. Довольно редок. Встречается в гранитных пегматитах, в высокотемпературных (контактово-метасоматических и метаморфических) месторождениях, в кристаллических сланцах. Вследствие устойчивости при выветривании обнаруживается в россыпях.

В пегматитах Западного Приазовья (Елисеевское месторождение) ассоциируется со светло-серым кварцем и гранатом, выделения ганита окружены слюдястой оторочкой [25]. Встречен в амазонитовых пегматитах в Ильменском заповеднике на Урале [20].

Обнаружен в пегматитах докембрийского метаморфического комплекса Кольского п-ова [39]. В пегматитах Аналамисакена (Мальгашская республика) встречается вместе с бериллом, колумбит-танталитом, ампангабитом, монацитом [40]. В тесной ассоциации с нигеритом установлен в пегматитах Каббы (Нигерия) [41]. В Робелло Крик (Британская Гвиана) — в ассоциации с ильменорутилом, гранатом и топазом [42]. Отмечался в пегматитах Бразилии: в Акари и Карнаувадос-Дантас (Риу-Гранди-ду-Норти) [43] вместе с кварцем, микроклином и мусковитом; также в Итамбе (Бахия) [8]. В пегматитах около Маршикова (Сев. Моравия, Чехословакия) — среди альбита в ассоциации с бериллом, мусковитом, колумбитом, турмалином и апатитом; около Отовы (Южная Богемия, Чехословакия) — в мусковите или на границе зерен мусковита и альбита [44]. Отмечен в альбитизированном пегматите среди берилла и мусковита в Смиловне (Копривница, Болгария) [45]. В пегматитах Перниё (Финляндия) зерна ганита включены в кварц или полево-й шпат, окружены или прорастают сульфидами, также каламином, мусковитом и хлоритом [22]. В пегматитах Ногисава (преф. Фукусима)

ма, Япония) ганит ассоциируется с кварцем, пирофиллитом, мусковитом [31].

В мраморизованных известняках в Тириоло (Калабрия, Италия) — с везувитом [46]. В Карол (шт. Мэриленд, США) наблюдался в прожилках кварца, секущих слюдяной сланец в ассоциации с магнетитом и халькопиритом [28]. Обнаружен в тальковых сланцах месторождения Фалун (Швеция) [47]. Образует порфиробластовые выделения в хлорито-серпичитовых сланцах вблизи Кробица, Герчин, Шпечница (Нижняя Силезия, Польша), ассоциируется с алмандином, кварцем, турмалином, сфалеритом и пирротитом [36]. Встречен в мусковитовых сланцах Норвегии [37]. В цинковых месторождениях Франклина (Нью-Джерси, США) встречается в ассоциации с цинкитом и франклинитом [48]. Отмечен в свинцово-цинковом месторождении около с. Нежилово (Македония) [49]. Известен в алмазоносных россыпях в шт. Минас-Жерайс (Бразилия), отмечен в песках р. Отавы, около Модлешовича в Чехословакии [50], в аллювиальных отложениях Спринг Гали, около Гринбушес (Южный Уэльс) [35].

Изм. Описано замещение ганита мусковитом, хлоритом, пирофиллитом [3], хётбмитом [51], каламином.

Искусств. Легко получается путем сплавления окислов цинка и алюминия с минерализаторами при 1200° [52], без минерализаторов — при нагревании до 1600° в течение 10 мин [40], при 1200° — в течение 3 час [53]. Кристаллизуется из расплава при $1900-2300^\circ$, при наличии плавней — при $1300-1500^\circ$ [54]. Наблюдался в составе шлаков, шамотных огнеупоров [55] и штейна свинцовой плавки [56].

Практ. знач. Пригоден для изготовления керамических и огнеупорных изделий большой прочности [57], но встречается редко и в небольших количествах.

Отл. От других алюмошпинелей отличается повышенными уд. весом и показателем преломления, п. н. тр. на угле с содой дает белый налет окиси цинка; от сходного внешне микролита — меньшими уд. весом, показателем преломления и по порошкограммам.

Разнов. Sn-содержащий — л и м а и т — *limait* (Котело-Пейва, 1954) Синон. Оловянистый ганит — *gahnite stanniferous*. Содержит 13,5% SnO_2 (анализ 16). Предположительно характеризуется наличием сверхструктуры с $a_0 = 32,26 \text{ \AA}$ ($8,065 \times 4$). Оптически аномален.

Шпинели промежуточного состава:

А у т о м о л и т — *automolite* (Экеберг, 1806) — $(\text{Zn}, \text{Mg}, \text{Fe}) \text{Al}_2\text{O}_4$, промежуточный между ганитом и собственно шпинелью (анализы 6—9).

Синон. Автомолит, магнезиально-цинковая шпинель — *magnesium-zinc-spinel*, гаюшпинель — *gahnospinel* (Андерсон и Пэйн, 1937), цинкганит — *zincgahnite* (Дана — Форд, 1932), магноферроганит — *magnoferrogahnite* (Болдырев, 1935) (анализ 10).

Д и с л ю и т (дислуит, дислуит) — *dysluite* (Китинг, 1824) — $(\text{Zn}, \text{Fe}, \text{Mn})(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_4$, промежуточный между ганитом, галакситом и ферришпинелями (анализ 11).

Синон. Цинково-марганцовисто-железный ганит — *zinc-manganese-iron-gahnite*, манганферроганит — *manganoferrogahnite* (Болдырев, 1935).

К р е й т т о н и т — *kreittonite* (Кобель, 1848) — $(\text{Zn}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{O}_4$, промежуточный между ганитом и герцинитом (анализы 13—15, 18—19).

Синон. Черная шпинель — schwarzer Spinell (Кобель, 1831), цинково-железный ганит — zinc-iron-gahnite (Дана — Форд, 1932).

Межплоскостные расстояния ганита из Западного Приазовья [6]

Fe-антикатод, $D = 86$ мм

hkl*	l	d (кХ)	hkl	l	d
110β	1	6,3	533β	3	1,361
110	2	5,6	620	7	1,231
220	9	2,869	533	7	1,236
311β	7	2,692	622	1	1,218
310	1	2,529	414	1	1,170
311	10	2,437	550	1	1,152
400β	1	2,242	711; 551	2	1,135
321	1	2,146	642	9	1,083
400	6	2,022	730	1	1,069
422	9	1,655	553	10	1,054
333; 511	10	1,556	800	6	1,013
440	10	1,432			

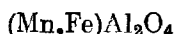
* $a_0 = 8,097$ кХ.

Л и т е р а т у р а

1. Anderson B. W., Payne C. J. Min. Mag., 1937, 24, No 158, 547.
2. Flinter B. H. Am. Min., 1963, 48, No 1—2, 194.
3. Mori K., Hasegawa S. Sci. Rep. Tohoku univ., ser. 3, 1953, 4, No 3, 147.
4. Saalfeld H. Zs. Krist., 1964, 120, 476.
5. Hutton C. O. Trans. Roy. soc. New Zealand, 1957, 84, No 4, 791.
6. Баженова Л. Н. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1955, № 9, 330.
7. Berry L. G., Thompson R. M. Geol. soc. Am., 1962, Mem. 85, 247.
8. Florêncio W. Ann. Acad. Brasil ci., 1952, 24, No 3, 249.
9. Clark G. L., Allyn A., Badger A. E. Am. J. Sci., 1931, 22, 539.
10. Swanson H. E., Fuyat R. K. U. S. Nation. Bur. Stand., 1953, circ. 539, 2, 38.
11. Kordes E., Becker H. Zs. anorg. Chem., 1949, 258, H. 3—5, 227.
12. Holgersson S. Lunds Univ. Arskrift, N. F., Avd. 2, 1927, 23, Nr 9 (по Strukturber., 1931, 1, 416).
13. Brush G. J. Am. J. Sci., 1871, 1, 28.
14. Bannister F. A., Hey M. H., Stadler H. P. Min. Mag., 1947, 28, No 198, 129.
15. Strunz H. Aufschluss, 1962, 13, Nr 2, 47.
16. Young B. V., Millman A. P. Trans. Inst. mining, metallurgy, 1963—1964, 73, pt. 7, 448; Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963, 104.
17. Schikore W., Redlich G. Zs. anorg. Chem., 1948, 257, H. 1—3, 96.
18. Hafner S., Laves F. Zs. Krist., 1961, 115, 321.
19. Летников Ф. А. Изobarные потенциалы образования минералов (хим. средство) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 40.
20. Лабунцов А. Н. Тр. Мин. музея АН СССР, 1950, вып. 2, 134; Баженов А. Г. Тр. Геол. ин-та УФАИ, 1965, вып. 70, сб. № 6, 257.
21. Anderson B. W., Payne C. J. Min. Mag., 1937, 24, No 158, 547.
22. Eskola P. Geol. för förhandl., 1914, 36, H. 1, N: o 295, 25.
23. Gray I. M., Millman A. P. Econ. Geol., 1962, 57, No 3, 325.
24. Сумин Н. Г. Тр. Мин. музея АН СССР, 1951, вып. 3, 122.
25. Гаврусевич И. Б. Зап. Укр. отд. Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 1, 152.
26. Simpson E. S. J. Roy. soc. Western Australia, 1931, 17, 137.
27. Pehrman G. Bull. Geol. inst. Upsala, 1946—1948, 32, 329.
28. Shannon E. V. Am. Min., 1923, 8, No 8, 147.
29. Wickman F. E. Geol. för förhandl., 1948, 70, H. 3, N: o, 454, 487.
30. Genth F. A. Am. Phil. soc., Proc., 1882, 20, 391.
31. Simpson E. S. J. Roy. soc. Western Australia, 1930, 16, 25.

32. Thomson T. Outlines of Mineralogy, Geology and Mineral analysis, 1836, 1, 221.
33. Oebbeke Mitt. Min. Geol. Inst. Univ. Erlangen, 1890, 41 (по реферату N. Jb. Min., 1891, 1, 17).
34. Cotelo Neiva J. M., Rimsky A., Sandréa A. Bull. Soc. fr. min., 1955, 78, No 1—3, 97.
35. Simpson E. S. Minerals of Western Australia. Perth., 1951, 2, 296.
36. Harańczuk C., Skiba M. Bull. Acad. polon. sci., sér. géol., géogr., 1961, 9, No 3, 149.
37. Vokes F. M. Norsk geol. tidsskr., 1962, 42, N. 4, 317.
38. Hauptmann H., Novak J. Zs. phys. Chem., 1931, B 15, 365.
39. Соседко А. Ф. Материалы по минералогии и геохимии гранитных пегматитов. Госгеолтехиздат, 1961, 105.
40. Behier J. Ann. géol. de Madagascar, 1960, F. 29, 38.
41. Jacobson R., Webb J. S. Min. Mag., 1947, 28, No 197, 118.
42. Whyte F. Rept. Brit. Guiana Geol. Surv. dept., 1952, 29 (по реферату Chem. Abstr., 1954, 48, 2531).
43. Rodrigues de Silva R., Santiago O. Bol. Inst. geol., 1961, Min. No 1, 21.
44. Staněk J. Časop. Moravsk. musea. Acta musei moraviae, 1960, 45, 31.
45. Костов Ив., Бресковска В., Мишчева-Стефанова П., Киров Г. Н. Минералите в България. София, 1964, 171 (химический анализ).
46. Lovisato D. Cron. Lic. d. Santazaro, 1878, по Хинце I—4, 29.
47. Hedström H. Geol. för. förhandl., 1901, 23, N. 1, N:o, 204, 42; Beijerinck F. N. Jb. Min., 1898, B.-Bd. 11, A, 403.
48. Palache Ch. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1935, No 180, 45.
49. Barić L. Гласник природ. музеја, 1960, сер. А, кн. 13, 199 (Београд).
50. Vtělenský J. Časop. min., geol., 1958, 3, čís. 3, 327.
51. Молева В. А., Мясников В. С. ДАН СССР, 1952, 83, № 5, 733.
52. Кайнарский И. С., Сидоров Н. А. Огнеупоры, 1958, № 1, 19.
53. Кайнарский И. С., Сидоров Н. А. Укр. хим. журн., 1955, 21, вып. 5, 592.
54. Дилакторский Н. Л. Зап. Мин. об-ва, 1939, 68, № 1, 18.
55. Карякин Л. И. Тр. 6-го совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1962, 370.
56. Абдеев М. А., Зайцева А. М. Цветные металлы, 1952, № 2, 48.
57. Сидоров Н. А. Тр. Харьковск. политехн. ин-та, 1958, 17, 251.

Галаксит Galaxite



Назван по месту находки около г. Галакс (Рос, Кер, 1932) [1].
Синон. Марганцовая шпинель — manganspinel (Кренер, 1907).

Характ. выдел. Зерна и их агрегаты.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^7 - Fd\bar{3}m$; $a_0 = 8,181 \text{ \AA}$ (для оригинала анализа 2) [2]; $a_0 = 8,287 \text{ \AA}$ (Кларк, Оли, Бэджер, 1934) [3], $a_0 = 8,258 \text{ \AA}$ (Суенсон и др.) [4] для искусств. MnAl_2O_4 ; a_0 вычисл. = 8,17 при отношении $\text{Mn} : \text{Fe} = 1 : 1$ (по Михееву). $Z = 8$. Структура нормальной шпинели.

В кристаллах не наблюдался.

Физ. св. и физ.-хим. конст. Хрупок. Тв. $7\frac{1}{2} - 8$. Уд. в. 4,15 — 4,234 (вычисл. 4,22 при отношении $\text{Mn} : \text{Fe} = 1 : 1$ и 4,077 для MnAl_2O_4) [4]. Цв. черный, шоколадно-бурый. Черта красно-бурая.

Теплота образования $\Delta H_{298} = (-)491,0 \text{ ккал/моль}$; энтропия $\Delta S_{298} = 84,33 \text{ кал/град} \cdot \text{моль}$; изобарные потенциалы образования (химическое средство) ΔZ при 300° K ($-)465,7 \text{ ккал/моль}$, при 500° ($-)448,84$, при 900° ($-)415,12$ [5].

Микр. В шл. в прох. свете красный. Изотропен. $n = 1,923$ (у галаксита из Галакса) [6], 1,856 (у галаксита из Йою) [2].

Хим. Теор. состав для $MnAl_2O_4$: MnO — 41,03; Al_2O_3 — 58,97.

Анализы:

	1	2	3
MgO	1,50	—	5,92
CaO	сл.	—	—
ZnO	»	0,58	—
FeO	16,36	2,28	10,16
MnO	34,03	33,06	25,50
Al_2O_3	45,71	55,98	58,13
Fe_2O_3	—	6,44	—
SiO_2	0,96	0,36	0,33
TiO_2	—	—	0,23
П. п.	—	—	0,52

Сумма	98,56	98,70	(100,79)
Mn : Fe	2 : 1	15 : 1	$2^{1/2} : 1$

1 — Галакс, анал. Шенон [1]; 2 — Йои, анал. Хэрд-сман [2]; 3 — Оаши, анал. Йошимура [2]; в оригинале указана сумма 100,27.

Диагн. исп. П. п. тр. не сплавляется даже в тонких осколках. С бурой — реакция на Mn.

Находч. Редок, встречается лишь в марганцевых скарнах, сопровождается родонитом, спессартином, тефроитом, аллеганитом, кальцитом, баритом и другими минералами. Впервые обнаружен в Белд-Нобе около г. Галакса (шт. Сев. Каролина, США), наблюдается в ряде марганцевых рудников Японии: Йои (преф. Сига) [2], Оаши (преф. Тотиги) [2], Фукумаки (преф. Ямагучи) [7] и других.

Искусств. Марганцевая шпинель получена при нагревании $MnCO_3$ и $Al(OH)_3$ при 1300° в течение 24 час. [4]. Наблюдается в составе некоторых доменных шлаков [6, 8]. Обнаружена среди продуктов кристаллизации шихты с большим содержанием марганца при 1400° на воздухе в течение 5 час [9].

Межплоскостные расстояния галаксита из Японии*

<i>hkl</i>	Fe-излучение, Mn-фильтр					
	Γ	<i>d</i>	<i>hkl</i>	Γ	<i>d</i>	
220	60	2,90	511; 333	60	1,58	
341	100	2,47	440	60	1,45	
400	30	2,05	620	5	1,29	
422	10	1,67	533	10	1,25	

$a_0 = 8,258 \text{ \AA}$.

* ASTM, 12—431.

Л и т е р а т у р а

- Ross C. S., Kerr P. F. Am. Min., 1932, 17, No 1, 15.
- Lee D. E. Stanford univ. publ., geol. ser., 1955, 5, 36.
- Clark G. L., Allyn A., Badger A. E. Am. J. Sci., 1931, 22, 539.
- Swanson H. E., Cook M. I., Evans T., Lund E. H. U. S. Nation. Bur. Stand., 1953, circ. 539, 2, 35.
- Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хим. средство) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 40.
- Креннер J. Zs. Krist., 1907, 43, 473.
- Higotatari F. Bull. Geol. Surv., Japan, 1961, 12, No 8, 1.
- Белянкин Д. С., Лапин В. В. Тр. ИГН АН СССР, 1944, вып. 58, 3; Лапин В. В. Тр. ИГН АН СССР, 1945, вып. 77, 33.
- Омар А. А., Четвериков С. Д. Вестн. Моск. ун-та, сер. 4 геол., 1965, № 5, 77.

Герцинит Hercynite



Назван по месту находки — от латинского названия Богемского леса — Silva Hercynia (Ципе, 1839).

Синон. Хризомелан — chrysomelan (Мюлер по Брайтхаупту, 1840), железная шпинель, феррошпинель — ferrosipinel, скорпан — skorpan (Редуин, 1867), ферришпинелит — ferrisipinit (Соколов, 1948).

Разнов. Хромгерцинит.

Шпинели промежуточного состава между герцинитом, с одной стороны, шпинелью, хромитом и ганитом, с другой: плеонаст (см. стр. 30), алюмохромит (см. стр. 81), крейттонит (см. стр. 37).

Характ. выдел. Тонкозернистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Куб. с. O_h — $Fd\bar{3}m$; $a_0 = 8,124 \text{ \AA}$ для минерала из Хиого (анализ 5, Ямамото, 1958 [1] — промежуточного между герцинитом и плеонастом с $Fe : Mg = 1,2 : 1$); $a_0 = 8,114 \text{ \AA}$ для искусств. FeAl₂O₄ (Флинтгер, 1963) [2], $a_0 = 8,135$ (Кларк, Оли, Бэджер, 1931 [3] (Флинтгер считает данные Кларка и др. завышенными).

Структура типа нормальной шпинели.

Гексоктаэдр. кл. O_h — $m\bar{3}m$ ($3L_44L_36L_29PC$). Кристаллы не найдены. Отмечены ориентированные взаимопараллельные сращения с магнетитом [4]. Как продукт распада твердого раствора обычен в магнетите в виде мелких пластинок и зерен, расположенных \parallel (100) магнетита (Рамдор).

Физ. св. и физ.-хим. конст. Хрупок. Тв. $7\frac{1}{2}$ — 8. Микротвердость на (100) 1478—1533 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ при нагрузке 100 г [5]. Уд. в. 3,90 — 4,42 (вычисл. для искусств. FeAl₂O₄ — 4,35, при $a_0 = 8,114 \text{ \AA}$). Цв. черный. Черта темно-серовато-зеленая до темно-зеленой.

Теплота образования $\Delta H_{298} = (-)467,2 \text{ ккал/моль}$; энтропия $\Delta S_{298} = 84,33 \text{ кал/град} \cdot \text{моль}$; изобарные потенциалы образования (химическое сродство) ΔZ при 300° К (-)441,9 ккал/моль , при 500° (-)425,04, при 900° (-)392,32 [6]. Свободная энергия образования ΔF° при 1550° (-)3690 ккал/моль , при 1700° (-)3490 [7].

Герцинит дает в инфракрасном спектре три узкие интенсивные и четко разделенные полосы с максимумами 670, 568, 512 см^{-1} [8].

Микр. В шл. в прох. свете зеленый. Изотропен. $n = 1,80$ (Ларсен). Отраж. способность в разрезах \parallel (100) (в %; λ в μ): для 470—10,0; 520—9,8; 575—7,3; 600—7,0; 700—7,7 [9].

Хим. Теор. состав: FeO — 41,34; Al₂O₃ — 58,66. Часто Fe изоморфно замещается Mg, иногда, Mn; Al замещается Fe³⁺ и Cr³⁺. По-видимому, существует полный изоморфный ряд FeAl₂O₄ — FeCr₂O₄. Известны твердые растворы Al₂O₃ и Fe₃O₄ в FeAl₂O₄, в которых содержание Al₂O₃ может достигать 21,2 мол. % и Fe₃O₄ — 15 мол. %. Выше 858° взаимная растворимость FeAl₂O₄ и FeFe₂O₄ является неограниченной [10]. Нормальная структура существует при содержании до 5 мол. % Fe₃O₄; при содержании Fe₃O₄ до 15 мол. % образуется сверхструктура и свыше 15 мол. % Fe₃O₄ — обращенная структура [11].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
MgO	2,92	10,02	10,3	9,37	10,84	3,29
CaO	—	—	—	0,36	—	0,20
FeO	35,67	24,53	24,9	24,00	23,28	19,90
MnO	—	—	—	0,15	—	0,20

	1	2	3	4	5	6
Al ₂ O ₃	61,17	53,52	56,0	60,84	52,77	50,74
Fe ₂ O ₃	—	10,35	—	4,26	11,73	17,90
Cr ₂ O ₃	—	—	8,0	—	—	—
SiO ₂	—	0,92	2,0	0,77	0,90	1,80
TiO ₂	—	0,67	—	0,50	0,55	5,78
H ₂ O	—	—	—	0,14	—	—
Сумма	99,76	100,01	101,2	100,39	100,07	99,81
Уд. в.	—	—	4,08	—	4,20	4,1
n	—	—	—	—	1,776	—

1 — Клатови (Чехословакия) [12]; 2—5— переходные разновидности от герцинита к плеонасту; 2 — Уитлес (шт. Виргиния, США), анал. Стейгер [13]; 3 — оз. Лерц, Арьеж (Франция) [14]; 4 — о-в Мулл (Шотландия), анал. Редли [15]; 5 — Хиого (Япония) [1]; 6 — Сангилен [16].

Диагн. исп. В соляной и азотной кислотах почти не разлагается.

П. п. тр. не плавится, в окислительном пламени становится кирпично-красным.

Повед. при нагр. Плавится инконгруэнтно при 1440° [17].

Нахожд. Довольно редок. Наиболее характерен для месторождений, связанных с основными и с метаморфизованными породами.

В качестве акцессорного минерала встречается в габбро Лё Пресе (Швейцария) в ассоциации с корундом и силлиманитом [18]. Вместе с корундом наблюдался в гранит-порфирах, в участках, где имеются включения сланцев, около Шенкенцеля в Шварцвальде (Баден, ФРГ) [19]. В качестве продукта распада магнетита вместе с ильменитом обнаружен в титаномагнетитовых месторождениях Урала [4]. С корундом, гранатом и роговой обманкой найден в районе Клатови [12]. Отмечался также в месторождениях наждака в Пикскиле (Нью-Йорк, США) [20], среди кордиерито-корундо-шпинеле-флогопито-плагноклазовой породы — в гнейсах Хиого (Япония) [1]; образует линзы в плагноклазо-кордиеритовых сланцах Лауденау (ФРГ) [21]. Наблюдался в корундо-шпинелевых метаморфических породах нагорья Сангилен (Тува) [16].

Изм. Известны частичные или полные псевдоморфозы корунда по герциниту.

Искусств. Получен из смеси Fe₂O₃ и Al₂O₃ при 800—1300° [22] и при нагревании смеси окислов с минерализаторами при 680° [23]. Обнаружен в виде включений в стали, сталеразливочном припасе (образуется [24] при 1540—1550°), в шамотных огнеупорах [25]. Получен при изучении системы FeO — Al₂O₃ [26, 27]. Обнаружен как новообразование в турбинах паровых котлов [28].

Разнов. Хромогерцинит — chromohercynite (Лакруа, 1920). Fe (Al, Cr)₂O₄, отношение Al : Cr от 1 : 1 до 3 : 1.

Синон. Хромгерцинит — chromohercynit (Хинце, 1938) — согласно Болдыреву является аллюмохромитом.

Анализ хромогерцинита с Мадагаскара, анал. Рауль [29]: MgO — 5,33; MnO — 1,10; FeO — 27,00; Al₂O₃ — 27,12; Cr₂O₃ — 38,64; Fe₂O₃ — 0,61; SiO₂ — 0,28; H₂O — 0,25; сумма — 100,33. Уд. в. 4,415.

Межплоскостные расстояния герцинита из Рензберга [30]

Fe-излучение, Мп-фильтр

hkl	Γ	d (Å)	hkl	Γ	d (Å)	hkl	Γ	d (Å)
111	$1/2$	4,78	004	3	2,04	335	2	1,244
	$1/2$	3,77	224	2	1,670	444	$1/2$	1,177
	$1/2$	2,96	115; 333	5	1,570	246	2	1,090
022	5	2,87	044	7	1,443	137; 355	5	1,063
113	10	2,46	026	$1/2$	1,212	008	4	1,020

 $a_0 = 8,16 \text{ \AA}$.

Л и т е р а т у р а

1. Yamamoto Hirosto. J. Geol. soc. Japan, 1958, 64, No 752, 264.
2. Flinter V. H. Am. Min., 1963, 48, No 1—2, 194.
3. Clark G. L., Ally A., Badger A. E. Am. J. Sci., 1931, 22, 539; Holgersson S. Lunds Univ. Arskrift, No 7, Avd. 2, 1927, 23, Nr 9 (по Strukturber., 1, 416).
4. Римская-Корсакова О. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1950, 79, вып. 3, 178; Латыш И. К. Тр. Геол. ин-та УФАИ, 1965, вып. 70, сб. № 6, 63; Фоминных В. Г., Юнников Б. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 6, 717.
5. Young B. B., Millman A. P. Trans. Inst. mining, metallurgy, 1963/64, 73, pt. 7, 448.
6. Петников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хим. средство) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 40.
7. Pillay T. C. M., D'Entremont J., Chipman J. J. Am. ceram. soc., 1960, 43, No 11, 583.
8. Hafner S., Laves F. Zs. Krist., 1961, 115, 321.
9. Gray I. M., Millman A. P. Econ. Geol., 1962, 57, No 3, 325.
10. Turnock A. C. Carnegie Inst. Washington, Year book 58, 1958/1959, 134.
11. Hoffmann A., Fischer W. A. Zs. phys. Chem., 1956, 7, H. 1—2, 80.
12. Quadrat B. Ann. Chem., Pharm., 1845, 55, 357 (по реферату N. Jb. Min., 1847, 731).
13. Watson T. L. Am. Min., 1925, 10, No 1, 7.
14. Damour A. Bull. Soc. géol. France, 1862, 19, 413.
15. Thomas H. Quart. J. Geol. soc. London, 1922, 78, pt. 3, No 311, 229.
16. Вахрушев В. А., Щербакова З. В. Геология и геофизика, 1961, № 4, 113.
17. Krause O., Teil W. Ber. Dtsch. chem. Ges., 1935, B. 27, 439.
18. Linck G. Sitzungsber. Preuss. Akad. Wiss., Berlin, 1893, 6, 47 (по реферату N. Jb. Min., 1894, II, 21).
19. Sauer A. Bericht über d. 28 Versamml. des oberrhein. Geol. Vereins zu Badenweiler, 1895 (по реферату N. Jb. Min., 1897, II, 449).
20. Williams G. H. Am. J. Sci., 1886, 31 (по реферату N. Jb. Min. 1887, II, 113).
21. Boddorf R. H. N. Jb. Min., Abhandl., 1961, 95, H. 3, 370.
22. Baldwin B. G. J. Iron steel inst., 1955, 179, 142; Будников П. П., Бережной А. С. Успехи химии, 1948, 18, вып. 5, 585.
23. Michel-Lévy A., Wuyart J., Michel-Lévy M. C. R., Paris, 1947, 225, 85.
24. Иванов Б. В. ДАН СССР, 1947, 58, № 6, 1099.
25. Карякин Л. И. Тр. 6-го совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1962, 370.
26. McIntosh A., Rait J., Hay R., Roy J. Techn. Coll., 1937, 4, 72; J. Am. ceram. soc., 1938, 21, 219.
27. Turnock A. C., Eugster H. P. J. of Petrology, 1962, 3, No 3, 533; Малышева Т. Я., Руднева А. В., Тр. 6-го совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1962, 353.
28. Kirsch H. N. Jb. Min., Monatsh., 1962, H. 10, 229.
29. Lacroix A. Bull. Soc. fr. min., 1920, 43, 69.
30. Berry L. G., Thompson R. M. Geol. Soc. Am., 1962, Mem. 85, 191.

Пределы колебаний атомного состава магниезальных разностей магнетитов (магномангнетита и магнизоферрита) по данным 59 химических анализов из месторождений различных районов

Группа м-ний	Месторождение	Число анализов	Fe ²⁺		Mg		Fe ³⁺		Al		Ti		Ссылка	
			от — до	сред- нее	от — до	сред- нее	от — до	сред- нее	от — до	сред- нее	от — до	сред- нее		
I	Везувий	5	0,0	0,0	8,0	8,0	16,0	16,0	0,0	0,0	0,0	0,0	[1]	
	Илимпей (басс. р. Н. Тунгуски, Красноярский край)	7	2,4—3,1	2,75	4,9—5,6	5,25	13,5—15,8	14,65	0,0—2,2	1,1	0,1—0,3	0,2	[2, 3, 4, 5]	
	Гулинское (басс. р. Хатанги, Красноярский край)	1	2,8	2,8	5,2	5,2	12,8	12,8	2,7	2,7	0,5	0,5		
II	Шединген (ФРГ)	1	5,5	5,5	2,5	2,5	13,2	13,2	2,3	2,3	0,5	0,5	[6]	
	Ениское (Кольский п-ов)	4	5,4—7,1	5,25	0,9—2,6	1,75	14,3—14,5	14,4	0,01—1,1	0,55	0,4—1,5	0,95	[7]	
	Красноярское	Ангаро-Илим- ский бассейн, Красноярский край	5	3,8—7,3	5,55	0,7—4,2	2,45	12,8—14,7	13,75	1,3—2,7	2,0	1,0—0,4	0,2	[5,8]
	Рудногорское		8	3,9—7,8	5,6	0,7—4,1	2,4	13,5—15,5	14,5	0,5—2,5	1,5	0,0—0,2	0,1	[5,8]
	Кежемское		7	5,1—8,0	6,55	0,0—2,9	1,45	11,0—13,8	12,4	2,4—5,0	3,55	0,0—0,8	0,4	[5]
	Тубинское		2	6,7—6,8	6,75	1,2—1,3	1,25	13,4—13,9	13,65	2,0—2,6	2,3	0,0—0,1	0,05	[5]
	Коршуновское		4	5,9—7,6	6,75	0,4—2,1	1,25	12,6—14,6	13,6	0,8—3,1	1,95	0,0—0,6	0,3	[1,5]
III	Р. Курейка (Красноярский край)	2	7,5	7,5	0,5	0,5	15,4—16,0	15,7	0,0—0,5	0,25	0,0—0,1	0,05	[]	
	Р. Курейка (Красноярский край)	1	5,5	5,5	2,5	2,5	16,00	16,00	—	—	—	—		
	Р. Анакит (басс. р. II. Тунгуски)	5	5,7—7,8	6,75	0,2—0,3	1,25	15,2—16,0	15,6	0,0—0,7	0,35	0,0—0,2	0,1	[]	
	Р. Северная-Летняя (басс. р. II. Тунгуски)	8	5,8—7,9	6,85	0,1—2,2	1,45	14,2—15,8	15,0	0,1—1,3	0,7	0,1—1,7	0,9		
	Тейское (Красноярский край)	1	7,3	7,3	0,7	0,7	15,4	15,4	0,5	0,5	0,1	0,1		
Тагильский массив (Свердловская обл.)	1	6,2	6,2	1,8	1,8	11,6	11,6	2,5	2,5	1,9	1,9	[40]		

ГРУППА ФЕРРИШПИНЕЛЕЙ

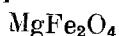
		Сингония	a_0	Уд. в.
Магнезиоферрит	$MgFe_2O_4$	Куб.	8,382	4,51
Франклинит	$(Zn, Mn)Fe_2O_4$	Куб.	8,419	5,32
[Ромбомагниякобсит]	$(Mn^{2+}, Mg)(Mn^{3+}, Fe^{3+})_2O_4$	Ромб.	8,305	4,59
Якобсит	$MnFe_2O_4$	Куб.	8,505	4,98
Магнетит	$FeFe_2O_4$	Куб.	8,396	5,20
Треворит	$NiFe_2O_4$	Куб.	8,32	5,17

Как и у шпинелей других групп состав ферришпинелей очень не-
постоянен, поэтому выделение отдельных минералов довольно условно.
В большинстве случаев они образуют изоморфные ряды между собой, а
также с алюмошпинелями и хромшпинелями. Крайние члены изоморф-
ных рядов встречаются редко. Треворит отличается бóльшим постоян-
ством состава. Собственно магнезиоферрит, как показывает таблица
на стр. 44, составленная Н. В. Павловым, в природе встречается исклю-
чительно редко — лишь среди продуктов вулканической деятельности,
тогда как минералы промежуточного состава — магноманетит и обогачен-
ные магнием магнетиты — характерны для трашовой формации СССР;
установлен магноманетит в базальтах Шелингена, Кайзерштуля (ФРГ).

Л и т е р а т у р а

1. Zamboni F. Mineralogia Vesuviana, Napoli, 1935, 191.
2. Попов В. С. Тр. Ломон. ин-та АН СССР, 1937, вып. 10, 157.
3. Попов В. С. Матер. по геологии Красноярского края, 1939, № 7, 1.
4. Шахов Ф. Н., Попов В. С. Изв. Томск. индустр. ин-та, 1935, 54, вып. 14, 1.
5. Павлов Н. В., Чупрынина И. И. ДАН СССР, 1955, 104, № 2, 298.
6. Hugel E. N. Jb. Min., 1913, 1, 200; Zs. Krist., 1924, 60, 334.
7. Красновский Г. М. Советская геология, 1948, № 33, 91.
8. Аникеев Н. П., Зорин В. П. Тр. Вост.-Сиб. гидрогеол. треста, 1934, вып. 5, 1.
9. Касаткин П. И. Бюлл. технической информации, Норильский горно-метал-
лург. комбинат, 1940, № 9—10, 3.
10. Бетехтин А. Г. Платина и другие минералы платиновой группы. Изд-во
АН СССР, 1935.

Магнезиоферрит Magnesioferrite



Назван по составу (Дана, 1892).

Синон. Магноферрит — magnoferrite (Рамельсберг, 1859), тальковый железный
камень — Talkeisenstein (Иглстон, 1892).

Характ. выдел. Кристаллы (до 5—6 мм), зерна и их агрегаты.

Структ. и морф. крист. Куб. с $O_h^{\bar{7}} - Fd\bar{3}m$; $a_0 = 8,38 \text{ \AA}$ для минерала
из Кайзерштуля (Бери и Томпсон, 1962) [1]; $a_0 = 8,382 \text{ \AA}$ (Кларк, Оли.
Бэдджер, 1931) [2], $a_0 = 8,358 \text{ \AA}$ (Холгерсон, 1927) [2] для искусств.
 $MgFe_2O_4$. $Z = 8$.

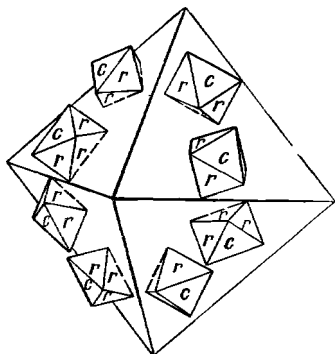
Структура обращенной шпинели.

Гексоктаэдр. кл. $O_h - m\bar{3}m(3L_44L_36L_29PC)$. Формы [3]: $d(110)$, $o(111)$.

Кристаллы октаэдрического габитуса, иногда сильно вытянутые вдоль
одной из осей L_4 , шестоватые. Отмечены ориентированные нарастания ге-
матита на магнезиоферрите: (111) магнезиоферрита параллельны (0001)
гематита [4] (фиг. 13).

Физ. св. и физ.-хим. конст. Тв. 6—6^{1/2}. Уд. в. 4,55 — 4,67 (вычисл.
4,51 для чистого искусственного соединения) Пв черный до коричневатого

черного. Черта у чистых разновидей темно-красная, у других — черно-серая, иногда со слабым буроватым оттенком. Бл. металлический. Непрозрачен. Магнитная анизотропия (—) 3,9 при 20°, (—) $0,9 \cdot 10^{-4}$ эрг/см³ при 200° [5]. Точка Кюри 320—350°, магнитная проницаемость 60 гаусс/эрстед [6]. Магнитная восприимчивость 0,8 CGSM. Намагниченность насыщения 140 гс [7]. Обладает ферромагнитными свойствами.



Фиг. 13. Ориентированные нарастания кристаллов гематита на кристаллы магнезиоферрита, Везувий

(по Рату)

Хим. Теор. состав: MgO — 20,15; Fe₂O₃ — 79,85. Является крайним членом изоморфного ряда магнетит — магнезиоферрит. Природный магнезиоферрит обычно содержит Fe²⁺ (изоморфно замещает Mg²⁺). Граница с магномагнетитом условная.

Анализы:

	1	2	3	4
CaO	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.
MgO	12,59	13,83	13,32	13,00
FeO	—	10,85	11,83	11,92
MnO	—	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Al ₂ O ₃	—	6,85	4,76	3,46
Fe ₂ O ₃	86,96	67,02	70,25	69,96
TiO ₂	—	0,60	0,42	0,33
SiO ₂	—	0,98	0,06	1,32
Сумма	99,55	100,13	100,64	99,99
Уд. в.	—	4,55	4,63	4,67

1 — Везувий, анал. Скакки [3] (с небольшой примесью гематита); 2, 3, 4 — переходные разности к магномагнетиту с Mg : Fe > 1 : 1, р. Илимпея, приток Н. Тунгуски, анал. Васильева [12].

Диагн. исп. На полир. шл. HNO₃, HCl, KCN, FeCl₃, KOH, HgCl₂ не действуют. Травится сильно нагретой конц. HCl или ее парами. После травления конц. HF выявляются анизотропные участки с секториальным погасанием [13].

Повед. при нагр. MgFe₂O₄ плавится инконгруэнтно при 1750°. С FeCr₂O₄ образует при нагревании ряд твердых растворов [14]. На кри-вах нагревания [12] переходных разностей к магномагнетиту имеются два

экзотермических подъема; первый обусловлен переходом Fe^{2+} в Fe^{3+} с образованием гематита, температура перехода зависит от содержания железа, в среднем $\sim 500^\circ$; максимум второго эффекта — около $680-710^\circ$.

Наход. Чистый магнезиоферрит довольно редок. Известен как продукт фумарольной деятельности в связи с излиянием основных лав, богатых калием (вулканы Италии — Везувий, Стромболи, Этна); предполагается, что магнезиоферрит образовался при взаимодействии $FeCl_2$ и MgO [15]. Встречается в погребенных лавах Пюи-де-ла-Таш и Пюи-де-Дом (Франция), а также в породах вулканической формации Кайзерштуля (ФРГ). Характерна ассоциация с гематитом.

Переходные разности от магнезиоферрита к магномagnetиту образуют гидротермальные жильные тела в бассейне р. Илимпей (левый приток р. Н. Тунгуски) и в среднем течении р. Н. Тунгуски (Красноярский край). Возможна их генетическая связь с траппами (габбро-диабазами) [16]. Образовались в близповерхностных условиях, ассоциируются с хлоритом, серпентином, кальцитом и амелистом.

Отмечены в тяжелой фракции базальтов Вост. Саян [17].

Описано высокотемпературное преобразование самородного железа в почковидные агрегаты магнетита, который с периферии перешел в магнезиоферрит, благодаря привосу магния [18].

В контактово-метасоматических образованиях магнезиоферрит наблюдался в кембрийской толще Алдана в ассоциации с тремолитом и актинолитом [19]. Отмечен в колчеданных месторождениях и хлоритовых породах Японии [20].

Изм. Замещается гематитом и маггемитом [6].

Искусств. Получается при сублимации MgO и Fe_2O_3 в стехиометрических соотношениях в среде азота; кристаллизация идет в интервале температур от 1000 до 1850° [21].

Практ. знач. Не имеет, так как неизвестен в крупных скоплениях.

Отл. От сходного магнетита отличается по меньшему уд. весу и по более светлой черте, от магномagnetита по более высокому содержанию магния.

Межплоскостные расстояния магнезиоферрита
из Кайзерштуля [1]
Fe-излучение, Mn-фильтр

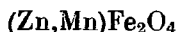
hkl	l	d (Å)	hkl	l	d
111	$1/2$	4,84	135	7	1,416
022	5	2,98	026	1	1,328
113	10	2,53	335	3	1,281
222	$1/2$	2,43	226	$1/2$	1,266
004	4	2,10	444	1	1,212
224	3	1,712	246	2	1,122
115; 333	$1/2$	1,616	137; 355	6	1,093
044	8	1,484	008	4	1,049

Л и т е р а т у р а

1. Berry L. G., Thompson R. M. Geol. soc. Am., 1962, Mem. 85, 192.
2. Clark G. L., Ally A., Badger A. E. Am. J. Sci., 1931, 22, 539; Holgersson S. Lunds Univ. Årsskrift. N. F., Avd. 2, 1927, 23, Nr 9, 2 (по Strukturber., 1931, 1, 416).
3. Zambonini F. Mineralogia Vesuviana, Napoli, 1935, 191.
4. Mügge O. N. Jb. Min., 1905, B.-Bd. 16, A, 335.
5. Eibinger G. Naturwissenschaften, 1961, 48, H. 14, 498.
6. С мел о в А. А. Вестн. Лепингр. ун-та, 1957, № 6, 41.

7. Дортман Н. Б., Васильева В. И., Вейнберг А. К., Дубинчик Э. Я., Жданов В. В., Зотова И. Ф., Илаев М. Г., Трунина В. Я., Хорева Б. Я., Шолпо Л. Е. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. Изд-во «Недра», 1964, 22.
8. Горбатов Г. А. Минеральное сырье, 1961, вып. 3, 116.
9. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хим. средство) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 40.
10. Roberts H. S., Merwin H. E. Am. J. Sci., 1931, 21, 145; Huggill W. Min. Mag., 1944, 27, No 184, Min. Abstr., 9, 13.
11. Пономарева М. Н., Павлов Н. В. Геология рудных м-ний, 1964, 6, № 1, 99.
12. Павлов Н. В., Янченко М. Т. Геология рудных м-ний, 1959, № 2, 74.
13. Сергеев В. Н. Изв. Вышн. уч. зав., геол. и разв., 1961, № 6, 97.
14. Карякин Л. И., Пятикоп П. Д., Сухаревский Б. Я. ДАН СССР, 1956, 109, № 5, 1009.
15. Drager R. V. Am. J. Sci., 1935, 30, No 176, 106.
16. Попов В. С. Матер. по геологии Красноярского края, 1939, № 7, 1.
17. Коржинский А. Ф., Францкая Е. В. ДАН СССР, 1955, 104, № 2, 291.
18. Ramdohr P. Neue Beobachtungen am Bühl-Eisen. Berlin, Ak. Verlag, 1952, 1.
19. Сердюченко Д. И. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12, 233.
20. Yamaoka K. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1960, 44, No 3, 132 (на японск. яз.).
21. Базилевич А. С. Минеральное сырье, 1934, № 9, 27; Турцев А. А. Рефераты научно-исслед. работ ИГН за 1940 год. АН СССР, 1941, 60.

Франклинит Franklinite



Назван по месту первой находки (Бертье, 1819).

Синон. Цинкоферрит — zinkoferrite (Бекенгами — Хинце, 1921). Франклинитом, по-видимому, является изофан — isophane, упоминаемый лишь в указателе к шестому изданию Дана (1892).

Разнов. Феррофранклинит.

Характ. выдел. Зернистые выделения, иногда кристаллы.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^7 - Fd\bar{3}m$; $a_0 = 8,419 \text{ \AA}$; $Z = 8$ (Кларк, Оли, Бэдджер, 1931, для искусств. $ZnFe_2O_4$) [1]; сходные данные приведены у Холгерсона [2]. $a_0 = 8,474 \text{ \AA}$ для образца из Нью-Джерси, оригинала рентгенограммы [3].

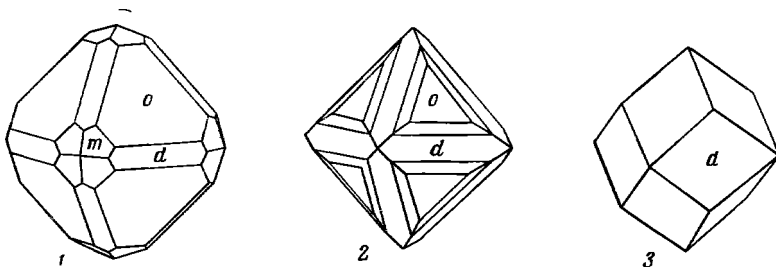
Структура нормальной шпинели.

Гексоктаэдр. кл. $O_h - m\bar{3}m (3L_4 4L_2 6L_2 9PC)$.

Обычные формы [4]: a (100), d (110), o (111), f (310), η (510), n (211), m (311), v (531).

Редкие и малодостоверные формы: p (221), q (331).

Кристаллы (фиг. 14) октаэдрические, часто с закругленными гранями, или додекаэдрические. Фигуры травления, как у магнетита [5]. Двойники по (111).



Фиг. 14. Кристаллы франклинита

1 — Франклин (по Дана); 2 — Нью-Джерси (по Пресли); 3 — Нью-Джерси (по Миллеру)

При распаде твердого раствора образуются пластинки гетеролита || (111) франклинита («цинквреденбургит»); мелкие зерна или диски гавита (?) || (100) франклинита; таблички пирофанита (?) || (111) франклинита; сетчатые образования гаусманнита или марганцовой шпинели (?) || (100) франклинита (Рамдор); пластинки гематита || (111) франклинита [6]. Отмечались параллельные сростания франклинита и гавита [6].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. или отдельность по (111). Изл. раковистый до неровного. Тв. $5\frac{1}{2}$ — $6\frac{1}{2}$. Микротвердость на (111) 720—752 кг/мм², на (100) 763—824 при нагрузке 100 г (Янг и Милмэн), 753—794 (Лебедева) [7]. Уд. в. 5,07 — 5,22 (вычисл. 5,32 для ZnFe₂O₄) [1]. Цв. черный до буро-черного. Черта красновато-бурая. Бл. металлический до полуметаллического. Просвечивает лишь в тонких сколах.

Слабо магнитен до сильно магнитного. Магнитная восприимчивость $35\ 000 \cdot 10^{-6}$ CGSM/см³ [8]. Точка Кюри 61° [9].

При электродиализе удаляется заметное количество Zn и Fe (с некоторым количеством Mn) [10].

Теплота образования $\Delta H_{298} = (-)286,4$ ккал/моль; энтропия $\Delta S_{298} = 88,00$ кал/град · моль; изобарные потенциалы образования (химическое сродство) ΔZ при 300° К (-)260,1 ккал/моль, при 500° (-)242,5, при 900° (-)207,3 [11].

Микр. В прох. свете изотропен. $n = 2,36$ (Li) (Ларсен). В отраж. свете белый. Отраж. способность [12]:

λ , μ	430	470	490	520	550	580	610	650
R	19,2	18,9	18,8	18,6	18,4	18,2	17,8	17,1

По данным Рамдора, отраж. способность для зеленого света 16,5, для оранжевого — 14,5, для красного — 11. Слабая аномальная анизотропия (от розовато-серого до серовато-черного). Двухотражение не наблюдалось [13]. Внутренние рефлексии темно-красные, заметны в иммерсии при скрещенных николях. Полируется очень хорошо.

Хим. Теор. состав для ZnFe₂O₄: ZnO — 35,22; Fe₂O₃ — 64,78; для (Zn, Mn)Fe₂O₄ (при Zn : Mn = 1 : 1) : ZnO — 17,25; MnO — 15,04; Fe₂O₃ — 67,71. Всегда содержит Mn, который замещает Zn. В феррофранклините Zn замещается Fe²⁺. Fe³⁺, возможно, частично замещается Mn³⁺.

Анализы:

	1	2	3	4
MgO	0,34	—	—	—
CaO	0,43	—	—	—
ZnO	20,77	23,11	15,91	6,78
MnO	9,96	10,46	16,37	9,53
FeO	—	—	—	15,65
Al ₂ O ₃	—	—	—	0,65
Mn ₂ O ₃	—	4,44	10,52	—
Fe ₂ O ₃	66,58	63,40	56,57	67,42
SiO ₂	0,72	0,17	—	0,08
H ₂ O	0,71	—	—	—
Сумма	99,51	101,58	99,37	100,11
Уд. в.	5,09	—	5,187	—

1—3—Франклин: 1 — анал. Шелер [14], 2 — среднее из двух анализов [15], 3 — анал. Стоун [16]; 4 — феррофранклинит, Стерлинг-Хилл, среднее из четырех анализов [15].

Диагн. исп. Растворяется в HCl, иногда с выделением Cl. Разлагается при сплавлении с KHSO₄.

В полир. пл. легко травится раствором SnCl₂ с образованием светлого призрающего по краям налета, который легко стирается. Остальные реактивы не действуют.

П. п. тр. неплавок, сплавляется с содой и на угле дает слабый налет ZnO, при сплавлении со смесью соды и буры налет более значительный.

Находж. Редок. Встречается в контактово-метасоматических месторождениях Франклина и Стерлинг-Хилла (шт. Нью-Джерси, США) среди кристаллических известняков; ассоциируется с цинкитом, виллемитом, кальцитом, реже с ганитом, аксинитом, родонитом, тефроитом, анатитом и др. [4]. Отмечена находка франклинита на г. Высокой (Свердловская обл.) [17]. В виде псевдоморфоз по сфалериту встречен в пегматитах горы Непха на Кольском п-ове [18].

Не подтверждены сведения о нахождении франклинита в Альтенберге (Саксония, ГДР) (Дана, 1946).

Минерал из железо-марганцового месторождения Джумарт (Центр. Казахстан), описанный Каюповой [19] под названием марганцовистого франклинита, является яacobситом.

Изм. Отмечены превращения в халькофанит и вад.

Искусств. ZnFe₂O₄ получен при спекании свежеосажденных гидроксидов железа и цинка при 1100° [20], а также сплавлением Fe₂O₃, ZnO и MnO в присутствии V₂O₅ (Эбельмен, по Дельтеру). При изучении системы Fe₃O₄ — Mn₃O₄ — ZnMn₂O₄ — ZnFe₂O₄ установлено существование кубических магнетито-яacobсито-франклинитовых твердых растворов [21].

Практ. знач. Во Франклине и Стерлинг-Хилле — составная часть цинковых руд.

Отл. Отличается от магнетита по темной красновато-бурой черте и реакциям на цинк и марганец.

Разнов. Fe²⁺-содержащий — феррофранклинит — ferrofranklinite (Болдырев, 1935) — (Fe, Mn, Zn) Fe₂O₄ (анализ 4).

Синон. Магнофранклинит — magnofranklinite (Кэнфилд, 1892) — назван по магнитности.

Межшоскостные расстояния франклинита из Нью-Джерси [3]

Fe-излучение, Mn-фильтр

hkl	l	d Å	hkl	l	d	hkl	l	d
111	1	4,88	115; 333	7	1,632	137; 355	5	1,104
022	7	2,99	044	8	1,499	008	2	1,061
113	10	2,55	026	1/2	1,340	066; 228	1	0,998
222	1/2	2,44	335	2	1,293	157; 555	5	0,978
004	4	2,12	444	1/2	1,224			
224	3	1,730	246	2	1,133			

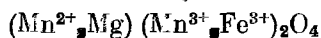
a₀ = 8,474 Å.

Л и т е р а т у р а

1. Clark G. L., Ailly A., Badger A. E. Am. J. Sci., 1931, 22, 539.
2. Holgersson S. Lunds Univ. Årsskrift. N. F., Avd. 2, 1927, 23, Nr 9, 2 (по Strukturber., 1931, 1, 416).
3. Berry L. G., Thompson R. M. Geol. soc. Am., 1962, Mem. 85, 193.
4. Palache Ch. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1935, No 180, 45.
5. Mügge O. N. Jb. Min., 1911, B.-Bd. 32, A, 491; Becke F. Tscherm. min., petr. Mitt., 1885, H. 3, 200.
6. Frondel C., Klein C. Am. Min., 1965, 50, No 10, 1670.

7. Young B. B., Millman A. P. Trans. Inst. mining, metallurgy, 1963—1964, 73, pt. 7, 448; Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963.
8. Кобранова В. А., Лепарская Н. Д. Определение физических свойств горных пород. Гостоптехиздат, 1957, 98.
9. Ландольт Т. Справочник физических величин. Изд-во иностр. лит-ры, 1952, 3.
10. Sreelivas B. L., Roy R. Econ. Geol., 1961, 56, No 1, 198.
11. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хим. средство) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 40.
12. Nichol I., Phillips R. Min. Mag., 1965, 35, No 269, 200; Gray I. M., Millman A. P. Econ. Geol., 1962, 57, No 3, 325.
13. Klemm D. D. N. Jb. Min., Abhandl., 1962, 97, H. 3, 337.
14. Palache Ch. Am. J. Sci., 1940, 29, 177.
15. Seym's G. Am. J. Sci., 1876, 12, 210.
16. Stone G. C. School of Mines Quarterly, 1887, 8, 148; Zs. Krist., 1888, 14, 291.
17. Гладкий П. Горный журн., 1888, 1, 96.
18. Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16, 176.
19. Каюпова М. М. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1963, вып. 6 (57), 57.
20. Борисенко А. И. Тр. 4-го совещания по эксперим. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1951, вып. 1, 73.
1. Mason B. Am. Min., 1947, 32, No 7—8, 426.

Ромбомагноякобсит Rhomboagnojacobsite



Назван с учетом симметрии, содержания магния и близости к якобситу по структуре (Фань Дэ-лянь, 1964) [1].

Характ. выдел. Кристаллы, зернистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Ромб. с $a_0 = 8,305$; $b_0 = 8,475$; $c_0 = 8,807$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,979 : 1 : 1,039$; $Z = 8$ (Фань Дэ-лянь, 1964) [1]. Незначительно искаженная кубическая структура якобсита.

Хорошо образованные кристаллы псевдооктаэдрического облика; грани иногда исптрихованы.

Физ. св. Тв. 6. Микротвердость 708 кг/мм^2 . Уд. в. 4,432 (вычисл. 4,594 при $\text{Mn}^{2+} : \text{Mg}$ и $\text{Mn}^{3+} : \text{Fe}^{3+} = 1 : 1$). Цв. черный. Бл. полуметаллический.

Сильно магнитен.

Микр. В отраж. свете серо-белый с буровато-желтым оттенком. Отраж. способность по двум направлениям (в %): для зеленого света 16,8 и 20,6, для оранжевого 14,3 и 10,4, для красного 13,2 и 17,2. Двухотражение хорошо заметно. В скрещенных николях ясная анизотропия. Наблюдаются полисинтетические двойники, имеющие разную ориентировку.

Хим. Теор. состав (при $\text{Mn}^{2+} : \text{Mg}$ и $\text{Mn}^{3+} : \text{Fe}^{3+} = 1 : 1$): $\text{MgO} - 9,40$; $\text{MnO} - 16,54$; $\text{Mn}_2\text{O}_3 - 36,82$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 37,24$. Микрохимический анализ ромбомагноякобсита с примесью граната (анал. Иванова): $\text{MgO} - 7,65$; $\text{CaO} - 1,08$; $\text{MnO} - 54,25$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 1,59$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 33,52$; $\text{SiO}_2 - 2,46$, сумма 100,55. Из-за недостатка материала степени окисления железа и марганца не определялись (все железо показано в виде Fe_2O_3 , а весь марганец — в виде MnO). Пересчет анализа минерала сделан при допущении наличия в нем Mn^{3+} и Mn^{2+} . Предполагается, что изоморфное замещение Mn^{2+} на Mg и Fe^{3+} на Mn^{3+} приводит к искажению кубической структуры.

Находк. Обнаружен вместе с силикатами марганца и железа в контактно-измененных окисных рудах железо-марганцевого метаморфизованного осадочного месторождения Вафанзы (Сев.-Вост. Китай).

Возможно, кристаллы минерала, состоящие из полисинтетических двойников, представляют параморфозы низкотемпературной ромбической шпинели по кубической.

Межплоскостные расстояния ромбоагноякобсита

Fe-антикатод, $D = 68,00$ мк

hkl	I	d (кХ)	hkl	I	d	hkl	I	d
111	4	4,906	224	1р	1,776	620; 226; 335	1р	1,314
220; 202	8	2,980	242	1	1,727	353		1,293 1,279
131β; 311β	1	2,794	422; 415	3	1,697	262	3	
113	3	2,623	151; 333	6	1,626	622	1р	1,259
131	10	2,539	511	4	1,597	444; 117	4	1,224
311			044; 432	1	1,560	317; 137	1р	1,133
222	1	2,433	404	6	1,510 1,494	535; 173	2р	1,110
004	2р	2,197	440	8		327; 237	4р	1,103
040	4	2,110	135; 315	2р	1,465	008; 553	2	1,094
400	3	2,064	153	1р	1,436	080	2	1,061
042	1р	1,901	062	1	1,340			

р — размытая линия; фигурные скобки показывают края широкой полосы.

Л и т е р а т у р а

1. Фань Дэ-лянь. Acta geol. sinica, 1964, 44, No 3, 343.

Якобсит Jacobsite



Назван по местности Якобсберг (Швеция), где впервые был найден (Дамур, 1869) [1].

Синон. Манганомангнетит — manganomagnetite (Флинк, 1886) [2], манганоферрит — manganoferrite (Бекенкамп — Хинце, 1921).

Шпинели промежуточного состава между якобситом, с одной стороны, и магнитоферритом, магнетитом и гаусманнитом, с другой: магноякобсит, ферроякобсит, манганоякобсит (см. стр. 55—56).

Характ. выдел. Зернистые агрегаты, реже кристаллы.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^7 - Fd\bar{3}m$. Значение a_0 колеблется от 8,40 до 8,59 Å в зависимости от изоморфных замещений [3, 4, 5].

a_0 (Å)	Месторождение	Автор
8,436	Лонгбан, Швеция	Викман [2]
8,474	Якобсберг, Швеция	Бери и Томпсон [6]
8,505	Уибонга, Новый Южный Уэльс (анализ 3)	Мак-Эндрю [3]
8,473	Искусств.	Кларк и др. [7]
8,499	»	Суенсон и др. [8]
8,589	»	Холгерсон [5]

См. также при хим. анализах. $Z = 8$.

По структуре приближается к нормальной шпинели.

Гексоктаэдр. кл. $O_h - m\bar{3}m$ ($3L_4 4L_3 6L_2 9PC$).

Формы [10, 11]: $a(100)$, $d(110)$, $o(111)$, $m(311)$.

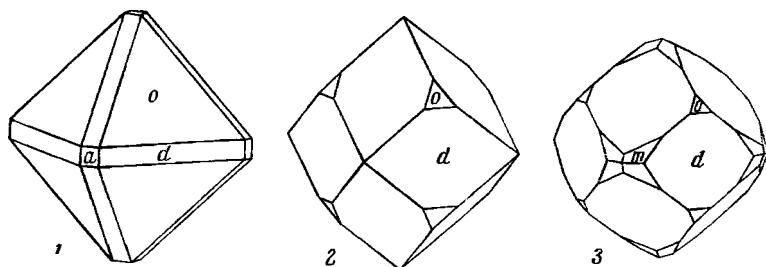
Редкие и мало достоверные формы:

533	14.5.5	15.1.1	661	753	732
522	511	665	871	641	—

Кристаллы (фиг. 15) октаэдрические и ромбододекаэдрические. Образуется с гаусманнитом («вреденбургит») типа видманштеттовых

фигур — продукт распада твердого раствора: пластинки гаусманнита || (111) якобсита (см. стр.105).

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. или отдельность по (111) (отмечалась также отдельность по (3.50.60) [12], что маловероятно). Тв. $5\frac{1}{2}$ — $6\frac{1}{2}$. Микротвердость 841—870 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ при нагрузке 100 г (Янг и Миллэн), 724—745 (Бови и Тэйлор) [13]. Уд. в. 4,75—4,93 (вычисл. 4,978 при $a_0 = 8,505\text{\AA}$) [3]. Цв. черный до буровато-черного. Черта бурая, черновато-бурая. Бл. металлический до полуметаллического. Просвечивает лишь в тонких сколах.



Фиг. 15. Кристаллы якобсита

1 — Лонгбан (по Йоганссону); 2—3 — Сан-по-Таке (по Сибун)

Ферромагнетик, обладает остаточным магнетизмом [14]. Магнитность слабая до сильной. Намагниченность насыщения 320 гс. Точка Кюри искусственного якобсита 300° [15], у якобсита из рудника Сапальского (Урал)— 339° [16]. Значения точки Кюри уменьшаются линейно с увеличением содержания MnO [5].

Термо-э.д.с. для якобсита из Вост. Караджала $(-)$ 31,0 мв [17].

Теплота образования $\Delta H_{298} = (-)292,5$ ккал/моль; энтропия $\Delta S_{298} = 87,33$ кал/град · моль; изобарные потенциалы образования (химическое сродство) ΔZ при 300° К $(-)$ 266,3 ккал/моль, при 500 $(-)$ 248,84, при 900° $(-)$ 213,92 [18].

Микр. В пл. в прох. свете слабо просвечивает. $n = 2,3$ (Li) [19]. В отраж. свете светло-серый с зеленоватым оттенком. Цв. меняется в зависимости от содержания изоморфных примесей Mn_3O_4 или Fe_3O_4 : при высоком содержании Mn_3O_4 — буровато-серый, при высоком содержании Fe_3O_4 — розовато-бурый [20]. Отраж. способность (в %): для зеленого света 19,5, оранжевого — 17, красного — 16 (Рамдор); по данным Найчолы и Филиппа [21]:

$\lambda, \text{m}\mu$	430	470	490	520	550	580	610	650
R	19,7	20,0	20,0	19,4	19,3	19,0	18,4	17,5

Значения R понижаются в ряду магнетит — якобит от магнетита к якобситу.

По Рамдору [22], данные Грэй и Миллэна [23] завышены для синего и оранжевого света.

Изотропен. Иногда аномально анизотропен с цветными эффектами от темно-серовато-бурого до светло-серого со слабым голубоватым оттенком [24]. Красные внутренние рефлексии наблюдаются изредка в иммерсии [23].

Хим. Теор. состав: $\text{MnO} = 30,76$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 69,24$. Характерны изоморфные замещения в довольно широких пределах среди двух- и трехвалентных элементов. Mn замещается Mg (магноякобит), Fe^{2+} (ферроякобит), Zn ; Fe^{3+} замещается Mn^{3+} (манганоякобит) [25].

Существует непрерывный изоморфный ряд от якобсита к магнетиту, намечается изоморфный ряд от якобсита к франклиниту. Полный ряд твердых растворов между Fe_3O_4 и Mn_3O_4 существует лишь при высоких температурах ($\approx 1200^\circ$) [4, 26, 27].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
MgO	—	0,13	0,1	1,68	—	6,41	1,69
CaO	—	—	—	0,40	0,0	—	0,59
ZnO	1,96	—	—	—	—	—	Не опр.
MnO	33,57	32,20	30,2	29,93	28,8	20,72	20,20
FeO	—	—	—	—	—	—	9,70
PbO	—	—	—	1,22	—	—	—
Al_2O_3	1,54	—	—	—	—	—	Не опр.
Mn_2O_3	—	8,36	—	6,96	—	4,03	—
Fe_2O_3	56,60	59,31	69,7	58,39	70,8	68,25	66,83
MnO_2	6,04	—	—	—	0,8	—	—
SiO_2	—	—	—	—	0,4	—	0,96
TiO_2	—	—	—	—	—	—	Сл.
As_2O_3	0,47	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	0,06	—	—	—
H. o.	—	—	—	2,17	—	—	—
Сумма	100,18	100,00	100,0	100,81	100,8	99,41	99,97
Уд. в.	—	—	—	—	4,93	4,75	—
a_0	8,44	—	8,505	—	—	—	8,437
	8	9	10	11	12	13	
MgO	1,58	9,26	2,47	2,45	0,02	0,01	
CaO	0,45	—	1,40	1,39	0,31	0,27	
ZnO	0,12	—	0,32	0,11	—	—	
MnO	17,63	13,94	13,63	12,69	11,69	11,09	
FeO	11,02	2,57	12,23	15,15	18,31	18,68	
Al_2O_3	0,29	—	0,95	0,59	0,55	0,33	
Fe_2O_3	68,26	73,96	69,25	66,58	68,44	69,21	
SiO_2	1,00	—	0,16	1,08	0,30	0,51	
TiO_2	Не обн.	0,09	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	
S	0,27	—	Не обн.	Не опр.	—	—	
Сумма	100,62	99,82	100,41	100,04	99,62	100,10	
Уд. в.	—	4,76	—	—	4,899	4,903	
a_0	8,432	8,436	8,433	—	8,437	8,439	

1 — Дюмурт [28]; 2 — Беллонги, анал. Дан [29]; 3 — Уионга [29]; 4 — Лонган, анал. Линдстрём [30]; 5 — Локатта; содержит ~9% гематита [31]; 6 — магноякобит, Якобсберг [1]; 7, 8, 10, 11 — Магнетитовое, анал. Гуркина [5]; 9 — магноякобит, Лонган [10]; 12, 13 — ферроякобит, Сай-но-Такс [11].

Диагн. исп. Растворяется в HCl со слабым выделением хлора.

Характер травления зависит от содержания изоморфных примесей. Чистый якобит не травится обычными реактивами, содержащий примесь Fe_2O_3 травится HCl и HF [20]. Характер травления зависит также от присутствия продуктов распада твердого раствора [32]: иногда слегка травится раствором SnCl_2 , темнеет от действия $\text{H}_2\text{O}_2 + \text{H}_2\text{SO}_4$ [29].

П. п. тр. не сплавляется. С фосфорной солью дает реакцию на Mn.

Повед. при нагр. Кривая нагревания характеризуется экзотермическими эффектами при 290, 540 и 800° [33].

Наход. Довольно распространен. Встречается в контактово-метасоматических, гидротермальных и метаморфических месторождениях. Впервые был найден в руднике Якобсберг (Вермланд, Швеция) среди кристаллического известняка, также в Нордмаркене и Лонгбане (Швеция) в ассоциации с окислами железа и марганца и марганцовыми силикатами. В СССР установлен в железо-марганцовых метаморфизованных осадочных рудах месторождений Караджал в Атасуйском р-не Центр. Казахстана (по данным Голикова) и Южно-Хинганское в Приморском крае [34]. В марганцовом руднике Сапальского (Свердловская обл.) обнаружен на контакте сиенитов с известняками в ассоциации с псиломеланом и вадом (Болдырев, 1935). В Джумарте, (Атасуйский р-н, Казахстан) встречается в ассоциации с гематитом, тефроитом, саркинитом, фриделитом, гаусманнитом, образует псевдоморфозы по магнетиту, описан под названием марганцовистого франклинита [28].

Обнаружен в Еравнинских железорудных месторождениях — Магнетитовом и др. (Бурятская АССР) вместе с гранатом, форстеритом, актинолитом, эпидотом и др. [35].

В Уибонга (Новый Южный Уэльс, Австралия) встречен в контактово-метасоматических марганцовых рудах в ассоциации с псиломеланом, пиролюзитом, кварцем, родонитом и окислами железа [29]. В контактово-метасоматической зоне близ Ниццы (Сицилия) — с пиролюзитом, гаусманнитом, родохрозитом, баритом, кальцитом, пиритом, сидеритом, гипсом, кварцем и лимонитом [36]. В Индии в метаморфизованных осадочных марганцовых рудах Кадура (Андхра Прадеш) ассоциируется с браунитом, гаусманнитом, пиролюзитом, криптомеланом, коронадитом [37]; в месторождениях Карли и Азальпани (обл. Бхандара) — в сходной ассоциации [38]; также в Тироди, Донгри Буцург, Балагхат, Белдонгри (Мадхья-Прадеш) [39], в Срикакулам и Висакхапатнам (Андхра Прадеш) [32] с браунитом, биксбитом, гаусманнитом, пиролюзитом и голландитом. В марганцовых рудах Сандура (Майсур) — в ассоциации с манганитом, гидрогаусманнитом, браунитом, псиломеланом и литиофоритом [40].

Наблюдается в Южно-Африканской республике в Постмасбурге в месторождениях Аукамспруст, Глочестер, Лохатла — всегда в ассоциации с гематитом; в Лохатла также с гаусманнитом, биксбитом и диаспором [31]. Обнаружен в месторождениях Японии: Сан-но-Такэ (преф. Фукуока) [41], Киураги (преф. Сага) с галакситом, тефроитом, родонитом, спессартином и др. [41]. Отмечен в ряде месторождений Норвегии [42, 43]. Встречен в Негеве (Израиль) вместе с гематитом и бементитом [44]. Установлен в цементе карбонатных брекчий верхнедевонского возраста в Арьеже (Франция) [45].

Изм. Замещается гидроокисными минералами марганца и железа.

Искусств. Изучен в системах $Fe_3O_4 - Mn_3O_4 - ZnMn_2O_4$ [26], $Fe_3O_4 - Mn_3O_4$ [27] и др. Получен при нагревании в электрической печи свежесоаженных окислов Mn и Fe при $1050-1200^\circ$ в течение 12—24 час [26]; при нагревании до 1100° смеси Fe_2O_3 , $MnCO_3$ и KCl (флюс) [8].

Практ. знач. Входит в состав некоторых железо-марганцовых или марганцовых руд.

Отл. От магнетита отличается в полир. шл.: у якобсита окраска имеет оливковый, у магнетита — буроватый оттенок; у якобсита наблюдаются также внутренние рефлексии (не всегда). От браунита отличается оливковым оттенком окраски в отраж. свете, красными внутренними рефлексиями, магнитностью.

Пиппели промежуточного состава:

Магноякобит — magnojacobsite (Болдырев, 1935) — промежуточного состава между якобитом и магнезиоферритом, содержит до 9,26%

MgO (анализы 6,9), наблюдался в месторождениях Лонгбан и Якобсберг (Швеция).

Ферроякобит — ferrojacobsite (Болдырев, 1935) — промежуточного состава между якобитом и магнетитом, содержит до 18,68% FeO (анализы 12 и 13). Магнитность сильнее, чем у якобита.

Манганоякобит — manganojacobsite (Болдырев, 1935) — промежуточного состава между якобитом и гаусманнитом, отношение $Mn^{3+} : Fe^{3+}$ достигает 3 : 7.

Межплоскостные расстояния якобита [3]

Fe-излучение, Ni-фильтр, $D = 114,6$ мкм

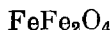
hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
111	4	4,90	440	6	1,501	642	1	1,134
220	4	3,01	531	1	1,435	553; 731	4	1,107
311	10	2,558	620	1	1,339	800	2	1,062
222	1	2,449	533	2	1,296	555; 751	3	0,998
400	6	2,123	622	1	1,278	555; 751	1	0,978
422	1	1,739	444	1	1,225			
333; 511	6	1,636	551; 711	1	1,194			

Л и т е р а т у р а

1. Damour A. C. R., Paris, 1869, 69, 168.
2. Wickman F. E. Geol. för. förhandl., 1947, 69, H. 3, N:o 450, 363.
3. McAndrew J. Am. Min., 1952, 37, No 5—6, 453.
4. Mason B. Geol. för. förhandl., 1943, 65, 146.
5. Румянцев Г. С. ДАН СССР, 1965, 164, № 5, 1143.
6. Berry L. G., Thompson R. M. Geol. soc. Am., 1962, Mem. 85, 194.
7. Clark G. L., Ally A., Badger A. E. Am. J. Sci., 1934, 22, 539.
8. Swanson H. E., Cook M. I., Evans T. I. a. E. II. U. S. Nation. Bur. Stand., 1953, circ. 539, 2, 36.
9. Holgersson S. Lunds Univ. Årskrift, N. F., Avd. 2, 1927, 23, Nr 9 (no Strukturber, 1934, 1, 416).
10. Johansson K. Zs. Krist., 1928, 68, 107.
11. Shibuya Goro. J. Min. soc. Japan, 1959, 4, No 3, 157.
12. Flink G. Handl. Kgl. Svenska Vet. Akad., Bihang, 1886, 12, Afd. 2, N:o 2, 20.
13. Young B. W., Millman A. P. Trans. Inst. mining, metallurgy, 1963—1964, 73, pt. 7, 448; Бови С., Тейлор К. Тр. 2-й Международной конференции по мирному использованию атомной энергии, Женева, 1958. Атомиздат, 1959, 8, 161.
14. Yun Ii Mem. Coll. sci. Kyoto univ., 1958, Ser. B, 25, No 2, 125.
15. Смит Я., Вейн Х. Ферриты. Изд-во ипостр. лит-ры, 1962, 206.
16. Барсанов Г. П., Колесников Л. В., Сергеева Н. Е. Сб. «Проблемы геохимии». Изд-во «Наука», 1965, 473.
17. Горбатов Г. А. Минеральное сырье, 1961, вып. 3, 116.
18. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хим. средство) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 40.
19. Orsel J., Pavlovitch St. Bull. Soc. fr. min., 1932, 54, 108.
20. Roy S. Nature, 1959, 183, No 4670, 1256.
21. Nichol I., Phillips R. Min. Mag., 1965, 35, No 269, 200.
22. Ramdohr P. Econ. Geol., 1964, 59, No 3, 502.
23. Gray I. M., Millman A. P. Econ. Geol., 1962, 57, No 3, 325.
24. Клемм Д. Д. N. Jb. Min., Abhandl., 1962, 97, H. 3, 337.
25. Михеев В. И. ДАН СССР, 1955, 101, № 2, 343.
26. Mason B. Am. Min., 1947, 32, No 7—8, 426.
27. Van Hook H. J., Keith M. L. Am. Min., 1958, 43, No 1, 69.
28. Каюпова М. М. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1963, вып. 6, 57.
29. Stillwell F. L., Edwards A. B. Min. Mag., 1951, 29, No 212, 538.
30. Nordenskiöld A. E. Geol. för. förhandl., 1877, 3, H. 12, N:o 40, 384.
31. Villiers J. E. Trans., proc. Geol. soc. S. Africa, 1946, 48, 17.
32. Krishna Rao J. S. R. Econ. Geol., 1963, 58, No 3, 434.
33. Roy S. Econ. Geol., 1959, 54, No 8, 1556.
34. Чебогарев М. В. Советская геология, 1958, № 8, 114.
35. Колесников Л. В., Румянцев Г. С. ДАН СССР, 1965, 161, № 5, 1184.

36. Baldanza - Zaffiro B. Period. Min., Roma, 1953, 22, 1.
 37. Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолиздат, 1950, 382.
 38. Deshpande S. P. J. Univ. geol. soc. Nagpur, 1956—1958, 1, No 4—5, 12.
 39. Mukherjee B. Min. Mag., 1959, 32, No 247, 332.
 40. Naganna C. Min. Mag., 1962, 33, No 257, 170.
 41. Hirowatari F., Miyahisa M. Mining Geol., 1955, 5, No 16, 19.
 42. Geijer P. Bull. Geol. inst. Upsala, 1961, 40, 37.
 43. Westerveld J. Norges geol. undersök., 1961, Nr 213, 202.
 44. Katz G. Am. Min., 1960, 45, No 5—6, 734.
 45. Perseil A. Bull. Soc. fr. min., 1965, 88, No 2, 349.

Магнетит Magnetite



Происхождение названия твердо не установлено.

Синон. Сидеритис — sideritis, гераклион — heraclion (Плиний, 77 г. до н. э.), магнатис (Бируни, II в.), магнит (Ломоносов, 1741), магнет — magnet (Кронштедт, 1758), магнитный железняк — magnetic iron ore, магнитный камень — magnetischer Eisenstein (Вернер, 1758), мигнумит — mignumite (Шглстон, 1892), гераклионский камень — Heracleon stone (Честер, 1896), ферроферрит — ferroferrite (Бекенкамп — Хинце, 1921).

Димагнетит (диамагнетит) — dimagnetite (Шенард, 1852) — псевдоморфозы магнетита по ильваниту.

Мушкетовит — mushketovite (Федоров и Никитин, 1899) — псевдоморфозы магнетита по гематиту. Синон. мушкетовита: эйзенмор — Eisenmohr (Брайтхаупт, 1853).

Вигнит (вишняк) — vignite (Карстен, 1828) — смесь магнетита с карбонатом и осфатом железа.

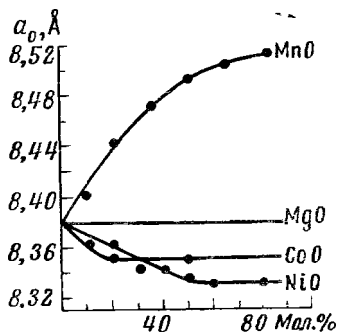
Разнов. Магномагнетит, манганмагнетит, титаномагнетит, ванадомагнетит, хроммагнетит, алюмомагнетит.

Характ. выдел. Зернистые агрегаты, отдельные кристаллы и их друзы; сравнительно редки коллоидные метаколлоидные агрегаты, оолиты [1, 2], пизолиты, дендриты (в изверженных породах) [3], волокнистые [4] и сажистые выделения [5, 6].

Экзогенный магнетит изредка образует конкреции радиально-лучистого строения с поперечником до 15—20 см и агрегаты игольчатых индивидов [7].

Структ. и морф. крист. Куб. с. O_h^7 — $Fd\bar{3}m$; $a_0 = 8,3963 \text{ \AA}$; $Z = 8$ (Баста) [8].

Элементарная ячейка увеличивается при замещении Fe^{2+} на Mn; замещение Fe^{2+} на Co^{2+} , Ni^{2+} (см. фиг. 16), а также Fe^{3+} на Al^{3+} и Cr^{3+} уменьшает a_0 [8, 9, 10]. Соотношение параметра ячейки и содержания некоторых окислов в магнетите, по Шмидту и Вермаасу [9]:



Фиг. 16. Зависимость параметра ячейки магнетита от содержания RO (в мол. %) (по Бенару)

a_0 , Å	MgO	Al_2O_3	NiO	Месторождение
8,387	2,55	0,75	—	Филаборва, обл. Летаба (ЮАР)
8,389	1,73	0,45	—	Пудепунт, обл. Эрмело (ЮАР)
8,394	1,48	0,38	—	Сибаса, обл. Зотпансберг
8,386	1,05	0,07	1,76	Витбанк, обл. Эрмело (ЮАР)
8,392	0,095	0,46	—	Майнвил (шт. Нью-Йорк, США)
8,398	0,67	0,09	—	Барбертон (ЮАР)

Отмечена зависимость элементарной ячейки от происхождения магнетита: наиболее высокие значения a_0 свойственны магнетиту метаморфических образований, наименьшие — магнетиту эффузивных пород [11].

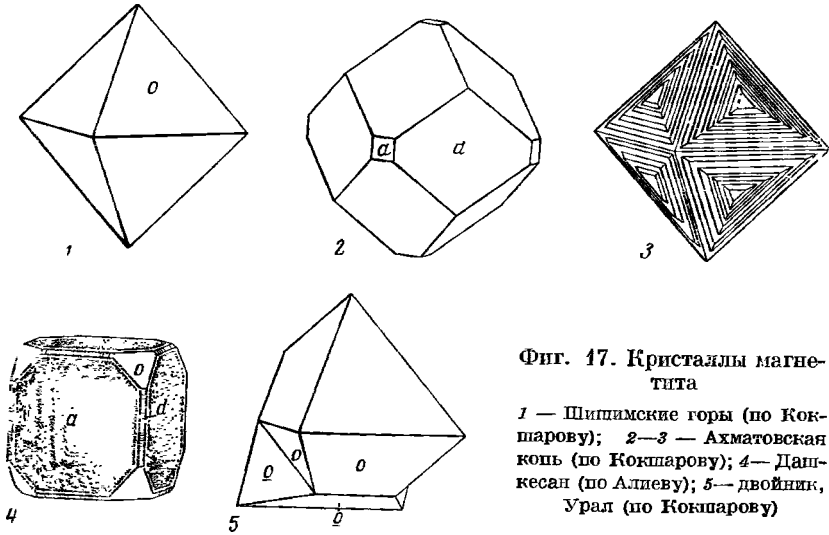
Структура обращенной шпинели [12, 13] (см. введение к гр. шпинели, стр. 19.).

Гексоктаэдр. кл. O_h — $m\bar{3}m$ ($3L_44L_26L_29PC$). Наиболее распространенные формы [14]: o (111), d (110), m (311). Второстепенные формы: a (100), e (210) n (211), p (221), q (331) и v (531).

Редкие и недостоверные формы:

970	310	533	511	55.9.9	441	654	431
11.7.0	510	944	611	92.9.9	551	11.9.7	13.9.1
530	46.9.0	522	711	553	543	432	21.7.5
950	15.1.0	722	10.1.1	773	971	861	
520	322	411	16.1.1	552	13.11.9	321	

Кристаллы (фиг. 17) обычно октаэдрические, реже додекаэдрического и очень редко кубического облика [15, 16]. Грани (110) со штриховкой, параллельной длинной диагонали ромбов (фиг. 17,3). Двойники нередки по (111)₂ [17] (см. фиг. 17,5), иногда неделимые двойника уплощены.



Фиг. 17. Кристаллы магнетита

1 — Шипицкие горы (по Кокшарову); 2—3 — Ахматовская копь (по Кокшарову); 4 — Дашкесан (по Аллеву); 5 — двойник, Урал (по Кокшарову)

На кристаллах магнетита из Хакассии обнаружена смена габитусных форм (часто неоднократная) по мере роста: от ромбододекаэдра к октаэдру, реже от октаэдра к ромбододекаэдру [18].

Наблюдались ориентированные срастания магнетита с различными минералами, частью образовавшиеся в результате распада твердых растворов.

(111)	магнетита		(111)	шпинели (Рамдор), [19]
(111), [110]	магнетита		(100), [001]	рутила [20]
(111), [110]	магнетита		(0001), [10 $\bar{1}$ 0]	гематита [20, 21]
(111), [110]	магнетита		(0001), [10 $\bar{1}$ 0]	ильменита [22]
(111), [$\bar{1}\bar{1}$ 1]	магнетита		(0001), [$\bar{1}$ 2 $\bar{1}$ 0]	ильменита (Рамдор)
(111)	магнетита		(0001)	пирофанита (Рамдор)
(111), [110]	магнетита		(100), [010]	псевдобрукита [23]
(111)	магнетита		(0001)	пирротина [24]
(111), [110]	магнетита		(0001), [10 $\bar{1}$ 0]	хлорита [20]
(111), [110]	магнетита		(001), [010]	слюды [20, 25]
(111)	магнетита		(001)	роговой обманки (Вюльте) [20]
(100)	магнетита		?	ульвёпшинели (Рамдор)

При воздействии HCl и H_2SO_4 на гранях (111) и (110) возникают треугольные фигуры травления; на (111) они образованы гранями октаэдра или тригонтриоктаэдра [26]. Отмечались плоскости скольжения \parallel (111) [27].

Некоторые магнетиты имеют значительное количество ультра- и микропор [28]. Суммарный объем по рзависит от условий образования, в частности от температуры. Например, средняя ультра- и микропористость магнетита из уральских месторождений магматического типа равна 2,6%, а из контактово-метасоматических м-ний — 6,19%. Магнетит ранней генерации обладает пористостью 4,4%, а магнетит поздней генерации — 9,35%. Наблюдалась почти в два раза большая пористость центральных частей некоторых кристаллов магнетита по сравнению с их периферическими частями, чем обусловлено избирательное изменение центральных частей кристаллов [28].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Отдельность по (111), особенно у титаномагнетита с пластинчатыми включениями ильменита. Указывается также отдельность по (100), (110), (831) [29]. Изл. неровный. Хрупок. Тв. $5\frac{1}{2}$ —6. Микротвердость по Бови и Тэйлору 535—695 кг/мм^2 , по Янгу и Миллзну [30] 490—660, по Гершойгу [31] 412—689 при нагрузке 100 г.

Модуль упругости для магнетита из Холе-Нарсиур (шт. Майсур, Индия): $c_{11} = 27,5 \cdot 10^{11}$ дин/см^2 и $27,10 \cdot 10^{11}$, $c_{12} = 10,4 \cdot 10^{11}$ и $10,8 \cdot 10^{11}$, $c_{44} = 9,55 \cdot 10^{11}$ и $9,87 \cdot 10^{11}$ [32].

Уд. в. 4,8—5,3 (вычисл. 5,20 при $a_0 = 8,40 \text{ \AA}$). Цв. железно-черный, иногда с синеватой побегалостью на гранях кристаллов. Черта черная. Бл. металлический, иногда матовый. Непрозрачен, лишь тончайшие осколки просвечивают бурым цветом.

Полупроводник. Электропроводность низкая, значения ее у разных авторов неодинаковы [33, 34]. Истинное удельное электросопротивление $5 \cdot 10^{-8}$ $\text{ом}\cdot\text{см}$, его кажущаяся величина в зависимости от наличия трещин и ориентировки их может отличаться в сотни раз [35]. Термо-э.д.с. (—) 10,4 до (—) 10,6 мв . [36].

Сильно магнитен; некоторые магнетиты полярно магнитны (естественные магниты). Интенсивность магнитного поля $H = 50$ по a . Точка Кюри для магнетита из различных месторождений колеблется от 550 до 600° [37], среднее значение около 575° (ниже ее минерал ферромагнитен, выше — парамагнитен) [38].

Точка Кюри понижается линейно с увеличением содержания MnO до 7—8%, при более высоких содержаниях MnO линейность несколько нарушается [39]:

Точка Кюри	570°	542°	516—519°	416—424°
MnO	0,52	3,34	5,88	13,63

У магнезиальных разностей точка Кюри снижается до 450—350° [40]. С уменьшением величины зерен магнитность возрастает, также возрастает остаточная намагниченность [41].

Магнитная восприимчивость магнетита Сарбайского месторождения $194\ 000$ — $549\ 000 \cdot 10^{-6}$ CGSM, остаточное намагничивание 900 — $1360 \cdot 10^{-6}$ CGSM [42]. Истинная магнитная восприимчивость магнетитовых руд Южн. Зауралья $350\ 000$ — $400\ 000 \cdot 10^{-6}$ CGSM, кажущаяся магнитная восприимчивость $110\ 000 \cdot 10^{-6}$ [43]. Удельная магнитная восприимчивость $10\ 000 \cdot 10^{-6}$ $\text{см}^3/\text{г}$ [44]. Магнитная проницаемость 70 гс/эрстед [40]. Намагниченность насыщения $I_s = 92$ — 93 гс/г при 25°, $I_s = 98,2$ гс/г при 0° К. Коэрцитивная сила I_c около 20 эрстед . Начальная проницаемость μ_0 около 10 и около 70 эл. магн. ед. Обладает магнитной анизотропией.

тропией [45]. Константа магнитной анизотропии отрицательная, K около 10^6 эрг/см³ [46]. При комнатной температуре магнитная анизотропия исчезает [47].

В ориентированном магнитном поле при охлаждении до 78° К кубическая ячейка магнетита переходит в ромбическую или в ячейку более низкой сингонии [48].

В сильном магнитном поле при (—) 160° имеет одну ось легчайшего намагничивания. Согласно данным Ямагуши [49], направление легчайшего намагничивания магнетита при температурах от 0 до 300° совпадает с L_3 .

На различных гранях кристалла проявляются различные доменные структуры [50]. При низкой температуре (9—11° К) размеры доменов около 60 мк, выше этой температуры размеры доменов уменьшаются вдвое [51].

Свободная энергия образования (—) 27,81 ккал/моль [52]. Теплота образования $\Delta H_{298} = (-) 266,9$ ккал/моль; энтропия $\Delta S = 80,20$ кал / град · моль; изобарные потенциалы образования (химическое сродство) ΔZ при 300° (—) 242,3 ккал / моль, при 500° (—) 226,8, при 900° (—) 195,8 [53].

Флотируется собирателями анионного типа (олеиновая кислота и олеат натрия — наиболее активные). При флотации карбоновыми кислотами наилучшие условия флотации при рН = 7 [44], олеатом натрия флотируется в слабокислой среде [54].

Микр. Непрозрачен. В тончайших шлифах просвечивает. Изотропен. $n = 2,42$ (Na) [55].

В отраж. свете в полир. пл. серый с заметным коричневатым оттенком, в лучах ртутно-кварцевой лампы темно-серый [56]. Отраж. способность 21% для любого света по Рамдору; по Бови [57] для белого света 21,1%, для оранжевого 20,9.

По Грэй и Миллмену, отраж. способность неориентированного образца (в %, λ в м): для 470 — 24,7—27,6; 520—22,3—25,0; 575 — 18,6—22,1; 600 — 18,9—21,9; 700 — 18,4—19,5 [58].

Изотропен, иногда анизотропен [22, 59, 60]. Согласно Клему [59], почти 60% изученных им магнетитов анизотропны со слабыми цветными эффектами от фиолетово-коричневого до серого с оливковым оттенком, более заметным в иммерсии.

По Шовелю, анизотропность магнетита, возможно, объясняется изменением минерала в первую стадию окисления [61].

Травлением HCl часто выявляется зональное строение зерен; иногда оно заметно без травления. Изредка наблюдается концентрически-зональная коллоидная структура, иногда двойники (пластинчатые). Некоторые зерна и кристаллы магнетита в отраж. свете оказываются состоящими из буровато-серой и синевато-серой разновидностей. Первая из них по оптическим свойствам очень близка к обычному магнетиту. Вторая наблюдается в виде каемок около зерен первой или образует в них зоны и прожилки; обладает несколько повышенной отражательной способностью (22—23%), более высоким рельефом, плохо травится HCl. Различие в составе этих разновидностей магнетита не выяснено. Не исключено, что синевато-серая разновидность близка к маггемиту (Рамдор).

Хим. Теор. состав: FeO — 31,03; Fe₂O₃ — 68,97. Обычно магнетит содержит изоморфные примеси Ti, V, Mn, Mg, Al, Cr и др. [62, 63]; при повышенном содержании примесей выделяют разновидности магнетита (титаномагнетит, манганмагнетит, хроммагнетит и др.).

Имеются данные, указывающие на зависимость содержания Ti в магнетите от условий его образования и, в частности, от температуры (см. стр. 73 — «титаномагнетит»). Раннемагматические магнетиты характеризуются повышенным содержанием Cr [64]. Для магнетитов рудных выделений отмечается повышенное содержание Cr и V по сравнению с акцессорными магнетитами [65].

Обнаружена прямая линейная зависимость в содержаниях V и Ti в магнетитах [65]. На Урале [66, 67] магнетиты из гранитоидов, связанных с габбро или с основными эффузивами, отличаются от магнетитов из пород гранитных формаций повышенным содержанием V и Ti .

Более низкотемпературные магнетиты содержат больше Mn , Zn и V и меньше Ni , Mg , а также других элементов-примесей [68].

Ca типичен для магнетитов пегматито-пневматолитовых тел [69, 70].

Содержание отдельных элементов-примесей в магнетите изучено различными авторами:

- Rb — 0,003% — из мариуполита Приазовья [71].
 Au — 0,048 g/m — из изверженных пород Алтае-Саянской области [72].
 Zn — 100—200 γ/g — из Сусамырского батолита, Тянь-Шань [73]; 0,031% — из Кондомской группы, Горная Шория [74].
 Sr — 0,07% — из Кукисвумчорра, Хибинь [75].
 Sc — 0,008% — из оливинитов Лесной Вараки, Кольский п-ов; 0,0025% — из щелочных пород и пегматитов Турьего п-ова; 0,0005% — из метасоматитов Ковдорского месторождения [76]; 0,001% — из Талицкого массива, Горный Алтай [77].
 Ga — $100 \cdot 10^{-4}\%$ — из щелочных пород Приазовья [78]; 0,005% — из Усть-Калманского массива, Горный Алтай [77]; 0,0022% — из Ампадынского месторождения, Кузнецкий Алатау [79]; 0,01% — из месторождения Вольность, Польша [80]; $4 \cdot 10^{-4}\%$ — из Дашкесана [15]; 0,01% из комплекса Эльбингероде (ФРГ) [69].
 In — 0,01% — из месторождения Вольность, Польша [80]; $10 \cdot 10^{-6}\%$ — из Риуо, Япония [81].
 Th — 40—126 γ/g из Сусамырского батолита, Тянь-Шань [82]; 120 γ/g — из гранита Хантауского массива, Южн. Казахстан [83].
 U — $8 \cdot 10^{-4}$ — $1,5 \cdot 10^{-3}\%$ из Сусамырского батолита, Тянь-Шань [84]; 50 γ/g — из Хантауского массива, Южн. Казахстан [83]; 1 — $3 \cdot 10^{-2}\%$ — из Черновинского массива, Горный Алтай [85]; $1,00 \cdot 10^{-6}$ — $9,52 \cdot 10^{-4}\%$ — из Верхне-Кондомского массива, Горная Шория [86].
 Ge — 11,5 g/m — из Елисеевского месторождения, УССР [87]; 0,001% — из месторождения Вольность, Польша [80]; 0,0001% — из Талицкого массива, Горный Алтай [77]; $7 \cdot 10^{-6}\%$ — из Риуо, Япония [81]; 5,35—11,1 γ/g — из Анкаванского массива, Армения; 15—20 γ/g — из скарнов того же массива [88]; 0,001—0,005% — из комплекса Эльбингероде (ФРГ) [69]. Магнетит может сорбировать Ge : на 1,5 g магнетита 0,05—0,09% Ge при его различных концентрациях в исходном растворе и при различных pH [89].
 Zr — 0,008% — из диорита Элван, Португалия; 0,013% — из базальта Брамбург [90].
 Sn — 0,007% — из кварцевого диорита Мехманьянского массива, АзербССР [91]; $3 \cdot 10^{-3}\%$ — из Дашкесана [15]; 0,005—0,0005% — из гранитоидов Алтае-Саянской обл. [74, 79]; $200 \cdot 10^{-6}\%$ — из Риуо, Япония [81].
 Pb — 6—20 γ/g — из Сусамырского батолита, Тянь-Шань [73].
 V — 0,1% — из Еловского массива, Горный Алтай [77], из месторождения Вольность, Польша [80]; $6 \cdot 10^{-3}$ — из Дашкесана [15]; 0,41% — из гранитоидов Урала [92], до 1,2% в титаномагнетитах Урала [66]; 0,07% — из Анаваской группы месторождений, Зап. Саяны [74]; 0,07—0,26% — из гранитоидов Алтае-Саянской обл. [79]; 1,19% — из аэротонитов Наузахи, шт. Орисса, Индия [93]; 1,05% — из чарнокитов Тирувус, шт. Андхра Прадеш, Индия [94]; 0,75—1,42% — из ультраосновных пород Джалхумгарха, шт. Бихар, Индия [95].
 Nb и Ta $> 0,08\%$ и 0,029% — из метасоматических пород [96].
 Mo — 10,5—1,5 γ/g — из интрузивных пород Восточного Забайкалья [97]; $3,1 \cdot 10^{-3}\%$ — из изверженных пород Тянь-Шаня (по новым данным Крутецкой и Рехарского).
 Co — 0,011% — из Ирбинской группы месторождений, Вост. Саяны [74]; 0,004% — из Саякского месторождения КазССР [98]; 0,007—0,0008% — из гранитоидов Алтае-Саянской обл. [79]; $6 \cdot 10^{-3}\%$ — из Дашкесана [15].

Ni — 0,12—1,44% — из ультрабазитов Среднего Приазовья [99]; 1,15—1,45 до 1,82% — из коры выветривания ультрасосновых пород Среднего Приазовья [99, 100]; 0,002—0,013% — из гранитоидов Алтае-Саянской обл. [79]; 0,005% — из Ирбинской группы месторождений, Зап. Саяны [74].

Магнетиты скарнов обогащены O^{18} (в среднем 2,3%) [101].

В чистой воде при температуре 390° и давлении 440 бар растворяется $0,02 \cdot 10^{-6}$ % магнетита, в растворе 0,0002 молярной HCl при тех же условиях растворяется $3 \cdot 10^{-4}$ %, при этом в раствор переходит Fe^{2+} [102]. В воде и слабощелочных растворах при обычной температуре магнетит практически нерастворим. Полное растворение происходит при $pH = 0,5-1,3$. Растворимость увеличивается при применении различных кислот в следующем порядке: $H_3PO_4, H_2SO_4, HCl, HNO_3$ [103].

Анализы (см. также анализы разновидностей на стр. 71 и 72):

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	—	—	—	0,14	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	0,01	—	—	—	—
MgO	0,43	1,21	0,40	0,04	0,78	0,18	0,28	0,46
CaO	0,52	0,20	0,56	0,39	0,14	0,01	сл.	Не обн.
SrO	—	—	—	—	0,10	—	—	—
MnO	0,08	0,52	0,05	0,16	1,06	0,05	0,27	0,03
FeO	31,83	29,49	30,84	29,51	27,37	31,43	30,58	31,05
Al ₂ O ₃	0,70	2,98	0,22	1,16	—	0,04	сл.	0,37
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,02	Не обн.	Не обн.
Fe ₂ O ₃	66,42	65,41	67,52	68,09	67,50	67,55	66,92	66,42
SiO ₂	0,48	0,64	0,68	1,03	—	0,73	1,08	1,22
TiO ₂	0,20	0,03	0,16	Не обн.	1,94	0,05	0,28	0,27
P ₂ O ₅	—	—	—	сл.	—	—	—	—
V ₂ O ₅	0,15	0,05	0,33	Не обн.	0,25	0,01	Не опр.	0,27
H ₂ O	—	—	—	—	0,03	—	—	—
П. п.	0,12	0,32	0,10	—	—	—	—	—
Сумма	100,93	100,85	100,86	100,53	99,17	100,07	99,41	100,09
Уд. в.	—	—	—	—	5,118	—	—	—
	9	10	11	12	13	14	15	16
K ₂ O	—	—	0,20	—	—	—	—	—
MgO	0,19	0,97	0,08	—	1,12	0,90	1,31	2,68
CaO	сл.	0,39	0,28	0,30	0,64	—	—	—
MnO	0,29	—	—	1,37	0,21	0,23	0,54	1,67
FeO	30,76	27,19	30,16	29,07	28,52	27,93	24,05	23,30
NiO	—	—	—	—	—	—	0,18	0,32
Al ₂ O ₃	1,54	—	0,14	—	1,70	—	0,03	—
Cr ₂ O ₃	Не обн.	—	0,02	—	—	—	11,19	12,21
Fe ₂ O ₃	65,08	67,07	67,57	58,66	66,30	69,30	61,04	54,41
SiO ₂	1,20	2,25	2,08	—	1,32	0,20	—	—
TiO ₂	0,36	—	сл.	9,92	0,17	0,80	1,24	1,90
P ₂ O ₅	—	—	—	—	Не опр.	—	—	—
V ₂ O ₅	Не опр.	—	—	0,21	»	—	0,32	0,30
H ₂ O ⁺	—	1,03	—	—	0,16	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	0,35	—	0,03	0,10	—	0,02	—
П. п.	—	—	0,04	—	—	—	—	—
Сумма	99,42	99,25	100,57	99,56	100,24	99,36	99,92	96,79
Уд. в.	—	—	5,08	5,09	4,9	4,82	5,08	5,16

	17	18	19	20	21	22	23	24
Na ₂ O+K ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,14	—
MgO	Сл.	—	Сл.	2,81	5,83	0,93	1,12	0,14
CaO	—	—	—	Сл.	0,11	—	0,40	0,10
MnO	8,20	3,80	—	—	—	0,48	0,11	Сл.
FeO	25,66	26,93	29,32	16,95	26,58	18,5	6,67	28,85
CoO	—	—	—	—	—	0,23	0,20	—
NiO	—	—	1,76	1,70	—	1,18	1,84	—
Al ₂ O ₃	—	—	—	2,76	15,14	1,26	0,21	Сл.
Cr ₂ O ₃	1,42	—	Сл.	0,006	—	0,45	1,12	—
Fe ₂ O ₃	61,71	69,23	68,92	73,96	46,95	76,98	87,67	70,68
SiO ₂	0,59	—	—	Сл.	0,13	0,60	0,54	0,38
TiO ₂	2,35	—	Сл.	0,32	5,01	—	0,09	Сл.
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	0,02	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	1,05	—	—	0,42	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,10	—	—	He обн	—
И. п.	0,02	—	—	—	—	—	—	—

Сумма	99,95	100,05	100,00	99,65	99,75	100,61	100,566 *	100,15
Уд. в.	—	5,064	—	—	—	—	—	—

* В том числе SO₃ 0,016.

	25	26	27	28	29	30	31	32
MgO	0,30	0,10	0,06	1,74	0,56	1,46	0,62	0,76
CaO	—	0,14	0,46	He обн.	0,34	0,74	0,30	—
ZnO	—	—	—	—	He опр.	0,11	1,12	—
MnO	0,03	0,36	0,09	0,25	0,52	3,34	5,88	—
FeO	30,92	28,37	29,39	29,52	26,94	26,49	26,27	28,79
NiO	0,01	—	—	—	—	—	—	—
CoO	0,02	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,16	0,33	0,70	He обн.	2,35	0,32	0,54	1,2
Fe ₂ O ₃	66,70	69,43	69,46	68,00	68,50	67,36	62,36	69,10
SiO ₂	0,05	0,80	0,56	0,50	0,66	0,68	0,72	0,16
TiO ₂	0,92	0,32	0,12	0,18	He обн.	He обн.	He обн.	—
V ₂ O ₃	0,88	—	—	—	—	—	—	—
V ₂ O ₅	—	—	Сл.	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	0,27
H ₂ O ⁻	—	—	0,07	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	He опр.	He опр.	—	—
И. п.	—	—	—	—	—	—	0,24	—

Сумма	99,99	99,85	100,91	100,19	99,87	100,50	98,05	100,28
Уд. в.	5,136	—	—	—	—	—	—	—
a ₀	—	—	8,383	—	—	—	—	—

	33	34	35	36	37	38	39	40
Na ₂ O	—	—	—	—	0,39	0,17	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	0,15	—	—
MgO	0,70	0,83	2,06	0,90	0,43	He обн.	0,10	0,20
CaO	0,10	0,22	—	—	—	0,15	—	сл.
MnO	—	—	1,04	0,23	0,20	0,04	—	0,16
FeO	28,89	29,27	29,22	27,93	28,69	29,01	23,99	30,37
NiO	—	—	—	—	—	—	—	0,06
CoO	—	—	—	—	—	—	—	0,04
Al ₂ O ₃	0,44	1,24	6,13	—	0,79	0,55	0,60	0,51
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	сл.
Fe ₂ O ₃	69,09	67,87	60,38	69,30	68,61	68,76	68,33	68,88
SiO ₂	0,36	0,50	—	0,20	0,35	0,24	0,45	0,20
TiO ₂	—	—	1,29	0,80	0,70	0,99	6,20	0,19
Y ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0,45	He обн.
H ₂ O ⁺	0,39	0,36	—	—	—	0,18	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	He обн.	—	—
Сумма	99,97	100,29	100,12	99,36	100,16	100,24	100,12	100,61
Уд. в.	—	—	5,01	4,82	—	5,075	—	—
a ₀	—	—	8,386	—	—	—	—	—

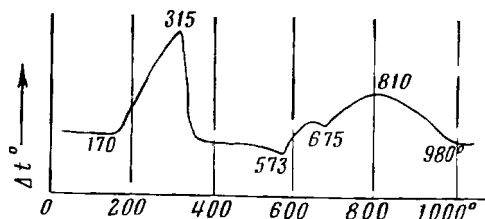
, 2 Сокодовское м-ние (КазССР), анал. Ломейно [104]; 3— Сарбайское м-ние (КазССР), анал. Ломейно [104]; 4 — г. Магнитная (Челябинская обл.) [105]; 5— Ильменский заповедник (Челябинская обл.), анал. Котов [106]; 6 — Бисперг, Сетер (Швеция), анал. Милнер [8]; 7 — Баррас-Носе (Корнуолл, Англия), анал. Хердсман [8]; 8 — Арендаль (Норвегия), анал. Милнер [8]; 9 — Хол (близ Оттавы, Канада), анал. Хердсман [8]; 10 — Баженовское м-ние (Свердловская обл.) [4], содержит примеси — хризотил-асбеста и кварца; 11 — Попельнастовское м-ние (УССР), анал. Панченко [107]; 12 — Ti-содержащий магнетит, Копь 160, Ильменский заповедник (Челябинская обл.), анал. Котов [106]; 13 — р. Курейка (Красноярский край), анал. Лазаревич [108]; 14 — трубка Зарница (Якутская АССР), анал. Бугрова [109]; 15 — «инкулит», оз. Инкуль, Ильменский заповедник (Челябинская обл.), анал. Захаров [110]; 16 — хроммагнетит, оз. Инкуль, Ильменский заповедник, анал. Гонлбасова [106]; 17 — Cr- и Mn-содержащий магнетит, Сибирь [111]; 18 — манганмагнетит, Вестер-Сильфберг (Швеция) [112]; 19 — никелистый магнетит, Прергаген (Тироль, Австрия); анализ пересчитан после вычитания 0,28% н. о. [113]; 20 — Верхний Уфалей (Челябинская обл.), анал. Кухарчик [114]; 21 — алюмомагнетит, Магнет-Ков (Арканзас, США), анал. Кейс [115]; 22 — Бурыктальский массив, (Оренбургская обл.) [116]; 23 — Ср. Приднестровье, УССР [100]; 24 — Михайловское, КМА, анал. Шевцова [117]; 25 — Отанмяки (Финляндия), анал. Хейккинен [118]; 26 — Вост. Коунрад (КазССР), анал. Нисенбаум; кроме того Cu — 0,04, Zn — 0,05, Mo — 0,18 [119]; 27 — Сарбайское (Кустанайская обл.), анал. Бугаенко [120]; 28 — Ирису (КазССР) [121]; 29 — Гурьунур (Бурятская АССР) [39]; 30 — 31 Магнетиново (Бурятская АССР) [39]; 32 — трубка Удачная (Якутская АССР), анал. Некрасова [122]; 33 — трубка Геофизическая (Якутская АССР), анал. Некрасова [122]; 34 — трубка Зарница (Якутская АССР), анал. Некрасова [122]; 35 — Гулинское (Красноярский край) [123]; 36 — трубка Зарница (Якутская АССР), анал. Бугрова [124]; 37 — Хайлолское, Кузнецкий Алатау [125]; 38 — из Ваянкольской интрузии, Тува, анал. Кузнецова [126]; 39 — из песков дельты Нила (Египет) [127]; 40 — Шабровский р-к (Свердловская обл.) [128].

Диагн. исп. Трудно растворяется в HCl (порошок заметно растворяется). Полностью разлагается при сплавлении с KHSO₄. Травится концентрированной HCl, особенно с электрическим током; другие стандартные реактивы не действуют. Дает микрохимическую реакцию на Fe³⁺ с KCNS на фильтровальной бумаге [129].

П. п. тр. не плавится. В окисл. пл. вначале превращается в магнетит, затем в гематит, теряя магнитные свойства.

Повед. при нагр. Т-ра плавл. 1591—1597° [130, 131]. На кривых нагревания [108, 128, 132—136] обычно фиксируются два экзотермических эффекта: в интервалах 200—400° и 550—1000° (величина и температура их зависят существенно от величины зерен). Первый эффект связан с частичным окислением Fe₃O₄ до γ-Fe₂O₃ (магнетит), второй (более растянутый) — с переходом γ-Fe₂O₃ в α-Fe₂O₃ и окислением остаточного Fe₃O₄ до α-Fe₂O₃. При удачных условиях регистрации термограмм

[128] дополнительно фиксируются два небольших обратимых эндотермических эффекта при 573° и 675° , связанные с магнитными превращениями (фиг. 18; для оригинала анализа 40, зерна $< 0,1$ мм): первый отвечает переходу Fe_3O_4 из ферромагнитного состояния в парамагнитное (соответствует точке Кюри), второй — переходу $\alpha-Fe_2O_3$ из антиферромагнитного состояния в парамагнитное (675° — точка Нееля) [137].



Фиг. 18. Кривая нагревания магнетита
(по Соколову)

При окислении магнетита иногда возникает закономерная ориентировка гематита по магнетиту: (111) магнетита $\parallel (11\bar{2}1)$ гематита, $[110]$ магнетита $\parallel [21\bar{3}1]$ гематита и (110) магнетита $\parallel (1122)$ гематита [138].

Находж. Магнетит является одним из распространенных минералов и встречается в разнообразных геологических условиях. В отличие от гематита он образуется при относительно низком парциальном давлении кислорода.

Встречается в месторождениях различных генетических типов, а также как аксессуарный минерал в различных горных породах. Обнаружен в ряде метеоритов в виде изометрических зерен и неправильных выделений по трещинам между балками камасита [139]. Можно выделить следующие типы нахождения магнетита в земной коре.

Аксессуарный магнетит встречается почти во всех изверженных породах, например, в гранитах различного состава и возраста [77, 140], щелочных [141—143] и основных породах. Магнетит широко распространен во всех кимберлитовых трубках Якутской АССР в виде рассеянных пылевидных частиц, а также гнезд, прожилков и кристаллов [144].

В Лако (Чили) в области активных вулканов наблюдались почти мономинеральные магнетитовые «потоки» в туфах дацитового состава [145]. Отмечались титаномagnetиты в базальтах Гёттингена (ФРГ) [146], в базальтах и фonoлитах Лаузица (ГДР) [147], в тешенитовых силлах Нового Южного Уэльса [148] и т. д.

С основными габброидными породами генетически связаны *позднемагматические* (гистеромагматические) месторождения титаномagnetита в виде вкраплений, неправильных гнезд, линзо- и полоскообразных обособлений в материнской породе. Примерами месторождений этого типа являются: Кусинское (Челябинская обл.), Качканарское (вердловская обл.) и др. на Урале (СССР), где вместе с титаномagnetитом встречаются ильменит, хлорит и другие минералы, Адирондак в шт. Нью-Йорк и Айрон-Маунтин в шт. Вайоминг (США), Бушвелд (Южн. Африка), Лиганга в Танзании. С габброидами связано также своеобразное Волковское медно-титаномagnetитовое месторождение (Свердловская обл.) [149], в котором титаномagnetит встречается в тесной ассоциации с апатитом, гипогенным борнитом и халькопиритом. В рудах Садбери (Канада) магнетит обнаружен среди сульфидов и силикатов вмещающих пород [150].

Сравнительно редко магнетитовые месторождения приурочены к кислым и щелочным породам. К ним относятся прежде всего крупнейшие магнетитовые месторождения Швеции — Кирунаваара, Люссаваара и Гелливаара, в которых руды залегают среди сиенит-порфиров: магнетит в тесном прорастании с апатитом и реже с гематитом образует крутопадающие залежи мощностью от 10—30 до 150 м; сиенит-порфиры лежащего и висячего боков также содержат магнетит, который образует как равномерную вкрапленность в породе (магнетит-сиенитовый порфир), так и неправильные округлые обособления и прожилки [151]. По минеральному составу и текстурно-структурным особенностям магнетитсодержащие сиенитовые порфиры Кирунаваары очень похожи на «оспенные» руды г. Благодати (Свердловская обл.).

В *пегматитах* магнетит присутствует в незначительных количествах в парагенезисе с биотитом, сфеном, апатитом и другими минералами. Месторождения этого типа известны в Норвегии (Фредриксверн, Лангезундфjord) и США (Довер в шт. Нью-Джерси, Майнвилл в шт. Нью-Йорк).

Месторождения магнетита образуются *метасоматическим* путем, например, на контактах известняков и доломитов с гранитами, сиенитами, гранодиоритами и диоритами, а также в осадочно-вулканогенной толще в экзоконтактовой зоне. Минералообразование связано с метасоматозом в карбонатных и алюмосиликатных породах. По минеральным ассоциациям можно выделить три типа метасоматических месторождений [152].

а) Магнетит ассоциируется со скаполитом (мариалит-дипир), в очень незначительном количестве наблюдаются пироксен, сфен, апатит и другие минералы. Магнетит выполняет промежутки между зернами скаполита или образует в них мелкие пойкилитовые включения. В результате замещения известняков образуются массивные магнетитовые руды, а при замещении вулканогенных пород, роговиков и гранитоидов — вкрапленные скаполито-магнетитовые руды [153]. Скаполит часто замещается альбитом, образуются своеобразные магнетито-полевошпатовые породы. К этому типу относятся некоторые крупные месторождения СССР, такие, как Качарское и Соколовское, а также некоторые вкрапленные руды Сарбайского месторождения в КазССР и так называемые «оспенные» руды г. Благодать в Свердловской обл. К этому типу принадлежат Таятское [154], Хайлеолское [155] и Анзасское [156] месторождения в Сибири.

б) Характерна тесная ассоциация магнетита с пироксеном (диопсид-геденбергит) и гранатом (андрадит-гроссуляр); в той же ассоциации встречаются амфиболы, везувиан, волластонит, пирит, хлорит, кальцит, гематит. Основная масса магнетита выделяется в конце скарнового процесса, нередко замещая гранат и пироксен с образованием вкрапленных и массивных руд. Магнетит поздних генераций нередко замещает пластинчатые агрегаты гематита — образуются псевдоморфозы магнетита по гематиту — мушкетовит (mushketovite, Федоров и Никитин, 1899). К этому типу относятся большинство контактово-метасоматических месторождений СССР: г. Магнитная (Челябинская обл.), г. Высокая, г. Благодать (Свердловская обл.), Ауэрбаховское, Воронцовское, м-ния 1-й, 2-й и 3-й Северные рудники (Свердловская обл.), Восточная залежь Сарбайского месторождения, Куржункульское [157—158] и Адаевское (КазССР), Дашкесан (АзербССР), Тельбесское, Темир-Таусское и др. в Кемеровской обл., Ольгинское (Приморский край), Еравнинское (Бурятская АССР) [39].

В некоторых магнетитовых месторождениях, кроме типичных скарно-

вых минералов, наблюдаются гипогенные бораты — людвигит, ашарит и др; таковы, например, Южноякутские месторождения (Якутская АССР) [159, 160], Железный Кряж в Перчинском районе (Читинская обл.).

Вне СССР к этой группе относятся месторождения: Банат (Румыния), Траверселла (Пьемонт, Италия), ряд месторождений США — Корнуолл в шт. Пенсильвания, Фьерро в шт. Нью-Мексико, Айроп-Спрингс в шт. Юта, Магнет-Ков в шт. Арканзас, Рид в шт. Вашингтон [161] и др. В месторождении Лайон-Маунтин (шт. Нью-Йорк, США) руды образовались путем замещения гнейсовидного гранита; внутри магнетитовых залежей встречаются миаролитовые полости в рост человека с огромными кристаллами магнетита, ортоклаза, кварца, альбита, эгирин-авгита, титанита.

в) Магнетит тесно ассоциируется с силикатами и алюмосиликатами — серпентином, актинолитом, эпидотом, флогопитом, хлоритом, а также с доломитом, альбитом, сульфидами (пирит и др.). Выделяются магнетитовые руды с эпидотом, альбитом, актинолитом, образовавшиеся в результате замещения эффузивных пород (Абаканское в Красноярском крае) [162], руды такого же минерального состава на контакте известняков и интрузивных пород в зонах тектонических нарушений (Западная залежь Сарбайского месторождения, КазССР), магнетитовые руды с хлоритом, флогопитом, серпентином на контакте доломитов и гранитоидов (Тейское месторождение в Красноярском крае) [163]; местами магнетит ассоциируется с серпентином, клинохлором, хондродитом, доломитом (месторождение Тили-Фостер в шт. Нью-Йорк, США).

В *гидротермальных* месторождениях магнетит встречается как спутник пирротина, пирита, халькопирита, сфалерита, гематита и др. В Вост. Коунраде (КазССР) наблюдается в высокотемпературных рудных телах молибденовой формации [119]. Отмечался в отложениях фумарол в долине 10 000 дымов (Аляска) [164]. Обычно гидротермальный магнетит не образует крупных концентраций и не имеет практического значения [165—169]. Исключение составляют магномангнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы (Ангаро-Илимская группа месторождений Красноярского края); частью руды этих месторождений имеют оолитовое строение [170].

Гипергенный магнетит встречается сравнительно редко и имеет минералогический интерес. Мелкие октаэдрические кристаллики магнетита известны в Халиловском осадочном месторождении бурых железняков (Оренбургская обл.), в лептохлоритовых породах Сев. Урала [171], в коре выветривания ультраосновных пород Малки (Кабардино-Балкарская АССР) [114, 116, 172], Южн. Урала, в коре выветривания Гостищевского месторождения (Курская магнитная аномалия), среди гематитовых руд [174], в нижнемеловых бокситах СССР [175], в коре выветривания тальковых сланцев и серпентинитов Среднего Приднестровья (в виде псевдоморфоз по волокнистым и чешуйчатым силикатным минералам) [173] и в других породах [176—179]. В заметном количестве гипергенный магнетит встречается в зоне изменения пиритсодержащих магнетитовых руд г. Магнитной [7] (конкреции магнетита радиальнолучистого строения и скопления игольчатого магнетита в пустотах).

Очень мелкие зерна магнетита иногда встречаются в современном морском иле, частью они представляют новообразования.

Имеется указание на осаждение магнетита биологическими агентами из морской воды, что подтверждается присутствием его в раковинах современных моллюсков *Polyplocophora* [180].

При *региональном метафорбизме* осадочных железных руд возникали очень крупные пластовые и линзообразные залежи гематито-магнетито-

вых руд среди метаморфизованных древних осадочных толщ. Такие руды по запасам имеют первостепенное значение как в СССР, так и в других странах (железистые кварциты или джеспилиты в докембрийских метаморфизованных толщах). Примерами месторождений этого типа в СССР являются: Кривой Рог [181], Курская магнитная аномалия (Михайловское, Белгородское и др.), Карсакпайское (КазССР) [182], Химканское (Амурская обл.), Сосновый Байц (Иркутская обл.), месторождения Кольского п-ова, Тувы и др. Крупнейшие железорудные месторождения за пределами СССР имеются в США (р-н оз. Верхнего), в Сев. Норвегии, Южн. Маньчжурии, Корее, в Индии (Бихар), Южн. Африке и в других странах.

Магнетит встречается в некоторых современных осадочных образованиях, например в черных песках дельты Нила (Египет) [127].

Имеются указания на использование магнетита для определения возраста месторождений гелиевым методом [183].

Изм. В коре выветривания магнетит является относительно устойчивым. При механическом разрушении горных пород и руд он переходит в россыпи; составляет значительную часть тяжелой фракции шлихов. Изменение магнетита в зоне окисления наиболее часто выражается в его замещении гематитом, нередко с образованием псевдоморфов последнего по магнетиту (мартита) [184, 185]. В искусственных условиях при 25° и давлении 1 атм замещение магнетита гематитом происходит при $pH = 7,67$ и $Eh = 0,232v$ [186].

При окислении магнетита образуется также маггемит. Благодаря сходству структур маггемита и магнетита гомогенность последнего при переходе в маггемит не нарушается (твердый раствор, содержащий до 50% $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$, Баста (1959) назвал маггемомагнетитом — *maghemomagnetite* [187]).

Известны псевдоморфозы по магнетиту сульфидов, кальцита, гриналита [188].

Искусств. Магнетит получается различными способами [189]: при действии H_2O и HF на Fe и TiO_2 в запаянной трубке при 270—300° в течение 24 час (вместе с октаэдрами магнетита получен ильменит) (Брунс); осаждением из раствора смеси сульфатов закисного и окисного железа едким натром (Сосман и Позняк); при восстановлении органическими веществами из гидрата окиси железа; при взаимодействии хлоридов железа (FeCl_2 , FeCl_3) с водяными парами при высоких температурах [190]; при действии хлорида железа на известняк при высоких температурах (Кухара [191]; Виноградов и Донцова [192]). Магнетит синтезирован также в системе $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl} - \text{CaCO}_3 - \text{Fe}$ при высоких температурах и давлениях [193].

Данные по синтезу магнетита с участием хлоридов железа представляют значительный интерес, так как новейшими исследованиями устанавливается широкое развитие в некоторых рудах скаполита в тесной ассоциации с магнетитом [153].

Опыты Штирнемана [190] показали, что при взаимодействии FeCl_2 (или FeCl_3) с парами воды при температуре от 150 до 525° образуется оксихлорид железа FeOCl , который при температурах ниже 150° разлагается с образованием скрытокристаллического коллоидного гематита; однако при температуре более 500° наряду с гематитом кристаллизуется и магнетит. По данным Кухара, при высоких температурах в результате воздействия на кальцит (известняк) горячего раствора хлористого железа образуется магнетит, а при действии на кальцит растворов хлорного железа — гематит. Виноградов и Донцова производили возгонку смеси $\text{FeCl}_2 + \text{FeCl}_3$ через массу раздробленного из-

вестняка, при этом магнетит возникал при температурах 500—600°. Магнетит получен также при взаимодействии растворов хлоридов железа с кальцитом при температуре до 320° и рН ~ 2 в течение 24—77 час [102]. При нейтрализации кислых растворов хлоридов железа щелочами момент образования магнетита характеризуется скачкообразным изменением Eh и рН [52].

Возможно образование магнетита при кипячении осадка $\text{Fe}(\text{OH})_2$ в щелочной среде и как результат взаимодействия $\text{Fe}(\text{OH})_2$ и $\text{Fe}(\text{OH})_3$ при повышенном значении рН [52]. Получен при термическом разложении кронстедтита в атмосфере азота [194]. Изучение системы $\text{Fe}-\text{O}$ [195] показало, что при температуре выше 570° образуются следующие кристаллические фазы по мере уменьшения степени окисления железа: $\text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4 \rightarrow \text{FeO} \rightarrow \text{Fe}$. Закись железа в этих условиях устойчива и может существовать в виде вюстита; ниже 570° закись железа становится неустойчивой и распадается по схеме: $4\text{FeO} \rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{Fe}$.

В системе $\text{Fe}-\text{C}-\text{O}$ изучены восстановление и окисление окислов железа соответственно окисью и двуокисью углерода [196]. Показано [197], что равновесие в реакциях окисления и восстановления окислов железа при разных температурах и давлениях зависит от соотношения CO (восстановитель) и CO_2 (окислитель) в их смеси.

При температурах 600—700° образуются неограниченные твердые растворы между магнетитом и ильменитом ($\text{Fe}_3\text{O}_4-\text{FeTiO}_3$), а также между магнетитом и ульвёшпинелью ($\text{Fe}_3\text{O}_4-\text{Fe}_2\text{TiO}_4$) [198, 199]. При понижении температуры (при 700—400°) происходит распад твердых растворов с образованием пластинчатых и решетчатых структур (магнетит — ильменит) или тонких мирмекитовых сростаний (магнетит — ульвёшпинель). Возможно существование неограниченных твердых растворов между магнетитом и ульвёшпинелью при 600—1300°, что показано при изучении системы $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ [200, 201].

Минеральные ассоциации в системе $\text{Fe}_3\text{O}_4-\text{Mn}_3\text{O}_4-\text{ZnMn}_2\text{O}_4-\text{ZnFe}_2\text{O}_4$ рассмотрены Мэйсоном [202]. Подтверждено наличие твердых растворов в ряду магнетит — герцинит в системе $\text{Fe}-\text{Al}-\text{O}$ [203, 204].

Изучены также другие системы с магнетитом: фаялит — магнетит [205], $\text{Fe}-\text{S}-\text{O}$, $\text{Fe}-\text{S}-\text{O}$ и $\text{Cu}-\text{Fe}-\text{S}-\text{O}$. В двух последних системах в более восстановительной среде обычно образуется магнетит в ассоциации с пирротинном и пиритом, тогда как в более окислительной среде возникает гематит в ассоциации с пиритом, но без пирротина [184].

Отл. От сходных по внешнему виду минералов (гематит, гаусманнит, яkobсит, браунит, хромит, шпинель и др.) магнетит легко отличается по черной черте и сильной магнитности. Микроскопически в отраж. свете магнетит отличается от гематита изотропностью, низкой отраж. способностью, серовато-буроватым оттенком окраски и изометричностью зерен. Ильменит, часто ассоциирующийся с магнетитом, анизотропен, имеет более низкую отраж. способность, обнаруживает внутренние рефлексы и не травится HCl .

От яkobсита и браунита магнетит отличается отсутствием внутренних рефлексов; кроме того, браунит анизотропен и обладает пониженной отраж. способностью. Хромит, по сравнению с магнетитом, характеризуется резко пониженной отраж. способностью и буровато-красными внутренними рефлексами.

Практ. знач. Имеет большое практическое значение как главный минерал многих железных руд. Частично используется в качестве утяжелятеля глинистых растворов при бурении.

Разнов. Mg-содержащий — магномагнетит — magnomag-netite — с повышенным содержанием магния, промежуточный между собственно магнетитом — FeFe_2O_4 и магнезиоферритом — MgFe_2O_4 .

Назван по составу (Болдырев, 1935).

Синон. Тальковая железная руда — Talkeisenerz (Брайтхаупт, 1833), магнезиомагнетит — magnesiomag-netite (Шубникова, 1937).

Зернистые массы, иногда шестоватые, игольчатые, радиальнолучистые и ельчатые скопления, реже — кристаллы.

В Красноярском крае встречены оолиты (от 1 до 35 мм в диаметре), имеющие концентрически-зональное и иногда радиальнолучистое строение; концентрические зоны сложены магномагнетитом и гематитом (иногда магнетитом), а также серпентином и хлоритом. Радиальная лучистость подчеркивается выделениями серпентина и хлорита (Павлов, новые данные).

$a_0 = 8,36 \text{ \AA}$ (для оригинала анализа 2) (Павлов, Янченко, 1959) [108]; $a_0 = 8,379 \text{ \AA}$ (вычислено при $\text{Fe} : \text{Mg} = 1 : 1$).

Формы: d (110), o (111). Отмечена штриховка на гранях (110), как у магнетита [108].

Сп. нет. Тв. $5\frac{1}{2}$ — $6\frac{1}{2}$. Уд. в. колеблется в зависимости от содержания MgO от 4,62 до 4,91; при $\text{Fe} : \text{Mg} = 1 : 1$ (вычисл.) 4,87. Цв. железно-черный, стально-серный, с более сильным, чем у магнетита металлическим блеском. Черта черная, черно-серая, иногда со слабым буроватым оттенком, светлее, чем у магнетита. Неупруг. Тонкие срезы просвечивают красноватым цветом.

Сильно магнитен. Точка Кюри колеблется от 446 до 541°; линейно уменьшается с повышением содержания MgO до 11%, при более высоких содержаниях MgO линейность нарушается. Характерно проявление теплового гистерезиса в результате фазового распада и выпадения гематита [37]. Для магномагнетита из района р. Камышевский Байкитик, содержащего 13,5% MgO, точка Кюри 472°, намагниченность насыщения 200 гс, остаточная намагниченность 15 гс, максимальная проницаемость 16,1 гс / эрстед [37]. О магнитных свойствах см. также на стр. 59.

В отраж. свете серый. Отраж. способность понижается с увеличением содержания MgO [206] (в % при $\lambda = 5493 \text{ \AA}$):

R	31	30,7	2)	28,7
MgO	5,30	6,01	10,0	10,50
FeO	23,49	21,19	15,97	15,87
Fe ₂ O ₃	68,11	71,25	70,23	72,54

Изотропен. В шестоватых агрегатах иногда отчетливо анизотропен [108]. Отмечены слабые (красноватые с бурым оттенком) внутренние рефлексы. Твердость шлифования очень высокая.

Теор. состав (при $\text{Fe} : \text{Mg} = 1 : 1$): FeO — 16,65; MgO — 9,34; Fe₂O₃ — 74,01. Соотношение Fe^{2+} и Mg колеблется. Почти всегда обнаруживается Al₂O₃ — от долей процента до 8%. В некоторых разновидностях содержится до 3,3% TiO₂. Значительно реже в магномагнетитах обнаруживается MnO — от долей процента до 3,4%.

Иногда магномагнетит содержит десятые и сотые доли процента NiO, CaO и V₂O₅.

Анализы магномагнетита:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
MgO	2,84	5,30	6,01	6,25	6,92	9,47	10,0	10,02	11,74
CaO	0,36	1,00	0,65	—	0,05	—	сл.	сл.	—
MnO	—	0,26	0,16	0,32	0,32	2,10	0,12	0,10	—
FeO	27,35	23,49	21,19	17,83	20,14	16,82	15,97	16,36	16,35
Al ₂ O ₃	—	1,73	0,04	—	0,59	10,37	2,60	0,50	3,80
Fe ₂ O ₃	66,06	68,11	71,25	75,05	72,04	59,01	70,23	72,15	66,22
SiO ₂	0,36	0,10	0,55	—	0,45	—	0,03	0,05	2,25
TiO ₂	3,55	0,38	0,08	0,11	0,06	2,40	0,41	0,15	—
V ₂ O ₅	—	не опр.	не опр.	—	—	—	0,63	0,65	—
P ₂ O ₅	—	»	»	—	—	—	0,02	не обн.	—
H ₂ O ⁺	—	»	0,26	—	—	—	не обн.	»	не опр.
H ₂ O ⁻	—	—	0,04	—	—	—	0,20	0,12	—

Сумма	100,52	100,43	100,24	99,62	100,57	100,17	100,29	100,10	100,36
Уд. в.	4,9	—	4,91	—	—	4,62	—	4,78	—

1 — Ениское (Мурманская обл.), анализ лабор. Ленингр. геол. упр. [207]; 2 — р. Анавит, приток Н. Тулунги (Красноярский край), анал. Сокова [108]; 3 — р. Курейка (Красноярский край), анал. Лазаревич [108]; 4,5 — Анавитское поднятие (Красноярский край), анал. Ревердатто [208]; 6 — Магнет-Ков (Арканзас, США) [209]; 7 — р. Камышевский Байкитик (Красноярский край) [206]; 8 — р. Камышевский Байкитик, анал. Митюшина [108]; 9 — Режемское, Ангаро-Илимский бассейн (Красноярский край), анал. Васильева [122].

См. также анализы переходных разновидностей («магнезиоферрит», стр. 46).

В полир. пл. растворы (50%) HNO₃ и HCl, а также KCN, FeCl₃, KOH и HgCl₂ на минерал в течение первых двух минут совершенно не действуют. При травлении HF, растворами SnCl₂ и HCl структура не выявляется. Пары кипящей HCl выявляют структуру травлением в течение 1—2 мин.

На кривой нагревания фиксируются две экзотермические реакции. Температура первого эффекта (переход Fe²⁺ в Fe³⁺ с образованием гематита) зависит от отношения FeO : MgO; при содержании FeO от 15,15 до 28,52% и MgO от 1,12 до 7,0% она равна 350—370°. Температура второго небольшого эффекта 680—710°. При 900° образуются магнезиоферрит и гематит.

Магномагнетит довольно распространен. Может образоваться как при высоких, так и при относительно низких температурах, но в более окислительной среде, чем собственно магнетит [210]. В большинстве известных месторождений связан с основными и ультраосновными породами, богатыми MgO [211], иногда с ультраосновными дериватами щелочных магм (Тулинское месторождение, Красноярский край). Как позднемагматический акцессорный минерал магномагнетит известен в верлитах и пироксенитах вебстеритового состава (Урал). В трубках взрыва Ангаро-Илимского бассейна магномагнетит обнаружен в ассоциации с апатитом, волластонитом, серпентином, хлоритом, кальцитом, цеолитами, гематитом и сульфидами [122].

Крупные промышленные месторождения магномагнетита представлены жилами и метасоматическими телами, образование которых связывается с интрузивной деятельностью основной магмы, давшей траппы Сибирской платформы. В многочисленных месторождениях Ангаро-Илимского бассейна (Красноярский край) магномагнетит наблюдается в ассоциации с диопсидом, гранатом, хлоритом, серпентином, кальцитом, аметистом и другими минералами [122, 212, 213].

В гидротермальных жилах и метасоматических телах, образованных на сравнительно небольших глубинах, но при более высоких температурах и, несомненно, при более низком кислородном потенциале, чем в трубках взрыва, магномагнетит отличается значительным содержанием двух-

валентного железа и пониженным содержанием магния [211]. Магномагнетиты из пироксенитов также относительно бедны Mg, но отличаются содержанием заметных количеств титана, алюминия и марганца.

Отмечено образование магномагнетита в корах плавления каменных метеоритов при их прохождении через земную атмосферу [214].

От магнетита магномагнетит отличается меньшим уд. весом, более светлой чертой, очень высокой твердостью полирования, значительно большей устойчивостью по отношению к кислотам; вполне надежно определяется с помощью спектрального или химического анализа. От франклинита магномагнетит отличается более слабыми внутренними рефлексамми.

Замещается гематитом и маггемитом [40].

Mn-содержащий — ма н г а н м а г н е т и т — manganmagnetite (Дана, 1892). Fe²⁺ замещается Mn²⁺ (до 8,20% MnO) (анализы 17,31).

Синон. Сильфбергит — Silfbergite (Ниггли, 1924).

Ti-содержащий — т и т а н о м а г н е т и т — titanomagnetite. Собственно титаномагнетитом необходимо считать однофазовый твердый раствор TiO₂ в Fe₃O₄ (магнетите) [215]. Обычно же титаномагнетитом называют магнетит, содержащий мелкие включения титановых минералов: ильменита (преимущественно), рутила, перовскита, ульвёшпинели и др.; большей частью эти включения являются продуктами распада твердых растворов (FeTiO₃ или Fe₂TiO₄ в Fe₃O₄), иногда — продуктами замещения магнетита.

Синон. Титанистый магнитный железняк — Titanmagneteisen (Кёхлин, 1928).

Некоторые из титаномагнетитов получили специальные названия: ильменито-магнетит, ильменомагнетит — ilmenomagnetite (Штрунц, 1957) — магнетит с включениями ильменита, мюгенсенит — mogensenite (Баддингтон, Фэхи, Влисидис, 1955) [216] — магнетит с включениями ульвёшпинела, шшимскит — shishimskite (Шилли, 1940) — магнетит с включениями перовскита и шпинели.

Применение электронной микроскопии и более совершенной световой оптики позволяет в титаномагнетитах, считавшихся гомогенными, выявить закономерную неоднородность (включения ульвёшпинели, ильменита и шпинели) [217].

Вхождение TiO₂ увеличивает параметр ячейки до 8,45 Å (анализ 1) (ульвёшпинель в твердом растворе).

Сильно магнитен. Точка Кюри от 0 до 100° [218]. У искусственных титаномагнетитов, содержащих 80% Fe₂TiO₄, точка Кюри снижается до (—) 45° [219] и линейно уменьшается с увеличением содержания Fe₂TiO₄ [215].

В отраж. свете титаномагнетит в иммерсии имеет цвет, приближающийся к цвету ильменита, до коричневатого-розового. Отраж. способность для титаномагнетита из Апкаратра (Мальгашская республика) (в %): для синих лучей 21, для желтых — 21, для красных — 19 [220].

Частично растворяется в горячей HNO₃, при этом раствор окрашивается в грязно-желто-зеленый цвет.

В полир. пл. травится медленнее, чем магнетит.

Анализы титаномагнетитов:

	1	2	3	4	5	6	7
MgO	2,54	2,33	2,04	0,07	2,07	1,98	1,66
CaO	—	0,27	0,16	0,27	—	0,42	—
MnO	0,58	0,69	0,68	0,30	0,72	0,33	1,27
FeO	39,74	41,86	50,13	39,06	42,33	43,07	39,73
Al ₂ O ₃	0,60	3,55	2,39	1,10	0,40	0,78	—
Cr ₂ O ₃	He обн.	0,10	—	0,15	He обн.	0,13	—
Fe ₂ O ₃	25,86	23,48	18,28	34,91	26,88	32,27	39,29

	1	2	3	4	5	6	7
V ₂ O ₃	He обн.	0,44	—	—	—	1,74	—
SiO ₂	2,83	0,54	0,20	1,48	2,64	0,24	0,50
TiO ₂	27,77	27,29	25,65	25,21	24,86	19,28	17,36
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,03	—
V ₂ O ₅	—	—	—	0,19	—	—	—
H ₂ O	—	—	—	He обн.	—	0,06	—
П. п.	—	—	—	0,02	—	—	—

Сумма	99,92	100,25	99,53	99,76	99,50	100,33	99,81
Уд. в.	—	—	—	4,777	—	—	—
a ₀	8,449	—	8,493	—	8,4697	—	—

	8	9	10	11	12	13
Na ₂ O	—	—	—	—	0,13	—
K ₂ O	—	—	—	—	He обн.	—
MgO	0,89	0,57	—	0,60	1,57	7,18
CaO	сл.	0,22	0,30	0,19	He обн.	0,94
MnO	0,20	0,91	1,37	0,95	0,29	1,82
FeO	29,93	33,31	29,07	30,57	28,85	21,83
Al ₂ O ₃	0,10	сл.	—	0,42	5,92	3,62
Cr ₂ O ₃	1,37	—	—	—	—	0,01
Fe ₂ O ₃	49,23	48,77	58,66	58,19	51,80	57,11
V ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,10
SiO ₂	0,79	0,26	—	0,38	0,33	0,38
TiO ₂	16,55	16,34	9,92	9,57	9,11	6,98
P ₂ O ₅	He обн.	—	—	—	0,01	—
V ₂ O ₅	0,73	—	0,21	—	0,98	—
H ₂ O	0,12	—	0,03	—	He обн.	—
CO ₂	—	—	—	—	0,29	—

Сумма	99,91	100,38	99,56	100,87	(99,28)	99,97
Уд. в.	4,998	—	5,09	—	—	—
a ₀	—	8,423	—	8,410	—	8,336

1 — из оливнивого базальта Благлокот, Индия, анал. Хердсман [221]; 2 — Блэк-Дрич, Ганедэх (Новый Южный Уэльс) [140]; 3, 9, 11 — Сквайр Топ (Новый Южный Уэльс): 3, 11 — анал. Пайл; 9 — анал. Чайба [143]; 4 — р. Уборотъ, с. Юрово (УССР) [222]; 5 — из базальта Ирландии, анал. Хердсман [221]; 6 — Скаергаард (Вост. Гренландия) [223]; 7 — Юкспор (Жольский п-ов), анал. Корзухина [224]; 8 — Кузинское м-ние (Челябинская обл.) [225]; 10 — нощ 160, Ильменский заповедник (Челябинская обл.), анал. Котов [106]; 12 — из габбро-анортозита Чипейского плутона, Вост. Сибирь [226]; в оригинале сумма указана 99,41; 13 — Хал, близ Оттавы, Канада, анал. Хердсман [221].

При нагревании около 950° происходит изменение фазового состава титаномагнетита ($Fe_3O_4 + FeTiO_3 \rightarrow Fe_2TiO_4 + Fe_2O_3$), при более высокой температуре образуется псевдобрукит [227].

Нахождение — см. выше, стр. 65.

Отмечается соответствие содержания TiO₂ в титаномагнетите руд и вмещающих пород [200].

Чем выше температура образования, тем выше содержание титана в магнетитах [216, 228, 229]. Содержание титана в магнетитах из различных пород и руд может быть использовано в геологической термометрии

для температур от 550 до 1000° [216, 229]. Отмечается уменьшение содержания TiO_2 в титаномагнетитах при переходе от габбро к диоритам и гранитным пегматитам [200].

При окислении титаномагнетит переходит в титаномаггемит, сохраняя гомогенность [187, 230]. Отмечено замещение титаномагнетита гематитом [217]. Структуры распада твердого раствора в некоторых титаномагнетитах объясняются как результат низкотемпературного окисления Fe^{2+} [146, 231]. Известны псевдоморфозы псевдобрукита по титаномагнетиту в базальтах Катценбуккеля (ФРГ) [232].

V-содержащий — ванадомагнетит — vanado-magnetite (Херон, 1936) [233], содержит до 8% V_2O_5 . Найден в месторождениях Бихар (Индия) и Бушвелд (Южн. Африка). Неполный анализ из Бихара: Fe_2O_3 — 54,00; TiO_2 — 28,70; V_2O_5 — 8,80 [234].

Слвз. Ванадиомагнетит — Vanadiomagnetite (Шубникова, 1937).

Cr-содержащий — хроммагнетит — chrome-magnetite (Фрэнкел, 1942) [234]. Cr изоморфно замещает Fe^{3+} (анализы 15 и 16 на стр. 62). Обнаружен на Урале и в Трансваале.

Синон. Ишкулит — ishkulite (Барсанов, 1944) [140], хромомагнетит — chromomagnetite (Симонов, 1945) [106].

Al-содержащий — алюмомагнетит — aluomagnetite — промежуточный между собственно магнетитом и герцинитом (анализ 21 на стр. 63).

Межплоскостные расстояния магнетита, г. Благодать, Урал*

Fe-палучение, $D = 46,00$ м.м, стандарт NaCl

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
200	1	4,21	333; 511	9	1,612
220 β	3	3,31	440	9	1,479
220	6	2,99	533β; 531?	2	1,411
311 β	5	2,807	620	3	1,325
311	10	2,541	533	5	1,277
222	3	2,428	622	2	1,264
400 β	3	2,310	731β; 553β; 444?	3	1,203
400	7	2,098	711; 551	1	1,174
422β; 331?	2	1,884	800β	1	1,153
333β; 511β	4	1,785	642	4	1,119
422	5	1,710	731; 553	8	1,091
440 β	2	1,632	800	6	1,047

* По Михееву.

Л и т е р а т у р а

1. Заварицкий А. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1952, 81, вып. 2, 81.
2. Павлов Н. В. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 4, 3.
3. Онгоев Д. О. Тр. Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 9, 74; Яковлев Ю. Н. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1962, 42, вып. 2, 65; Stevenson J. S., Jeffery W. G. Econ. Geol., 1964, 59, No 7, 1298.
4. Меренков Б. Я. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 31, 46.
5. Бекмухаметов А. Е. Вестн. АН КазССР, 1962, № 9, 75.
6. Кутырев Э. И. Изв. АН АрмССР, сер. геол., геогр., 1962, № 6, 25.
7. Каминская Е. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1951, 80, вып. 1, 55.
8. Basta E. Z. Min. Mag., 1957, 31, No 237, 431.
9. Schmidt E. R., Vermaas F. H. S. Am. Min., 1955, 40, No 5—6, 422.
10. Bénard J. Ann. chim., 1939, 12, 5.
11. Капшук И. И., Илларионов А. А. Бюлл. научно-техн. об-ва черной металлургии комбината «КМАруда» и НИИГМА. г. Губкин, 1962, № 1 (12), 51.

12. Bragg W. L. Nature, 1915, 95, 561; Philos. Mag., 1915, 30, 305 (по Strukturber., 1, 417).
13. Bragg W. L. Atomic Structure of minerals. N.-Y.-L., 1937.
14. Goldschmidt V. M. Atlas Kryst., 1918, 5, 176; Кокшаров Н. И. Магнетит для минералогии России, 1858, ч. 3, табл. 45, 46; Stauggabba F. S. Publ. dell'Ist. Geogr. Fisica dell'Univ. Catania, 1922, No 18, 14 (по реферату Min. Abstr., 1923, 2, No 4, 191).
15. Алпев Р. М. ДАН СССР, 1965, 162, № 2, 422.
16. Meixner H. Karinthin, 1963, No 48, 17.
17. Schaaske I. Zbl. Min., 1940, A, 73.
18. Сергеев В. Н. Сб. «Материалы по минералогии, петрографии и полезн. ископаемым Зап. Сибири и Красноярского края». Изд-во Томск. ун-та, 1964, вып. 2, 40.
19. Римская-Корсакова О. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1950, 79, вып. 3, 178.
20. Mügge O. N. Jb. Min., 1903, V.-Bd. 16, 335; Vultèe J. Fortschr. Min., 1952, 29—30, H. 2, 328.
21. Edwards A. V. Am. Min., 1949, 34, No 9—10, 759.
22. Frondel C., Ashby G. E. Am. Min., 1937, 22, No 2, 104.
23. Frenzel G. Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1956, 5, H. 2, 165.
24. Генкин А. Д. Зап. Всес. мин. об-ва, 1950, 79, вып. 3, 229.
25. Richards D. A. Proc. Phys. soc., 1950, sect. A, 63, 852.
26. Becke F. Tscherm. min., petr. Mitt., 1885, 7, H. 3, 200; Mügge O. N. Jb. Min., 1911, V.-Bd. 32, 491.
27. Сергеев В. Н., Кузьмин А. М. Изв. Томск. политех. ин-та, 1965, 135, 96.
28. Овчинников Л. Н., Шур А. С. Тр. 4-го совещания по эксперим. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1951, вып. 1, 83; ДАН СССР, 1952, 82, № 6, 977; ДАН СССР, 1955, 101, № 1, 155; Овчинников Л. Н., Шур А. С., Елькина И. Г. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1955, вып. 26, 211.
29. Greig J. W., Merwin H. E., Rosnjak E. Am. Min., 1936, 21, No 8, 504; Lehmann J. Zs. Krist., 1866, 11, 610.
30. Young B. B., Millman A. P. Trans. Inst. mining, metallurgy, 1963/64, 73, pt. 7, 450.
31. Гершойг Ю. Г., Дементьева М. П. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1960, № 14, 256; Синяков В. И. Геология и геофизика, 1965, № 2, 32.
32. Dogaishwami M. S. Proc. Indian Acad. Sci., 1947, 25, A, No 5, 413.
33. Kurylenko C. Bull. Soc. fr. min., 1943, 66, 514.
34. Шмаевский В. Е., Ясинская А. А. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1960, № 14, 371.
35. Зотов Т. Д. Кристаллография, 1964, 9, вып. 6, 929; Paganis D. S. Geophys. prospect., 1956, 4, No 3, 249.
36. Горбатов Г. А. Минеральное сырье, 1961, вып. 3, 116.
37. Барсанов Г. П., Колесников Л. В., Сергеев П. Е. Сб. «Проблемы геохимии». Изд-во «Наука», 1965, 473.
38. Sharma S. S. Proc. Indian Acad. Sci., 1950, 31 A, No 4, 261.
39. Колесников Л. В., Румянцев Г. С. ДАН СССР, 1965, 161, № 5, 1184.
40. Смелов А. А. Вестн. Ленингр. ун-та, 1957, № 6, сер. геол.-геогр., вып. 1, 41.
41. Rao V. V. Geophysics, 1956, 21, No 4, 1100.
42. Карлушин Д. М. Тр. Всес. совещания по методике разведки полезн. ископаемых. Госгеолтехиздат, 1962, 217.
43. Бугайло В. А., Борзунов А. А. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1960, вып. 46, 213.
44. Бергер Г. С. Флотирование минералов. Госгортехиздат, 1962, 169.
45. Bickford L. R. Phys. Rev., 1950, 78, 449.
46. Нагата Т. Магнетизм горных пород. Изд-во иностр. лит-ры, 1956.
47. Наровская Н. П. Кристаллография, 1958, 3, вып. 3, 346.
48. Abraham S. C., Calhoun V. A. Acta cryst., 1955, 8, 257.
49. Yamaguchi S. Phys. Rev., 1962, 126, No 1, 102; Trans. Faraday soc., 1962, 58, pt. 9, No 477, 1690; Zs. anorg., allgem. Chem., 1962, 314, No 3-4, 222.
50. Богданов А. А., Власов А. Я. Изв. АН СССР, Физика земли, 1965, № 1, 41.
51. Blackman M., Haigh G., Lisgarten N. D. Proc. Phys. soc., 1963, 81, Pt. 2, No 520, 244.
52. Павлов А. Л. Геология и геофизика, 1964, № 11, 25.
53. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хим. средство) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 40.
54. Белаш Ф. Н., Андреева А. И. ДАН СССР, 1962, 145, № 3, 615.
55. Loria St., Zahrzewski C. Anzeig. d. Akad. Wiss. Krakau, 1910.
56. Кропачев А. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 4, 507.

57. Bowie S. H. U. Min. Mag., 1957, 31, No 237, 476.
58. Gray I M., Millman A. P. Econ. Geol., 1962, 57, No 3, 325.
59. Klemm D. D. N. Jb. Min., Abhandl., 1962, 97, H. 3, 337.
60. Sen Gupta P. R. Quart. J. geol., mining, metallurg. soc. India, 1959, 31, No 3, 147; Steinike K. N. Jb. Min., Monatsh., 1959, H. 8, 169.
61. Chauvel J. J. C. R., Paris, 1963, 257, No 1, 187.
62. Сергеева Н. Е., Грудев А. П. Вестн. Моск. ун-та, сер. 4 геол., 1964, № 4, 27.
63. Hegemann F., Albrecht F. Chem. d. Erde, 1954, 17, H. 2, 81.
64. Уокер Ф., Польдерварт А. Геология и петрография гранитовых формаций. Изд-во иностр. лит-ры, 1950, 1.
65. Милловский А. В. Геохимия, 1962, № 12, 1094.
66. Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. ДАН СССР, 1962, 147, № 6, 1452.
67. Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. ДАН СССР, 1961, 139, № 5, 1208.
68. Знаменский Н. Д., Фоминых В. Г. ДАН СССР, 1962, 146, № 3, 686.
69. Ляхович В. В. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 3, 89.
70. Lange H. Geologie, 1957, H. 6—7, 610.
71. Куц В. П., Беличенко В. П. Сб. «Теоретические и генетические вопросы минералогии и геохимии». Изд-во АН УССР, 1963, 145.
72. Щербаков Ю. Г., Пережогин Г. А. Геохимия, 1964, № 6, 518.
73. Таусон Л. В., Кравченко Л. А. Геохимия, 1956, № 1, 81.
74. Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. Изд-во «Наука», 1965 (хим. анализы, генезис).
75. Шилин Л. Л., Муравецкая Г. Н., Сидорычева А. М. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 99, 165.
76. Кухаренко А. А., Клер М. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 5, 520.
77. Ляхович В. В. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 3, 89.
78. Еременко Г. К., Вальтер А. А., Клименчук В. И. Геохимия, 1963, № 2, 132.
79. Вахрушев В. А. ДАН СССР, 1962, 147, № 3, 707.
80. Zimposh E. Przegląd geol., 1958, Nr 12, 545.
81. Ando A., Takashima K. Bull. Geol. Surv., Japan, 1963, 14, No 11, 15.
82. Леонова Л. Л. Геохимия, 1962, № 6, 490.
83. Леонова Л. Л., Ринне О. С. Геохимия, 1964, № 8, 788.
84. Леонова Л. Л., Таусон Л. В. Геохимия, 1958, № 7, 650.
85. Таусон Л. В. Геохимия, 1956, № 3, 9.
86. Осипов Д. К., Журавлев Р. С., Комарницкий Г. М. Геология и геофизика, 1964, № 6, 48.
87. Мицкевич Б. Ф., Лазебник К. И. Геол. журн. АН УССР, 1962, 22, вып. 2, 105.
88. Карапетян А. И. Изв. АН АрмССР, сер. геол., 1963, 16, № 3, 37.
89. Щербак О. В. Минеральное сырье, 1962, вып. 6, 101.
90. Соболев С. Ф. Матер. 4-й конференции молодых научн. сотрудников ИМГРЭ, 1962, 27.
91. Мустафаев Г. В. ДАН АзербССР, 1964, 20, № 10, 57.
92. Штейнберг Д. С., Малахов И. А., Фоминых В. Г. Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, 93, вып. 5, 591.
93. Roy S. Science a. Culture, 1957, 23, No 1, 58.
94. Rao K. K. Current Science, 1961, 30, No 5, 183.
95. Srivastava S. N. P. J. Mines, Metals a. Fuels, 1963, 11, No 4, 11.
96. Кудрина М. А. Минеральное сырье, 1963, вып. 7, 108.
97. Рабинович А. В., Муравьева А. Н., Жданова М. В. Геохимия, 1958, вып. 2, 118.
98. Шишкин Н. Н., Михайлова В. А., Красковский Г. И. Сб. техн. информации «Гипроникель», 1962, № 4, 3.
99. Ильвицкий М. М., Романенко Г. Н. ДАН СССР, 1964, 159, № 6, 1313.
100. Литвиненко А. У., Хорошева Д. П., Геол. журн. АН УССР, 1963, 23, вып. 4, 25; Литвиненко А. У., Дроздов Г. М. ДАН СССР, 1962, 145, № 2, 414.
101. Донцова Е. И. Геохимия, 1956, № 6, 61.
102. Hoiseg W. T., Schaefer C. J. Bull. Geol. soc. Am., 1961, 72, No 3, 369.
103. Епатко Ю. М., Воробьева К. А. Материалы к Совещанию по геохимии гипергеза. Изд-во «Наука и техника», Минск, 1964, 139.
104. Оптоев Д. О. Сб. «Магнетитовые руды Кустанайской области и пути их использования». Изд-во АН СССР, 1958, 100.
105. Каминская Е. И. Научн. тр. Магнитогорск. горно-метал. ин-та, 1948, вып. 5, 131.

106. Симонов А. И. Зап. Мин. об-ва, 1945, 74, вып. 4, 305.
107. Шнюков Е. Ф. Сб. «Питання геології і петрогенезису українського кристалічного масиву і суміжних територій», 1958, 44; Видавництво АН УкрССР, 1958, 44.
108. Павлов Н. В., Янченко М. Т. Геология рудных месторождений, 1959, № 2, 74.
109. Смирнов Г. И. Тр. Якутск. фил. АН СССР, сер. геол., 1959, сб. 4, 47.
110. Барсанов Г. П. ДАН СССР, 1941, 31, № 5, 468.
111. Черник Г. П. Изв. АН СПб, 1908, 2, 75.
112. Weibull M. Tscherm. min., petr. Mitt., 1886, 7, N. 2, 108.
113. Petersen Th. N. Jb. Min., 1867, 836.
114. Гинзбург И. И. Сб. «Кора выветривания». Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3, 33.
115. Newhouse W. H., Glass J. P. Econ. Geol., 1936, 31, No 7, 699.
116. Эдельштейн И. И. Сб. «Кора выветривания». Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3, 72.
117. Рахманов В. П. Богатые железные руды коры выветривания Курской магнитной аномалии. Изд-во АН СССР, 1962, 1.
118. Vaasjoki O., Heikkinen A. Bull. Comm. géol. Finl., 1962, 34, N:o 204, 141.
119. Чухров Ф. В. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 50, 1.
120. Яценко А. В. Сб. «Обогащение комплексных руд». Изд-во «Наука», 1964, 173.
121. Баталов А. Б. Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 4 (45), 50.
122. Павлов Н. В., Чупрыгина И. И. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 10, 41.
123. Эпштейн Е. М., Аникеева Л. И., Михайлова А. Ф. Тр. Н.-и. ин-та геологии Арктики, 1964, 122, 116.
124. Смирнов Г. И. Тр. Якутск. фил. АН СССР, сер. геол., 1959, сб. № 4, 117.
125. Индукаев Ю. В. Тр. Томск. ун-та, сер. геол., 1963, 164, 28.
126. Кононова В. А. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 76, 39.
127. El-Hinnawi E. E. Beitr. Min., Petr., 1964, 9, N. 6, 519.
128. Соколов Ю. А. Тр. Свердловск. горн. ин-та, 1963, вып. 42, 184.
129. Юшко С. А. Методы изучения руд под микроскопом в отраженном свете. Госгеолыздат, 1949, 250.
130. Greig J. W., Rosnjak E., Merwin H. E., Sosman R. V. Am. J. Sci., 1935, 30, No 177, 239.
131. Korakas N. Bull. Inst. mining, metallurgy, 1963, No 676, 443.
132. Lerr H. Econ. Geol., 1962, 57, No 2, 260; Am. Min., 1957, 42, No 9—10, 679.
133. Egger K. Schweiz. min., petr. Mitt., 1963, 43, N. 2, 493; Иванова В. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 57.
134. Ljunggren P. Geol. för. förhandl., 1959, 81, N. 3, N: o 498, 543.
135. Gheith M. A. Am. J. Sci., 1952, 250, No 9, 677.
136. Сальдау Э. П. Кристаллография, 1956, I, вып. 5, 249.
137. Белов К. П. Магнитные превращения. Изд-во Физ.-мат. лит-ры, 1959.
138. Архаров В. И., Борисов Б. С. ДАН СССР, 1957, 114, № 2, 293.
139. Кророва О. А. Метеоритика, 1962, вып. 22, 61; Юдин И. А., Смышляев С. 2И. Метеоритика, 1964, вып. 25, 96; Ramdohr P. Chem. d. Erde, 1963, 23, N., 142; Mason B., Wiik H. V. Am. museum Novitates, 1962, No 2106, 5.
140. Куровец М. И. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1960, № 14, 195.
141. Бельков И. В. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова». Изд-во АН СССР, 1962, вып. 3, 13.
142. Рухаренко 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 п-ова и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965, 310.
143. Wilkinson J. F. G. Min. Mag., 1965, 34, No 268, 528.
144. Боврневич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А., Красов Л. М., Смирнов Г. И., Юркевич Р. К. Алмазные м-ния Якутии. Госгеолтехиздат, 1959, 365; Милашев В. А., Крутоярский М. А., Рабкин М. И., Эрлих Э. И. Тр. Н.-и. ин-та геологии Арктики, 1963, 126, 1.
145. Park Ch. F. Econ. Geol., 1961, 56, No 2, 431.
146. Meitzner W. Beitr. Min., Petr., 1963, 9, N. 3, 320.
147. Volistädt H., Suwalski G. Beitr. Min., Petr., 1965, 11, N. 4, 382.
148. Wilkinson J. F. G. Min. Mag., 1957, 31, No 237, 443.

149. К а ш и н С. А. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 5, 79.
150. H a w l e y J. E. Canad. Mineralogist, 1962, 7, pt. 1, 1.
151. G e i j e r P. Geol. för. förhandl., 1912, 34, N. 7, N:o, 287, 727.
152. Соколов Г. А. Тр. Кустанайской объедин. научн. сессии. Изд-во АН КазССР, 1958, 57.
153. О н т о е в Д. О. Советская геология, 1956, № 50, 54.
154. К а л и н и н Д. В. Сб. «Материалы по минералогии, петрографии и полезн. ископаемым Зап. Сибири». Изд-во Томск. ун-та, 1962, 66.
155. И н д у к а е в Ю. В. Сб. «Материалы по минералогии, петрографии и полезн. ископаемым Зап. Сибири». Изд-во Томск. ун-та, 1962, 38.
156. П а в л о в Д. И. Анзасское магнетитовое месторождение и участие хлора в его формировании. Изд-во «Наука», 1964, 1.
157. Я к о в л е в Ю. П. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1962, 42, вып. 2, 38.
158. Д ы м к и н А. М., С о к о л о в Г. А. Геология и геофизика, 1961, № 1, 77.
159. С е р д ю ч е в к о Д. П. Сб. «Железные руды Южной Якутии». Изд-во АН СССР, 1960, 225.
160. Б а б о ш и н В. А. Тр. ВСЕГЕИ, 1961, 60, 127.
161. B e n n e t t W. A. G. Econ. Geol., 1962, 57, No 6, 941.
162. Л а п и н С. С., Ш а р а н о в В. Н. Геология и геофизика, 1961, № 4, 36.
163. С е р г е е в В. Н. Тр. Томск. ун-та, 1963, сер. геол., 164, 54.
164. R a m d o h r P. N. Jb. Min., Monatsh., 1962, N. 3—4, 49.
165. G a l l a g h e r D. Econ. Geol., 1941, 36, No 1, 95.
166. F u j i w a r a T., S a i t o M. Ganseki Kōbutsu Kōshō gakkaiishi, 1958, 42, 15 (по реферату Chem. Abstr., 1958, 52, 9882).
167. C o r n w a l l H. R. Econ. Geol., 1951, 46, No 1, 51.
168. S o t e l o N e i v a J. M., H e n r i q u e s d a S i l v a G., G o n c a l v e s P u r e z a F. Mem. e Not. Univ. Coimbra, 1957, No 43, 1.
169. S h i b u y a G. Kobutsugaku Zasshi, 1954, 1, 403 (по реферату Chem. Abstr., 1957, 51, 141).
170. П а в л о в Н. В., Тр. ИГЕМ АН СССР, 1961, в. 52.
171. Я н и ц к и й А. Л. ДАН СССР, 1951, 79, № 2, 311.
172. Т а л д ы к и н С. И. Советская геология, 1947, № 25, 85.
173. Л ь т в и н е н к о А. У., Д р о з д о в Г. М. ДАН СССР, 1962, 145, № 2, 414.
174. Р а х м а н о в В. П. ДАН СССР, 1958, 122, № 6, 1103; Р а х м а н о в В. П. Богатые железные руды коры выветривания Курской магнитной аномалии. Изд-во АН СССР, 1962.
175. Г л а д к о в с к и й А. К., Ш а р о в а А. К. ДАН СССР, 1953, 89, № 1, 151.
176. В и н и ч е н к о Н. Г. Бюлл. АН УзбССР, 1947, № 1, 11.
177. B r o w n T. Econ. Geol., 1943, 38, No 2, 137.
178. F r i e d m a n S. A. Econ. Geol., 1954, 49, No 1, 101.
179. S h i m a z a k i Y., I s o n o K. Bull. Geol. Surv., Japan, 1964, 15, No 8, 1.
180. L o w e n s t a m H. A. Bull. Geol. soc. Am., 1962, 73, No 4, 435.
181. Ю р к Ю. Ю., Ш н я к о в Е. Ф. Окислы железа украинского кристаллического щита. Изд-во АН СССР, 1961; Ю р к Ю. Ю. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, № 3, 370; Г р и ц ь к о в Е. М., П о л о в к о Н. И. Геол. журн. АН УкрССР, 1962, 22, вып. 1, 70.
182. П о л о в и н к и н а Ю. И., Р о з и н а Б. Б. Матер. ВСЕГЕИ, 1956, вып. 8, 87.
183. С т а р и к И. Е., Б а р а н о в с к а я Н. В., Ж и р о в а В. В., К р ы л о в А. Я. Бюлл. комисс. по опред. абсолютн. возраста геол. формации, 1961, вып. 4, 151; И к о р н и к о в а Н. Ю. ДАН СССР, 1960, 130, № 3, 610.
184. Б е т е х т и н А. Г. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 5, 16; B a r n e s H. L., K u l l e r u d G. Carnegie Inst. Washington, Year book, 1959—60, No 59, 135.
185. Б е л о в Н. В. Сб. «Вопросы петрографии и минералогии». Изд-во АН СССР, 1953, 2, 7.
186. G a r g e l s R. M. Mineral equilibrium at low temperature and pressure. New York, 1960.
187. B a s t a E. Z. Econ. Geol., 1959, 54, No 4, 698.
188. К а р а с ь к М. А. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1960, № 14, 171.
189. W e i s e r H. V. Inorganic Colloid Chemistry, 1935, 2, 88.
190. S t i r n e m a n E. N. Jb. Min., 1925, V.-Bd. 53, A, 59.
191. K u h a r a M. Japanese J. geol., geogr., Trans. a. abstr., 1925, 4, No 1—2, 1.
192. В и н о г р а д о в А. П., Д о н ц о в а Е. И. ДАН СССР, 1952, 85, № 6, 1341.
193. И к о р н и к о в а Н. Ю. ДАН СССР, 1960, 130, № 3, 610.
194. V a b c a n J. Věstník Ústředn. úst. geol., 1959, 34, No 5, 391.
195. Р о с т о в ц е в С. Т. Теория металлургических процессов. Металлургия, 1944.
196. Х о л и Д., Р о б и н с о н С. К. Сб. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». Изд-во иностр. лит-ры, 1950.
197. Б е т е х т и н А. Г. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 3, 3.

198. Ramdohr P. Preuss. Bergakadem. Clausthal. Leipzig, 1925, 307.
 199. Chevallier R., Girard I. Bull. Soc. chim. France, 1950, 17, 576.
 200. Buddington A. F., Lindsley D. H. J. of Petrology, 1964, 5, No 2, 310.
 201. Taylor R. W. Am. Min., 1964, 49, No 7-8, 1016; Lindsley D. H. Carnegie Inst. Washington, Year book, 1961-62, No 61, 100.
 202. Mason V. Am. Min., 1947, 32, No 7-8, 427.
 203. Малышева Т. Я., Руднева А. В. Тр. 6-го совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1962, 353.
 204. Турноск А. С., Eugster H. P. J. of Petrology, 1962, 3, No 3, 533.
 205. Островский И. А., Ольшанский Я. И. ДАН СССР, 1956, 107, № 6, 881.
 206. Пономарева М. Н., Павлов Н. В. Геология рудных м-ний, 1964, 6, № 1, 99.
 207. Красновский Г. М. Советская геология, 1948, № 33, 91.
 208. Ревердатто В. В. Геология и геофизика, 1962, № 11, 60.
 209. Harrington B. J. Min. Mag., 1907, 14, No 67, 373.
 210. Турцев А. А. Тр. ИГН АН СССР, 1940, вып. 53, 199.
 211. Павлов Н. В., Чупрынина И. И. ДАН СССР, 1955, 104, № 2, 298.
 212. Аникеев Н. П., Зорин В. П. Тр. Вост.-Сиб. гидрогеол. треста, 1934, вып. 5, 1.
 213. Вахромеев С. А., Росляков Г. В., Семнусов Е. А. Тр. Иркутск. горно-металлург. ин-та, 1958, вып. 15, 125.
 214. Юдин И. А. Метеоритика, 1955, вып. 13, 143.
 215. Pouillard E. Ann. chim., 1950, 5, 164; Pouillard E., Michel A. C. R., Paris, 1949, 228, No 14, 1232; Chevallier R., Girard J. Bull. Soc. chim. France, 1950, ser. 5, No 5-6, 576.
 216. Buddington A. F., Fahey J., Vlisidis A. Am. J. Sci., 1955, 253, No 9, 497.
 217. Мясников В. С., Боярская Р. В. Геология рудных м-ний, 1965, № 5, 7.
 218. Ade-Hall J. M. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1964, 8, No 3, 301.
 219. Kawai N., Kume Sh., Sasajima. Proc. Japan Acad., Tokyo, 1954, 30, No 7, 588.
 220. Chevallier R., Wolf J., Mathieu S. Bull. Soc. fr. min., 1955, 78, No 4-6, 307.
 221. Basta E. Z. N. Jb. Min., Abhandl., 1960, 94, H. 2, 1017.
 222. Дядченко М. Г., Хатунцева А. Я. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12, 424.
 223. Vincent E. A., Phillips R. Geoch., cosm. acta, 1954, 6, No 1, 1.
 224. Семенов Е. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 9, 190.
 225. Малышев И. И., Пантелеев П. Г., Пек А. В. Титаномагнетитовые месторождения Урала, сер. уральск., 1934, вып. 1, 1.
 226. Лебедев А. П. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 80, 1.
 227. Vincent E. A., Wright J. B. Min. Mag., 1957, 31, No 239, 624.
 228. Штейнберг Д. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1953, 82, № 4, 247.
 229. Marro V. Am. J. Sci., 1959, 257, No 2, 144.
 230. Katsura T., Kushiro I. Am. Min., 1961, 46, No 1-2, 134.
 231. Wright J. B., Lovering J. F. Min. Mag., 1965, 35, No 272, 604.
 232. Frenzel G. Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1954, 4, H. 4, 343.
 233. Heron A. M. Rec. Geol. Surv. India, 1936, 71, 44; Tipper G. H. Bull. Imp. inst., London, 1936, 34, No 6, 449.
 234. Frankel J. J. South African J. Sci., 1942, 38, 152 (по реферату Min. Abstr., 1949, 10, No 10, 493).

Ферротин [1]—(ferrotine) Fe_nO_{n+1} ? неизученный минерал из плинков р. Аята (притока р. Пита в Енисейском крае). Чешуйки и сферические образования. Темно-серый. Черта черная. Сильно магнитный. Содержит: FeO — 61,30; Fe_2O_3 — 33,20; SiO_2 — 2,60; Al_2O_3 — 2,52; сумма — 99,62. (Шубникова О. М. Тр. Ломон. ин-та АН СССР, 1937, № 10, 223, по сообщению П. Сасима).

Треворит Trevorite



Назван по имени Т. Тревора — горного инспектора в Трансваале (Крос, 1921) [1]. Синон. Треволит, никельмагнетит — nickelmagnetite (Дельтер, 1926).

Характ. выдел. Сплошные массы, редко несовершенные кристаллы.
Структ. и морф. крист. Куб. с. O_h^7 — $Fd\bar{3}m$; $a_0 = 8,431 \text{ \AA}$ (Холгерсон,

1927) [2], 8,339 Å (Суенсон, 1960) [3] для искусств. NiFe_2O_4 , 8,32 Å для минерала из Барбертона, Южн. Африка [4]. $Z = 8$.

Структура обращенной шпинели.

Гексоктаэдр. кл. $O_h - m\bar{3}m (3L_4 4L_3 6L_2 9PC)$.

Формы: $o (111)$.

Физ. св. и физ.-хим. конст. Тв. 5. Уд. в. 5,165 [5] (вычисл. 5,368 для искусственного) [3]. Цв. черный с зеленоватым оттенком до буровато-черного. Черта бурая. Бл. полуметаллический. Непрозрачен.

Сильно магнитен. Намагниченность насыщения 240 гс. Точка Кюри 590°. Магнитная восприимчивость 0,5 CGSM [6].

Теплота образования $\Delta H_{298} = (-) 258,0$ ккал / моль; энтропия $\Delta S_{298} = 84,33$ кал / град·моль; изобарные потенциалы образования (химическое сродство) ΔZ при 300° К (-) 232,7 ккал / моль, при 500° (-) 217,84, при 900° (-) 188,0 [7].

Микр. Изотропен. $n = 2,37?$ (Ларсен).

Отраж. способность неориентированного образца треворита (в %): 25,8 (470 $m\mu$); 22,2 (520); 18,0 (575); 20,2 (600); 18,7 (700) [8]

Хим. Теор. состав: NiO — 31,87; Fe_2O_3 — 68,13.

Анализы треворита из месторождения Бон-Акорд:

	MgO	FeO	NiO	Fe_2O_3	SiO_2	H_2O	Сумма	Уд. в.
1	—	49,30	40,30	—	6,50	—	96,10	—
2	0,24	1,96	29,71	66,24	1,40	0,36	99,91	5,165

1 — анал. Крос [1]; 2 — анал. Год [5].

Повед. при нагр. На кривой нагревания дает экзотермический эффект около 800° [9].

Наход. Исключительно редок. Найден среди тальковых пород в Бон-Акорде (Трансвааль, Южно-Африканская республика) с миллеритом и никельсодержащим силикатом, близким к тальку.

Обнаружен в метеорите Ренаццо (Италия) [10]. На основе пересчетов анализов Спенсер и Шенон высказали предположение о наличии треворита в ряде железных метеоритов [11].

Искусств. Получен при нагревании до 1400° смеси порошков NiO и Fe_2O_3 в стехиометрическом соотношении [9].

Межплоскостные расстояния треворита из Барбертона, Южн. Африка [4]

Си-излучение, Ni-фильтр

hkl	I	d	$\{hkl$	I	d	$\{hkl$	I	d
111	2	4,85	224	1	1,698	444	1/2	1,208
—	3	3,34	—	1	1,667	—	1/2	1,153
022	3	2,95	115; 333	5	1,598	246	1	1,115
—	2	2,63	044	7	1,473	137; 353	4	1,087
113	10	2,50	—	1/2	1,437	038	2	1,045
222	1	2,40	135	1	1,414	157; 555	3	0,963
004	3	2,08	026	1	1,320			
—	3	1,755	335	2	1,277			

Л и т е р а т у р а

1. Crosse A. F. J. Chem. metall. a. mining. soc. S. Africa, 1921, 21, 126; Am. Min., 1923, 8, No 2, 37.
2. Holgersson S. Lunds Univ. Årskrift. N. F., Avd. 2, 1927, 23, Nr 9, 2 (по Strukturber., 1931, 1, 416); Clark G. L., Ailly A., Badger A. E. Am. J. Sci., 1931, 22, 539.
3. Swanson H. E., Cook M. I., Evans E. H., Groot J. H. U. S. Nation. Bur. Stand., 1960, circ. 539, 10, 44.

4. Berry L. G., Thompson R. M. Geol. soc. Am., 1962, Mem. 85, 194.
5. Walker T. L. Univ. Toronto Stud., geol. ser., 1923, No 16, 53.
6. Дортман Н. Б., Васильева В. И., Вейнберг А. К., Дубинчик Э. Я., Жданов В. В., Зотова И. Ф., Илаев М. Г., Трунина В. Я., Хорева Б. Я., Шолпо Л. Е. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. Изд-во «Недра», 1964, 22.
7. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хим. средство) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 40.
9. Beretka J., Magrage A. J. Nature, 1964, 203, No 4944, 515.
10. Mason B., Wiik H. B. Am. Museum Novitates, 1962, No 2106, 5.
11. Spencer L. J. Min. Mag., 1932, 23, No 136, 15; Min. Mag., 1933, 23, No 142, 393; Shannon E. V. U. S. Nation. Mus. Proc., 1927, 72, No 2717, 1; N. Jb. Min., 1928, 1, 312.

Окись никеля — nickel oxide. Сомнительный минерал. Предположительно Ni_3O_4 . Желтые магнитные чешуйки, наблюдавшиеся в россыпях магнетитовых песков долины р. Фрейзер в Британской Колумбии (Канада). (Blake J. Proc. California Acad. Sci., 1874, 5, 200, по Дана, 1944).

ХРОМШПИНЕЛИ

Состав хромшпинелей (хромшпинелидов), как и других шпинелей, непостоянен и выделение отдельных представителей является условным. На практике все хромшпинели обычно называют хромитом. В природе наиболее распространены:

- магнхромит $(Mg, Fe) Cr_2O_4$
- хромпикотит $(Mg, Fe) (Cr, Al)_2O_4$
- алюмохромит $Fe (Cr, Al)_2O_4$

Хромшпинель состава $FeCr_2O_4$ (собственно хромит) обнаружена только в метеоритах.

Болдырев (1935) предложил кроме того различать:

- магнферрихромит — magnoferrichromite $(Mg, Fe) (Cr, Fe)_2O_4$
- феррихромшпинель — ferrichromspinel $Mg (Cr, Al, Fe)_2O_4$
- феррихромпикотит — ferrichrompicotite $(Mg, Fe) (Cr, Al, Fe)_2O_4$

Названия хромит — chromite (Хайдинггер, 1845), хромпикотит — chrompicotite (Петерсон, 1869), магнхромит — magnochromite (Бок, 1868), алюмохромит — aluochromite и другие (Болдырев, 1935) даны по составу.

Для крайнего магнезиального члена ряда, не установленного в природе, предложены названия: магнезиохромит — magnesiochromite (Дана, 1892), митчеллит — mitchellite (Праг, 1899), пикрохромит — picrochromite (Дана, 1944).

Синон. магнхромита: березовит — beresovite (Симпсон, 1922), березовскит — beresovskite (Симпсон, 1932), магнезиальный и железистый хромиты (Соколов, 1948).

Синон. хромпикотита: хромцейлонит — chrome-ceylonite (Дана, 1892), пикрохромит — picrochromite (Симпсон, 1920), алюмоберезовит — aluoberesovite (Вахромеев, 1935), алюмохромпикотит — aluochrompicotite (Вахромеев, 1935), магнезиальный и железистый алюмохромиты (Соколов, 1948), магнезиальный и железистый хромпикотиты (Соколов, 1948), хромплеонаст — chrompleonast (Винчел, 1951).

Кобальтохромпикотит — cobaltchrompicotite (Болдырев, 1935) — содержит Co.

Синон. алюмохромита: герцинитхромит — hercynitechromite (Вахромеев, 1935), феррохромпикотит — ferrochrompicotite (Соколов, 1948).

Синон. хромита: хромистый железняк — Chromeisenstein, сидерохром — siderochrome (Юо, 1841), хромоферрит — chromoferrite (Чепмен, 1843), феррохромит — ferrochromite (Хинце, 1933).

Синон. магнферрихромита: феррихромит — ferrichromite (Соколов, 1948), магнезиальный и железистый феррихромиты (Павлов, 1949), ферроферрихромит — ferro-ferrichromite (Соколов, 1948).

Синон. феррихромпикотита: ферриалюмохромит и железистый ферриалюмохромит Соколов, 1948), отчасти ферроферриалюмохромит (Павлов, 1949).

Соколов (1948), детализируя классификацию Болдырева, ввел новые названия для хромшпинелей промежуточного состава [1] (см. табл. на стр. 20).

Ирит — irite (Герман, 1841) — оказался смесью хромита с осмистым иридием и другими минералами (Дана, 1892), празохром — prasochrome (Ландерер, 1850) — измененным хромитом.

Все хромшпинели по внешним признакам очень похожи друг на друга и практически неотличимы без химического анализа; ниже они описаны вместе.

Характ. выдел. Зернистые массы, иногда образующие шарообразные выделения — нодулы, также вкрапленные зерна, редко кристаллы.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^2 - Fd\bar{3}m$; a_0 зависит от состава (см. при хим. анализах).

a_0 , Å	Хромшпинели	Месторождение	Авторы
8,302	Магнохромит	Кемпирсай	Павлов
8,311		»	»
8,308		Тиссафо, Вентрия	ASTM
8,177		Кемпирсай	Павлов
8,221	Хромпикотит	»	»
8,299		Родезия	Кларк и др. [2]
8,236	Алюмохромит	Кемпирсай	Павлов
8,284		»	»
8,237		»	Михеев
8,321	$MgCr_2O_4$	Искусств.	Кларк и др. [2]
8,332	»	»	Суенсон и др. [3]
8,360	$FeCr_2O_4$	»	Кларк и др. [1]

$Z = 8$.

В хромшпинелях a_0 уменьшается с увеличением содержания Al_2O_3 (с уменьшением отношения $Cr_2O_3 : Al_2O_3$) и содержания MgO [4, 5].

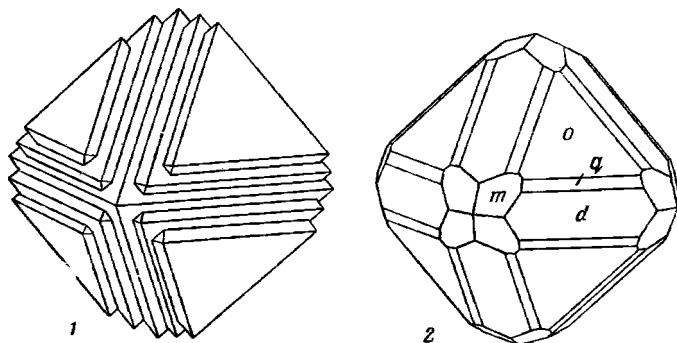
Структура типа шпинели.

При низкой температуре для $FeCr_2O_4$ была обнаружена тетрагональная симметрия. При $90^\circ K$ $a_0 : c_0 = 1 : 0,986$ [6].

Гексоктаэдр. кл. $O_h - m\bar{3}m$ ($3L_4 4L_3 6L_2 9PC$).

Формы [7]:

a (001)	o (111)	f (310)	m (311)	p (221)
d (110)	e (210)	n (211)	μ (411)	q (331)



Фиг. 19. Кристаллы хромита

1 — Ягерс-Фонтайн, Южная Африка (по Кнопу); 2 — метеорит Марии-лати (по Боргстрёму)

Обычно кристаллы октаэдрического облика (фиг. 19). Двойники по (111). Хромит образует параллельные сростания с магнетитом. В сростаниях с рутилом иголки последнего располагаются параллельно [110]

хромита или пересекаются под углом 90° [8]. В сростаниях хромита с ильменитом пластинки ильменита располагаются по (111) хромита; в свою очередь хромитовые выделения ориентированы параллельно (0001) ильменита [9]. Отмечены ориентированные включения хромпикотита в алмазе [10]:

(111) хромпикотита \parallel (111) алмаза
 [112] хромпикотита \parallel [101] алмаза
 (111) и [001] хромпикотита \parallel (001) и [010] алмаза

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. отсутствует. Изл. неровный. Хрупки. Тв. $5\frac{1}{2}$ — $7\frac{1}{2}$. Микротвердость 1246—1519 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ при нагрузке 100 г (Янг и Милмэн), 1317—1366 при нагрузке 200 г (Лебедева) [11]. Уд. в. магнохромита 4,2 (вычисл. для MgCr_2O_4 —4,414) [3], хромита 4,5 — 4,8 (вычисл. для FeCr_2O_4 —5,09) [2]. Цв. черный, хромпикотита — буровато-черный. Черта бурая. Бл. металлический до жирного. В тонких сколах полупрозрачны и просвечивают. Хромпикотиты более просвечивают, чем магнохромиты [12].

Немагнитны или слабо магнитны, магнитность зависит от содержания FeO и Fe_2O_3 . Уд. магнитная восприимчивость хромпикотита 24 — $890 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ [13]. Точка Кюри хромшпинели с $a_0 = 8,392 \text{ \AA}$ — 90°K [14].

Модуль упругости: $c_{11} 32,25 \cdot 10^{11} \text{ дин}/\text{см}^2$, $c_{12} 14,37 \cdot 10^{11}$, $c_{44} 11,67 \cdot 10^{11}$ [15].

Теплоемкость хромшпинели $C_v = 0,725 \text{ кал}/\text{см}^3 \cdot \text{град}$ [16]. Теплота образования для FeCr_2O_4 $\Delta H_{298} = (-)341,9 \text{ ккал}/\text{моль}$; энтропия $\Delta S_{298} = 80,66 \text{ кал}/\text{град} \cdot \text{моль}$; изобарные потенциалы образования (химическое средство) ΔZ при 300°K $(-)317,7 \text{ ккал}/\text{моль}$, при 500° $(-)301,57$, при 900° $(-)269,31$ [17].

Инфракрасный спектр искусств. FeCr_2O_4 имеет две хорошо разделенные интенсивные полосы с максимумами около 617 и 523 см^{-1} [18].

Хромиты флотируются анионными собирателями типа карбоновых кислот, алкилсульфатами в кислой среде и катионными собирателями. Наиболее распространенные собиратели хромита — олеиновая кислота и нерастворимые мыла при pH пульпы 8—10 [19].

Микр. В прох. свете низкохромистые хромшпинели непрозрачны или оливково-зеленые и желтовато-зеленые, высокохромистые — буровато-оранжевые, буро-красные и бурые [12, 20, 21]. Изотропны. $n = 2,08$ (Ноттингем в шт. Пенсильвания, США, по Ларсену); содержит 52,21% Cr_2O_3 ; 2,16 (шт. Сев. Каролина, США, по Ларсену); $n = 2,58$ и 3,03 (измерен в инфракрасном свете для двух образцов) [22].

По Макгрегору [21] n хромшпинелей, содержащих от 35,1 до 53,1% Cr_2O_3 , колеблется в пределах от 1,815 до 2,110 и линейно возрастает (как и a_0) с увеличением содержания Cr_2O_3 и уменьшением содержания Al_2O_3 .

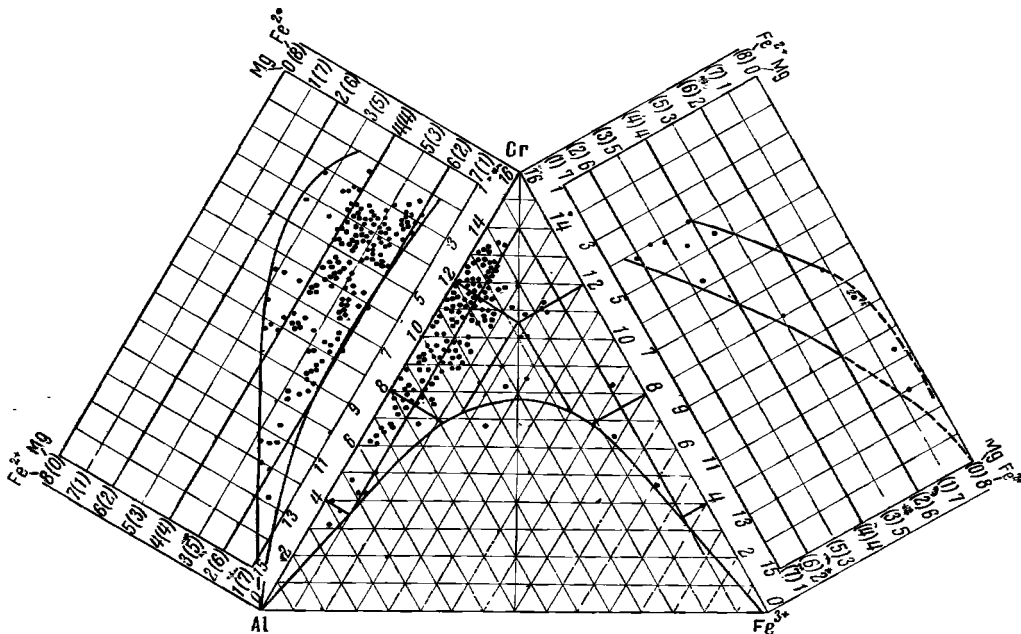
n	1,815	1,830	1,835	1,925	1,985	2,045
a_0 , Å	8,445	8,460	8,450	8,245	8,255	8,280
Cr_2O_3	35,1	35,5	41,0	41,7	51,4	52,0
Al_2O_3	27,1	28,9	31,0	23,6	18,2	15,7

В отраж. свете серо-белые со слабым коричневым оттенком. Отраж. способность неориентированного образца хромита понижается от 14,6—15,2% при 520 $\text{м}\mu$ до 11,3 — 11,7% при 700 $\text{м}\mu$ [23]. Она возрастает параллельно с a_0 при увеличении содержания Cr_2O_3 и уменьшении содержания Al_2O_3 [24]:

R , %	10,4	11,0	11,9	13,0
a_0	8,23	8,25	8,25	8,30
Cr_2O_3	32,67	39,92	45,62	62,44
Al_2O_3	32,82	25,75	22,84	7,87

Изотропны. Частью слабо аномально анизотропны с цветными эффектами от серого до темно-серого; в иммерсии эффекты усиливаются, появляется слабый буроватый оттенок (благодаря наличию внутренних рефлексов) [25]. Внутренние рефлексы желто-бурые и красные, отчетливо наблюдаются в иммерсии. В полир. пл. очень высокая относительная твердость.

Хим. Теор. состав магнохромита (при $Mg : Fe = 1 : 1$): $MgO - 9,69$; $FeO - 17,26$; $Cr_2O_3 - 73,05$; хромпикотита (при $Mg : Fe$ и $Cr : Al = 1 : 1$): $MgO - 11,01$; $FeO - 19,62$; $Al_2O_3 - 27,85$; $Cr_2O_3 - 41,52$;



Фиг. 20. Диаграмма составов хромшпинелей
(по Павлову)

алюмохромита (при $Cr : Al = 1 : 1$): $FeO - 36,14$; $Al_2O_3 - 25,64$; $Cr_2O_3 - 38,22$; собственно хромита: $FeO - 32,09$; $Cr_2O_3 - 67,91$. При высокой температуре хромит образует твердый раствор с ильменитом [9]. В искусственных условиях получен ряд твердых растворов между хромитом и магнетитом [26], между хромитом и магнезиоферритом [27]. В природных условиях смесимость хромита и магнетита не полная [9]. Допускается смесимость с $\gamma-Al_2O_3$ [28].

Предполагается наличие твердых растворов ульвёшпинели в хромите из пикритовых габбро-долеритов Норильска (анализ 28). Устанавливаются широкие пределы изоморфных замещений среди двухвалентных (Mg, Fe, Zn) и трехвалентных (Cr, Al, Fe) элементов. Содержание Mg, Fe, Al и Cr может значительно варьировать. Содержание Fe_2O_3 обычно равно 3—4, редко достигает 5—10 и еще реже 10—22 мол. % [20]. В трансваальских хромитах количество V колеблется от 0,05 до 0,81% [29]. Содержание ZnO достигает 5,8% (анализ 33) [30]. В небольших количествах обнаруживаются Ni, Mn, Zr, Co, Ti, V . В хромшпинелях по мере возрастания содержания Fe^{3+} увеличивается количество Fe^{2+} и уменьшается содержание Mg [31] (фиг. 20). Для хромитов из интрузивного комплекса Стилуотер (шт. Монтана, США) отмечена прямая

зависимость содержания MnO и TiO_2 от содержания FeO , а также V_2O_5 и Ga_2O_3 от количества Fe_2O_3 [32].

Существует зависимость между составом хромшпинелей и геологическими условиями их образования: хромшпинели из дунитов обычно отличаются наиболее высоким содержанием Cr и минимальным Al ; хромшпинели из лерцолитов характеризуются наименьшим содержанием Cr и значительным Al ; хромшпинели из гарцбургитов и верлитов имеют промежуточный состав. Рудообразующие хромшпинели содержат больше Cr и Mg и меньше Al и Fe^{2+} , чем акцессорные хромшпинели непосредственно вмещающих пород [31, 33]. Хромшпинели Инаглинского массива (Южн. Якутия) содержат $1 \cdot 10^{-3} - 1,2 \cdot 10^{-2}\%$ металлов группы Pt [34].

Анализы хромшпинелей:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
MgO	11,22	12,62	14,94	10,55	14,52	14,24	13,56	14,90	13,66
CaO	—	—	0,32	0,02	сл.	0,08	сл.	0,23	не обн.
FeO	16,55	14,18	10,31	18,23	8,47	12,26	13,94	11,77	12,53
MnO	0,26	—	0,20	—	0,17	0,20	0,20	—	0,16
NiO	0,04	—	0,07	—	0,23	0,16	0,14	—	сл.
Al_2O_3	8,46	8,58	8,51	12,69	11,64	13,86	11,05	10,33	11,41
Fe_2O_3	1,83	8,47	2,67	6,25	5,36	3,98	4,68	0,26	не обн.
Cr_2O_3	61,36	54,46	61,47	50,72	58,72	54,41	55,79	62,14	61,44
SiO_2	0,30	1,48	0,78	0,62	0,21	0,24	0,22	0,12	0,17
TiO_2	0,10	—	0,21	0,27	0,16	0,45	0,19	0,27	0,17
V_2O_5	0,04	—	0,07	—	0,06	0,07	0,04	—	—
H_2O^+	0,20	0,75	0,05	не обн.	0,25	0,21	0,12	—	—
П. п.	—	—	—	—	—	—	—	0,50	—
Сумма	100,36	100,54	99,60	99,35	99,79	100,16	99,93	100,52	99,54
a_0	—	—	—	8,299	—	—	—	8,307	—
	10	11	12	13	14	15	16	17	
Na_2O	—	—	—	—	—	—	0,15	—	
K_2O	—	—	—	—	—	—	0,03	—	
MgO	16,71	17,12	16,43	15,62	13,14	12,49	12,49	14,28	
CaO	—	—	не обн.	—	не обн.	0,39	не обн.	—	
FeO	11,80	11,29	11,77	14,11	12,30	18,39	15,54	не опр.	
MnO	—	0,11	не опр.	0,23	0,24	—	0,23	—	
NiO	—	0,15	» »	0,13	сл.	—	—	—	
Al_2O_3	39,75	36,05	31,46	22,98	17,38	19,25	25,32	7,54	
Fe_2O_3	1,60	2,11	4,42	3,90	9,95	5,42	4,92	24,02	
Cr_2O_3	29,99	32,06	35,43	39,34	46,22	44,02	37,42	52,30	
SiO_2	1,30	0,80	1,05	1,75	0,16	0,12	2,96	—	
TiO_2	0,04	0,13	не опр.	0,23	0,62	0,54	0,40	1,60	
V_2O_5	—	0,08	—	0,13	—	—	—	—	
P_2O_5	—	0,03	—	—	—	—	—	—	
H_2O^+	0,40	0,35	—	0,75	—	—	—	—	
H_2O^-	—	не обн.	—	0,25	—	—	—	—	
CO_2	—	0,20	—	—	—	—	—	—	
П. п.	—	—	—	—	—	0,26	0,71	—	
Сумма	101,59	100,48	100,56	99,42	100,01	100,88	100,17	99,74	
Уд. вес	—	—	—	—	—	—	4,34	—	
a_0	—	—	—	—	—	8,277	8,225	—	

	18	19	20	21	22	23	24	25	26
MgO	13,93	15,04	15,34	0,40	9,51	4,00	9,21	5,90	20,16
CaO	—	—	—	—	—	—	сл.	не обн.	—
FeO	14,55	12,23	10,40	33,00	24,34	27,60	20,22	24,35	8,35
MnO	—	0,11	—	—	—	—	0,46	0,16	—
Al ₂ O ₃	27,50	18,30	13,84	—	14,20	12,38	13,88	9,49	49,66
Fe ₂ O ₃	1,99	3,67	3,73	—	10,18	—	7,84	8,87	3,91
Cr ₂ O ₃	40,89	47,92	55,63	65,49	40,20	56,70	47,31	49,31	18,30
SiO ₂	не обн.	1,64	0,24	0,50	1,52	—	0,07	0,13	не обн.
TiO ₂	0,08	0,14	0,12	—	0,07	сл.	0,58	0,66	0,01
V ₂ O ₅	—	0,16	—	—	—	—	0,28	0,33	—
H ₂ O ⁺	—	0,73	—	—	0,44	—	0,01	0,08	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—					
Сумма	98,94	99,94	99,30	99,39	100,46	100,68	99,86	99,28	100,39
	27	23	29	30	31	32	33	34	35
Na ₂ O	—	0,09	—	—	—	0,10	—	—	0,02
K ₂ O	—	0,05	—	—	—	0,03	—	—	не обн.
MgO	15,12	5,33	13,65	11,3	14,50	16,34	4,3	1,24	19,29
CaO	0,01	0,16	—	—	сл.	не обн.	0,54	—	сл.
ZnO	—	—	—	—	—	—	5,8	—	—
FeO	14,26	31,11	17,45	18,3	13,52	12,80	17,1	26,02	11,69
MnO	0,25	0,32	0,26	0,19	не обн.	0,19	2,0	—	0,05
NiO	0,21	0,10	сл.	0,08	—	0,10	—	—	—
CoO	—	0,03	—	0,07	—	не опр.	—	—	—
Al ₂ O ₃	20,24	9,46	42,09	22,5	22,49	25,75	7,4	2,44	45,45
Fe ₂ O ₃	4,41	14,49	3,80	2,7	1,97	3,53	3,0	39,24	5,84
Cr ₂ O ₃	45,21	31,16	22,76	45,0	45,83	39,92	54,0	31,15	16,85
SiO ₂	0,31	1,40	—	—	1,09	0,39	2,8	0,3	0,59
TiO ₂	0,21	5,90	—	0,08	0,19	0,43	<0,1	—	не обн.
V ₂ O ₅	0,12	0,61	—	0,23	—	0,16	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	не обн.	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,06	0,17	—	—	не обн.	0,28	1,55	—	—
H ₂ O ⁻	—								
Сумма	100,41	100,398*	100,01	100,45	99,59	100,32	98,59	100,39	99,80
Уд. в	—	—	4,12	—	—	—	—	—	3,928
n	—	—	—	1,950	—	—	—	—	1,833
a ₀	—	—	—	8,225	8,268	8,25	8,345	—	8,149

* В том числе 0,003% Cu, 0,015 S.

1 — Бульчизский массив (Албания), анал. Нисенбаум [35]; 2 — вкрапленные хромитовые руды, Хабаринский массив (Оренбургская обл.), анал. Лазарев [36]; 3 — густовкрапленные хромитовые руды, Спорное, Кемпирсайский массив (Актюбинская обл.), анал. Лазарев [37]; 4 — Брусевцы (Родопы) [38]; 5 — Джунторгхар, массив Цхоб Валия (Пакистан) [39]; 6 — Сацла-торгхар, массив Цхоб Валия (Пакистан) [39]; 7 — Насан, массив Цхоб Валия (Пакистан) [39]; 8 — Кемпирсайский массив (Актюбинская обл.), анал. Бородачева [40]; 9 — Кемпирсайский массив [41]; 10 — акцессорный из перидолитов, массив Северный Крака (Башкирская АССР) [31]; 11 — Бульчизский массив (Албания), анал. Нисенбаум [35]; 12 — массивные хромитовые руды, Мамытский массив (Актюбинская обл.), анал. Пономарев [37]; 13 — вкрапленные хромитовые руды, Кемпирсайский массив, анал. Сендерова [31]; 14 — Саратовское (Пермская обл.) [41]; 15 — Саратовское (Пермская обл.), анал. Бородачева [40]; 16 — трубка Обнаженная (Якутская АССР), анал. Саблина [42]; 17 — трубка Удачная (Якутская АССР), анал. Коношлева [43]; 18 — акцессорный из дунитов, Кемпирсайский массив, анал. Волков [31]; 19 — густовкрапленные хромитовые руды, Новое, Мамытский массив, анал. Волков [31]; 20 — массивные хромитовые руды, Халиловский массив (Оренбургская обл.), анал. Мамонтов [44]; 21 — метеорит Эдмайр [45]; 22 — Куликовский массив, анал. Вольков, по новым данным Павлова; 23 — метеорит Аллеген [45]; 24 — Стилпурт Сеам, Бушвелдский комплекс (ЮАР), анал. Ингемелс [46]; 25 — Липер Сеам, Бушвелдский комплекс (ЮАР), анал. Ингемелс [46]; в оригинале сумма ошибочно 99,86; 26 — акцессорный из перидолитов, массив Южный Крака (Башкирская АССР), анал. Лазарев [31]; 27 — Форт Саидеям, массив Цхоб Валия (Пакистан) [39]; 28 — Норильский массив, анал. Острогорская, по новым данным Генкина; 29 — Намбан (Зап. Австралия) [47]; 30 — г. Альберт, Квебек (Канада), анал. Макгрегор [21]; 31 — Синбрияг (Сев. Родопы) [38]; 32 — Кемпирсайский массив, анал. Острогорская [24]; 33 — Оутокумпу (Финляндия), анал. Динни и Роас [30]; 34 — Велозерский железорудный р-н, анал. Романишина [48]; 35 — из базальта Калтон Хилл, Дербишир (Англия) [49].

Диагн. исп. Разлагаются при сплавлении с KHSO_4 . В полир. пл. HNO_3 , HCl , KCN , FeCl_3 , HgCl_2 и KOH не травятся. Структура выявляется при кипячении минерала с $\text{KClO}_3 + \text{H}_2\text{SO}_4$ в течение 30—60 мин. При термическом травлении при 600—650° в течение 5—8 мин в окислительной среде образуется гематит [41].

П. п. тр. не плавятся. Перл буры или фосфорной соли в горячем состоянии — зеленовато-бурый, по охлаждению — изумрудно-зеленый. При сплавлении с KNO_3 образуется растворимый в воде $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_4$.

Повед. при нагр. Плавятся при 1450—2180° [50]. Точка плавления тем ниже, чем выше содержание FeO и Fe_2O_3 . С увеличением содержания Cr_2O_3 и MgO температура плавления повышается. При нагревании дают экзотермический эффект около 450° и эндотермический около 670° [51]. При нагревании до 300° наблюдалось образование гематита [45], выше 500° — образование Cr_2O_3 ; при 800° возникает твердый раствор Cr_2O_3 и Fe_2O_3 , а при 1000° — магнетит [52]. По данным Гончарова и Прокофьевой [40], максимальное окисление железа происходит при 1000°.

Наход. Хромшпинели довольно широко распространены и связаны почти исключительно с ультраосновными магматическими породами. Дуниты, гарцбургиты и лерцолиты обычно содержат акцессорные хромшпинели, а также являются вмещающими породами хромитовых руд. Акцессорные хромшпинели известны также в троктолитах и некоторых разновидностях оливино-пироксенового габбро (Кемпирсайский массив в Актюбинской обл., КазССР [37], Шорджинский массив в АрмССР [53]), в кимберлитовых породах северо-восточной части Сибирской платформы (Якутская АССР) [38, 42, 43, 54]. Установлены также в каменных и в некоторых железных метеоритах [55]. В виде включений в троилите, а также в сростках с оливином, троилитом и шрейберзитом хромшпинель обнаружена в образцах Сихотэ-Алинского железного метеорита [56], в силикатной части метеорита Оханек [57].

Различаются два основных способа образования месторождений хромшпинелей [53, 58].

1. Сегрегация в процессах протокристаллизации ультраосновной магмы. При этом образуются акцессорные хромшпинели в ультраосновных породах, шлировые скопления и пластообразные залежи вкрапленных хромитовых руд (результат гравитационной дифференциации). Примером могут служить месторождения Бушвелдского комплекса в ЮАР.

2. Выделение из остаточных расплавов ультраосновной магмы — образование главных промышленных месторождений Урала и других геосинклинальных областей, для которых характерны четко ограниченные линзо-, столбо- и жиллообразные рудные тела. Руды имеют массивную или густовкрапленную текстуру. Месторождения этого типа имеются в Албании [35], Югославии [59], Болгарии [38, 60, 61], Турции [62, 63], Зап. Пакистане [39, 64], Индии [9, 65—68] и в ряде других стран. Наклонные столбообразные тела установлены на Алапаевском, Верблюжьегорском, Северокемпирсайском месторождениях Урала.

При метаморфизме и переотложении хромшпинелей в связи с серпентинизацией промышленные месторождения не образуются. Для подобных выделений хромита характерно присутствие кеммерерита [69].

В виде обломочных зерен хромшпинели встречаются в морских осадочных породах различного возраста — песчаниках, гравелитах, конгломератах и др. (Урал, Кавказ, Балканы).

Аллювиальные россыпи отмечены среди отложений р. Отавы в Чехословакии [3]. Известны прибрежно-морские россыпи. Делювиальные и элювиальные скопления имеются, например, в Ключевском массиве (Свердловская обл.) и Кемпирсайском массиве (Актюбинская обл., КазССР).

Изм. Под действием гидротермальных растворов хромшпинели претерпевают изменения, приводящие к окислению Fe^{2+} до Fe^{3+} и выносу Al и Mg [70]. Хромпикотиты легче изменяются по сравнению с магнохромитом [54]. Иногда по хромшпинелям развиваются магнетит [71], гематит [72], фуксит [73].

При процессах выветривания происходит окисление закисного железа, возможно, с частичным выносом магнезия; при этом хромшпинели частично разрушаются [74]. Отмечено образование по хромшпинелям лимонита, реже стихтита.

Искусств. Образуются при сплавлении соответствующих окислов в присутствии минерализаторов [3], при кристаллизации силикатных расплавов состава перидотита при некотором избытке MgO и небольшом содержании Al_2O_3 и Cr_2O_3 ; при сильном нагревании $Cr_2O_3 + FeCl_3$ в тигле с криолитом (собственно хромит).

Практ. знач. Основной минерал для получения хрома, его соединений и сплавов; используются руды, содержащие более 40% Cr_2O_3 . Низкосортные руды применяются для изготовления огнеупорных кирпичей.

Отл. Отличительными признаками хромшпинелей являются черный цвет, бурая черта, высокая твердость, немагнитность (или очень слабая магнитность у железистых разновидностей). Характерна ассоциация с оливином, ромбическим и моноклинным пироксенами или вторичными продуктами по ним — серпентином, тальком, хлоритом, актинолитом.

В отличие от сходного под микроскопом в отраж. свете магнетита хромшпинели ни одним стандартным реактивом не травятся, тогда как магнетит легко протравливается концентрированной HCl. В отраж. свете также магнезиоферрит очень сходен с хромшпинелями, но не обнаруживает внутренних рефлексов.

Межплоскостные расстояния магнохромита из Тиссафо и хромпикотита из Родезии (по Михееву)

Магнохромит			Хромпикотит		Магнохромит			Хромпикотит	
hkl	I	d(kX)	I	d(kX)	hkl	I	d	I	d
111	8	4,65	5	4,80	444	—	—	3	1,196
220	9	2,84	6	2,93	551; 711	4	1,14	2	1,158
311	10	2,42	10	2,499	642	—	—	3	1,107
222	1	2,32	1	2,390	553; 731	2	1,05	6	1,079
400	9	2,01	7	2,070	800?	1	1,00	3	1,035
331	8	1,85	—	—	660; 822	—	—	2	0,975
422	9	1,64	4	1,690	751; 555	—	—	4	0,956
511; 333	9	1,55	9	1,592	840	—	—	3	0,927
440	10	1,42	9	1,461	931	—	—	3	0,869
531	—	—	1	1,398	844	—	—	6	0,846
620	—	—	2	1,310	826; 10.2.0	—	—	1	0,811
533	6	1,22	5	1,261	951; 773	—	—	4	0,801

* $a_0 = 8,03$ kX у магнохромита, $8,283$ kX у хромпикотита

Л и т е р а т у р а

1. Соколов Г. А. Сб. «Акад. Д. С. Белянкину». Изд-во АН СССР, 1946, 74; Шубникова О. М. Тр. ИГН АН СССР, 1953, вып. 144, № 16, 37 (критика).
2. Clark G. L., Allyn A., Badger A. E. *Am. J. Sci.*, 1931, 22, 539; Clark G. L., Allyn A. *Am. Min.*, 1932, 17, No 1—2, 66.
3. Swanson H. E., Fuyat R. K. *U. S. Nation. Bur. Stand.*, 1953, circ. 539, 2, 34.
4. Svoboda J., Novotny J. *Casop. min., geol.*, 1960, 5, N 2, 117.
5. Clark G. L., Allyn A. *Am. Min.*, 1932, 17, No 2, 66.
6. Francombe M. H. *J. phys., chem. solids*, 1957, 3, 37.
7. Goldschmidt V. *Atlas d. Krystallformen*, 1913, 2, 153.
8. Vultée J. *Fortschr. Min.*, 1952, 29—30, N. 2, 297.
9. Mukherjee S. *Quart. J. geol., mining, metallurg soc. India*, 1961, 33, No 4, 191; 1959, 31, No 2, 123, 1962, 34, No 1, 29; Чакраборты, К. Л. *Science a. Culture*, 1957, 23, No 1, 49.
10. Футергендлер С. И. *Матер. ВСЕГЕИ*, 1960, вып. 40, 73; Кристаллография, 1958, 3, вып. 4, 494; Футергендлер С. И., Франк-Каменецкий В. А. *Зап. Всес. мин. об-ва*, 1961, 90, вып. 2, 230; Рентгенография минерального сырья, 1964, вып. 4, 97; Орлов Ю. Л. Тр. Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 10, 103.
11. Young B. V., Millman A. P. *Trans. inst. mining, metallurgy*, 1963—1964, 73, pt. 7, 448; Pägnaаа E. *Lunds Univ. Årsskrift*, N. F., Avd. 2, 1963, 59, Nr 3, 1; Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963, 1.
12. Абовян С. Б. *Изв. АН АрмССР, сер. геол., геогр.*, 1957, 10, № 3, 21.
13. Гребенникова О. Т. *Зап. В.-Сиб. отд. Всес. мин. об-ва*, 1962, вып. 4, 50.
14. Löffler H., Frölich F., Stiller H. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1965, 9, No 5, 411.
15. Dogaiswami M. S. *Proc. Indian Acad. Sci.*, 1947, 25, A, No 5, 413.
16. Вишневский И. И., Френкель А. С., Скрипак В. Н. *Физика твердого тела*, 1963, 5, вып. 9, 2691.
17. Летников Ф. А. *Изобарные потенциалы образования минералов (хим. средство) и применение их в геохимии*. Изд-во «Недра», 1965, 40.
18. Hafner S. *Zs. Krist.*, 1961, 115, N. 5—6, 322.
19. Бергер Г. С. *Флотиримость минералов*. Госгортехиздат, 1962, 170.
20. Соколов Г. А. Сб. «Хромиты СССР». Изд-во АН СССР, 1940, 2, 341; Тр. ИГН АН СССР, 1948, вып. 97, 1.
21. MacGregor D., Smith Ch. H. *Canad. Mineralogist*, 1963, 7, pt. 3, 403 (хим. анализы).
22. Toubeau G. *Bull. Soc. belge géol.*, 1961, 70, F. 3, 281.
23. Gray I. M., Millman A. P. *Econ. Geol.*, 1962, 57, No 3, 325.
24. Пономарева М. Н., Павлов Н. В., Чупрынина И. И. *Геология рудных м-ний*, 1964, 6, № 3, 103 (хим. анализы).
25. Klemm D. D. *N. Jb. Min., Abhandl.*, 1962, 97, N. 3, 337.
26. Сухаревский Б. Я. *Рентгенография минерального сырья*, 1962, вып. 2, 41.
27. Карякин Л. И., Пятикоп П. Д., Сухаревский Б. Я. *ДАН СССР*, 1956, 109, № 5, 1009.
28. Köster H. M. *Beitr. Min., Petr.*, 1960, 7, N. 2, 74; Peagge N. C., Heue A. V. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1960, 1082—K.
29. Wet J. F. *J. Chem. metall. a. mining soc. S. Africa*, 1956, 56, No 12a, 457.
30. Thayer T. P., Milton Ch., Dinnin J., Rose H. *Am. Min.*, 1964, 49, No 8—9, 1178.
31. Павлов Н. В. Тр. ИГН АН СССР, 1949, вып. 103, 1.
32. Jackson E. D., Dinnin J. I., Bastron H. *Bull. Geol. soc. Am.*, 1960, 71, No 12, pt. 2, 1896.
33. Зимин С. С. *Геология и геофизика*, 1963, № 10, 46.
34. Разин Л. В., Хвостова В. П., Новиков В. А. *Геохимия*, 1965, № 2, 159.
35. Деде С. С. *Геологическое строение Бульчизского массива ультраосновных пород и закономерности распространения хромитовых месторождений (Албания)*. Дисс., ИГЕМ АН СССР, 1960.
36. Кашин С. А., Федоров В. Л. Сб. «Хромиты СССР», Изд-во АН СССР, 1940, 2, 199.
37. Логинов В. П., Павлов Н. В., Соколов Г. А. Сб. «Хромиты СССР». Изд-во АН СССР, 1940, 2, 5.

38. Желязкова-Панайотова М. Годешник Софийск. ун-та, биол.-геол.-геогр. ф-т, 1959—1930 (1961), 54, кн. 2, 67.
39. Vilgami S. A. Am. Min., 1963, 48, No 5—6, 573; Vilgami S. A., I ngamells C. O. Am. Min., 1960, 45, No 5—6, 576.
40. Гончаров В. В., Прокофьева Е. А. Тр. 6-го совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1962, 271.
41. Карякин Л. И., Пяткоп П. Д. Зап. Всес. мин. об-ва, 1955, 84, вып. 4, 459.
42. Милашев В. А., Крутоярский М. А., Рабкин М. И., Эрлик Э. Н. Тр. Н.-и. ин-та геологии Арктики, 1963, 126, 169.
43. Сарсадских Н. Н., Ровша В. С., Благулькина В. А. Матер. ВСЕГЕИ, 1960, вып. 40, 37.
44. Бетехтин А. Г., Кашин С. А. Сб. «Хромиты СССР». Изд-во АН СССР, 1937, I, 158.
45. Tassin W. U. S. Nation. Mus. Proc., 1908, 34, 685.
46. Cameron E. N., Emerson M. E. Econ. Geol., 1959, 54, No 7, 1152.
47. Simpson E. S. Min. Mag., 1920, 19, No 91, 99.
48. Ладнева В. Д. Сб. «Химический состав и внутреннее строение минералов». Изд-во «Наукова думка», Киев, 1964, 192.
49. Namad S. D. Min. Mag., 1963, 33, No 261, 483.
50. Виноградов А. П. Геохимия, 1961, № 1, 3.
51. Иванова В. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 50.
52. Пяткоп П. Д. Тр. 6-го совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1962, 279.
53. Бетехтин А. Г. Сб. «Хромиты СССР». Изд-во АН СССР, 1937, I, 7.
54. Бобревич А. П., Бондаренко М. Н., Гневущев М. А., Красов Л. М., Смирнов Г. И., Юркевич Р. К. Алмазные месторождения Якутии. Госгеолтехиздат, 1959, 316; Крутоярский М. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 2, 175; Смирнов Г. И. Тр. Якутск. фил. Сиб. отд. АН СССР, сер. геол., 1962, сб. 6, 71; Илупин И. П. Тр. Якутск. фил. Сиб. отд. АН СССР, сер. геол., 1963, сб. 9, 54.
55. Заварицкий А. Н., Кваша Л. Г. Метеориты СССР. Изд-во АН СССР, 1952, 14; Mason V. Am. museum Novitates, 1963, No 2163, 14; 1963, No 2155, 6.
56. Кваша Л. Г. Сб. «Сихотэ-Алиньский железный метеоритный дождь». Изд-во АН СССР, 1963, 2, 280.
57. Юдин И. А., Смышляев С. И. Метеоритика, 1963, вып. 23, 72.
58. Petrascheck W. E. Zs. Erzbergbau u. Metallhüttenwesen, 1957, 10, H. 5, 264.
59. Hissleitner G. Jb. geol. Bundesanstalt, 1951—1952, 1, Teil 1—2, 1.
60. Панайотова М. Д. Вестн. Моск. ун-та, сер. биол., почв., геол., геогр., 1959, № 2, 141; Желязкова-Панайотова М. Докл. Болгарск. АН, 1962, 15, № 2, 179; Желязкова-Панайотова М. Трудове върху геол. на България, сер. геохим., мин., петрогр., 1963, кн. 4, 229.
61. Загорчев Ив. Списание на Болгарск. геол. дружество, 1963, 24, кн. 1, 55.
62. Helke A. N. Jb. Min., Abhandl., 1961, 96, H. 1, 48; Econ. Geol., 1962, 57, No 6, 954.
63. Borchert H. Veröffentlichungen des Inst. für Lagerstättenforschung der Türkei. Ankara, 1960, No 105, 1.
64. Ali S. M., Amin M. Pakistan J. Sci. Industr. Res., 1963, 6, No 4, 227.
65. Chakraborty K. L. Min. Mag., 1962, 33, No 256, 68.
66. Sargma S. R. N. Jb. Min., Abhandl., 1960, 94, H. 2, 905.
67. Guha P. K. S. Indian Minerals, 1962, 16, No 2, 140.
68. Krishna Rao J. S. R. Econ. Geol., 1964, 59, No 4, 678; Fuchs L. H. Econ. Geol., 1965, 60, No 3, 633.
69. Lapham D. M. Pennsylvania Acad. Sci., 1958, 32, 163.
70. Абовян С. Б. Зап. Арм. отд. Всес. мин. об-ва, 1959, вып. 1, 109.
71. Егорова Н. А. Тр. Свердловск. горн. ин-та, 1961, вып. 38, 106; Андропoulos B. Bull. Soc. fr. min., 1961, 84, N° 4, 345; Simic V., Vujanovic V. Гласник природ. музеја српске земље, 1956, ser. A, кн. 7, 141.
72. Кашин С. А. Сб. «Хромиты СССР». Изд-во АН СССР, 1937, I, 251; Тех Е. Am. Min., 1955, 40, No 3—4, 353; Наджакова Г. Годешник управл. геол. минни проучв., 1956, A, 7, 1; Bose M. K. Science a. Culture, 1957, 23, No 4, 193.
73. Рахматуллаев Х. Узб. геол. журн., 1960, № 5, 45.
74. Филимонова А. А., Кофанов Д. Н. Тр. ИГи АН СССР, 1941, вып. 41, 57.

Хромитит — chromitite. $\text{Fe}_2\text{Cr}_2\text{O}_8$? Черные кристаллы октаэдрического облика из песков долины р. Сребрица в горах Капаоник (Югославия) и из слюдяных сланцев того же района. Уд. в. 3,1.

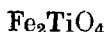
Недостаточно охарактеризован; возможно является измененным (окисленным) хромитом.

(Yovitchitch M. Z. Berichte Akad. Wiss. Wien., 1908, 117, 843; Bull. Soc. fr. min., 1912, 35, № 6, 511.)

ГРУППА ТИТАНО- И ВАНАДИОШПИНЕЛЕЙ

		Сингония	a_0	Уд. в.
Ульвёшпинель	Fe_2TiO_4	Куб.	8,43	4,86
Кульсонит	FeV_2O_4	Куб.	8,46	5,15

Ульвёшпинель *Ulvöspinel*



Названа по месту находки (Могенсен, 1943) [1].

Синон. Ульвошпинель, титановая шпинель, титаношпинель, титаншпинель — *titanspinel*, ферро-ортотитанат — *ferro-orthotitanate* (Могенсен, 1946) [1], ульвит — *ulvite* (Штруц, 1957).

Могенсенит — *mogensenite*: закономерно ориентированные сростки ульвёшпинели и магнетита (Баддингтон, Фэхи, Влссидис, 1955) [2].

Характ. выдел. Микроскопические выделения в титаномагнетитах.

Структ. и морф крист. Куб. с. O_h^7 — *Fd3m*.

a_0	Месторождение	Автор
8,46	Лесная Сопка	Мясников и др. [3]
8,460	Ямаска	Никель [4]
8,486	Швеция	Бистрём [1]
8,491	Гренландия	Винсент [5]
8,54	Африканда	Мясников и др. [3]
8,53	Искусств. Fe_2TiO_4	Пуяр [6]

$Z = 8$.

Значение a_0 зависит от содержания магнетита в твердом растворе [7], что связано с условиями образования ульвёшпинели [3, 8]. Примесь MgO снижает значение a_0 [7].

Структура близка к обращенной структуре шпинели [9] (см. стр. 19).

Физ. св. Уд. вес. вычисл. 4,859 [1], 4,34 [4]. Немагнитна. Искусств. Fe_2TiO_4 при нормальной температуре парамагнитна, точка Кюри (—) 150° [10].

Микр. В отраж. свете бурая, напоминает ильменит. Искусственная ульвёшпинель в отраж. свете розовато-кремовая, при скрещенных николях в иммерсии — отчетливо розовая [11].

Тончайшая сетка ульвёшпинели $\parallel (100)$, иногда (110) магнетита [5].

Под электронным микроскопом в титаномагнетите из ряда месторождений ясно различается сетчатая структура (прямоугольники или параллелограммы) ульвёшпинели, размер ячеек сетки $0,1 - 1 \mu$ [3].

Хим. Теор. состав: $\text{FeO} - 64,27$; $\text{TiO}_2 - 35,73$. Минерал не анализировался и в чистом виде из титаномагнетита до настоящего времени выделен не был. Состав ульвёшпинели из Ямаска, вычисленный по данным анализа смеси, отвечает формуле: $(\text{Mg}_{0,42}\text{Fe}_{0,58})(\text{Fe}_{1,03}\text{Ti}_{1,0,71}\text{Al}_{0,26})\text{O}_4$ [4].

Диагн. исп. Искусственная ульвёшпинель хорошо травится 40% HF [11].

Повед. при нагр. Магнетит, содержащий ульвёшпинель, гомогенизируется около 600° [12]. При нагревании искусственная ульвёшпинель дает

экзотермический эффект при 450° , по-видимому, как результат окисления закисного железа. Температура плавления Fe_2TiO_4 — 1375° [11]. Плавится конгруэнтно.

При нагревании ульвёшпинели в течение 5 час при 300° на воздухе был получен однофазовый продукт со структурой типа шпинели, который можно представить как твердый раствор магнетита, ильменита и ульвёшпинели; при нагревании в течение 22 час полученный материал представлял смесь двух фаз, имеющих структуру шпинели [13]. По данным Цветкова и Щепочкиной [14], искусственная ульвёшпинель, нагретая до 400 — 500° на воздухе, не изменяется; окисление обнаруживается лишь при 600° и при дальнейшем повышении температуры становится более интенсивным с образованием ильменита и гематита; завершается окисление при 1000° .

Наход. Наблюдается под микроскопом в виде продукта распада твердого раствора в магнетите. Образование Fe_2TiO_4 , по-видимому, происходит при дефиците кислорода или избытке FeO . Ульвёшпинель обособляется из твердого раствора, вероятно, после выделения ильменита. В магнетите, содержащем ульвёшпинель, иногда обнаруживается графит в виде округлых выделений или тонкозернистых агрегатов. Гомогенные кристаллы твердого раствора Fe_3O_4 — Fe_2TiO_4 , очевидно, могут существовать лишь в тонкозернистых быстро остывших породах [12].

Ульвёшпинель содержит многие магнетиты (титаномагнетиты), кристаллизовавшиеся при высоких температурах (чаще в основных породах) и содержащие около 50% ильменита в качестве продукта распада твердого раствора. Ильменит выделяется параллельно (111) магнетита, ульвёшпинель — параллельно (100) и (110) магнетита [5]. Ульвёшпинель первоначально была обнаружена в месторождениях Сёдра-Ульвё, Норра-Ульвё [15] и Таберг (Швеция) [16] в титаномагнетитовых дифференциатах габбро. Руды этих месторождений состоят из магнетита, ильменита пирротина, халькопирита, пентландита и пироксена [1]. В СССР ульвёшпинель установлена в магнетитовых дифференциатах габбро Качканара, Денежкина Камня, Волковского месторождения (Свердловская обл.) [17] и Малого Куйбаса (Челябинская обл.) [18], в титаномагнетитах г. Патын (Горная Шория) [19], в титаномагнетито-ильменитовых рудах Лысанских месторождений (Восточные Саяны) [20], в титаномагнетитах массивов Кольского п-ова (Лесная Сопка, Африканда) [21]. В Хибинских титаномагнетитах из апатитового тела мелкая сетка ульвёшпинели, вероятно, образовалась в результате распада твердого раствора, более крупная — в результате последующей сегрегации вещества [3]. Ульвёшпинель найдена в титаномагнетитах Скаергаардской интрузии (Вост. Гренландия) [5] среди меланократового габбро; выделение ульвёшпинели из твердого раствора происходило при температуре ниже 700 — 600° ; отмечен переход ульвёшпинели в ильменит. Среди магнетитовых выделений в норите ульвёшпинель встречена в массиве Магнет Хайтс в Бушвелде (Трансвааль, Южно-Африканская Республика) [17]. Обнаружена в титаномагнетитах из базальта Бюля около Касселя (ФРГ) [15], в титаномагнетитах Ямаска в Квебеке (Канада) [4], среди основных пород юго-восточного Миссури [22]. Титаномагнетиты некоторых месторождений содержат больше FeO , чем нужно для магнетита и ильменита; эта избыточная FeO , вероятно, входит в состав ульвёшпинели [21, 23].

Изм. Очень легко переходит в ильменит [5], при этом может сохраняться форма пластинок ульвёшпинели; иногда по ульвёшпинели образуются мirmekитовые сростания магнетита и ильменита.

Искусств. Почти чистая ульвёшпинель была получена в системе FeO — TiO_2 при сплавлении FeO , Fe и TiO_2 в атмосфере азота около 1350° [6, 11],

а также путем спекания в вакууме смеси порошков Fe, Fe₂O₃ и TiO₂ в стехиометрических отношениях при 1200—1250° в течение 8—10 час и последующем отжиге при 500—600° [13, 24]. В искусственном титаномagnetите в виде твердого раствора может находиться до 48 мол. % Fe₂TiO₄ [25]. Непрерывный твердый раствор между ульвёшпинелью и магнетитом существует при 600—1300°. Изучена в системе FeO — Fe₂O₃ — TiO₂ [26].

Отл. От магнийсодержащего ильменита, имеющего сходные оптические свойства, ульвёшпинель отличается только по рентгенограмме.

Межплоскостные расстояния искусственной Fe₂TiO₄*

Fe-антигатов, $D = 57,9$ м.м

hkl	l	d(кХ)	hkl	l	d	hkl	l	d
111	3	4,89	400	6	2,13	622	2	1,288
220β	2	3,31	511β	1	1,810	730β	1	1,230
220	7	2,99	422	5	1,741	642	3	1,140
311β	4	2,83	511	8	1,641	730	8	1,112
311	10	2,56	440	9	1,511	800	4	1,068
222	1	2,46	620	1	1,350			
400β	2	2,33	533	5	1,303			

* ИГЕМ АН СССР.

Л и т е р а т у р а

- Mogensen E. Geol. för. förhandl., 1946, 68, H. 4, No 447, 578.
- Buddington A. F., Fahey J., Vlisidis A. Am. J. Sci., 1955, 253, No 9, 497.
- Мясников В. С., Боярская Р. В. Геология рудных м-ний, 1965, № 5, 7.
- Nickel E. H. Canad. Mineralogist, 1958, 6, pt. 2, 194; 1961, 6, pt. 5, 702; Wright J. B. Canad. Mineralogist, 1961, 6, pt. 5, 698.
- Vincent E. A. N. Jb. Min., Abhandl., 1960, 94, H. 2, 993.
- Pouillard E. Thèse de Lille, 1949, 32; Chevallier R., Bolfa J., Mathieu S. Bull. Soc. fr. min., 1955, 78, N° 4—6, 307.
- Akimoto S. Advances in phys., quart. suppl. philos. mag., 1957, 6, No 23.
- Buddington A. F., Lindsley D. H. J. Petrology, 1964, 5, No 2, 310.
- Forster R. H., Hall E. O. Acta cryst., 1965, 18, No 5, 857; Rossiter M. J., Clarke P. T. Nature, 1965, 207, No 4995, 402.
- Nagata T. Nature, 1953, 172, No 4384, 850; Akimoto S., Katsura T., Yoshida M., J. Geomagn. a. geoelectr., 1957, 9, 165.
- Щепочкина Н. И. Тр. 5-го совещания по эксперим. и техн. минералогия и петрогр. 1965 года. Изд-во АН СССР, 1958, 493; Тр. ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 11, 1.
- Vincent E. A., Wright J. B., Chevallier R., Mathieu S. Min. Mag., 1957, 31, No 239, 624.
- Юников Б. А., Латыш И. К. Геология рудных м-ний, 1962, № 4, 130.
- Цветков А. И., Щепочкина Н. И. Геология рудных м-ний, 1963, № 3, 103.
- Ramdohr P. Econ. Geol., 1953, 48, No 8, 677.
- Hjelmquist Sv. Sver. geol. unders., 1949, Arsbook, 43 (10), 1.
- Ramdohr P. Handbuch der Mikroskopie in der Technik, 1954, 2, t. 2, 33.
- Фоминых В. Г., Еремьина М. В., Юников Б. А. Тр. Геол. ин-та УФАИ, 1965, вып. 70, сб. № 6, 65.
- Никольская Т. А. Изв. Томск. политехн. ин-та, 1961 (1962), 120, 50.
- Глазунов О. М., Кузьмин А. М. Сб. «Материалы по минералогии, петрографии и полез. ископаемым Зап. Сибири». Изд. Томск. ун-та, 1962, 20.
- Семенов Е. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 9, 190.
- Desborough G. A. Econ. Geol., 1963, 58, No 3, 332.
- Vincent E. A., Phillips R. Geoch., cosm. acta, 1954, 6, No 1, 1 (приведен ряд анализов магнетита, содержащего ульвёшпинель).
- Barth F. W., Rosnjak E. Zs. Krist., 1932, 82, H. 5—6, 325.
- Basta E. Z. N. Jb. Min., Abhandl., 1960, 94, H. 2, 1017.
- Taylor R. W. Am. Min., 1964, 49, No 7—8, 1016.

Кульсонит Coulsonite



Назван по имени индийского геолога доктора Кульсона (Дан, 1937) [1].

Первоначально название применялось для обогащенного ванадием магнетита. Радтке [2] предложил его для шпинели состава FeV₂O₄.

Синон. Кульсонит.

Характ. выдел. Микроскопические кристаллы в магнетите (продукт распада твердого раствора).

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^7 - Fd\bar{3}m$; $a_0 = 8,297 \text{ \AA}$ (Радтке, 1962) для минерала из Буэна Виста [2]; $a_0 = 8,462 \text{ \AA}$ для искусств. FeV₂O₄ (Уайкоф, 1951) [3]. $Z = 8$.

Структура нормальной шпинели (см. стр. 19).

Физ. св. Тв. $4\frac{1}{2} - 5$. Уд. в. 5,17 — 5,20 (вычисл. 5,15). Цв. порошка темно-бурый до черного. Бл. металлический.

Микр. В пл. в прох. свете непрозрачен. В отраж. свете голубовато-серый. Отраж. способность в зеленом свете 23,5% [2]. Изотропен, иногда аномально анизотропен.

Хим. Теор. состав: FeO — 32,40; V₂O₃ — 67,60. V частично замещается Fe³⁺. Образует ограниченный твердый раствор с магнетитом. Искусств. твердый раствор FeV₂O₄ в магнетите получен при 1000° [4].

Анализы кульсонита из Буэна Виста [2]:

	1	2	3
FeO	30,75	27,92	26,34
Fe ₂ O ₃	0,52	0,24	2,01
V ₂ O ₃	68,41	72,04	55,46
Сумма	99,68	100,20	83,81

Диагн. исп. Растворяется в конц. H₂SO₄.

Обычные реактивы диагностического травления не действуют [2].

Нахожд. Редок. Обнаружен в горах Буэна Виста (шт. Невада, США) среди магнетита в прожилках, секущих роговообманковые андезиты и содержащих скаполит, хлорит, роговую обманку и мусковит; образует гипидиоморфные кристаллы и пластинчатые выделения вдоль (111) магнетита как продукт распада твердого раствора [2, 5]. Упомянут как V-магнетит из габбро Бихара в Индии (Дана, 1944). Вероятно, кульсонитом является минерал из Оутокумпу в Финляндии, ассоциирующийся с карелинитом [6].

Искусств. Изучен в системе Fe — V — O [7].

Отл. От магнетита отличается более высокой отражательной способностью, меньшей твердостью, немагнитностью и тем, что не травится реактивами.

Межплоскостные расстояния кульсонита из Буэна Виста [2]

CuK_α-излучение, $D = 114,7 \text{ м.м}$

hkl	I	$d \text{ (Å)}$	hkl	I	d
111	35	4,79	044	95	1,466
022	58	2,93	135	5	1,404
113	100	2,50	026	10	1,312
222	4	2,39	335	25	1,266
004	78	2,07	226	18	1,249
331	3	1,903	444	7	1,198
224	28	1,693	117	3	1,162
115	91	1,597			

Л и т е р а т у р а

1. Dunn J. A. Mem. Geol. Surv. India, 1937, 49, 21.
2. Radtke A. S. Am. Min., 1962, 47, No 11—12, 1284.
3. Wyckoff R. W. G. Crystal Structures, 1951, 2, 43.
4. Richardson H. M., Ball F., Rigby G. R. Trans. British ceram. soc., 1954, 53, No 6, 376.
5. Perry J. K. Am. Min., 1963, 48, No 7—8, 948; Radtke A. S. Am. Min., 1963, 48, No 7—8, 952.
6. Long J. V. P., Vuorolainen Y., Kuovo O. Am. Min., 1963, 48, No 1, 33.
7. Mathewson C. H., Spire E., Samans C. H. Trans. Am. Soc. Steel Treat., 1932, 20, 357.

ГРУППА ГАУСМАННИТА

		Сингония	a_0	c_0	Уд. в.
Гетеролит	$ZnMn_2O_4$	Тетраг.	5,75	9,17	5,2
Гидрогетеролит	$HZnMn_{2-x}O_4$	Тетраг.?	5,72	9,08	5,04
Гаусманнит	$MnMn_2O_4$	Тетраг.	5,76	9,44	4,8

В группу гаусманнита объединены минералы, имеющие несколько искаженную структуру шпинели. Все они обладают довольно близкими свойствами. Существование гидрогаусманнита подвергается сомнению (см. стр. 104).

Гетеролит Hetaerolite



Назван от греч. ἕτερος (этэрос) — другой, иной, по обычному нахождению минерала с халькофанитом (Мур, 1877).

Синон. Гетаэролит, гетайрит, гетерит — hetairite (Науман — Циркель, 1881); цинк-гаусманнит — zinc-hausmannite (Пэлэч, 1910).

Характ. выдел. Почковидные корочки с радиально-столбчатым строением, сплошные выделения, мелкие кристаллы.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^{19} - I4_1/amd$; $a_0 = 5,75$; $c_0 = 9,168 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 1,594$; $Z = 4$ (Фрондел и Хейнрих) [1].

Изоструктурен с гаусманнитом.

Дитетраг.-дипирамид. кл. $D_{4h} - 4/mmm (L_4 4L_2 5PC)$; $a : c = 1 : 1,5952$ (Фрондел и Хейнрих) [1].

Формы [2]:

	φ	ρ
c 001	—	$0^\circ 00'$
p 101	$90^\circ 00'$	57 55
e 112	45 00	48 26

$$pe(101) : (112) = 36^\circ 48' \quad pp(101) : (011) = 73^\circ 37' \quad ee(112) : (\bar{1}12) = 63^\circ 53'$$

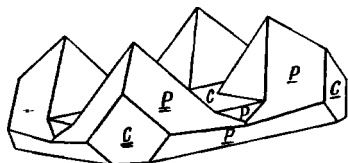
В работе Пэлэча принята иная установка $a : c = 1 : 1,1280$, отличающаяся поворотом на 45° вокруг оси c ($1,1280 = 1,5952 : \sqrt{2}$).

Кристаллы псевдооктаэдрические. Наблюдались пятерники с двойниковой плоскостью (112) (фиг. 21).

Известны ориентированные сростания гетеролита с франклинитом («цинк-вреденбургит»).

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. неясная по (001), возможно, также по (011) и (112) [1]. Изл. неровный. Хрупок. Тв. 6. Микротвердость 757—985 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ при нагрузке 50 г [3]. Уд. в. 4,85—5,18 (вычисл. 5,23) [1]. Цв. черный. Черта темно-коричневая. Бл. полуметаллический. Прозрачен в очень тонких сколах.

При электролизе не изменяется [4].



Фиг. 21. Пятерник гетеролита, Франклин
(по Пэлэчу)

Теплота образования $\Delta H_{298} = (-) 315,27$ ккал/моль; энтропия $\Delta S_{298} = 85,73$ ккал/град · моль; изобарные потенциалы образования (химическое сродство) ΔZ при 300° К (-) 289,56 ккал/моль, при 500° (-) 272,41, при 900° (-) 238,11 [5].

Микр. В прох. свете — темно-красновато-коричневый; плеохроизм слабый ($N_e > N_o$). Одноосный (-).

n_o	n_e	$n_o - n_e$	
2,34	2,14	0,20	Франклин, по Ларсену и Берману (1921)
2,35	2,10	0,25	Стерлинг-Хилл, по Пэлэчу [2]
2,30	2,07	0,23	По Найчолу и Филиппу [16]

Отраж. способность (в %) по Найчолу и Филиппу [6]:

λ , μ	430	470	520	550	580	610
R	14,3—19,0	14,2—18,6	13,6—18,0	13,4—17,5	13,2—17,2	12,8—16,7

Отраж. способность || удлинению (в %) по Грэю и Милмэну [7]:

λ , μ	470	520	575	600	700
Re	24,2	21,0	18,2	19,4	16,0
Ro	25,7	21,7	13,7	21,0	18,5

По Мак-Эндрю Ro 16,1%, Re 13,1% [8]. Двухотражение заметное. Отчетливо анизотропен; в иммерсии анизотропия плохо заметна из-за красновато-бурых внутренних рефлексов (Рамдор).

Видимый угол вращения плоскости поляризации отраженного света A_r [9]:

λ , μ	520	546	589	650	559 в иммерсии
A_r	2,40°	2,42°	2,44°	2,42°	6,71°

Хим. Теор. состав: ZnO — 34,02; Mn_2O_3 — 65,98. В небольших количествах Mn^{2+} замещает Zn. Анализ гетеролита из Стерлинг-Хилла (анал. Бауэр) [2]: MgO — 0,49; MnO — 1,86; ZnO — 32,46; Mn_2O_3 — 64,21; Fe_2O_3 — 0,24; SiO_2 — 0,18; H_2O — 0,19; сумма 99,63. Уд. в. 4,85.

Диагн. исн. В полир. шл. травится конц. HNO_3 , конц. HCl , SnCl_2 ; от H_2O_2 вскипает; быстро действует смесь $\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{H}_2\text{O}_2$.

Дает налет ZnO на угле при восстановлении с содой. П. п. тр. не плавится.

Наход. Редкий гидротермальный минерал. В Стерлинг-Хилле (шт. Нью-Джерси, США) встречается с франклинитом в виде друз и с халькофанитом в сплошных выделениях. Во Франклин (шт. Нью-Джерси, США) обнаружен в ассоциации с джефферсонитом, годжкинсонитом, виллемитом и кальцитом в жилах, секущих массивную марганцевую руду [2].

Искусств. Получен при сплавлении сульфатов Mn , Zn и Na [10]. Изучен в системе $Fe_3O_4 - Mn_3O_4 - ZnMn_2O_4 - ZnFe_2O_4$ [11].

Отл. От сходного гаусманнита отличается меньшей отражательной способностью и более обильными внутренними рефлексиями.

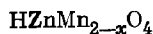
Межплоскостные расстояния гетеролита
из Стерлинг-Хилла [1]
Fe-излучение

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (к.А)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
101	1	4,871	224	8	1,518
112	7	3,045	400	4	1,430
200	4	2,855	206	1	1,350
103	9	2,698	305	3	1,323
211	10	2,460	107	2	1,277
004	3	2,300	413	3	1,263
220	3	2,017	404	1	1,212
204	3	1,792	127	5	1,169
105	5	1,752	008	4	1,151
312	4	1,683	415	4	1,107
303	3	1,616	335	3	1,089
321	5	1,560	521	2	1,053

Л и т е р а т у р а

1. Frondel C., Heinrich E. W. Am. Min., 1942, 27, No 1, 48.
2. Palache Ch. Am. Min., 1928, 13, No 7, 297.
3. Young B. B., Millman A. P. Trans. Inst. mining, metallurgy, 1963—64, 73, pt. 7, 448.
4. Sreenivas B. L., Roy R. Econ. Geol., 1961, 56, No 1, 198.
5. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хим. родство) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 37.
6. Nichol I., Phillips R. Min. Mag., 1965, 35, No 269, 200.
7. Gray I. M., Millman A. P. Econ. Geol., 1962, 57, No 3, 325.
8. McAndrew J. Am. Min., 1956, 41, No 3—4, 268.
9. Cameron E. N. Ore microscopy. L.—N. Y., 1961, 272.
10. Gorgeu A. Bull. Soc. chim. France, 1873, 10, 653.
11. Mason B. Am. Min., 1947, 32, No 7—8, 426.

Гидрогетеролит Hydroheterolite



Назван по составу (Пэлэч, 1910).

Синон. Гетеролит — heterolite (Форд и Брэдли, 1913), вольфтонит — wolftonite (Уэтерил, 1913), ветериллит — wetherillite (Уорд, 1913).

Характ. выдел. Волокнистые корочки с почковидной поверхностью, радиальные агрегаты, сплошные выделения, мелкие игольчатые кристаллы.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. D_{4h}^{19} — $I4_1/amd$; $a_0 = 5,72$; $c_0 = 9,078$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,587$. $Z = 4$ (Фрондел и Хейнрих) [1]. Изоструктурен с гаусманнитом [2]. В отличие от гаусманнита один из шести атомов Mn^{3+} в октаэдрической координации отсутствует, и нарушение баланса заряда возмещается водородной связью [2, 3]. Волокна вытянуты по [110] и sdвойникованы [2].

Физ. св. Сп. по удлинению волокон [2]. Изл. занозистый. Тв. 5—6. Уд. в. 4,65 — 4,933 (Ледвилл) [4] (вычисл. 5,04) [1]. Цв. темно-коричневый до коричневатого-черного, иногда черный. Черта темно-коричневая. Бл. полуметаллический. Прозрачен в очень тонких осколках.

Микр. В прох. свете темно-коричневый. Одноосный (—). Удлинение (+). Погасание прямое. $n_o = 2,26$, $n_e = 2,10$; $n_o = n_e = 0,16$ (из Ледвилла) (Ларсен, 1921). В отраж. свете кремовато-серый. Отраж. способность 15—20%, R_o (вычисл.) 15,0%, R_e 12,5% [2]. Ясно анизотропен.

Хим. Состав, видимо, несколько варьирует. По Мак-Эндрю, формула $\text{HZnMn}_{2-x}\text{O}_4$, где x около 0,4, по Штрунцу $\text{Zn}(\text{Mn}, \text{H}_3)_2\text{O}_4$. Теор. состав для формулы $\text{Zn}_2\text{Mn}_4\text{O}_8 \cdot \text{H}_2\text{O} : \text{ZnO} = 32,78$; $\text{Mn}_2\text{O}_3 = 63,59$; $\text{H}_2\text{O} = 3,63$. Содержит примесь Si.

Анализы:

	ZnO	Mn ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма	Уд. в.	
								Эксп.	Вычисл.
1	33,43	60,44	0,77	1,71	1,42	2,47	100,24	4,85	—
2	37,56	56,00	—	2,69	—	4,36	100,61	4,64	4,77
3	37,66	54,63	0,67	2,91	—	3,78	99,65	4,64	4,89

1 — Стерлинг-Хилл, анал. Шелер [5]; 2 — Ледвилл, среднее из двух анализов, «гетеролита», анал. Брэдли [4]; 3 — Ледвилл, анал. Шалмер [6].

Межплоскостные расстояния гидрогетеролита из Уудфгоуна, Ледвилл [1]

Fe-излучение					
hkl	l	d (к.А)	hkl	l	d
	1	3,188	305	2	1,311
112	7	3,006	332	1	1,294
200	3	2,855	420	1	1,278
103	9	2,660	413	4	1,261
211	10	2,455	404	1	1,210
004	3	2,250		1	1,181
	1	2,173	316	3	1,159
220	3	2,019	334	3	1,151
	3	1,771	008	3	1,127
105	5	1,717	424	3	1,113
312	4	1,677	415	4	1,101
303	2	1,612	512	3	1,089
321	5	1,553	503	5	1,071
224	8	1,506		3	1,057
400	4	1,430	521	2	1,050
314	2	1,408			

Диагн. исп. Легко растворяется в HCl с выделением Cl.

В полир. шл. тускнеет при воздействии 30% HNO₃.

В закр. тр. выделяет воду. На угле с содой дает налет ZnO.

Повед. при нагр. При нагревании до 400° не изменяется, после 600° превращается в смесь манганита, цинкита, небольшого количества гетеролита. При нагревании до 850° в течение 2 час образуется гетеролит [2].

Нахожд. Редок. Найден в зоне окисления на руднике Уулфтоун, Лед-вилл (шт. Колорадо, США) в ассоциации с халькофанитом, гемиморфитом, смитсонитом. В Стерлинг-Хилле (шт. Нью-Джерси, США) наблюдался с халькофанитом [7]. Отмечен в Филипсбурге (шт. Монтана, США) с криптомеланом, нсутитом, пиролюзитом, тодорокитом, халькофанитом [8].

Л и т е р а т у р а

1. Frondel C., Heinrich E. W. Am. Min., 1942, 27, No 1, 48.
2. McAndrew J. Am. Min., 1956, 41, No 3—4, 268.
3. Wadsley A. D. Am. Min., 1955, 40, No 3—4, 349.
4. Ford W. E., Bradley W. M. Am. J. Sci., 1913, 35, 600.
5. Palache Ch. Am. J. Sci., 1910, 29, 180.
6. Wells R. C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1937, No 878, 91.
7. Palache Ch. Am. Min., 1928, 13, No 7, 297.
8. Larsen L. T. Econ. Geol., 1961, 56, No 7, 1337.

Гаусманнит Hausmannite



Назван по имени немецкого минералога Я. Хаусмана (Хайдингер, 1827).

Синон. Бурый камень — Braunstein (Валериус, 1747) — частично, черно-бурый камень — Schwarzbraunstein (Вернер, 1789) — частично, листоватый черно-бурый камень — blättriger Schwarzbraunstein (Хаусман, 1813), пирамидальная марганцовая руда — pyramidales Manganerz (Хайдингер, 1824), черная марганцовая руда — Schwarzmanganerz (Леонхард, 1826), блестящий бурый камень — Glanzbraunstein (Хаусман, 1847); α-гаусманнит (Роде, 1952).

Характ. выдел. Зернистые массы, реже мелкие кристаллы.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^{19} - I4_1/amd$; $a_0 = 5,76$; $c_0 = 9,44$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,639$; $Z = 4$ (Аминов, 1926) [1]. Вхождение железа в структуру гаусманнита вызывает увеличение a_0 и уменьшение c_0 [2]. Структура является несколько искаженной структурой шпинели. Все атомы O в структуре гаусманнита эквивалентны. Изоструктурен с гетеролитом.

Дитетраг.-дипирамид. кл. $D_{4h} - 4/mmm (L_4L_25PC)$; $a : c = 1 : 1,6364$ (Милер, 1852) [3].

Формы [3]:

	c	φ	ρ	n	φ	ρ
	001	—	0°00'	201	90°00'	73°00'
	100	90°00'	90 00	f 113	45 00	44 09
	110	45 00	90 00	e 112	45 00	49 10
	109	90 00	10 18	t 538	59 02	50 01
	103	90 00	23 36	r 213	63 26	50 39
	102	90 00	39 17	k 211	63 26	74 43
	305	90 00	44 28	h 316	71 34	40 46
	203	90 00	47 29	x 619	80 33	47 53
	101	90 00	58 34			

$$ss (103) : (013) = 39^{\circ}34'$$

$$sa (103) : (100) = 61 24$$

$$pp (101) : (011) = 74^{\circ}04'$$

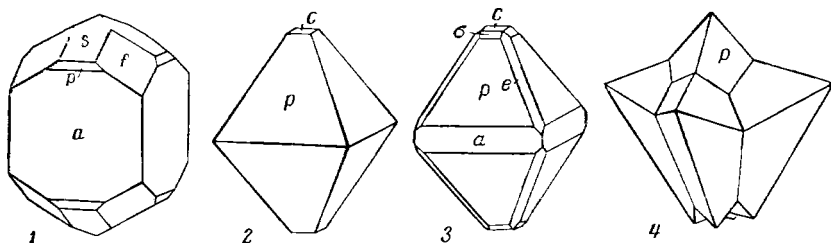
$$pa (101) : (100) = 31 26$$

$$ee (112) : (\bar{1}12) = 64^{\circ}41'$$

$$ea (112) : (100) = 57 39$$

Отношение осей Милера согласуется с рентгеновскими данными; ранее принимавшиеся в справочниках отношения Хайдингера — $a : c = 1 : 1,1743$ и Флинка — $a : c = 1 : 1,1573$ отличаются от установки Милера поворотом на 45° вокруг оси c ($1,6364 \cdot \sqrt{2} = 1,1573$). Формула перехода от установки Флинка к установке Милера: $\frac{1}{2} \frac{1}{2} 0 / \frac{1}{2} \frac{1}{2} 0/001$.

Кристаллы часто дипирамидальные (октаэдровидные) (фиг. 22), нередко образуют друзы. Грани (101) тусклые, часто покрыты горизонтальными штрихами.



Фиг. 22. Кристаллы гаусманнита

1, 2 — Лонгбан (по Флинку); 3 — Якобсберг (по Флинку); 4 — пятерник, Иильфельд (по Моосу)

Закономерные сростания гаусманнита ($MnMn_2O_4$) с якобитом ($MnFe_2O_4$), известные под названием в р е д е н б у р г и т а — *vredenburgite*, представляют продукт распада твердого раствора. Для вреденбургита характерна решетка из тонких пересекающихся пластинок гаусманнита, ориентированных параллельно (111) якобита; последний занимает промежутки между пластинками гаусманнита. Эти сростания часто имеют вид видманштетговых фигур (см. также стр. 52 и 105).

Двойники с дв. пл. (112), иногда пластинчатые, также сростки из пяти кристаллов, из которых четыре располагаются симметрично на четырех нижних ребрах центрального неделимого (фиг. 22, 4).

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. ясная по (001), менее ясная по (101) и (112). Изл. неровный. Хрупок. Микротвердость 593—733 $кГ/мм^2$ при нагрузке 50 г, по Янгу и Милмэну; 541—613 при нагрузке 100 г, по Бови и Тэйлору [4]. Тв. 5—5 $\frac{1}{2}$. Уд. в. 4,7 — 4,9 (вычисл. 4,84) [1]. Цв. коричнево-черный до черного. Черта коричневая или красновато-бурая. Бл. у незатронутых окислением кристаллов сильный полуметаллический. Просвечивает в очень тонких осколках.

Удельная магнитная восприимчивость 58—280 $\cdot 10^{-6}$ эл. магн. ед./г [5]. Точка Кюри 41,9° К. Обладает магнитной анизотропией [6].

В инфракрасном спектре гаусманнита из Зап. Камберленда имеются полосы 460, 525, 602, 728, 1087, 1015 и 1050 $см^{-1}$, наиболее интенсивно поглощение в области 600—500 $см^{-1}$ [7].

Теплота образования $\Delta H_{298} = (-) 331,4$ ккал/моль; энтропия $\Delta S_{298} = 84,6$ кал/град \cdot моль; изобарные потенциалы образования (химическое сродство) ΔZ при 300° К (-)306,0 ккал/моль; при 500° (-) 289,1, при 900° (-)255,3 [8]; свободная энергия образования (-) 306,2 ккал/моль [8а].

Микр. В прох. свете красновато-бурый без заметного плеохроизма. Одноосный (-). $n_o = 2,45$, $n_e = 2,15$ (Li) (оригинал анализа 1) (Ларсен и Берман, 1921); $n_o = 2,40$, $n_e = 2,15$ [9].

В отраж. свете серовато-белый [10]. Отраж. способность по Рамдору (в %): для зеленого света 20, оранжевого — 16,6, красного 13; по Орсею и Павлович [10] для белого света $R_o = 19,6$, $R_e = 16,0$; по Мозесу 19,7—21,5 (Рамдор).

Отраж. способность (в %) по Найчолу и Филиппу [9]:

λ , μ	430	470	520	550	580	610
R	18,0—21,7	18,1—21,4	17,5—20,8	17,2—20,5	16,8—19,8	16,4—19,2

Отраж. способность в неориентированном образце (в %) по Грэю и Милмэну [11]:

λ , μ	470	520	575	600	700
R	23,6—25,5	21,4—23,0	18,7—21,0	17,5—19,7	15,3—17,7

Двуотражение в воздухе слабое, от серого до серовато-белого. Резко выражена анизотропия с цветными эффектами в желтоватых, желтовато-коричневых, светло-серых или голубовато-серых тонах. Характерны яркие кроваво-красные внутренние рефлексы, особенно в иммерсии.

Видимый угол вращения плоскости поляризации A_r [12]:

λ , μ	470	520	546	589	620	650	589 в иммерсии
A_r , °	5,26	5,19	5,16	4,98	4,81	4,91	6,39

Полируется хорошо в разрезах, перпендикулярных к направлению удлинения двойниковых пластинок, и хуже в разрезах, параллельных ему. Структура агрегатов преимущественно гинидиоморфнозернистая или аллотриоморфнозернистая; изредка наблюдаются зерна с кристаллографическими очертаниями. Чрезвычайно характерно полисинтетическое двойниковое строение (в полированных шлифах, при скрещенных николях).

Хим. Теор. состав: MnO — 31,00; Mn₂O₃ — 69,00. Содержит FeO, ZnO, BaO, MgO, CaO и др.; Mn³⁺, возможно, замещается железом, Mn²⁺ — цинком.

Анализы:

	1	2	3	4	5
MgO	сл.	—	0,35	0,47	—
CaO	»	—	сл.	0,18	—
MnO	22,40	30,66	32,20	34,84	53,9
BaO	0,26	0,11	—	0,00	0,36
Al ₂ O ₃	—	—	—	0,05	—
Mn ₂ O ₃	76,76	68,37	68,47	62,35	—
Fe ₂ O ₃	—	—	0,74	0,74	—
MnO ₂	—	—	—	—	44,8
SiO ₂	—	—	0,47	0,56	0,22
TiO ₂	—	—	—	0,02	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	0,14	—
H ₂ O ⁻	0,62	0,73	0,08	0,13	—
H. о.	—	0,15	—	—	—
Сумма	100,04	100,02	102,31	99,79*	99,28
Уд. в.	4,836	4,83	4,81	5,805	—

* В том числе CO₂ 0,31.

1 — Вейтсвил (шт. Арканзас) [11]; 2 — Ильфельд (Гарц) [13]; 3 — Химегамори [14]; 4 — Надатамагава (преф. Ивате) [15]; 5 — Аукамперуст (Постмасбург) [16]. Анализы 1—4 пересчитаны.

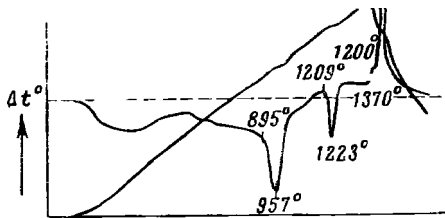
Диагн. исп. В HCl растворяется с выделением хлора. По данным некоторых исследователей, стандартные реактивы диагностического травления не действуют, по данным других, от SnCl₂ + H₂O₂ + H₂SO₄ темнеет, травится H₂SO₄, H₂O₂, SnCl₂ + HCl, H₂O₂ + H₂SO₄.

П. п. тр. не плавится. Перл буры в окисл. пл. окрашивается в фиолетовый цвет. Окрашивает в розовый или розовато-фиолетовый цвет горячий раствор равных количеств серной кислоты и воды (реакция Фаддеева).

Повед. при нагр. [17, 18]. Кривые нагревания характеризуются эндотермическими эффектами около 950° и около 1200° (фиг. 23).

Первый эффект Роде связывает с переходом α - Mn_3O_4 (« α -гаусманнит») в β - Mn_3O_4 (« β -гаусманнит»), образование которого представляется, однако, сомнительным; второй эффект отвечает образованию кубической модификации Mn_3O_4 (γ -«гаусманнит» Роде).

Находж. Наиболее широко гаусманнит распространен в метаморфизованных марганцовых осадочных месторождениях. Встречается в некоторых контактово-метаморфических, контактово-метасоматических и гидротермальных месторождениях. Подобно магнетиту, возникает в более восстановительной среде по сравнению с браунитом и гематитом. При региональном метаморфизме образуется из водных окислов марганца, а также за счет пиролюзита и браунита. Нередко тесно ассоциируется с браунитом, иногда с якобитом, магнетитом и другими минералами.



Фиг. 23. Дифференциальные кривые нагревания и охлаждения гаусманнита, Ильменау (по Роде)

В контактово-метаморфических и контактово-метасоматических месторождениях наблюдается вместе с тефроитом, манганозитом, родохрозитом, марганцовыми гранатами, родонитом и другими минералами [19]. В гидротермальных жилах гаусманнит находится в ассоциации с браунитом, родохрозитом, манганитом, пиролюзитом. Жильные минералы представлены баритом, кварцем, кальцитом.

В СССР гаусманнит известен в рудах метаморфизованных осадочных месторождений Атасуйской группы в Центр. Казахстане, в рудах Южно-Хинганского месторождения (Еврейская а. о.) [20]. В метаморфизованных осадочных месторождениях Индии — Донгари Буцург [21], Карли и Азальпани [22], Ситапар [23], Срикакулам и Висакхапатнам (Андрха Прадеш) [24] он ассоциируется с биксбитом, якобитом, браунитом, манганитом, пиролюзитом, псиломеланом. В сходной ассоциации встречается в Бранднотеке (Норвегия) [25].

В Чиатурском месторождении (ГрузССР) марганца гаусманнит с тефроитом, браунитом, марганцовыми гранатами и другими минералами образовался в зоне контактового воздействия даек базальта на осадочные марганцовые руды. С тефроитом и родонитом обнаружен в Химегамори (преф. Ивате, Япония) среди роговиков, метаморфизованных в контакте с гранодиоритовым интрузивом. В контактовом месторождении Франклин (шт. Нью-Джерси, США) для гаусманнита характерна ассоциация с марганцовыми, цинково-марганцовыми и цинковыми минералами, с амфиболами, пироксеном и гранатом. В большом количестве в виде хорошо образованных кристаллов гаусманнит был встречен в контактово-пневматолитовых месторождениях Нордмаркен и Лонгбан в Швеции; в Якобсберге (Швеция) он наблюдается в кристаллических известняках с гранатом, магнетитом, манганофиллитом и якобитом.

Гаусманнит является одним из главных рудообразующих минералов в составе марганцовых гидротермальных руд месторождения Сапальского (Свердловская обл.); сопровождается браунитом, магнетитом, гематитом,

родохрозитом, а также сульфидами, железистым хлоритом и другими минералами. В железо-марганцевых рудах гидротермального месторождения Найзатас (Карсакапайский район КазССР) является главным первичным минералом марганца [26]. Отмечен в гидротермальных жилах Мадагаскара [27], также встречен в жилах месторождения Эреншток близ Ильменау в Тюрингии (ГДР), в Ильфельде на Гарце (ГДР), в Постмасбурге (Южно-Африканская Республика) в ассоциации с якобитом [28], в некоторых рудниках префектуры Ивате (Япония) [15, 16] и др. В США на руднике Кресцент (п-ов Олимпик, шт. Вашингтон) гаусманнит вместе с бементитом отлагался путем замещения известняка [29]; в районе Бейтсвилл (шт. Арканзас) ассоциируется с пиролюзитом и псиломеланом [13], в месторождениях района Бромайд (шт. Оклахома) — с карбонатами [30]; в месторождении Спилер (шт. Техас) гаусманнит образует прожилки в браунитовой руде [31]; в Сан-Джоз (Калифорния) в ассоциации с гаусманнитом установлены тефроит, ганофиллит, родохрозит, барит и псиломелан [32]. В Канаде в районе Маритима гаусманнит сопровождается браунитом [33].

Изм. При прогрессирующем метаморфизме переходит в курнакит (биксбит), который в дальнейшем превращается в браунит. В зоне окисления замещается псиломеланом и пиролюзитом.

Искусств. Может быть получен при помощи многочисленных методов, главным образом при разложении солей марганца на воздухе и последующем окислении или попеременным разложением и восстановлением Mn_2O_3 или MnO_2 до Mn_3O_4 [8a] и др.

В виде кристаллов — при нагревании MnO или осажденного Mn_3O_4 на воздухе с минерализаторами, а также при сильном нагревании вышших окислов марганца [17]. Образуется в огнеупорной кладке доменных печей [34]. Изучен в системе $Fe_3O_4 - Mn_3O_4$ [35], $Mn - Si - O$ [36], $Mn - O - H_2O$ [8a] и др.

Практ. знач. Богатые гаусманнитовые руды используются в черной металлургии для выплавки ферромарганца и для подшихтовки при выплавке чугунов.

Отл. От очень сходных по внешнему виду браунита, манганита и магнетита гаусманнит отличается по оптическим свойствам: сильными эффектами анизотропии и кроваво-красными внутренними рефлексами, а также характерным тонкопластинчатым двойниковым строением; от манганита отличается также по окрашиванию горячего водного раствора H_2SO_4 . В отличие от гематита, сходного по оптическим свойствам, имеет меньшую отражательную способность. Может быть принят за марокит, в отличие от которого не плеохроирует, одноосен, поперечные сечения кристаллов гаусманнита квадратны.

Межплоскостные расстояния гаусманнита из Тюрингии [37]

Fe-излучение, Mn-фильтр

hkl	l	d(Å)	hkl	l	d	hkl	l	d
011	3	4,94	220	4	2,04	224	8	1,544
112	5	3,09	024	2	1,825	116	1	1,468
020	3	2,89	015	5	1,795	134; 040	4	1,445
013	9	2,77	132	3	1,706	233	1/2	1,423
121	10	2,49	033	2	1,642	141; 026; 042	1/2	1,382
004	4	2,36	231	5	1,579			

Л и т е р а т у р а

1. Aminoff G. Zs. Krist., 1926, 64, 475.
2. Duhoovník I., Duhoovník J. Slovenska Akad. Znan., Umetn., Razprave, Razr. prir. vede., 1953, 3, 463.

3. Miller W. H. Mineralogie, 1852, 257; Haidinger W. Ann. Phys., 1826, 7, 232; Flink G. Handl. Kgl. Svenska Vet. Akad., Bihang., 1888, 12, 40; Koeshlin R. Tscherm. min., petr., Mitt., 1908, 27, H. 3, 262.
4. Young B. B., Millman A. P. Trans. Inst. mining, metallurgy, 1963—64, 73, pt. 7, 448; Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963.
5. Бергер Г. С. Флотруемость минералов. Госгортехиздат, 1962; Feytis E. C. R., Paris, 1911, 152, 708.
6. Dwight K., Menyuk N. Phys. Rev., 1960, 119, No 5, 1470.
7. Moenke H. Jenaer Jb., 1960, T. 2, 402.
8. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хим. средство) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 36.
- 8a. Bricker O. P. Am. min., 1965, 50, No 9, 1296.
9. Nichol I., Phillips R. Min. Mag., 1965, 35, No 269, 200.
10. Orcel J., Pavlovitch St., Bull. Soc. fr. min., 1932, 54, 108.
11. Gray I. M., Millman A. P. Econ. Geol., 1962, 57, No 3, 335.
12. Cameron E. N. Ore microscopy. L.—N. Y., 1961.
13. Miser H. D., Fairchild J. G. J. Washington Acad. Sci., 1920, 10, 1.
14. Krüll F. Chem. d. Erde, 1932, 7, 473.
15. Omori K., Hasegawa S., Otomo J. Sci. Rep. Tohoku univ., ser. 3, 1952, 4, No 2, 97.
16. Omori K., Hasegawa S. J. Japan Assoc. min., petr., econ. geol., 1957, 41, No 4, 171.
17. Роде Е. Я. Кислородные соединения марганца. Изд-во АН СССР, 1952, 41; Тр. 1-го совещания по термографии (Казань, 1953), 1955, 219.
18. Kulp J. L., Perfetti J. N. Min. Mag., 1950, 29, No 210, 239; Földvári-Vogl M., Koblenz V. Acta geol. Acad. sci. Hungar., 1956, 4, f. 1, 85.
19. Lee D. E. Stanford univ. publ., geol. ser., 1955, 5, 1.
20. Чеботарев М. В. Советская геология, 1958, № 8, 114.
21. Roy S. Econ. Geol., 1959, 54, No 8, 1556.
22. Deshpande S. P. J. Univ. geol. Nagpur, 1956—1958, 1, No 4—5, 12.
23. Mukherjee B. Min. Mag., 1959, 32, No 247, 332.
24. Krishna Rao J. S. R. Econ. Geol., 1963, 58, No 3, 434.
25. Westerveld J. Norges geol. undersök., 1961, Arbok 1960, Nr 213, 202.
26. Чухров Ф. В. Рудные месторождения Джезказган-Улутовского района в Казахстане. Изд-во АН СССР, 1940.
27. Behier J. Ann. géol. de Madagascar, 1960, F. 29, 41.
28. Villiers J. E. Trans. Geol. soc. South Africa, 1945, 48, 17.
29. Pardee J. T. U. S. Geol. Surv. Bull., 1927, No 795—A; King R. Engin., Mining J., 1942, 143, No 9, 52.
30. Hewett D. F. U. S. Geol. Surv. Bull., 1921, No 725—E.
31. Hewett D. F., Schaller W. Min. Mag., 1937, 22, No 6, 785.
32. Rogers A. F. Am. J. Sci., 1919, Ser. 4, 48, No 288, 443.
33. Smitheringale W. V. Econ. Geol., 1929, 24, No 5, 481.
34. Карякин Л. И. Тр. 6-го совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1962, 370; Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16, 359.
35. Van Hook H. J., Keith M. L. Am. Min., 1958, 43, No 1—2, 69; Mu an A., Sōmiya Sh. Am. J. Sci., 1962, 260, No 3, 230.
36. Mu an A. Am. Min., 1959, 44, No 9—10, 946.
37. Berry L. G., Thompson R. M. Geol. soc. Am., 1962, Mem. 85, 195.

Гидрогаусманнит — hydrohausmannite. Сомнительный минерал.

Название впервые введено Болдыревым (1928) для обозначения одного из видов. Файткнехт и Марги (1945) применили это название для синтетического продукта состава $(Mn^{2+}, Mn^{3+})_{3-x}(O,OH)_4$ с $x \sim 0,3$. В 1953 г. Фрондел описал под названием гидрогаусманнита минерал из Франклина (США); позже аналогичный минерал был описан другими авторами. По Освальду [1] рентгенограмма, приведенная Фронделом [2], индиферируется как смесь гаусманнита и β - $MnOOH$. Файткнехт и др. [1] при окислении $Mn(OH)_2$ на воздухе в водной среде получили смесь гаусманнита и β - $MnOOH$, переходящей в γ - $MnOOH$. Эта смесь в более ранних работах и называлась гидрогаусманнитом. Снимки под электронным микроскопом подтвердили наличие двух фаз.

Природный гидрогаусманнит Фрондела образует тонкие иголки и веерообразные выделения. Тетраг. с. $a_0 = 5,79$; $c_0 = 9,49$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,639$; $Z = 4$ (Фрондел) [1].

Структура по Фронделу гаусманнитообразная; отношение Mn^{2+} к Mn^{3+} более высокое, чем в гаусманните, компенсация валентности осуществляется путем замещения О на (ОН) [2,3].

Хрупок. Цв. железно-черный до коричнево-черного. Порошок коричневый.

Непрозрачный до просвечивающего. Под микроскопом прозрачные зерна плеохроируют (от коричневого до темно-коричневого); $N_e > N_o$. Одноосный (-). $n_o = 2,055$, $n_e = 1,95$; $n_o - n_e = 0,105$ (месторождение Франклин) [2].

В полпр. пл. серый различных оттенков. Отраж. способность (в %): для зеленого света — 20,6, для красного — 18,9, для оранжевого — 19,8. Сильно анизотропен с цветными эффектами: от красновато-коричневого до коричневатого-желтого [4].

Согласно анализу, приведенному Амминовым [5] как анализ бекстрёмита и трактуемому Фронделом [2] как анализ гидрогаусманнита, формула $(Mn_{4-2x}^{2+} Mn_x^{3+} y_x) Mn_3^{3+} O_{16-x} (OH)_x$, где y — вакантные катионные позиции, $x = 1,155$. В искусственном гидрогаусманните отношение $Mn^{2+} : Mn^{3+} = 1 : 2$ [2].

Спектроскопически в минерале из Франклина установлены Fe и Zn.

В закр. тр. при нагревании выделяет воду. В полпр. пл. травится HCl (конц.), $SnCl_2$, $H_2O_2 + H_2SO_4$.

На термограмме искусственного гидрогаусманнита наряду с эндотермическими прогибами, типичными для безводного $MnMn_2O_4$, имеются прогибы, связанные с удалением воды (при 325—435°) и избыточного кислорода (при 500—600°) [6]. При 132° превращается в гаусманнит или манганит [7].

Встречен в месторождении Франклин (шт. Нью-Джерси, США) в пустотах вместе с кальцитом, суссекситом и цинкитом как продукт изменения пирохроита. Установлен также на основе рентгенографического изучения образцов «бекстрёмита» из Лонгбана (Швеция) [2,5] и среди марганцовых руд Сандура (Индия) [8]. Наблюдался в марганцовых рудах рудника Фукумаки (преф. Ямагучи, Япония) в ассоциации с манганозитом, пирохроитом, пирофанитом, галакситом, родонитом и др. [9].

Синтезировал при обработке растворов хлористого марганца аммиаком в присутствии хлористого аммония и окислителя (кислорода воздуха или перекиси водорода); также при окислении растворов солей закиси марганца кислородом, перекисью водорода, перманганатом и др. [10]. При быстром окислении суспензии $Mn(OH)_2$ получено вещество, дающее порошкограмму смеси Mn_2O_4 и β - $MnOOH$ [11].

Л и т е р а т у р а

1. Feitknecht W., Brunner P., Oswald H. R. Zs. anorg., allgem. Chem., 1962, 316, Н. 3—4, 154.
2. Frondel C. Am. Min., 1953, 38, No 9—10, 761.
3. Wadsley A. D. Am. Min., 1955, 40, No 3—4, 349.
4. Naganna C. Acta Univ. Carolinae, 1964, Geol. monogr. II, 1.
5. Aminoff G. Geol. f6r. f6rhandl., 1919, 41, Н. 6, N : o 335, 473.
6. Роде Е. Я. Кислородные соединения марганца. Изд-во АН СССР, 1952, 51.
7. Klingsberg C., Roy R. Am. Min., 1959, 44, No 7—8, 819.
8. Naganna C. Min. Mag., 1962, 33, No 257, 170.
9. Higawatari F. Bull. Geol. Surv., Japan, 1961, 12, No 8, 1.
10. Albrecht W. H. Zs. anorg. Chem., 1949, 259, Н. 5—6, 291.
11. Bricker O. P. Am. Min., 1965, 50, No 9, 1296.

Вреденбургит — vredenburgite, первоначально описан Фермором (1909 г.). По Шнайдерхёну и Рамдору, а также Орселю и Павловичу оказался состоящим из ориентированно сросшихся якобсита и гаусманнита, образовавшихся в результате распада твердого раствора при более низкой температуре. Отвечает β -вреденбургиту (β -vreden-burgite) Мэйсона [1]. Для однородного вещества, из которого при распаде образуется вреденбургит, Фермор предложил, в зависимости от соотношения содержания Mn и Fe, названия девадит (devadite) и гаривидит (garividite) [2]. Согласно Мэйсону [3], оба названия являются лишними. т. к. под названием «вреденбургит» подразумевается непрерывный ряд смешанных кристаллов с различным содержанием железа и марганца.

Мэйсоном [3] был описан гомогенный вреденбургит из Лонгбана — α -вреденбургит (α -vreden-burgite), образующий псевдоморфозы по биксбиту. Образование его шло в восстановительных условиях при сравнительно низких температурах. Из характера диаграмм равновесия [4] очевидно, что гомогенный вреденбургит при обычных температуре и давлении может существовать только в метастабильном состоянии. Состав его $(Mn, Fe)_3O_4$. Тетраг. с. $a_0 = 5,78$; $c_0 = 9,35 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 1,618$; $Z = 4$

(Мэйсон, 1946) [5] (значения a_0 и c_0 даны здесь в установке, отличающейся поворотом на 45° от установки Мэйсона: $a_0 = 8,17$; $c_0 = 9,35$ Å). Уд. в. 4,67 (вычисл. 4,86).

Цинквореденбургит (zincian vredenburgit, Мэйсон, 1946; цинквореденбургит — Zinkvredenburgit, Штрунц, 1949) представляет собой закономерное взаимное прораствание франклинита и гетеролита [5]. Установлен Рамдором в рудах из месторождения Франклин (шт. Нью-Джерси, США).

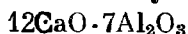
Л и т е р а т у р а

1. Mason B. Geol. för. förhandl., 1943, 65, 157 и 268.
2. Fermor L. L. Proc. Nat. inst. Sci. India, 1938, 4, 277.
3. Mason B. Geol. för. förhandl., 1943, 65, N:o, 1, 97.
4. Mason B. Am. Min., 1947, 32, No 7—8, 426.
5. Mason B. Geol. för. förhandl., 1946, 68, N. 1, N:o, 444, 51.

СТРУКТУРА ТИПА МАЙЕНИТА

Майенит $12\text{CaO} \cdot 7\text{Al}_2\text{O}_3$. Куб. с. a_0 11,97 Уд. в. 2,8

Майенит Maenite



Назван по месту находки (Гентшель, 1964) [1].

Характ. выдел. Округлые зерна размером около 60 μ и меньше.

Структ. и морф. крист. Куб. с. T_d^6 — $I\bar{4}3d$; $a_0 = 11,97$ Å; $Z = 2$. Определена структура искусственного продукта того же состава [2]. Идентичность искусственного и природного соединений установлена по рентгенограмме [1].

Структура близка к структуре граната; AlO_6 -октаэдры и половина тетраэдров SiO_4 граната заменены тетраэдрами AlO_4 . Два атома O, которые освобождаются при замене AlO_6 на AlO_4 , распределены в структуре статистически с образованием групп AlO_6 . Атомы Ca находятся в окружении 8 атомов O, которые расположены по вершинам скрученного куба [2].

Физ. св. Уд. в. 2,85 (у искусств. 2,69, вычисл. 2,686). Бесцветен. Прозрачен.

Микр. Изотропен. $n = 1,643$ (Na) [1].

Хим. Теор. состав (в %): CaO — 48,53; Al_2O_3 — 51,47.

Неполный анализ минерала из Майена: CaO — 45,7; Al_2O_3 — 45,2; Fe_2O_3 — 2,0; п. п. — 2,2; форма вхождения Fe неясна [1].

Повед. при нагр. Плавится конгруэнтно при 1455° [1].

Нахожд. Встречен в контактово-метаморфизованных ксенолитах известняка, заключенных в лейцитогейфритовой лаве Этрингер Белерберга около Майена (ФРГ). Ассоциируется с ларнитом, геленитом, кальцитом, волластонитом, диопсидом, гроссуляром, магнетитом, шпинелью, этрингитом, афвиллитом, гидрокальцитом и портландитом. Минеральная ассоциация типична для пород санидинитовой фации, образовавшихся при высокой температуре (600 — 1000°) и очень низких давлениях.

Искусств. В составе цемента обычно отмечается соединение $5\text{CaO} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3$ (47,8% CaO и 52,2% Al_2O_3). Вычисленная и измеренная плотности этого соединения не вполне совпадают, поэтому Бюсем и Эйтель предложили очень близкую формулу $12\text{CaO} \cdot 7\text{Al}_2\text{O}_3$ [2]. Синтезирован спеканием смеси CaCO_3 и Al_2O_3 при 1370° [2]. В бинарной системе CaO — Al_2O_3 , представляющей часть сложной системы CaO — Al_2O_3 — Fe_2O_3 — SiO_2 , кристаллизуется при 1455° [3].

Межплоскостные расстояния майенита из Майена [1]

CoK_α-излучение, D = 57,3 мм

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d
211	9	4,91	521	5	2,19
220	1	4,23	530	3	2,06
310	1	3,82	611; 532	5	1,95
321	3	3,23	444	4	1,73
400	5	3,00	710; 543	3	1,70
240	10	2,69	460	5	1,66
332	10	2,57	721; 633; 552	3	1,64
422	6	2,45	642	5	1,60
510; 431	3	2,36			

Интенсивности переведены в 10-балльную шкалу.

Л и т е р а т у р а

1. Hentschel G. N. Jb. Min., Monatsh., 1964, Н. 1, 22.
2. Büsser W., Eitel A. Zs. Krist., 1936, 95, 175.
3. Торопов Н. А. Химия цементов. Промстройиздат, 1956, 103—105.

СТРУКТУРА ТИПА МАРОКИТА

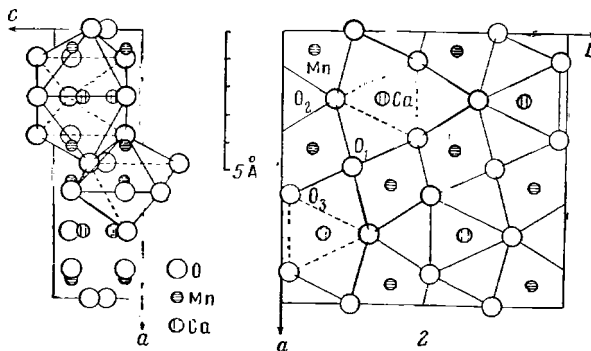
	Сингония	a ₀	b ₀	c ₀	Уд. вес
Марокит CaMn ₂ O ₄	Ромб.	9,71	10,03	3,16	4,6

Марокит Marokite
CaMn₂O₄

Назван по месту находки [1].

Характ. выдел. Кристаллы (до 5 × 1,5 × 0,5 см).

Структ. и морф. крист. Ромб. D_{2h}¹¹ — Ptab или C_{2v}⁵ — P2₁ab; a₀ = 9,71; b₀ = 10,03; c₀ = 3,16₂ Å; a_c : b₀ : c₀ = 0,968 : 1 : 0,315, Z = 4 [1].



Фиг. 24. Структура марокита
(по Куфону и др.)

Структура (фиг. 24) [2] характеризуется наличием вокруг атомов Ca полиэдров с девятью вершинами, занятыми атомами O; ближайшие O находятся от Ca на расстояниях 2,27 — 2,47 Å, два расстояния Ca — O равны 2,64 Å, одно — 3,40 Å. Атомы Ca расположены в одной плоскости. Атомы Mn заключены в октаэдры при четырех расстояниях Mn — O в пределах

1,90 — 1,97 Å и двух, равных 2,39 и 2,46 Å. Структура почти идентична со структурой CaTi_2O_4 [3].

$$a : b : c = 0,967 : 1 : 0,314 \text{ [1]}.$$

Наблюдавшиеся формы:

	Φ	ρ	Φ_1	ρ_1	Φ_2	ρ_2
<i>c</i>	001	—	0°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
<i>h</i>	140	14 30	90 00	0 00	75 30	90 00
<i>n</i>	120	27 20	90 00	0 00	62 40	90 00
<i>k</i>	340	37 48	90 00	0 00	52 12	90 00
<i>m</i>	110	45 58	90 00	0 00	44 02	90 00
<i>v</i>	530	59 53	90 00	0 00	30 07	90 00
<i>y</i>	310	72 08	90 00	0 00	17 52	90 00
<i>j</i>	510	79 03	90 0	0 00	10 57	90 00
<i>e</i>	011	0 00	17 2	72 34	90 00	0 00
<i>f</i>	021	0 00	32 08	57 52	90 00	0 00
<i>d</i>	201	90 00	33 00	90 00	57 00	33 00
<i>g</i>	301	90 00	44 15	90 00	45 45	44 15
<i>r</i>	211	64 12	35 48	71 42	58 13	33 00
<i>p</i>	311	72 08	45 40	71 42	47 06	44 15

$$mm (110) : (\bar{1}\bar{1}0) = 88^\circ 04'$$

$$nn (120) : (\bar{1}20) = 54 40$$

$$ee (011) : (0\bar{1}1) = 34^\circ 52'$$

$$dd (201) : (\bar{2}01) = 66 00$$

Наиболее развиты грани *b* (010), обычны *m* (110), *n* (120), *e* (011) и *d* (201). Кристаллы толстотаблитчатые по (010) (фиг. 25).

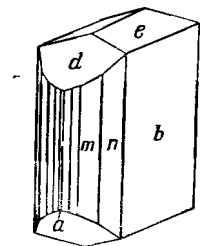
Физ. св. [1] Сп. по (001) совершенная, по (100) несовершенная. Изл. неровный. Тв. $6\frac{1}{2}$. Микротвердость 800 кг/мм^2 . Уд. в. 4,64 (вычисл. 4,63).

Цв. черный. Блестящий. Черта красновато-бурая. Непрозрачен или слегка просвечивает в темно-красных тонах.

Микр. [1]. В пл. в прох. свете очень сильно плеохроирует: по *Np* красный, по *Nm* и *Ng* почти черный, непрозрачный. Двусный (—). Пл. опт. осей $\parallel (100)$, $Np = c$. n_p около 2,07. Показатели преломления, вычисленные по отражательной способности: $n_g \approx n_m \approx 2,42$, $n_p \leq 2,10$, по формуле Гледстона и Дэла — $n = 2,30$.

В отраж. свете серый с бурым оттенком. Отраж. способность (в %):

λ , м μ	480	520	600
<i>Rg</i> и <i>Rm</i>	18,4	19,4	18,0
<i>Rp</i>	16,2	16,3	16,1



Фиг. 25. Кристалл марокита, Ташгальт

(по Годфруа и др.)

Двуотражение отчетливое от серого со слабым желтоватым оттенком до буровато-серого. Сильно анизотропен с желто-зелеными и зелено-желтыми цветными эффектами (в разрезе, параллельном (001), практически изотропен). Внутренние рефлексии карминово-красные.

Хим. Теор. состав: $\text{CaO} - 26,21$; $\text{Mn}_2\text{O}_3 - 73,79$. Хим. анализ: $\text{Na}_2\text{O} - 0,30$; $\text{K}_2\text{O} -$ не обн.; $\text{MgO} - 0,15$; $\text{CaO} - 25,60$; $\text{MnO} - 31,38$; $\text{MnO}_2 - 38,94$; $\text{Al}_2\text{O}_3 -$ не обн.; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1,60$; $\text{SiO}_2 - 0,62$; $\text{CO}_2 - 0,52$; $\text{F} - 0,20$; $\text{H}_2\text{O}^+ - 0,28$; $\text{H}_2\text{O}^- - 0,17$; сумма 99,76 (анал. Флери) [1].

Диагн. исп. П.п.тр. не плавится. Из обычных реактивов травления только конц. HCl дает бурый, легко стирающийся налет.

Повед. при нагр. При нагревании свыше 1400° не изменяется [1].

Находж. Встречен лишь в отвалах одной из жил рудного поля Ташгалыт в Анти-Атласе (Марокко). Заключен в кальците и барите, сопровождается главным образом гаусманнитом, также браунитом, крелдеритом, полианитом и другими марганцевыми минералами.

Искусств. Синтезирован в результате многочасового прокаливания при 800° смеси MnO₂ с оксалатом кальция или перманганата калия с хлористым кальцием [1]. Получен также Рибо и Муаном при изучении системы CaO — MnO в пределах температур 1200—1705° [1].

Отл. От других марганцевых минералов отличается формой кристаллов, напоминающих кристаллы вольфрамита (в отличие от последнего у марокита плоскость совершенной спайности перпендикулярна, а не параллельна удлинению кристаллов). В шлифах, в отличие от гаусманнита, обладает сильным плеохроизмом, двусосн, поперечные разрезы кристаллов удлинённые. В отраженном свете несколько темнее гаусманнита и браунита.

Межплоскостные расстояния марокита [1]

FeK_α-излучение, D = 240 м.м

hkl	l	d (Å)	hkl	l	d
200; 020?	5	4,82	222; 601	1	1,44
120	1	4,27	611; 032; 132?	1	1,42
220	5	3,47	312	1	1,40
011	5	3,01	322; 232?	5	1,36
111	6	2,87	640	5	1,35
320	10	2,71	042; 720	5	1,33
021	1	2,67	402; 142; 631?	3	1,32
211; 121	6	2,56	332; 071	1	1,30
040	5	2,49	242; 171	3	1,29
400; 140	1	2,41	5	1	1,27
221	1	2,33	—	1	1,255
031	8	2,29	—	1	1,248
240; 131?	10	2,22	—	1	1,237
420	5	2,17	—	1	1,208
231	8	2,07	—	1	1,183
141; 401	3	1,92	—	1	1,150
331; 441?	3	1,88	—	3	1,130
520; 241?	3	1,81	—	3	1,120
421	1	1,80	—	6	1,080
440	1	1,74	—	3	1,060
431; 151; 060?	3	1,66	—	1	1,050
511	6	1,63	—	1	1,030
600	5	1,61	—	3	1,028
251	3	1,59	—	1	1,023
260; 002	6	1,58	—	1	1,010
012	3	1,56	—	5	0,996
122; 351?	6	1,49	—	3	0,994
531; 360; 212?	6	1,48			

Л и т е р а т у р а

1. Gaudefroy C., Jouravsky G., Permingeat F. Bull. Soc. fr. min., 1963, 86, N° 4, 359.
2. Couffon M. M., Rocher G., Protas J. C. R., Paris, 1964, 258, N° 6, groupe 9, 1847.
3. Bertaut E. F., Blum P. Acta cryst., 1956, 9, pt. 2, 121.

СТРУКТУРА ТИПА ГЕКСАГОНАЛЬНОЙ ШИНЕЛИ

ГРУППА ТААФЕЙТА

		Сингония	a_0	c_0	Уд. в.
Таафеит	$\text{BeMgAl}_4\text{O}_8$	Гексаг.	5,72	18,38	3,6
Хёгбомит	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Ti}, \text{Zn})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_4(\text{O}, \text{OH})_8$	Гексаг.	5,72	18,35	3,7—3,9
Нигерит	$(\text{Sn}, \text{Zn}, \text{Fe}^{2+})_{2-x}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_4(\text{O}, \text{OH})_8?$	Триг.	5,72	13,86	4,3—4,5

Минералы группы таафеита относятся к так называемым гексагональным шпинелям. Их структуры близки к структуре шпинели, если последнюю рассматривать вдоль диагонали куба (см. гр. шпинели, стр. 19). Так же как и шпинели, эти минералы различаются по количеству слоев на период повторяемости и их взаимной укладке.

Таафеит аналогичен хёгбомиту 4Н, нигерит, по-видимому, структурно отвечает хёгбомиту 3Н, еще неизвестному в природе.

Таафеит Taaffeite



Назван по имени Э.Таафе из Дублина, обнаружившего минерал в коллекции шпинелей (Андерсон, Пэйп, Кларингбул, Хей, 1951) [1].

Синон. Тааффейт; таффейт; беринель — berinel (Андерсон, 1952) [2]; бемагалит — bemagalite (Андерсон, 1952) [2].

Характ. выдел. Мелкие кристаллы и их агрегаты.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. D_6^h — $P6_322$; $a_0 = 5,72$; $c_0 = 18,38 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 3,21$; $Z = 4$ (Андерсон и др.) [1].

Согласно данным Пэн Чжи-чжуна и Ван Куй-жэня, пространственная группа C_{6v}^4 — $P6_3mc$ [3].

В структуре таафеита [3, 4] (фиг. 26) атомы О образуют особую восьмислойную плотнейшую упаковку с повторением ...АВСАВАСВ..., Ве и Mg имеют четверную координацию. Полиэдры Mg соединены с окружающими полиэдрами так же, как и в структуре шпинели. Тетраэдры BeO_4 с окружающими полиэдрами сочленяются по-разному — или как BeO_4 в хризоберилле или как MgO_4 в шпинели; поэтому возможно изоморфное замещение Ве — Mg.

Класс симметрии не установлен. $a : c = 1 : 3,227$ (Кюн Шу-минь, Чжан Цзин-и) [3].

Формы [5]:

		φ	ρ
c	0001	—	$0^\circ 00'$
a	10 $\bar{1}$ 0	$60^\circ 00'$	90 00
r	10 $\bar{1}$ 1	60 00	74 59

Кристаллы имеют вид гексагональных пирамид и гексагональных призм [3].

Отмечены закономерные сростания с нигеритом и обрастания нигеритом кристаллов таафеита: оси с минералов параллельны (фиг. 27) [3].

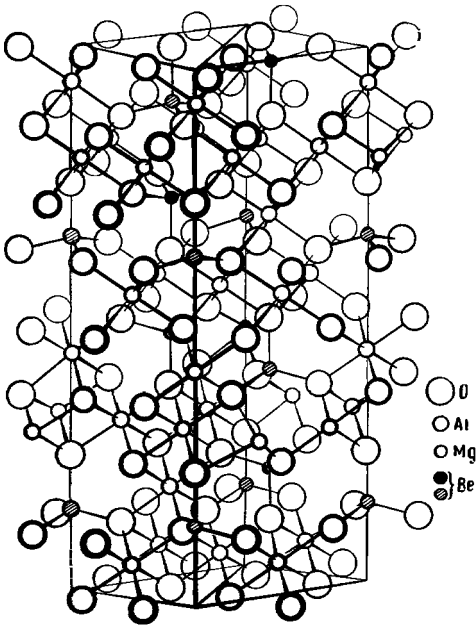
Физ. св. и физ.-хим. конст. Тв. 8. Уд. в. 3,60 — 3,613 (вычисл. 3,43). Цв. бесцветный, зеленоватый, розовато-лиловый. Бл. стеклянный. Прозрачен до голупрозрачного.

В ультрафиолетовых лучах не светится. Заметно зеленое свечение под действием рентгеновских лучей.

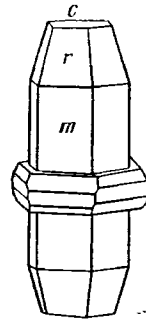
Теплота образования $\Delta H_{298} = (-) 1090,2$ ккал/моль; энтропия $\Delta S_{298} = 205,5$ ккал/град · моль; изобарные потенциалы образования (химическое сродство) ΔZ при 300°K $(-) 1028,55$ ккал/моль, при 500° $(-) 987,45$, при 900° $(-) 946,35$ [6].

Микр. Минерал из Китая [5] в пл. в прох. свете бесцветный или зеленоватый. Плеохроизм слабый. Одноосный $(-)$, иногда аномально двуосный с $2V$ до 15° , $n_o = 1,736$; $n_e = 1,727$ (Na); $n_o - n_e = 0,009$; по Андерсону и др., у двух изученных ограненных камней $n_o = 1,7230$ и $1,7208$; $n_e = 1,7182$ и $1,7167$; $n_o - n_e = 0,00475$ и $0,00412$.

Хим. Теор. состав: BeO — 9,29; MgO — 14,97; Al₂O₃ — 75,74. Данные анализа — (навеска 12 мг, анал. Хей): BeO — 11,0; MgO — 13,4; Al₂O₃ — 70,0; Fe₂O₃ — 5,9; сумма 100,3.



Фиг. 26. Структура таафеита
(по Пан Чжи-чжуну и Ван Куй-жаню)



Фиг. 27. Эпитаксическое срастание кристаллов нигерита и таафеита

(по Пан Чжи-чжуну и Ван Куй-жаню)

Наход. Очень редкий минерал контактово-метасоматических образований. Встречен в Китае с хризобериллом, шпинелью в скарнированных известняках в альбандах лепидолитовых жил месторождения Сянхуан-линь. Наблюдался и в самих лепидолитовых жилах в ассоциации с флюоритом, берtrandитом, сянуалинитом и др. [3, 5]. Отмечен также в Китае вместе с флюоритом, кальцитом, флогопитом и нигеритом [3]. Происхождение изученных Андерсоном и др. [4] ограненных образцов не выяснено — предположительно они были огранены на Цейлоне.

Искусств. В системе MgO — BeO — Al₂O₃ устойчив при 1750—1880° [7].

Практ. знач. Является полудрагоценным камнем.

Отлич. От сходной шпинели отличается наличием двупреломления.

Межплоскостные расстояния таафента
CuK α -излучение

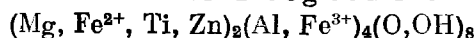
hkl	I	d(Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
004	60	4,57	114	100	2,43	216	50	1,596
102	50	4,35	202	20	2,38	209	20	1,576
103	10	3,85	203; 107	20ш	2,31	304	40	1,554
104	60	3,36	204	50	2,18	217	40	1,522
105	50	2,95	205	80	2,05	2.0.10	70	1,476
110	60	2,86	206	60	1,925	—	10	1,455
112	10	2,70	208	10	1,720	220	80	1,428
106	70	2,61	215	20	1,684	2.0.11	60	1,387

ASTM, 8—11.

Л и т е р а т у р а

1. Anderson B. W., Payne C. J., Claringbull G. F., Hey M. H. Min. Mag., 1951, 29, No 215, 765.
2. Anderson B. W. Gemmologist, 1952, 21, 23.
3. Пэн Чжи-чжун, Ван Куй-жапъ. Scientia Sinica, 1963, 12, No 2, 276.
4. Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. ун-та, 1964, № 18, вып. 2, 123.
5. Пэн Чжи-чжун, У Чэп-юй, Ван Куй-жапъ. Дичжи Луньшип, 1964, 22, № 6, 476 (текст на китайском языке).
6. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хим. средство) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 37.
7. Keller R. F., Yavorsky P. L., Steierman B. L., Greather A. S. U. S. Bur. Standards, Res. rap., 1946, 36, 277 (по реферату Min. Mag., 1951, 29, No 215, Abstr., 11, No 7, 369).

Хёгбомит Hoegbomite



Назван по имени шведского профессора А. Г. Хёгбома (Гавелин, 1916) [1].

Синон. Гёббомит, таосит (таозит) — taosite (Лашпарап, 1935), ильмено-корунд — ильмено-corundum, Пшенокогунд (Лашпарап, 1937).

Разнов. Цинк-хёгбомит.

Характ. выдел. Неправильные зерна, скопления и отдельные мелкие кристаллы.

Структ. и морф. крист. Обнаружено несколько политипных модификаций хёгбомита, среди них пять гексагональных (4Н, 5Н, 6Н, 14Н? и 15Н) и две — тригональные (15R и 18R). Кроме того, отмечалась политипная модификация D с неупорядоченной структурой [2].

Сингония	Модификация	a_0 , Å	c_0 , Å	$a_0 : c_0$	Простр. гр.	Находч.
Гексагональная	4Н	5,72	18,35	1 : 3,208	$R\bar{6}2mc$, $R\bar{6}2c$ или $R\bar{6}_3/mmc$	Швеция [2]
	»	5,718	23,02	1 : 4,026	$R\bar{6}2m$ или $R\bar{6}m2$	Танганьика [2]
	»	5,72	27,5	1 : 4,808	$R\bar{6}2mc$, $R\bar{6}2c$ или $R\bar{6}_3/mmc$	Ирландия [2]
Тригональная	15R	5,72	68,8	1 : 12,028	$R\bar{3}m$	Катценбуккель [3]
	»	5,738	83,36	1 : 14,528	$R\bar{3}2$, $R\bar{3}m$ или $R\bar{3}m$	Трансвааль [2]

Мишель-Леви и Сандреа [4] рассматривали хёгбомит как тетрагональный минерал с $a_0 = 8,34$; $c_0 = 7,96$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 0,9544$ (изучен ими микроскопически).

Размеры c_0 кратны 4,6 Å. Помимо монокристалльных выделений одного политипа наблюдаются сростания нескольких политипов. Политипы 14Н

и 15Н обнаружены лишь в сростаниях. Для отдельных месторождений характерны определенные поли типы или их сростания.

Согласно предварительным данным, структура хёббомита слоистая параллельно (0001), состоящая из последовательно чередующихся кислородных слоев с приблизительно гексагональной плотнейшей упаковкой и катионами в четверной и шестерной координациях в промежутках [2]. Различие между поли типными разностями хёббомита сводится к неодинаковому числу слоев на период повторяемости.

Очевидна близость структур хёббомита, нигерита и таафеита, а также структурное сходство с корундом [2, 5] и шпинелью [2, 6].

Класс симметрии не установлен. $a : c = 1 : 3,277$ (Яковлевская) [7]. Главные формы [1, 7]:

	Φ	ρ		Φ	ρ
c	0001	—	$0^\circ 00'$	r	10 $\bar{1}1$ 60°00' 75°12'
a	10 $\bar{1}0$ *	60°00'	90 00	s	02 $\bar{2}1$ 0 00 82 28

* Установлена при помощи прикладного гониометра на крупных кристаллах с Урала.

Согласно измерениям Аминова [1], угол между базопинакоидом и ромбоэдром, принятым за (20 $\bar{2}1$), составляет в среднем $74^\circ 26'$, что приводит к отношению $a : c = 1 : 1,56$. По измерениям Флинка [1] на кристаллах из Лонгбана (Швеция), грань (20 $\bar{2}1$) имеет $\rho = 75^\circ 14 \frac{1}{2}'$ и $a : c = 1 : 1,6437$. Грань (20 $\bar{2}1$) Аминова и Флинка в принятой здесь установке соответствует грани (10 $\bar{1}1$).

Кристаллы таблитчатые по (0001), также удлиненные $\parallel c$ (фиг. 28)

Грани ($h\bar{0}hl$) несут грубую горизонтальную штриховку.

Под микроскопом наблюдаются тригональные и гексагональные таблички. Двойники по базопинакоиду, возможно, по ромбоэдру [1]. У хёббомита из Тумбеолы (Танганьика), наблюдались четверники: оси c индивидов наклонены под углом $70,5^\circ$ (угол [111]; [1 $\bar{1}1$] в шпинелях составляет $70^\circ 32'$). Индивиды четверника могут представлять сростки различных поли типов [2].

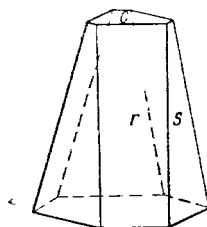
Физ. св. Сп. совершенная по (0001), неясная по (10 $\bar{1}1$)? Согласно данным Макки [2], хёббомит имеет кроме того хорошую спайность по (10 $\bar{1}0$). Изл. неровный до раковистого. Хрупок. Тв. $6 \frac{1}{2}$. Уд. в. $3,70 - 3,93$. Цв. черный, коричневый, красновато-коричневый. Черта серая. Бл. алмазный, стеклянный, до перламутрового на плоскостях спайности. Прозрачен в тонких осколках.

Слабо магнитен.

Микр. [1]. В пл. в прох. свете коричневый. Плеохроирует от желтого до светлого желтовато-коричневого по Ne и от темно-желтого до темно-коричневого по No (напоминает биотит, но плеохроизм несколько слабее), $No > Ne$. Одноосный (-), $n_o = 1,820 - 1,853$; $n_e = 1,800 - 1,823$; $n_o - n_e = 0,020 - 0,050$. Иногда аномально двусосный с $2V \leq 15^\circ$ [2].

В полир. пл. в отраж. свете серый. Отраж. способность около 8,7% (Рамдор). Двухотражение слабое, анизотропия отчетливая. Внутренние рефлексы светло-коричневые до коричневатого-желтых, особенно заметны в иммерсии.

Микровключения хёббомита в шпинели располагаются по (111) (No хёббомита \perp (111) шпинели) [8].



Фиг. 28. Кристалл хёббомита, Урал (по Яковлевской)

Хим. Формула минерала окончательно не установлена. По составу близок к шпинели [2, 4, 9]. Колебания состава могут быть выражены формулой $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Zn})_{1,0-1,6} \text{Ti}_{0,2-0,4} (\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_{3,7-4,3} \text{O}_{7,6-8,0} (\text{OH})_{0-0,4}$ [2]. Изоморфные замещения широко проявляются среди как двухвалентных, так и трехвалентных элементов. Предполагается возможность вхождения в минерал небольших количеств кремния. На треугольной диаграмме состава $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ хёгбомит занимает ограниченную область вблизи точек, отвечающих шпинели [2].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
MgO	17,2	15,44	14,20	13,07	12,16	13,29	9,18	9,07
ZnO	—	—	—	1,12	—	—	—	11,12
FeO	7,8	—	—	10,30	11,65	10,78	17,96	8,41
MnO	—	0,14	не опр.	0,06	0,16	0,10	0,10	0,80
Al ₂ O ₃	65,2	61,19	65,20	61,46	62,68	60,41	56,48	56,67
Fe ₂ O ₃	—	17,41	11,58	8,28	8,32	5,59	8,79	9,32
Cr ₂ O ₃	—	0,29	не опр.	1,04	не обн.	—	—	не обн.
SiO ₂	0,9	—	—	—	—	0,88	0,82	—
TiO ₂	9,1	5,53	11,22	5,08	5,20	8,75	6,75	5,12
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	1,29	1,10	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	0,06	0,04	—
Сумма	100,2	100,00	(102,20) [?]	100,41	100,17	101,15	(101,22) [?]	100,51
Уд. в.								
<i>n</i> _o	3,699	3,81	—	3,821	3,817	3,80	3,93	—
<i>n</i> _e	1,805	1,853	1,85	1,850	1,850	1,820	1,848	1,837
<i>n</i> _e	1,783	1,803	1,82	1,812	1,812	1,800	1,823	1,809
<i>n</i> _o - <i>n</i> _e	0,022	0,050	0,032	0,038	0,038	0,020	0,025	0,028

1 — Маутва-Хил, анализ выполнен при помощи рентгеновского микроанализатора, анал. Лонг [2]; 2 — Роутеваре, анал. Маузелпус (анализ пересчитан после исключения 15,3% шпинели и 7,1% ильменита [1]); 3 — из мрамора, Мадендаг, Смирна, Турция, анал. Якоб [10], сумма анализа вызывает сомнение; 4 — из амфиболита, Урал, анал. Молева [11]; 5 — из хлоритовой породы, Урал, анал. Молева [11]; 6—7 — Летаба, анал. Либенберг [12]; 8 — щинк-хёгбомит, из хлоритовой породы, Урал, анал. Молева [11].

Диагн. исп. В кислотах не растворяется. Сплавляется с KHSO_4 .

В полир. шл. травится HCl , H_2SO_4 и HF после длительного воздействия.

Повед. при нагр. Политипная разность хёгбомита 5Н при нагревании в отсутствие воды и давлении 1 атм разлагается около 900°. Разложение начинается с перехода в политипную разность 3Н и появления продуктов распада твердого раствора, возможно, Al-псевдобрукита. В гидротермальных условиях при давлении паров воды в 2000 бар хёгбомит частично разлагается с образованием шпинели, Al-псевдобрукита и рутила [2].

Нахожд. Довольно редок. Встречается как аксессуарный минерал основных и щелочных пород, в метаморфических породах замещает шпинель [2, 13]. Стабильность хёгбомита, возможно, контролируется содержанием титана [2]. Впервые был отмечен в Роутеваре (Швеция) в магнетитовой руде вместе с ильменитом, плеонастом, корундом, гибситом [1].

Обнаружен в качестве второстепенного минерала среди метаморфических пород Урала (амфиболитов и хлоритовых сланцев); сопровождается шпинелью и корундом, по-видимому, является вторичным минералом по шпинели [11]. Встречен среди марганцовых руд в древней метаморфической толще хр. Прелужного (Чивчинские горы, СССР) вместе с бементитом, манганокальцитом и эпидотом [14].

Аксессуарный хёгбомит установлен в перидотит-пироксенитах Фрейна (Чехословакия) в ассоциации с авгитом, оливином и шпинелью

[4]. Найден вместе с фройденбергитом в щелочных сиенитах Катценбуккеля (ФРГ) [3]. В грубозернистых корундовых породах Дени Фарма в районе Летаба (Вост. Трансвааль, Южно-Африканская Республика) хёгбомит ассоциируется с корундом, хлоритом и шпинелью [12].

Содержится в энстатито-тремолиито-хлорито-доломитовом скарне Маутиа-Хилл (Танганьика) и в корундо-магнетито-ильменито-хлоритовой породе, слагающей ксенолит среди основной интрузии Капел (около Тумбеола, Ирландия) [2].

Известен в наждачных породах около Уиттлеса (шт. Виргиния, США) со шпинелью и магнетитом, содержащим включения пльменита; в непосредственной ассоциации с корундом не встречен [9]. Также отмечался в месторождениях наждака Самос [10] и на о-ве Наксос (Греция), в Смирне (Турция) [10, 15], в корундовых месторождениях и роговиках Кортленда, Уэстчестера (шт. Нью-Йорк, США). В Маконе (шт. Сев. Каролина, США) [13] установлено последовательное замещение: шпинель → хёгбомит (светлый) → хёгбомит (темный). Наблюдался в спилитовой лаве в Камеруне [16]. Указывается в нижнетортоновском песчанике на юго-западной окраине Русской платформы [17]. (Минерал из Горной Шория, описанный как хёгбомит [18], является ибонитом [7]).

Разнов. Ц и н к - х ё г б о м и т — zinc-hoegbomite (Молева, Мясников, 1952) [11]. Отличается повышенным содержанием цинка (до 11,12% ZnO, анализ № 8). По физ. свойствам аналогичен хёгбомиту. Обнаружен на Урале в зеленой хлоритовой породе с собственно хёгбомитом, ганитом, маложелезистым эпидотом, магнетитом и апатитом; образовался путем замещения шпинели [11].

Межплоскостные расстояния хёгбомита [2]

5H Маутиа-Хилл Cu-излучение			18R Дени Фарм Fe-излучение								
hkl	I	d (Å)	hkl	I	d (Å)	hkl	I	d (Å)	hkl	I	d (Å)
0005	5	4,60	20 $\bar{2}$ 6	7	2,079	0.0.0.18	3	4,63	0.2. $\bar{2}$.25	4	1,990
10 $\bar{1}$ 2	4	4,54	20 $\bar{2}$ 7	7	1,978	1.0. $\bar{1}$.22	4	3,01	2.0. $\bar{2}$.26	3	1,963
10 $\bar{1}$ 3	4	4,16	20 $\bar{2}$ 8	2	1,876	1.1. $\bar{1}$.23	5	2,93	1.2. $\bar{3}$.23	4	1,665
10 $\bar{1}$ 5	4	3,37	21 $\bar{3}$ 5	1	1,733	1.1. $\bar{2}$.0	8	2,87	1.2. $\bar{3}$.26	3	1,618
10 $\bar{1}$ 6	3	3,03	21 $\bar{3}$ 6	2	1,682	0.1. $\bar{1}$.26	7	2,69	2.1. $\bar{3}$.28	2	1,589
11 $\bar{2}$ 0	5	2,86	1.0. $\bar{1}$.13	2	1,665	1.0. $\bar{1}$.28	6	2,55	2.0. $\bar{2}$.41;	4	1,572
10 $\bar{1}$ 7	5	2,74	3030	2	1,648	1.1. $\bar{1}$.21	3	2,49	1.2. $\bar{3}$.21		
10 $\bar{1}$ 8	7	2,49	21 $\bar{3}$ 7	3	1,623	1.1. $\bar{2}$.18	10	2,44	3.0. $\bar{3}$.18	4	1,558
20 $\bar{2}$ 0	3	2,48	2.0. $\bar{2}$.11	2	1,596	2.0. $\bar{2}$.8	5	2,42	2.1. $\bar{3}$.31	3	1,538
11 $\bar{2}$ 5	10	2,43	21 $\bar{3}$ 8	3	1,564	1.0. $\bar{1}$.31	3	2,36	2.0. $\bar{2}$.44	3	1,505
20 $\bar{2}$ 2	5	2,42	30 $\bar{3}$ 5	4	1,550	2.0. $\bar{2}$.14	2	2,30	0.2. $\bar{2}$.46	4	1,462
20 $\bar{2}$ 3	1	2,36	0.0.0.15	1	1,533	2.0. $\bar{2}$.20	1	2,14	2.0. $\bar{2}$.47	4	1,443
20 $\bar{2}$ 4	3	2,27	2.0. $\bar{2}$.12	3	1,511	0.2. $\bar{2}$.22	5	2,081	22 $\bar{4}$ 0	7	1,434
20 $\bar{2}$ 5	2	2,18	2.0. $\bar{2}$.13	6	1,436	2.0. $\bar{2}$.23	4	2,048	0.2. $\bar{2}$.49	2	1,403
			22 $\bar{4}$ 0	8	1,426						

Интенсивности приведены к 10-балльной шкале.

Л и т е р а т у р а

1. Gavelin A. Bull. Geol. inst. Upsala, 1916, 15, No 17, 289.
2. McKie D. Min. Mag., 1963, 33, No 262, 563.
3. McKie D. Zs. Krist., 1963, 119, 157.
4. Michel-Lévi M. Ch., Sandréa A. Bull. Soc. fr. min., 1953, 76, N^o 10—12, 430.
5. Seeliger E., Strunz H. Chem. d. Erde, 1962, 22, 681.
6. Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. ун-та, 1964, № 18, 371.

7. Яковлевская Т. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 4, 458.
8. Larrarent J. C. R., Paris, 1935, 201, N° 1, 154.
9. Watson T. L. Am. Min., 1925, 10, No 1, 1.
10. Opaу T. S. Schweiz. min., petr. Mitt., 1949, 29, H. 2, 237.
11. Молева В. А., Мясников В. С. ДАН СССР, 1952, 83, № 5, 733.
12. Nel H. J. Geol. Surv. South. Africa, Mem., 1949, No 43, 1.
13. Friedman G. M. Am. Min., 1952, 37, No 7—8, 600.
14. Сяница С. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 11, 170.
15. Larrarent J. C. R., Paris, 1946, 223, N° 5, 227.
16. Sandréa A. C. R., Paris, 1950, 230, N° 26, 2306.
17. Бобровник Д. П. Вопросы минералогии осадочных образований. Львов, 1955, кн. 2, 215.
18. Кузьмин А. М. Научно-техн. конфер., посвящ. 25-летию Октябрьской революции. Тезисы докладов. Томск, 1942; Геология и геофизика, 1960, № 4, 63.

Нигерит *Nigerite* ($\text{Sn}_x \text{Zn}, \text{Fe}^{2+}$) $_{2-x}$ (Al, Fe^{3+}) $_4$ (O, OH) $_8$?

Назван по стране, где впервые был найден (Джекобсон, Уэб, 1947) [1]

Характ. выдел. Мелкие таблитчатые кристаллы (в Нигерии до 1 см в поперечнике, в Португалии 80—200 μ).

Структ. и морф. крист. Триг. с. $D_{3d}^3 - P\bar{3}m1$ [2, 3].

a_0	c_0	$a_0 : c_0$	Местонахождение	№ хим. анализа	Автор
5,72	13,86	1 : 2,423	Нигерия	1	Бэнистер и др. [2]
5,69	13,79	1 : 2,424	Сибирь	2	Кашаев [3]
5,67	13,88	1 : 2,448	Португалия	4	Ван Тассел [4]
5,72	13,9	1 : 2,430	Китай	—	Пэн Чжи-чжун и др. [5]

Структура близка к структуре шпинели [5] и хёгбомита.

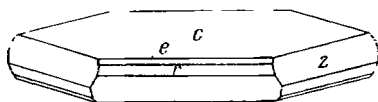
Дитриг.-скеленоэдр. кл. $D_{3d}^3 - \bar{3}m (Li_3^3 L_2^3 P)$; $a : c = 1 : 2,4112$ [6].

Наблюдавшиеся формы [2, 4, 5, 6]:

	$\bar{\phi}$	ρ	ϕ	ρ
c	0001	—	0°00'	e 10 $\bar{1}3$ 60°00' 42°54'
m	10 $\bar{1}0$	60°00'	90 00	z 01 $\bar{1}1$ 0 00 70 16
r	10 $\bar{1}1$	60 00	70 16	

Недостоверна (3.0.3.16) [2].

Кристаллы несовершенные—гексагональные таблочки, уплощенные по c (0001) (фиг. 29).



Фиг. 29. Кристалл нигерита, Сибирь (по Тарновскому)

Наблюдались параллельные сростки кристаллов по (0001) [6], сростания с мусковитом и с ганитом: (10 $\bar{1}1$) нигерита || (111) ганита [2], ориентированные нарастания кристаллов нигерита на призматические кристаллы ставролита: оси c минералов взаимноперпендикулярны [6], ориентированные обрастания нигеритом кристалла таафеита: оси c их параллельны [4] (фиг. 27).

Физ. св. У нигерита из пегматитов Сибири сп. по (0001) совершенная [7], у минерала из Нигерии лишь в шлифах наблюдались несовершенная сп. по (0001) и поперечная к ней отдельность [2]. Очень хрупок. Тв. у нигерита из Нигерии 8—9, у сибирского около 8. Микротвердость 1206 кг/мм² [7]. Уд. в. 4,3 — 4,5. Цвет бурый разных оттенков: темно-бурый, желтовато-бурый, светлый, бледно-желтоватый, желтовато-оранжевый, красновато-бурый. Иногда различаются зоны с различной окраской, отмечено секториальное строение [6]. Бл. стеклянный до жирного.

Слабо магнитен (притягивается электромагнитом). В катодных и ультрафиолетовых лучах не флуоресцирует [7].

Микр. В шл. в прох. свете желтоватый; темноокрашенный слабо плеохроирует: по *Ne* бледно-желтый, по *No* желтовато-бурый; $No > Ne$ [6]. Одноосный (+), из Португалии (-) [4]; у минерала из Нигерии n_e около 1,81; $n_o = 1,80$ [2]; у сибирского: $n_e = 1,790 - 1,795$; $n_o = 1,785 - 1,790$; $n_e - n_o = 0,005$ [7].

Отраж. способность 8,5% [7].

Хим. Состав непостоянен. Формула типа AB_2O_4 . Среди элементов группы А резко преобладают Zn, Sn, а также Fe^{2+} , значительно меньше содержание Mn и Ca. Соотношение Zn : Sn : Fe варьирует. В группе В существенно преобладает Al, второстепенное значение имеют Fe^{3+} , а также Mg и Ti. Часть O замещена на OH. Типичными элементами-примесями являются: Nb, Ta, Li, Ga, Cd [7].

Анализы:

	1	2	3	4
MgO	1,28	0,50	0,60	0,1
CaO	<0,01	1,05	0,26	Не обн.
MnO	0,09	0,11	0,12	0,1
ZnO	4,51	8,77	5,50	5,3
PbO	0,94	—	—	<0,1
FeO	2,65	4,13	8,50	—
Al ₂ O ₃	50,91	57,68	61,58	55,0
Fe ₂ O ₃	11,90	1,84	0,45	10,9*
Ga ₂ O ₃	—	—	—	0,3
SiO ₂	0,48	4,19	0,94	0,9
TiO ₂	0,17	0,51	0,60	3,3
SnO ₂	25,33	19,10	19,84	23,2
H ₂ O	1,57	1,37	1,58	1,2
Сумма	99,83	99,25	99,97	100,3
Уд. в.	4,51	4,32	4,50	4,25

* В том числе FeO.

1 — Нигерия, анал. Хей [2]; 2 и 3 — Сибирь;
2 — анал. Полупанова [7], 3 — анал. Лебедева [6];
4 — Липса [4].

Диагн. исп. В кислотах нерастворим. С бурой и фосфорной солью легко сплавляется, с содой — с трудом.

Повед. при нагр. Вода выделяется при температурах порядка 1050° [2, 7]; на кривых нагревания какие-либо эффекты не отмечены [7].

Наход. Редкий минерал контактовых зон оловоносных гранитных пегматитов (натриево-литиевого типа) с гранитами. Впервые был найден в составе кварцево-силлиманитовых пород, образующих зоны в приконтактных частях оловоносных пегматитов в провинции Кабба в Центр. Нигерии

в ассоциации с ганитом, гранатом, касситеритом, колумбит-танталитом, хризобериллом, апатитом [1, 2]. В аналогичных условиях (десиликация или ассимиляция пегматитовым расплавом пород, богатых Al_2O_3) [7], образовался в Сибири, где широко распространен в приконтактных участках пегматитов сподуменового типа и вокруг ксенолитов вмещающих осадочно-метаморфических пород в силлиманито-андалузито-кварцевых жилах; тесно ассоциируется с мусковитом, силлиманитом, андалузитом, ставролитом, также с апатитом, турмалином, хризобериллом, ганитом, фосфатами алюминия [6—8]. Установлен в пегматитах Ликса (пров. Дору Литорал, Португалия) в виде включений в слюде, нередко в ассоциации с литофиллитом, апатитом и вивианитом [4].

Межплоскостные расстояния нигерита из Сибири [6]

Fe-излучение, $D = 143$ мм

hkl	I	d (кХ)	hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
10 $\bar{1}$ 1	8	4,64	20 $\bar{2}$ 3	3	2,17	30 $\bar{3}$ 3	5	1,549	31 $\bar{4}$ 5	1	1,225
10 $\bar{1}$ 2	6	4,01	20 $\bar{2}$ 4	2	2,00	20 $\bar{2}$ 7	6	1,539	10 $\bar{1}$ 1	1	1,214
10 $\bar{1}$ 3	1	3,37	11 $\bar{2}$ 5	1	1,980	22 $\bar{4}$ 0	7	1,421	41 $\bar{5}$ 0	3	1,078
11 $\bar{2}$ 0	7	2,85	21 $\bar{3}$ 1	1	1,847	20 $\bar{2}$ 8	5	1,412	41 $\bar{5}$ 3	4	1,049
10 $\bar{1}$ 4	9	2,82	10 $\bar{1}$ 7	1	1,830	30 $\bar{3}$ 5		1,411	32 $\bar{5}$ 5	4	1,046
20 $\bar{2}$ 1	10	2,42	30 $\bar{3}$ 0	7	1,640	31 $\bar{4}$ 4	2	1,272	41 $\bar{5}$ 5	5	1,003

Л и т е р а т у р а

1. Jacobson R., Webb J. S. Min. Mag., 1947, 28, No 197, 118.
2. Bannister F. A., Hey M. H., Stadler H. P. Min. Mag., 1947, 28, No 198, 129.
3. Кашаев А. А. Матер. по геол. и пол. ископ. Вост. Сибири, 1959, вып. 5, 260.
4. Van Tassel R. Min. Mag., 1965, 34, No 268, 482.
5. Цэн Чжун-чжун, У Чэн-юй, Ван Куй-жэнь. Дичжи луньши, 1934, 22, № 6, 476 (текст китайский).
6. Данные Г. Н. Тарновского.
7. Гинзбург А. И., Назарова А. С., Сухомазова Л. Л. Геология месторождений редких элементов, 1961, вып. 9, 61.
8. Сухомазова Л. Л., Лисий И. Н., Таскаева А. Н., Озерникова Б. И. Матер. по геол. и пол. ископ. Вост. Сибири, 1958, вып. 3, 187.

СТРУКТУРА ТИПА ХРИЗОБЕРИЛЛА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Хризоберилл Al_2BeO_4	Ромб.	4,43	9,41	5,48	3,7

Хризоберилл Chrysoberyl Al_2BeO_4

Название от греч. χρυσος (хрисос) — золото — по цвету и бериллий — по содержанию Be. Описан у Плиния как разновидность берилла. Позднее название стало применяться для самостоятельного минерального вида (Ленц, 1781; Вернер, 1789; Карстен, 1800; Хаусман, 1813).

Синон. Хризопал — chrysozal (Деламетри, 1795); призматический корунд (Моос, Хайдингер, 1824—39), алюмоберилл — alumberyl (Болдырев, 1935), заберзат — древнее русское название (Ферсман, 1954).

Разнов. Александрит, цимофан.

Характ. выдел. Кристаллы, иногда крупные, зерна.

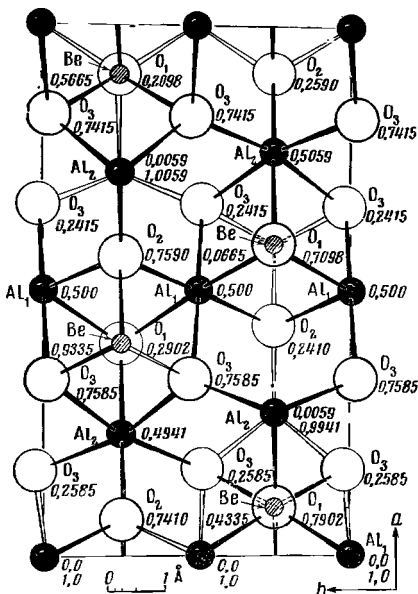
Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{16} - Pnma$; $a_0 = 4,429$; $b_0 = 9,409$; $c_0 = 5,481$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,4707 : 1 : 0,5825$; $Z = 4$ (Брэгг и Броун, 1926) [1]; $a_0 = 9,404$; $b_0 = 5,476$; $c_0 = 4,427$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,717 : 1 : 0,808$ (Суенсон и др., 1960) [2].

Приведенные рентгеновские установки Суенсона и др., Брэгга и Брауна различаются перестановкой осей.

Основной мотив структуры (фиг. 30), создаваемый атомами O, представляет собой близкую к гексагональной плотнейшую упаковку. Половина несколько искаженных октаэдрических пустот занята атомами Al, одна восьмая также несколько искаженных тетраэдрических пустот — атомами Be. Имеются два сорта кристаллографически не эквивалентных атомов Al: половина их находится в центрах инверсии (Al_I), остальные — в плоскостях симметрии (Al_{II}). Структура близка к структуре шпинели. Расположение атомов в элементарной ячейке аналогично расположению их в оливине [1, 2]. Средние межатомные расстояния $Al - O = 1,914 \text{ \AA}$; $Be - O = 1,632 \text{ \AA}$; $O - O = 2,51 - 2,55$ (для общих ребер многогранников) и $O - O = 2,74 \text{ \AA}$.

Ромбодипирамид. кл. $D_{2h} - m\bar{3}m$ ($3L_2 3PC$); $a : b : c = 0,4707 : 1 : 0,5823$ (Мельцер, установка Аюн) [3].

Наиболее обычные формы [4, 5, 6, 7]:



Фиг. 30. Структура хризоберилла в проекции на (001); высоты, характеризующие положение атомов, выражены в долях параметров ячейки (по Перелу и др.)

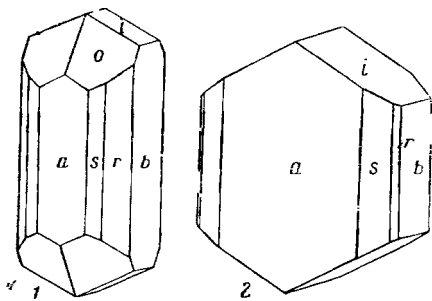
	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
c	001	—	$00^\circ 0'$	$90^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$0^\circ 00'$
b	010	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$0^\circ 00'$
a	100	$90^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	—	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$
r	130	$35^\circ 19'$	$90^\circ 00'$	$0^\circ 00'$	$54^\circ 41'$	$90^\circ 00'$
s	120	$46^\circ 44'$	$90^\circ 00'$	$0^\circ 00'$	$43^\circ 16'$	$90^\circ 00'$
u	230	$48^\circ 52'$	$90^\circ 00'$	$0^\circ 00'$	$41^\circ 08'$	$90^\circ 00'$
t	110	$64^\circ 48'$	$90^\circ 00'$	$0^\circ 00'$	$25^\circ 12'$	$90^\circ 00'$
i	011	$0^\circ 00'$	$30^\circ 13'$	$59^\circ 47'$	$90^\circ 00'$	$0^\circ 00'$
k	021	$0^\circ 00'$	$49^\circ 21'$	$40^\circ 39'$	$90^\circ 00'$	$0^\circ 00'$
x	101	$90^\circ 00'$	$51^\circ 03'$	$90^\circ 00'$	$38^\circ 57'$	$51^\circ 03'$
w	122	$46^\circ 44'$	$40^\circ 21'$	$59^\circ 47'$	$61^\circ 52'$	$31^\circ 45'$
n	121	$46^\circ 44'$	$59^\circ 31'$	$40^\circ 39'$	$51^\circ 08'$	$51^\circ 03'$
o	111	$64^\circ 48'$	$53^\circ 50'$	$59^\circ 47'$	$43^\circ 05'$	$51^\circ 04'$
v	211	$73^\circ 46'$	$59^\circ 17'$	$64^\circ 48'$	$34^\circ 23'$	$58^\circ 15'$
mm	(110) : ($\bar{1}\bar{1}0$) = $50^\circ 24'$	ii	(011) : ($0\bar{1}1$) = $60^\circ 26'$	oi	(111) : (011) = $46^\circ 52'$	
oa	(111) : (100) = $43^\circ 05'$	oo	(111) : ($\bar{1}\bar{1}1$) = $40^\circ 07'$	ni	(121) : (011) = $42^\circ 38'$	
na	(121) : (100) = $51^\circ 08'$	nn	(121) : ($\bar{1}21$) = $77^\circ 44'$	si	(120) : (011) = $71^\circ 57'$	

второстепенные и недостоверные формы:

γ 1.10.0	R 250	N 430	B 610	v 151	T 352	F 221
σ 170	g 370	λ 530	A 710	Q 142	p 232	U 656
d 160	S 490	e 210	ρ 031	τ 277	o 342	V 323
h 150	ε 570	L 520	z 203	l 133	ω 70.10.8	h 313
H 230	χ 450	E 310	y 102	π 131	P 453	α 311
q 140	μ 670	D 410	φ 1.18.9	W 5.10.4	η 113	δ 515
t 270	M 540	C 510	161	ψ 11.20.20	G 332	β 511
						f 10.1.10

Установка Аюя была принята Кокшаровым, Дана (1892), Гольдшмидтом, Хинце, Ниггли, а также Брэггом и Броуном. В справочнике Дана, 1944 принята установка Деклуазо, отличающаяся от установки Аюя взаимным перемещением осей a и c , соответственно формула перехода от установки Деклуазо к установке Аюя 001/010 /100.

Кристаллы толстотаблитчатые по (100), иногда коротко- или длинно-призматические по оси c (фиг. 31) и реже по оси a .

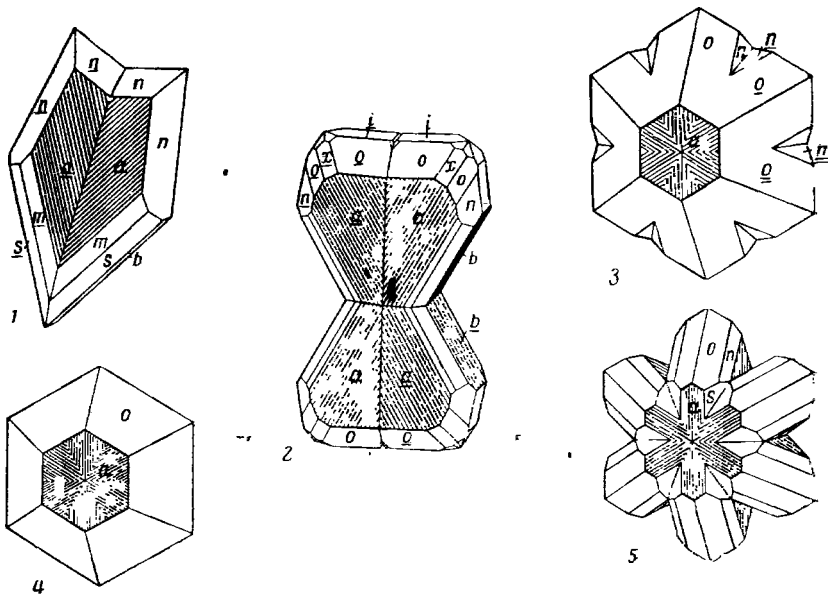


Фиг. 31. Кристаллы хризоберилла
1 — Бразилия (по Мельцеру); 2 — Санарка, Урал (по Кокшарову)

Двойники срastания и прорастания по (031) (фиг. 32). Сдвойникованные кристаллы уплощены в большей или меньшей степени по a (100). Собственно двойники редки, чаще встречаются тройники, образующие псевдогексагональные кристаллы с входящими углами или без них, и шестилучевые колесообразные сростки (фиг. 32, 3—5).

Кокшаровым [6] отмечались двойники по i (011), Еремеевым [7] по o (111), что опровергалось другими исследователями [4]. Согласно структурным исследованиям Глищинского [8], в хризобериллах в качестве двойниковой плоскости может быть только (031).

Характерна вертикальная штриховка на a (100), реже на b (010). Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. совершенная по (011), несовершенная по (010) и слабая по (100), иногда [9] сп. по (010)



Фиг. 32. Двойники хризоберилла

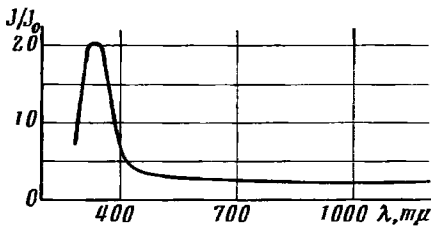
1 — р. Токовая, Урал (по Кокшарову); 2 — Цейлон (по Лифа); 3 — 5 — тройники, р. Токовая, Урал (по Кокшарову)

совершенная, по (011) не наблюдается. Изл. раковистый или неровный. Хрупок. Тв. $8\frac{1}{2}$. Уд. в. 3,5 — 3,96 (вычисл. 3,69). Цв. обычно желтый, винно-желтый или зеленовато-желтый, также спаржево-зеленый, травяно-зеленый, голубовато-зеленый, иногда бесцветный; александрит — изумрудно-зеленый, цимофан — золотисто-желтый (см. раз-

нов.). Бл. стеклянный, иногда алмазный, в изломе жирный. Прозрачен или просвечивает.

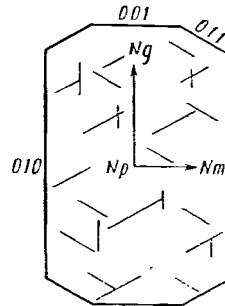
В катодных лучах хризоберилл светится светло-вишневым цветом, александрит — ярко-красным цветом, в ультрафиолетовых лучах — александрит светлого-вишневого [10].

Дает один максимум поглощения в ультрафиолетовой области спектра, который вызван присутствием Fe^{3+} (фиг. 33) [11]. Инфракрасный спектр поглощения в области $2000-500 \text{ см}^{-1}$ характеризуется интенсивной полосой поглощения 1102 см^{-1} , слабыми полосами в интервале $1162-963 \text{ см}^{-1}$.



Фиг. 33. Кривая поглощения хризоберилла в ультрафиолетовой и видимой областях спектра

(по Грум-Гржимайло). J и J_0 — интенсивности света, прошедшего через кристалл и падающего на кристалл



Фиг. 34. Оптическая ориентировка хризоберилла

а также полосами $795, 779, 753 \text{ см}^{-1}$ и менее интенсивными в области $666-500 \text{ см}^{-1}$, отражающими колебания тетраэдра BeO_4 ; колебаниями октаэдрической группы AlO_6 вызвана полоса 535 см^{-1} [12]. Методом электронного парамагнитного резонанса в кристалле из Санарки (Челябинская обл.) изучалось Fe^{3+} [13].

Теплота образования $\Delta H_{298} = (-) 546,0 \text{ ккал/моль}$; энтропия $\Delta S_{298} = 101,6 \text{ кал/град-моль}$; изобарные потенциалы образования ΔZ при 300°K $(-)515,52 \text{ ккал/моль}$, при 500° $(-)495,2$, при 900° $(-) 454,56$ [13a].

Микр. В пл. в прох. свете бесцветный, иногда со слабым желтоватым или зеленоватым оттенками. Плеохроичен: по Ng изумрудно-зеленый до светло-бутылочно-зеленого, по Nm светло-желтый, зеленовато-желтый до бесцветного, по Np светло-желтый, светлый зеленовато-желтый, фиолетово-красный (александрит). Двуосный (+). Пл. опт. осей (010) (фиг. 34). $Ng = c$ (при нагревании оптическая ориентировка изменяется). $n_g = 1,753-1,758$; $n_m = 1,747-1,749$; $n_p = 1,744-1,747$ [14, 15]. Дисперсия показателей преломления двух образцов из Цейлона [3]:

	Li	Na	Tl	Li	Na	Tl
n_g	1,7487	1,7530	1,7566	1,7508	1,7550	1,7566
n_m	1,7431	1,7470	1,7503	1,7449	1,7492	1,7530
n_p	1,7406	1,7443	1,7474	1,7419	1,7462	1,7501

$2V$ и показатели преломления сильно колеблются, даже в одном кристалле (видимо, в зависимости от содержания Fe). В пирамидах нарастания и отдельных зонах, $2V$ колеблется от 10 до 71° ; $r > v$ или $r < v$ [16].

Хим. Теор. состав: $\text{BeO} - 19,71$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 80,29$. В александритах содержится небольшое количество Cr, замещающего Al. Al также замещается Fe^{3+} (до 6% Fe_2O_3). В искусственных условиях получены полные серии твердых растворов между Al_2BeO_4 и Cr_2BeO_4 . До 50 ат. % Al

также может замещаться Fe. Выказано предположение, что Cr и Fe предпочтительнее занимают положение Al_{II} (см. описание структуры) [17], однако по данным электронного парамагнитного резонанса атомы Fe занимают положение Al_I [13]. В Al_2BeO_4 при нагревании (до 1700°) 70% атомов Al может быть замещено V^{3+} [18] (параметры ячейки линейно возрастают). Предположительно 60—65% атомов Al в искусственном хризоберилле могут замещаться Ga [19]. Возможно, что Be замещается Fe^{2+} . Ti, отмечаемый в старых анализах, вероятно, содержится в виде включений рутила.

Спектроскопически установлены Si, Mn, Zn, Co, K, Pb, V [20]. В хризоберилле из Изумрудных копей отмечалось значительное (до 0,1%), содержание Sn [21]. Александрит из Изумрудных копей содержит 0,0409% Ga и 0,0528% Sn, из Новелло Клаймс (Южная Родезия) — 0,0283% Ga и 0,1575% Sn, из Кольсва (Швеция) — 0,0432% Ga (0,06% Ga_2O_3) и 0,0528% Sn [20a]. В александрите обнаружены: He — от 1,50 до 2,10 $мл^3$ в 1 г минерала (в зависимости от крупности зерен), Ra — $0,18 \cdot 10^{-12}$ г в 1 г минерала, Th — $2,20 \cdot 10^{-5}$ г в 1 г минерала [22].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
MgO	—	0,65	—	—	—	—
CaO	—	0,27	—	—	—	—
BeO	18,02	19,05	18,88	17,81	17,78	19,15
FeO	—	1,39	—	—	—	3,60
Al_2O_3	78,92	76,00	76,99	79,77	76,76	76,34
Cr_2O_3	0,36	0,08	—	—	—	—
Fe_2O_3	3,12	0,57	4,13	4,55	6,07	—
SiO_2	—	1,90	—	—	—	—
TiO_2	—	0,34	—	—	—	0,55
SnO_2	—	0,12	—	—	—	—
H_2O^+	—	0,10	—	—	—	—
П. п.	—	—	—	—	—	0,30
Сумма	100,71 *	100,47	100,00	102,13	100,61	99,94
Уд. в.	—	3,631	—	3,64	3,52	3,648

* В том числе $CuO + PbO = 0,29$.

	7	8	9	10	11
MgO	0,40	0,76	He обн.	0,35	—
CaO	0,48	—	1,51	—	—
MnO	18,56	—	He обн.	0,12	—
BeO	—	18,80	18,74	18,05	19,35
FeO	76,40	—	1,41	—	—
Al_2O_3	—	74,86	75,26	78,88	78,61
Cr_2O_3	1,30	—	0,30	сл.	—
Fe_2O_3	2,24	3,91	0,31	3,05	0,61
SiO_2	0,22	1,12	2,43	—	0,47
TiO_2	—	0,19	сл.	—	0,78
SnO_2	—	—	0,04	—	—
H_2O^+	—	—	0,10	—	—
H_2O^-	—	—	He обн.	—	—
Сумма	99,60	99,64	100,10	100,45	99,82
Уд. вес.	—	—	3,666	—	—

1 — Урал [23]; 2 — Малышевское м-ние, Изумрудные копи, анал. Казакова [14]; 3 — Хадам, среднее из трех анализов [24]; 4 — Хельсинги [25]; 5 — Ривер-дю-Пост [26]; 6 — Годден, анал. Шодер [27]; 7, 8 — Берша-Су [28]; 7 — бесцветный, 8 — желтовато-зеленый [29]; 9 — александрит, Красноболотное м-ние, Изумрудные копи, анал. Казакова [14]; 10 — Изумрудные копи, анал. Салтыкова [14]; 11 — Енисейский кряж, анал. Федорчук [30].

Диагн. исп. В кислотах не растворяется. Разлагается при сплавлении с бисульфатом калия.

П. п. тр. не изменяется. С бурой или фосфорной солью плавится с большим трудом. С бурой образует стекло светло-изумрудного цвета.

Повед. при нагр. Т-ра плавления 1817° [28], $1855-1880^{\circ}$ (Винчел, 1964). В системах $\text{BeO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$ [31] и $\text{BeO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ [32] хризоберилл конгруэнтно плавится при 1870° . При кислородном дутье легко сплавляется в темно-зеленый перл, состоящий из иголочек и листочков [33]. Линейное термическое расширение 0,788% между 20 и 1000° [34]. При 1285° обладает высоким электросопротивлением, равным 1 *Мом* [32].

Нахожд. Сравнительно редок. Встречается главным образом в гранитных пегматитах как чистой линии, так и линии скрещения. В пегматитах чистой линии ассоциируется с кварцем, мусковитом, альбитом, бериллом, колумбитом, турмалином и др. В Кемском районе (Карельская АССР) встречен в краевой части пегматитового тела вместе с кианитом, ставролитом, хлоритом [35]. В Кондаковском месторождении (Якутская АССР) наблюдался в виде включений в мусковите в сопровождении кварца [36]. В пегматитовом поле Средней Азии хризоберилл обнаружен в ассоциации с мусковитом в кварце [37]. Отмечен в щелочных пегматитах Мегринского района (АрмССР) в ассоциации с нефелином, содалитом, феррогастингситом [38]. В Изумрудных коях (Свердловская обл.) выделения хризоберилла приурочены к реакционным зонам десилицированных пегматитов (флогопитовым и хлоритовым), реже хризоберилл встречается в центральных плагиоклазовых частях жил; он ассоциируется с изумрудом, фенакитом, флюоритом, апатитом, молибденитом, турмалином; в зонах десиликации — с маргаритом; александрит приурочен к флогопитовым зонам; совместно с фенакитом не встречается [14, 39], сопровождается бериллом и изумрудом.

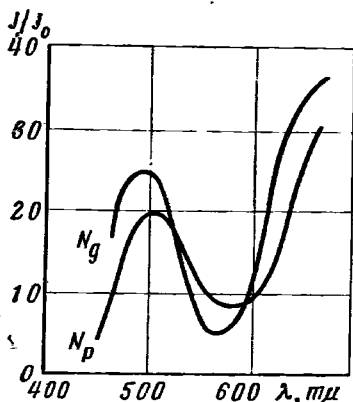
Хризоберилл обнаружен во многих пегматитах зарубежных стран. В Иттерби (Швеция) — в виде неправильных выделений среди полевого шпата в ассоциации с хлоритизированным биотитом и фергусонитом (?) [15]. В пегматитах Уэкфилда (шт. Нью-Гэмпшир, США) — с бериллом, синим турмалином, гранатом, образовался позднее берилла [40]; в Гринфилде (шт. Нью-Йорк, США) — в пегматитах, секущих гнейс, в ассоциации с турмалином, гранатом, апатитом, полевым шпатом и мусковитом [41]; в гранитных пегматитах около Голдена (шт. Колорадо) — в виде крупных двойников в массивном кварце и одиночных кристаллов, ассоциируется с полевым шпатом или кварцем и мусковитом [27]; в Хартфорде (шт. Мэн) представлен двойниками, редко тройниками и одиночными кристаллами [9]; в Хадаме (шт. Коннектикут) — с колумбитом, турмалином, ганитом, бериллом и самарскитом. В Крейгмонте (Онтарио, Канада) сопровождается корундом, скаполитом, шпинелью, молибденитом; в пегматитах Велтшина близ Сондало (Италия) встречен вместе с брукидом, анатазом, турмалином и джумортьеритом; отмечен в пегматитах Ривер-дю-Пост (Квебек, Канада); в Минас-Жераис (Бразилия) — с топазом, эвклазом, бериллом, гематитом, рутилом. Обнаружен во флогопито-биотитовых породах Новелло Клаймс (Южн. Родезия) вместе с фенакитом и бериллом [20а, 42]. Найден в пегматитах Мальгашской республики [43], Мадраса, Раджастана (Индия) [44], в турмалиносодержащих аплитах близ Хельсинки (Финляндия) и в других местах.

Отмечен в своеобразных десилицированных грейзенах слюдисто-флюоритового состава на Дальнем Востоке [45]. Наблюдался в двуслюдяных, частично альбитизированных и грейзенизированных гранитах Вост. Сибири в виде включений в плагиоклазе и микроклине [46].

Во флюоритизированных скарнах и карбонатитах находится в ассоциа-

ции с флюоритом, гранатом, везувианом, магнетитом (Казахстан, Средняя Азия).

В Нигерии установлен в кварцево-силлиманитовых жилах с кварцем, гранатом, андалузитом, касситеритом, ганитом [47], в Камполунго (Сен-Готард, Швейцария) — в доломитовых мраморах с корундом, в гнейсе близ Немчи (Польша) — вместе с красным андалузитом [48].



Фиг. 35. Кривая поглощения света александритом

(по Грум-Гржимайло). J/J_0 — отношение интенсивностей света, прошедшего через кристалл (J) и падающего на кристалл (J_0)

Практ. знач. При наличии достаточно значительных скоплений может добываться для получения бериллия. Красиво окрашенные и прозрачные разновидности употребляются как драгоценные камни. Возможно применение в качестве лазера [1].

Отл. От берилла отличается высокой твердостью, нерастворимостью в кислотах и тугоплавкостью; под микроскопом — высоким рельефом, низким двупреломлением.

Разнов. А л е к с а н д р и т — alexandrite (Норденшельд, 1842) изумрудно-зеленый, при искусственном освещении приобретает фиолетово-красную окраску; причиной этого является избирательное пропускание сине-зеленых (460—530 мкм) и красных (620 мкм до границы видимого спектра) лучей. В дневном свете, богатом сине-зелеными лучами, минерал кажется зеленым; в искусственном свете, бедном этими лучами, минерал становится фиолетово-красным. Окраска александрита обуславливается ионами Cr^{3+} [54]. При исследовании спектра поглощения александрита из Изумрудных копей, содержащего 0,36% Cr_2O_3 , установлены максимум поглощения около 560—580 мкм и минимум поглощения около 480—500 мкм [54] (фиг. 35).

Редок. Помимо Изумрудных копей [55], где впервые был обнаружен, встречается вместе с изумрудом в районе форта Виктории в Южной Родезии; в кварцевых жилах среди серпентинитов и в биотито-флогопитовой породе; александрит содержит 1% Fe, 1% Cr и 0,1—0,2% Li [56]. Известны также редкие находки александрита в других странах, преимущественно в россыпях.

Ц и м о ф а н — суморфане (Аюи, 1798) — золотисто-желтый с синеватым отливом, особенно на грани (010). Некоторые разности обнаруживают мерцание или астеризм. Красивый отлив связан с наличием ориентированных включений и полых каналов.

Встречается в россыпях р. Санарки (Челябинская обл.), в Сибири, в алмазных песках Южн. Родезии, Бершеа-Су в Гане, в галечниках на Цейлоне, в Бирме, Японии. Обнаружен среди кластических минералов «красковых» руд Криво-рожского железорудного бассейна [49].

Изм. Под действием карбонатных растворов замещается доломитом и слюдой типа жильбертита. В гипергенных условиях довольно устойчив, но может замещаться каолинитом [14].

Искусств. В виде кристаллов получен сплавлением смеси BeO , Al_2O_3 и CaCO_3 с избытком H_3BO_3 в платиновом тигле [50]. Синтезирован при нагревании смеси BeF_2 , AlF_3 и B_2O_3 до белого каления в угольном тигле [51], при реакции гидроксидов Al и Be в твердом состоянии [52], нагреванием смеси BeO и Al_2O_3 до температуры около 1400° или смеси $\alpha\text{-Be}(\text{OH})_2$ и $\gamma\text{-AlOOH}$ до 1200° [53].

Имеет значение как драгоценный и поделочный камень. Известен в Бирме, на Цейлоне и в других местах.

Синонимы, употребляемые в ювелирном деле [57] — кошачий глаз, хризоберилловый кошачий глаз — *chrysoberyl cat's eye*, восточный кошачий глаз, индийский кошачий глаз, цейлонский кошачий глаз, звездчатый хризоберилл — *asteriated chrysoberyl*.

Межплоскостные расстояния хризоберилла из Коннектикута *
Cu-антикатод, Al-фильтр

<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>
001	4	4,47	310	6	1,80	4**		1,190
011	6	4,03	241	4	1,65	4		1,160
120	5	3,60	212	10	1,61	5		1,140
021	8	3,24	142	2	1,555	5		1,105
121	4	2,85		5	1,513	6		1,078
031	8	2,57		5	1,462	6		1,061
131; 201	8	2,33		8	1,362	2		1,056
211	7	2,26		4	1,338	7		1,040
041	10	2,08		7**	1,296	2		1,021
	2	1,98		7	1,257	6		1,003
050	2	1,88		4	1,214			

* ASTM, 2-4226.

** Двойная линия.

Л и т е р а т у р а

1. Bragg W. L., Brown G. B. *Zs. Krist.*, 1926, 63, 122.
2. Swanson H. E., Cook M. I., Isaacs T., Evans E. H. *U. S. Nation. Bur. Stand.*, 1960, circ. 539, 9, 10; Farrell E. F., Fang J. H., Newham R. E. *Am. Min.*, 1963, 48, No 7-8, 804.
3. Melcher G. *Zs. Krist.*, 1900, 33, 246.
4. Des Cloizeaux A. *Ann. chim. phys.*, 1845, 13, 329; Cathrein A. *Zs. Krist.*, 1882, 6, 257; Liffa A. *Zs. Krist.*, 1902, 36, 614; Slavik F. *Zs. Krist.*, 1904, 39, 294.
5. Adams F. D., Graham R. P. *D. Roy. Soc. Canada Trans.*, 1926, 20, sec. 4, 113.
6. Кокшаров Н. Н. *Матер. для минералогии России*, 1862, 4, 66.
7. Еремеев П. В. *Бюлл. АН СПб.*, 1898, 8, № 5, 69.
8. Głiszczynski S. *N. Jb. Min., Monatsh.*, 1949, A, 23.
9. Palache Ch., *Am. Min.*, 1924, 9, No 11, 217.
10. Богословский М. Г., Савицкая П. В., Соломкина С. Г. *Советская геология*, 1938, № 10, 99.
11. Грум-Гржимайло С. В. *Зап. Всес. мин. об-ва*, 1958, 87, вып. 2, 129.
12. Плюснина И. И. *Геохимия*, 1963, № 2, 158.
13. Винокуров В. М., Заринов М. М., Степанов В. Г., Польский Ю. Е., Чиркин Г. К., Шекун Л. Я. *Физика твердого тела*, 1961, 3, вып. 8, 1797.
- 13а. Летников Ф. А. *Изобарные потенциалы образования минералов (хим. родство) и применение их в геохимии*. Изд-во «Недра», 1965, 37.
14. Власов К. А., Кутукова Е. И. *Изумрудные копи*. Изд-во АН СССР, 1960.
15. Mason B. *Geol. för. förhandl.*, 1950, 72, H. 2, N:o, 461, 149.
16. Des Cloizeaux A. *Ann. Mines*, 1859, 14, 364.
17. Newham R., Santoro R., Pearson J., Jansen C. *Am. Min.*, 1964, 49, No 3-4, 427.
18. Sarazin G., Forestier H. *C. R., Paris*, 1959, 248, N° 15, 2208.
19. Gjessing L., Larsson T., Major H. *Norsk geol. tidsskr.*, 1942, 22 по Chem. Abstr., 1946, 1747.

20. Wild G. O., Klein O. Zbl. Min., 1932, A, 20.
- 20a. Ottemann J. N.Jb. Min. Monatsh., 1965, H. 2, 31.
21. Боровик С. А. ДАН СССР, 1941, 31, № 1, 25.
22. Бурксер Е. С., Капустин Н. П., Кондогурн В. В. ДАН СССР, 1937, 15, № 4, 193.
23. Авдеев. Горный журн., 1842, 9, ч. 3, 382.
24. Damour A. Ann. chim. phys., 1843, 7, 173.
25. Wijk J. N. Jb. Min., 1868, 184.
26. Evans N. Am. J. Sci., 1905, 19, 316.
27. Waldschmidt W. A., Gaines R. V. Am. Min., 1939, 24, No 4, 267.
28. Weigel O., Kauber F. N. Jb. Min., 1931, B.-Bd. 64, A, 383.
29. Junper N. R. Rep. Geol. Surv. Gold Coast., 1933, 14 (по Дана, 1944).
30. Салтыкова В. С. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 189.
31. Foster W. R., Royal H. F. J. Am. ceram. soc., 1949, 32, No 1, 26.
32. Lang S. M., Fillmore C. L., Maxwell L. H. J. research, Nation. bur. stand., 1952, 48, 298 (по Chem. Abstr., 46, 10829b).
33. Spezia G. Zs. Krist., 1888, 14, 503.
34. Geller R. F., Yavorsky P. J., Steierman B. L., Creamer A. S. J. research, Nation. bur. stand., 1946, 36, 277 (по Chem. Abstr. 40, 5217*).
35. Бунтин Г. Н. Пегматиты Кемского р-на. Изд. ЛГУ, 1937, 61; Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1935, 1, вып. 1, сер. геол.-почв., 6.
36. Сулоев А. И., Самойлова Е. И. Тр. ВИМС, 1940, вып. 157, 53.
37. Россовский Л. Н., Шостацкий А. Н. Тр. Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15, 154.
38. Меликсетян Б. М. Зап. Арм. отд. Всес. мин. об-ва, 1963, вып. 2, 163.
39. Успенский Н. М. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1937, 11, вып. 1, 184.
40. Chayes F. Am. Min., 1944, 29, No 7-8, 320.
41. Gosse R. C. Rocks a. Minerals, 1956, 31, No 5-6, 234.
42. Verlow N. E. Rhodesian Mining Rev., 1953, 18, No 7, 33.
43. Behier J. Ann. géol. de Madagascar, 1960, F. 29, 27.
44. Guer L. A. N. Bull. Geol. Surv. India, 1961, ser. A, No 18, 40.
45. Говоров И. Н., Благодарова Н. С. Сообщ. Дальневост. фил. Сиб. отр. АН СССР, 1959, вып. 10, 95.
46. Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, 1962, 99.
47. Jacobson R., Webb J. S. Min. Mag., 1947, 28, No 197, 118.
48. Karadonowicz I. Przegląd geol., 1957, Nr 4, 161.
49. Буря Г. Г. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1957, № 11, 87.
50. Ebelmen J. C. R., Paris, 1845, 25, 279.
51. Deville H. S. C., Caron H. C. R., Paris, 1858, 46, 764.
52. Schröder W. Naturwissenschaften, 1944, 32, H. 27-39, 217.
53. Schröder W. Zs. elekt. angewandt. phys. Chemie, 1948, 52, Nr 4, 160.
54. Грум-Гржимайло С. В. Тр. лаб. кристаллогр. АН СССР, 1940, вып. 2, 73; Зап. Мин. об-ва, 1946, 75, вып. 4, 253.
55. Ферман А. Е. Драгоценные и цветные камни России. Изд-во АН СССР, 1920, 1, 49.
56. Bank H. Zs. Dtsch. Ges. f. Edelsteinkunde, 1964, H. 47.
57. Bauer M. Edelsteinkunde, 1909, 379.

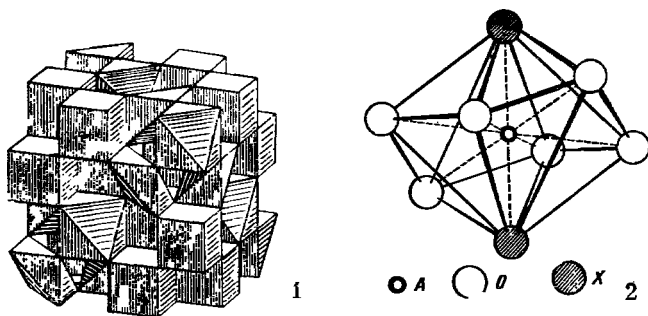
СТРУКТУРА ТИПА ПИРОХЛОРА

Структура пирохлора характерна для ряда минералов и для многих искусственных соединений, состав которых отвечает формуле $A_2B_2X_7$ или $A_2B_2O_6X$, а также A_4X_7 . Структура [1—4] представляет трехмерный каркас из BX_6 -октаэдров (BO_6 -октаэдров), атомы А занимают пустоты каркаса.

Структура пирохлора выводится из структуры флюорита [5, 6]: в удвоенной по ребру ячейке флюорита, сложенной 32 кубами, у половины кубов удалены по две противоположные вершины; тем самым половина кубов превращена в уплощенные октаэдры, в которые заключены атомы В (фиг. 36, 1). В идеальной структуре пирохлора каждая вершина любого полиэдра одновременно принадлежит еще трем другим, являясь общей для двух октаэдров и для двух кубов, в которых расположены атомы А. Атомы А окружены шестью атомами О и двумя X (фиг. 36, 2). Расстоя-

ния А—Х меньше (в среднем 2,24 Å), чем расстояния А—О (в среднем 2,53 Å). Наличие VO_6 -октаэдров, связанных вершинами, сближает структуру пироклора со структурой перовскита.

Для структуры пироклора характерна возможность неполного заселения полостей VO_6 -каркаса атомами А и Х [7], в связи с чем очень часто наблюдается дефицит атомов А и Х (главным образом атомов А) [7—11], и состав минералов отвечает формуле $A_{<2}B_2O_6X_{<1}$ или $A_{2-m}B_2X_{7-n}$.



Фиг. 36. Структура пироклора (по Белову) (1); деталь структуры (по Исупову) (2)

Из числа минералов структуру типа пироклора имеют титанато-танталато-ниобаты, отнесенные к группе пироклора, и некоторые антимонаты, объединенные в группу стибиконита [12—20].

Структуру, производную от структуры типа флюорита, имеет также псевдокубический циркелит (см. стр. 181) и кальцитит (стр. 263).

Искусственные соединения со структурой пироклора многочисленны:

$CaTa_2O_7$ [4, 12]	$NaCdNb_2O_6F$ [12]	$La_2Zr_2O_7$ [12]
$CdTa_2O_7$ [4]	$Pb_{1,5}Nb_2O_{6,5}$ [15]	$Pb_2(Zr_{1,34}W_{0,66})O_{6,6}$ [19]
$Pb_2Ta_2O_7$	$Pb_2Nb_2O_7$ [4]	
$CaTa_2O_5Br_2$	$Cd_2Nb_2O_7$ [4, 12, 16]	$Sb^{3+}Sb_2^{5+}O_6OH$ [13, 20]
$CaTa_2O_5Cl_2$	$(Cd, Ca)_2Nb_2O_7^*$	$NaSbO_3$ [13, 20]
$SrTa_2O_5F_2$	$(Cd, Pb)_2Nb_2O_7^*$	$NaCaSb_2O_6F$ [12]
$NaCaTa_2O_6OH$ [12]	$Cd_2(Nb, Ta)_2O_7^*$	$Pb_2Sb_2O_7$ [4]
$LiCaTa_2O_6Cl$	$(Cd, Sr)_2Nb_2O_7^*$ [17]	$Ca_2Sb_2O_7$
$LiCaTa_2O_6F$	$(Cd, Na)BiNb_2O_7^*$ [17]	$Cd_2Sb_2O_7$ } [21]
$KCaTa_2O_6F$		$K_4Sb_4^{3+}Sb_{16}^{5+}O_{48}$
$BiTa_2O_6F$ [13]	$Y_2Ti_2O_7$ [12]	$RbSb_5^{3+}Sb_{16}^{5+}O_{48}$ } [20]
UTa_2O_7 [14]	$La_2Ti_2O_7$ [18]	$Ti_xSb_{1-y}^{3+}Sb_y^{5+}O_3$ }
$Sn_2Ta_2O_7$ [14]	$Nd_2Ti_2O_7$ [18]	$Pb_2(Sn_{1,5}W_{0,5})O_{6,5}$ [19]
	$Pb_2(Ti_{1,5}W_{0,6})O_{6,6}$ [19]	
	$Cd_2(Ti_{2-x}W_x)O_{6+x}$ [19]	

* Твердые растворы в системах: $Cd_2Nb_2O_7 - Ca_2Nb_2O_7$, $Cd_2Nb_2O_7 - Pb_2Nb_2O_7$, $Cd_2Nb_2O_7 - Cd_2Ta_2O_7$ [16], $Cd_2Nb_2O_7 - Sr_2Nb_2O_7$ (только до 25 мол. % $Sr_2Nb_2O_7$) и $Cd_2Nb_2O_7 - NaBiNb_2O_7$ (до 30 мол. % $NaBiNb_2O_7$).

Толеранц-факторы для соединений со структурой пироклора (формулами $A_2B_2O_7$ и $A^{1+}A^{2+}B_2O_6X$) следующие [22]:

$$t = 0,433 \frac{R_{A^{1+}} + R_{A^{2+}} + 2R_X}{R_B + R_O}, \quad t = 0,866 \frac{R_A + R_O}{R_B + R_O},$$

$$t_1 = 0,718 \frac{R_{A^{1+}} + R_O}{R_B + R_O}, \quad t_2 = 0,718 \frac{R_{A^{2+}} + R_O}{R_B + R_O},$$

где t — возможность размещения между двумя атомами X атомов A или A^{1+} и A^{2+} ; t_1 и t_2 — возможность размещения атомов A^{1+} и, соответственно, A^{2+} между шестью O.

В соединениях со структурой пироклора t лежит в пределах 0,94—1,16; $t_1 > t_2 \geq 0,78$; $t_2 \geq 0,78$.

Л и т е р а т у р а

1. Gaertner H. R. N. Jb. Min., 1930, B.-Bd. 61, A, 1.
2. Branderberger E. Zs. Krist., 1931, 76, 322.
3. Machatschki F. Chem. d. Erde, 1932, 7, H. 1, 56.
4. Vuström A. Ark. kemi, min. geol., 1945, 18, A, H. 6, N:o, 21, 1.
5. Белов Н. В. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1950, № 4, 26.
6. Пятенко Ю. А. Кристаллография, 1959, 4, вып. 2, 204.
7. Rosén O., Westgren A. Geol. för. förhandl., 1938, 60, H. 2, 226.
8. Бородин Л. С., Назаренко И. И. Геохимия, 1957, № 4, 279.
9. Бородин Л. С., Назаренко И. И. ДАН СССР, 1957, 115, № 4, 783.
10. Hogarth D. D. Canad. Mineralogist., 1961, 6, No 5, 610.
11. v. d. Veen A. H. Verhandl. Kon. Nederl. geol. mijnbouw. gen., geol. ser., 1963, 22, 176.
12. Aleshin E., Roy R. J. ceram. soc., 1962, 5, No 1, 18.
13. Dählström K., Westgren A. Zs. anorg., allgem. Chem., 1937, 235, H. 1—2, 153.
14. Gasperin M. Bull. Soc. fr. min., 1960, 83, N° 1—3, 1.
15. Cook W. R., Jaffe H. Phys. Rev., 1953, 89, No 6, 1297.
16. Jona F., Shirane G., Pepinsky R. Phys. Rev., 1955, 98, No 4, 903.
17. Исмаиляде И. Г. Кристаллография, 1958, 3, вып. 1, 85.
18. Radurow N. N., Schusterius C. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1954, 31, H. 12, 391.
19. Беляев И. Н., Аверьянова Л. Н., Беляева И. И. Кристаллография, 1964, 9, вып. 2, 280.
20. Schrewelius N. Studier över Antimonat, Hydroantimonat och Fluoantimonat. Stockholm, 1943 (no Struct. Rep., 9, 170).
21. Baccaredda M. Gazz. chim. itall., 1936, 63, 539.
22. Исупов В. А. Кристаллография, 1958, 3, вып. 1, 99.

ГРУППА СТИБИКОНИТА

	Сингония	a_0	Уд. в.	
Стибиконит	$(Sb^{3+}, Ca)_{2-x}Sb_2^{5+}(O, OH)_{6-7} \cdot nH_2O$	Куб.	10,23—10,27	5,1—5,3
Гидроромеит	$Ca_{2-x}Sb_2^{5+}(O, OH)_{6-7} \cdot nH_2O$	Куб.	10,23—10,30	3,3—4,0
Биндгеймит	$(Pb, Ca)_{2-x}Sb_2^{5+}(O, OH)_{6-7} \cdot nH_2O$	Куб.	10,39—10,50	4,6—5,6
Ромеит	$(Ca, Na, Fe, Mn)_2Sb_2^{5+}O_8(O, O.I, F)$	Куб.	10,26	4,9—5,4
Монимолит	$(Pb, Ca, Fe)_3Sb_2^{5+}O_8?$	Куб.	10,47	5,94—7,29
Стегфельдит	$Ag_ySb_{2-x}(O, OH, H_2O)_{6-7}?$	Куб.	10,46	4,6
Партцит	$Cu_ySb_{2-x}(O, OH, H_2O)_{6-7}?$	Куб.	10,25	2,38—3,96

К группе стибиконита отнесены антимонаты различного генезиса, имеющие структуру пироклора с общей формулой $A_2B_2O_6X$ [1—3].

Минералы этой группы характеризуются непостоянством состава, обусловленным проявлением изоморфизма и особенностью структуры, в которой возможен дефицит элементов группы А.

Внутри группы намечаются изоморфные ряды водных и практически безводных минералов. Крайними членами ряда водных сурьмяно-кальциевых минералов являются стибиконит — сурьмяный член, в котором позиции А преимущественно заняты Sb^{3+} , и гидроромеит — кальциевый член, в котором в группе А резко преобладает Са; позиции В заняты Sb^{5+} . Кроме того, намечается ряд водных кальциево-свинцово-сурьмяных минералов — от гидроромеита до биндгеймита; в последнем позиции А заняты РЬ. Близкий по составу ряд намечается среди безводных минералов; кальциевым членом в нем является ромеит и свинцовым — монимолит (промежуточный член — мауцелиит).

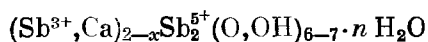
В партците позиции А заняты медью, в стетефельдите — серебром.

Относительно распространенные минералы группы: стибиконит, гидроромеит и биндгеймит. Остальные минералы очень редки.

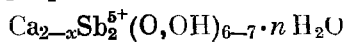
Л и т е р а т у р а

1. Machatschki F. Chem. d. Erde, 1932, 7, Н. 1, 56.
2. Natta G., Baccaredda M. Zs. Krist., 1933, 85, 271.
3. Mason B., Vitaliano C. J. Am. Min., 1950, 35, No 3—4, 286; Am. Min., 1952, 37, No 1—2, 53.

Стибиконит Stibiconite



Гидроромеит Hydroromeite



Стибиконит и гидроромеит могут рассматриваться как члены (сурьмяный и кальциевый) изоморфного ряда водных кальциево-сурьмяных минералов со структурой пирохлора.]

Название стибиконит — от лат. stibium — сурьма и греч. *κωνις* (конис) — пыль, порошок, так как обычно встречается в землястых выделениях (Бруш, 1862); гидроромеитом назван по сходству с ромеитом и по содержанию воды (Натта и Баккарета, 1933) [1].

Первые указания на существование сурьмяно-кальциевого водного минерала (близкого по составу к гидроромеиту), принадлежат Френцелю (1875) [2], установившему его в сурьмяных рудах Борнео. Мэйсоном [3] было предложено считать гидроромеит синонимом стибиконита, но последующие исследователи [4—8] показали, что в связи с высоким содержанием в минерале кальция и отличными от стибиконита физическими свойствами его следует выделять под особым названием.

Синон. стибиконита: сурьмяная охра — antimony ochre (частично) (Леонард, 1812), стибиконис — stibiconise (Бёдан, 1832), куменгит — cumengite (Кенгот, 1853), фольгерит — volgerite (Дана, 1854), стибаниит — stibianite (Гольдшмидт, 1878), стибилит — stibilite (Честер, 1896), стибюлит — stibiolite (Честер, 1896), стиблит — Stiblich (Блюм и Дельфс, 1847).

Ривотит — rivotite (Дюкло, 1874) — смесь стибиконита с малахитом, барценит — barcenite (Малз, 1878) — с киноварью [3].

Разнов. Арсеностибит [9, 10].

Характ. выдел. Плотные или порошковатые массы, корки, примазки, землястые палеты, гроздевидные и скорлуповатые выделения; обычны псевдоморфозы по антимониту.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^2 - Fd\bar{3}m$; $a_0 = 10,264-10,275 \text{ \AA}$ у стибиконита [3]; $a_0 = 10,28$ у искусственного $Sb^{3+}Sb_2^{5+}O_6OH$ [11], $10,26-10,30$ у гидроромеита [4, 12], $10,27$ у арсеностибита [3], $10,34$ у кальций-содержащего арсеностибита [12]; $Z = 8$.

Изоструктурны с пирохлором.

Физ. св. Свойства непостоянны, меняются главным образом в зависимости от содержания кальция и воды. Изл. неровный, землистый, у гидроромеита иногда фарфоровидный. Тв. 4—5 до 6 в плотных разностях, 3—4 у землистых агрегатов. Уд. в. стибиконита 5,1—5,3 [3] (вычисл. 5,78 для $Sb^{3+}Sb^{5+}O_6OH$) [11], гидроромеита 3,32—4,01 [1, 4, 7, 13], арсеностибита 3,7 [9], кальциевого арсеностибита 3,91—3,92 [12]. Цв. белый, бледно-желтый, серый, кремово-белый, оранжевый, изредка бурый и черный (возможно, из-за примеси трипугиита). Черта светло-желтая до белой. Бл. стеклянный до жирного, у землистых разностей матовый. Непрозрачны до просвечивающих.

Микр. В пл. в прох. свете часто мутные, окраска бесцветная до желтой, стибиконит иногда желтовато-бурый.

Стибиконит изотропен или слабо двупреломляет, гидроромеит — изотропен [1, 3, 4, 7, 13, 14]. n стибиконита от 1,71 до 1,77 (изредка указывается 1,86—1,89 и 1,91—1,97, вероятно, для неточно диагностированного минерала), гидроромеита от 1,64 до 1,698, редко 1,72 [7]. Показатели преломления изотропных и двупреломляющих участков стибиконита близки. Арсеностибит — прозрачен, иногда замутнен мельчайшими включениями. $n = 1,670—1,685$ [9]; для кальциевого арсеностибита $n = 1,757—1,764$ (более высокий показатель преломления характерен для более интенсивно окрашенных участков) [12].

Под микроскопом наблюдаются структуры замещения антимонита стибиконитом и гидроромеитом.

В полир. пл. в отраж. свете оба минерала серые. Отраж. способность гидроромеита 10—11% [4]. Внутренние рефлексы желтовато-белые.

Хим. Теор. состав при формуле $Sb^{3+}Sb^{5+}O_6OH$: Sb—76,37; O—21,75; H_2O —1,88. Состав природного стибиконита непостоянен; обычно минерал содержит Ca, который замещает Sb^{3+} ; наблюдается постепенный переход от стибиконита (от 0 до 5% CaO, анализы 1, 2) через кальциевые разности (до 10% CaO, анализы 3—5) к гидроромеиту (свыше 10% CaO, анализы 6—18). В обоих минералах $x = 0—1$. Количество воды не постоянно: у стибиконита содержится около 1 молекулы H_2O , у гидроромеита — от 3 до 4. Наличие групп OH не является твердо установленным.

Приведенные выше формулы близки к формуле, предложенной для стибиконита Мэйсоном [3] $(Sb^{3+}, Ca)_y Sb_{2-x}^{5+} (O, OH, H_2O)_{6-y}$, где $y = 1—2$, $x = 0—1$, но коэффициент для группы В принят равным 2 [15, 16].

Кроме окислов Sb и Ca и H_2O в стибиконите и гидроромеите установлены небольшие количества Fe_2O_3 , MgO, реже K_2O , Na_2O , ZnO, As_2O_3 , Al_2O_3 . Возможно, имеет место изоморфное замещение Ca на Na, как в ромеите (стр. 139), и Sb^{5+} на As (арсеностибит, анализы см. на стр. 134). Некоторые авторы предполагают что Fe^{3+} , Mg [4] и Zn [12] также являются изоморфными примесями.

Постоянное присутствие SiO_2 связано главным образом с примесью кварца. По данным спектральных анализов отмечаются Ag, Ba, Sr, Pb, Ti, Cr, Ni.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	—	—	—	—	—	1,02	—	0,63	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	1,03	—	0,72	—
MgO	—	—	0,49	—	—	0,49	0,32	0,73	1,03
CaO	—	3,74	5,77	6,94	8,93	10,60	11,9	11,13	12,14
MnO	—	—	—	—	—	0,02	—	0,03	—
Al ₂ O ₃	—	—	0,08	0,01	0,01	—	0,33	—	—
Fe ₂ O ₃	—	0,50	0,04	0,70	0,50	0,71	0,99	0,13	0,09
As ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	0,32
Sb ₂ O ₃ *	—	43,44	—	12,71	10,10	12,45	—	12,72	4,89
Sb ₂ O ₅ *	—	46,42	—	64,91	67,39	55,23	—	56,50	70,03
Sb *	75,00	[71,23]	67,0	[57,46]	[59,09]	[51,91]	51,9	[53,08]	[56,74]
O *	[20,0]	[48,63]	20,4	[20,16]	[18,40]	[15,77]	16,9	[16,14]	[18,18]
SiO ₂	—	—	1,51	3,59	1,55	4,33	7,19	2,54	1,12
H ₂ O ⁺ } H ₂ O ⁻ }	5,00	5,75	4,13	10,61	11,10	9,03	8,73	8,95	9,50
			0,66	—	—	4,50	2,64	5,35	0,60
F	—	—	—	—	—	0,03	—	0,04	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	1,00
С у м м а	100,00	99,82	100,08	99,47	99,58	99,44	100,9	99,47	100,72
Уд. в.	5,07	—	4,82	4,34	4,08	3,50	3,32	3,40	3,97
n	—	—	—	—	—	1,688	—	1,669	—

* В тех случаях, когда сурьма в анализах указана в форме Sb₂O₃ и Sb₂O₅, дополнительно в квадратных скобках приведено общее содержание Sb и O.

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	—	—	—	1,02	—	—	—	1,70	—
MgO	1,02	—	0,40	0,24	0,09	—	0,58	—	—
CaO	12,17	12,59	13,1	13,5	13,90	14,38	15,20	15,55	19,19
CuO	—	0,19	—	—	—	—	—	—	—
ZnO	—	0,84	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	—	—	0,94	0,23	0,11	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,89	Сл.	0,07	0,50	0,60	1,50	—	—	1,98
As ₂ O ₃	1,04	—	—	—	—	—	—	—	—
Sb ₂ O ₃	4,06	—	—	—	—	—	0,59	2,80	—
Sb ₂ O ₄	—	—	—	—	—	—	11,70	—	—
Sb ₂ O ₅	70,21	67,16	—	—	—	70,01	56,73	66,59	62,90
Sb *	[56,13]	[50,50]	55,3	56,2	51,0	[52,64]	[52,18]	[52,44]	[47,39]
O *	[18,14]	[17,16]	17,0	18,6	16,3	[17,37]	[16,84]	[16,95]	[15,51]
SiO ₂	1,22	—	6,41	2,81	5,20	—	—	2,56	—
H ₂ O ⁺ } H ₂ O ⁻ }	9,40	13,49	5,83	5,65	8,82	12,27	12,15	3,16	13,48
	0,60		1,77	0,96	4,42		3,93	7,58	
CO ₂	0,40	—	—	—	—	Сл.	—	0,46	3,33
Н. о.	—	5,94	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а	101,01	100,21	100,82	99,71	100,44	98,16	100,88	100,40	100,88
Уд. в.	3,88	3,34	3,74	4,01	3,32	3,66	3,64	3,34	3,50
n	—	1,658	1,698	—	1,64	—	1,669	1,673	—

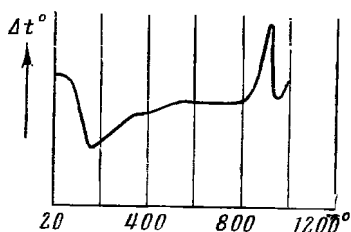
1—2—стибикониты: 1—Сонора, Мексика, анал. Шарпле [17]; 2—Солонак, Венгрия [1]; 3—5—кальциевые стибиониты: 3—Константина, Алжир, анал. Колер [3]; 4, 5—Поглио Фуона, Италия [18]; 6—18—гидроромеиты: 6 и 8—Заварпатъе, анал. Сверхинская [4]; 7—Милтон Каньон, шт. Невада (США), анал. Колер [3]; 9, 10—Осыково, Болгария [19]; 11—Горная Рача, ГрузССР, анал. Кочеровская [7]; 12—Эль Антимонио, Сонора, Мексика [3], 13—Соноро Пахехо, Мексика [3]; 14—Сан-Луис-Потоси, Мексика [3] (12, 13, 14 по Майсону—стибиконит); 15—Игерас, Испания [1]; 16—Хайдаркан, КиргССР, анал. Остроухова (оригинал порошrogramмы) [13]; 17—Кадамджай, КиргССР, анал. Сендерова [12], 18—Вилла Фрайка, Испания [1].

Диагн. исп. [4, 13]. В кислотах нерастворимы.

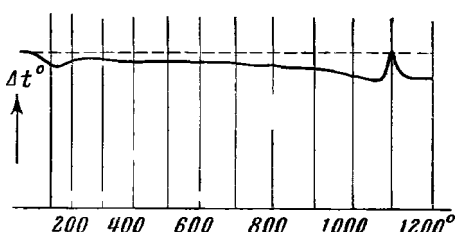
В эагр. тр. выделяют воду, но, так же как гидросервантит, не улетучиваются (отличие от валентинита). П.п.тр. на угле в смеси с содой дают белый налет, при обработке восстановительным пламенем — металлическую сурьму.

Повед. при нагр. На кривых нагревания между 100 и 170° имеется эндотермическое понижение, связанное с выделением воды, дальнейшее удаление воды происходит постепенно и заканчивается при 600—700°, реже при 350°; в интервале 350—490° иногда — плавный экзотермический подъем, в интервале 900—1100° большей частью — острый экзотермический пик, возможно, связанный с фазовым превращением [3, 4, 6, 7, 20] (фиг. 37, 38). Обезвоживание не вызывает разрушения кристаллической решетки [4].

Отмечено возрастание показателя преломления гидроромеита из Закарпатья от 1,669 и до 1,883 после прокаливания до 900° [4] (для стибиконита нет данных).



Фиг. 37. Кривая нагревания стибиконита (по Ивановой)



Фиг. 38. Кривая нагревания гидроромеита, Сагеби

Находж. Стибиконит и гидроромеит — характерные минералы зоны окисления некоторых сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождений; обычно образуют тонкие смеси с другими гипергенными сурьмяными минералами. Гидроромеит, кроме того, встречается в ферберито-антимонитовых месторождениях. Развиваются преимущественно по антимониту, изредка по сложным сульфидам (гидроромеит — по цинкентиту). Ассоциируются с кварцем, иногда с карбонатами, флюоритом, гидросервантитом, кермеситом, валентинитом; совместно с гидроромеитом, кроме того, встречены аурипигмент, реальгар, киноварь, ферберит, ярозит, халцедон, биндгеймит.

Стибиконит, по-видимому, менее распространен, чем это принято считать, нередко за него принимаются гидроромеит и гидросервантит. Гидроромеит до недавнего времени считался очень редким минералом и был известен только в некоторых месторождениях Испании и в Хайдаркане (Средняя Азия); за последнее десятилетие он обнаружен в ряде месторождений СССР и за рубежом и в некоторых из них является самым распространенным гипергенным сурьмяным минералом (Сагеби в Горной Раче, ГрузССР). Стибиконит и гидроромеит иногда встречаются в одних и тех же месторождениях, но не всегда в непосредственной ассоциации; для ряда месторождений указывается только стибиконит (возможно, потому, что ранее эти минералы не различались).

В месторождениях СССР в крупных скоплениях не встречены. В сурьмяно-ртутном месторождении Джижикрут (ГаджССР) [6] образуют землистые скопления; иногда встречаются псевдоморфозы стибиконита по игольчатым кристаллам антимонита; стибиконит ассоциируется с карбо-

натами, гипсом, халцедоном, гидроромеит — с ярозитом и халцедоном [6]. В сурьмяных месторождениях Кадамджай и Терексай (КиргССР) отмечаются стибикионит и гидроромеит [13, 21]. Стибикионит иногда образует мельчайшие бугорки на псевдоморфозах гидросервантита, замещившего антимонит; гидроромеит наблюдается в виде псевдоморфоз по антимониту, иногда в ассоциации с флюоритом, изредка с гидросервантитом и биндгеймитом по цинкениу (Терексай) [12]. Стибикионит отмечается в некоторых месторождениях Магианской группы (ТаджССР) [22]. Гидроромеит в виде плотных корок вокруг выделений антимонита обнаружен в сурьяно-ртутном месторождении Хайдаркан (КиргССР) [15], в сурьяном месторождении Раздольнинское (Красноярский край) и в ферберито-антимонитовом месторождении Сагеби (Горная Рача, ГрузССР) [7]. Псевдоморфозы гидроромеита по шестоватым кристаллам антимонита наблюдаются в Успенском месторождении (Карагандинской обл., КазССР) и в Черноголове (Закарпатье, УССР) [4, 23], в последнем с реальгаром и аурипигментом. В Осикове (Болгария) [19] стибикионит и гидроромеит также образуют псевдоморфозы по антимониту.

В Китае и Мексике [3] стибикионит (возможно, гидроромеит) встречается в очень большом количестве. В Эль-Антимонио (округ Сонора, Мексика) стибикионит иногда образует крупные скопления в кварцевых жилах без реликтов антимонита [3, 24]; изредка наблюдается в сростании с бистрёмитом [25]. В Алжире в месторождениях Айн Керма и Семса отмечен стибикионит в ассоциации с валентинитом [26].

Стибикионит в псевдоморфозах по антимониту, частью совместно с сервантитом, встречен в Зап. Австралии в Вилуне [27], а также на о-ве Борнео [2], в Словакии (Ново-Баня) [5]; в Новой Зеландии на о-вах Бей и Марлборо [28] стибикионит представлен желтовато-коричневыми корками на антимоните.

В Вилла Франка и Игерас (Испания) [1] гидроромеит установлен в ассоциации с карбонатами. Близкие к гидроромеиту минералы в виде псевдоморфоз по антимониту отмечаются в Поггио Фуоко [18] и Сассо-ди-Фурбара (Италия) [8].

В зоне окисления месторождения Дубрава (Чехословакия) [29] отмечены выделения ромеита в ассоциации с кермезитом и антимонитом; так как для ромеита такая ассоциация не характерна, возможно, что это гидроромеит.

Искусств. Соединение состава $Sb^{3+}Sb_2^{5+}O_6OH$ синтезировано путем непродолжительного нагревания сурьянной кислоты при 800° [11].

Практ. знач. Стибикионит и гидроромеит — составные части сурьяных руд (Китай, Мексика); значительная часть сурьмы в Сев. Америке добывалась из мексиканского стибикионита [3].

Отл. От сервантита и гидросервантита оба минерала отличаются по порошковым диаграммам и меньшими показателями преломления, гидроромеит, кроме того, — меньшим уд. весом. Гидроромеит от ромеита отличается формой выделения, меньшим уд. весом, меньшим показателем преломления, содержанием значительного количества воды.

Разнов. Арсеностибит — стибикионит, в котором приблизительно одна треть Sb замещена As [9, 10]; иногда является кальцийсодержащим [12].

Назван по составу (Квенсел, 1937) [9]. Синон. арсенстибит — arsenstibite (Адам, 1869), арсен-стибикионит — Arsen-Stibiconit (Штруппц, 1957).

Скорлуповатые скопления, пористые корки. Уд. в. 3,7, у кальциевого 3,91—3,92; характерна окраска от светло- до ярко-желтой.

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
CuO	Не обн.	—	—	Sb ₂ O ₅	45,4	52,17	52,17
CaO	—	5,93	5,96	As ₂ O ₅	5,8	5,40	5,40
Fe ₂ O ₃	6,2	1,56	1,54	H ₂ O ⁺	6,6	4,24	3,98
As ₂ O ₃	5,6	—	—	H ₂ O ⁻	8,1	3,50	3,88
Sb ₂ O ₃	4,3	27,74	27,63	H. о.	18,1	—	—
Bi ₂ O ₃	0,3	—	—	Сумма	100,4	100,54	100,56

1 — арсеносибит, Варутреск, анал. Берггрен [9]; 2, 3 — кальциевый арсеносибит, Заяча, анал. Сендерова: 2 — светло-желтый, 3 — ярко-желтый [12].

Арсеносибит установлен в зоне окисления литиевых пегматитов Варутреска (Швеция), где развивался по трещинам спайности аллемонита до образования почти полных псевдоморфоз [9, 10]. Кальциевый арсеносибит обнаружен в окисленных рудах месторождения Заяча (Югославия), где тесно ассоциируется с валентинитом и другими гипергенными сурьмяными минералами [12].

Межплоскостные расстояния стибиконита [3]

CuK_α-излучение, Ni-фильтр, $D = 114,6$ мм

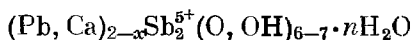
hkl	l	d(Å)	hkl	l	d(Å)
111	90	5,93	840	10	1,15
311	70	3,09	753; 911	10	1,13
222	100	2,96	931	10	1,08
400	40	2,57	844	20	1,05
331	10	2,36	666; 10.2.2	20	0,987
511; 333	30	1,98	880	10	0,908
440	80	1,81	955; 971; 11.3.1	10	0,897
531	30	1,74	10.6.2	30	0,868
533	20	1,57	884; 12.0.0	20	0,855
622	60	1,55	777; 11.5.1	10	0,847
444	30	1,48	975; 11.5.3	10	0,824
711; 551	30	1,44	12.4.0	20	0,811
731; 553	30	1,34	913; 11.5.5; 11.7.1	10	0,785
800	20	1,28	10.6.6	20	0,783
662	40	1,18	12.4.4	20	0,774

Л и т е р а т у р а

- Natta G., Vassaredda M. Zs. Krist., 1933, 85, 271.
- Frenzel A. Tscherm. min., petr. Mitt., 1877, H. 3, 297.
- Vitaliano C. J., Mason B. Am. Min., 1952, 37, No 11—12, 982.
- Гиллер Я. Л., Мерлич Б. В., Спитковская С. М. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1960, № 14, 285.
- Novák F., Kurka F. Casop. min., geol., 1957, 2, N 1, 35.
- Новикова Т. И. Изв. АН ТаджССР, Отд. естеств. наук, 1958, вып. 2 (26), 13.
- Сахарова М. С., Кочеровская Л. В., Федорова М. Е. Вестн. Моск. ун-та, сер. биол., почвов., геол., геогр., 1959, № 3, 149.
- Fognaseri M. M. Rend. Soc. min. Ital., 1955, 11, 352.
- Quensel P. Geol. för. förhandl., 1937, 59, H. 2, No 409, 145.
- Quensel P. Ark. min., geol., 1957, 2, H. 1—2, nr 2, 37.
- Dihlström K., Westgren A. Zs. anorg., allgem. Chem., 1937, 235, H. 1—2, 153.
- Данные Л. Б. Шлайн, В. М. Сендеровой, М. Т. Янченко, И. В. Муравьевой.
- Larsen E. S. U. S. Geol. Surv. Bull., 1921, No 679, 136.
- Шлайн Л. Б. Зап. Всес. мин. об-ва, 1950, 79, вып. 1, 63.
- Palst A. Am. Min., 1939, 24, No 9—10, 566.
- Rosén O., Westgren A. Geol. för. förhandl., 1938, 60, 226.

17. Sharples S. P. Am. J. Sci., 1880, 20, 423.
18. Fornasari M. Period. min., Roma, 1946, 15, 47.
19. Гаджева-Павлович Г., Марева С. Научн. сообщ. Болгарск. геол. дружество. София, 1960, кн. 2, 61.
20. Иванова В. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 50.
21. Храмченко С. И. Сб. научн. тр. Иркутского в.-и. ин-та редких металлов, 1959, вып. 8, 74.
22. Каленов А. Д. ДАН СССР, 1960, 130, № 6, 1322.
23. Лазаренко Е. К., Барышников Э. К., Малыгина О. А. Минералогия Закарпатья. Изд-во Львовск. ун-та, 1963, 247.
24. White D. E., Guiza E. U. S. Geol. Surv. Bull., 1949, No 962-B.
25. Mason B., Vitaliano C. J. Am. Min., 1952, 37, No 1—2, 53.
26. Clager E., Meixner H. Karinthin, 1952, No 20, 179.
27. Simpson E. S. Minerals of Western Australia. Perth, 1948, 1, 403.
28. Mason B. New Zealand J. sci. techn., 1955, 36, No 61, 557.
29. Jakeš P. Acta Univ. Carolinae, geol., 1963, No 3, 172.

Биндгеймит Bindheimite



Назван по имени немецкого химика Биндхайма [1] (Дана, 1868), который впервые проанализировал этот минерал из Николаевского рудника (Нерчинский район), хотя и не определил в нем сурьмы; сурьма была установлена при повторном анализе Пфафом.

Синон. Свинцовая почка — Bleiniere (Карстен, 1800), стибюгаленит — stibio-galenite (Глокер, 1847), блейниерит (блейнерит, блейнирит, блейньер, блейнер) — bleinierite (Николь, 1849), моффразит — moffrasite (Леймерц, 1859), блюмит — blumite (Фшер, 1863 — не блюмит Брайтхаупта, который является гюбнеритом), пфаффит — pfaffite (Адам, 1869; тогда как пфаффит Юо — джемсонит), сурьямно-свинцовый шпат — Antimonbleispat.

Вельхит — wölchite (Моос, 1820) — измененный бурнонит (по Майкснеру, 1937).

Стибиаферрит — stibiaferrite (Гольдшмидт, 1873), стибюферрит — stibioferrite (Дана, 1892) — смесь биндгеймита с вульфенитом и ярозитом [2], арквицит — arquirite (Раймонди, 1878) — смесь биндгеймита с кварцем [2].

Разнов. Серебросодержащий² биндгеймит или коронгвит [3] и висмутсодержащий биндгеймит [4].

Характ. выдел. Землистые или плотные скопления, нередко опаловидные, иногда корочки, желваки и почковидные агрегаты с концентрической слоистостью.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^2 - Fd\bar{3}m$. a_0 от 10,39 до 10,50 Å; [низкие] значения a_0 свойственны биндгеймиту, в котором Pb частично замещен на Ca [5, 6, 7]. Искуств. $Pb_2Sb_2O_7$ имеет $a_0 = 10,68$; $Ca_2Sb_2O_7 - 10,30$ Å (ASTM); $Z = 8$.

Структура типа пирохлора, изоструктурен со стибиконитом.

Физ. св. Сп. не наблюдается. Изл. у плотного — раковистый. Тв. 4—4¹/₂. Уд. в. 4,6—5,6. Цв. желтый, желтовато-зеленый, зеленый, коричневый, красновато-коричневый, серый, белый. Бл. смоляной, у землистых разновидей тусклый [6]. Непрозрачен до просвечивающего.

Микр. В пл. в прох. свете желтый или буроватый разных оттенков. Большой частью изотропен, иногда аномально анизотропен [8]. $n = 1,83-1,93$.

В отраж. свете серый. Отраж. способность 9% [9]. Внутренние рефлексы серые, желто-бурые.

Анизотропный, одноосный, отрицательный минерал с $n_o = 2,03$ и $n_e = 1,82$, который Ларсен [8] предположительно отнес к биндгеймиту, Майкснер [10] считает церусситом.

Хим. Состав биндгеймита непостоянен, Ca может частично замещать Pb. Встречаются разности промежуточного состава между биндгеймитом и гидроромеитом, не содержащим Pb. Отмечаются примеси Ag (очевидно,

изоморфно замещает Pb) и Vi (см. разнов.). Содержание воды колеблется в широких пределах. Группы OH твердо не установлены. Анализы (Дёльтер, Хинце) в большинстве выполнены на недостаточно чистом материале.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
Ag ₂ O	—	—	—	—	—	7,82	—
MgO	1,14	—	—	—	—	—	—
CaO	2,90	—	—	—	—	—	1,0
PbO	40,50	57,32	44,12	36,54	43,0	21,48	41,1
FeO	—	—	—	—	2,3	—	—
Fe ₂ O ₃	2,88	—	5,22	4,30	—	0,52	3,0
R ₂ O ₃	0,62	—	—	—	—	—	—
As ₂ O ₃	0,60	—	—	—	—	—	—
Bi ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	9,7
As ₂ O ₅	—	—	—	—	0,5	—	0,1
Sb ₂ O ₅	42,35	41,53	40,35	43,63	43,7	58,97	30,0
SiO ₂	1,73	—	—	—	—	—	6,4
H ₂ O	6,25	1,15	5,31	5,78	—	11,21	—
Н. п. (850°)	—	—	—	—	8,2	—	4,5
Н. о.	—	—	3,63	6,32	1,7	—	1,6
Сумма	98,97	100,00	98,63	96,57	99,4	100,00	97,6*

* В том числе Na₂O—0,2.

1 — Вост. Забайкалье, anal. Бакланова [11]; 2 — Гипотик, обл. Кёр-д'Ален (шт. Айдахо, США) [12] (пересчитано после исключения 4,49% лимонита, 3,64 церуссита, 2,28 кварца); 3 — Вемсли, округ Минерал (шт. Невада, США) [13]; 4 — Ловлок (шт. Невада, США) [13]; 5 — Эндлемон, Корнуолл (Англия) [4]; 6 — коронгвит, Перу [3], за вычетом примесей; 7 — Vi-содержащий, Кариб [4].

См. также неполный анализ биндгеймита из района Маунт-Айза [14]. В биндгеймитах некоторых месторождений Вост. Забайкалья установлены In от 0,0044 до 0,01—0,03% [15]; Tl от 0,0072—0,03; Cd 0,001% [16].

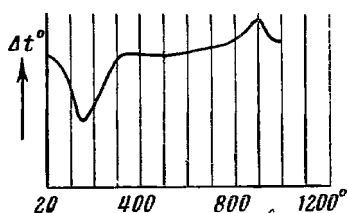
В биндгеймите из Сарыбулака (Центр. Тянь-Шань) содержание In достигает 0,089% [17].

Диагн. исп. [18]. При обработке HNO₃ биндгеймит разлагается с выделением окиси сурьмы; при действии HCl образуется осадок хлорида свинца. В закр. трубке при нагревании выделяет воду и темнеет.

П.п.тр. на угле дает металлический королек, при более длительном дутье уголь покрывается налетом, содержащим окислы сурьмы и свинца [19].

Повед. при нагр. Дает на кривой нагревания эндотермический прогиб при 150° и экзотермический пик при 900° (фиг. 39) [20].

Фиг. 39. Кривая нагревания биндгеймита (по Ивановой)



Порошкограммы прокаленных и непрокаленных образцов одинаковы [5].

Находж. Распространенный минерал зоны окисления месторождений, в которых встречаются гипогенные минералы свинца и сурьмы, главным образом буланжерит, джемсонит, цинкениит, бурнонит. Биндгеймит иногда образует псевдоморфозы по этим минералам, а также по тетраэдриту, галениту и миметезиту. Большею частью биндгеймит тесно ассоциируется с различными вторичными минералами сурьмы и свинца, иногда с карбонатами и лимонитом, нередко образует тонкие смеси с этими минералами.

В СССР обнаружен в ряде месторождений Забайкалья [41, 21] как продукт изменения буланжерита (район Нерчинска и Екатерининский рудник), миметезита (Екатерининский рудник), блеклой руды (Джиды) [22]; сопровождается хризоколлой, скородитом, лимонитом и другими гипергенными минералами. Образование биндгеймита по блеклой руде и галениту отмечено для Благодатского рудника на Урале [23].

В свинцово-цинковых рудах Вранчицы близ Милина (Чехословакия) биндгеймит слагает корочки на халькозине и кальците. В австрийских месторождениях Оберцайринг (Штирия) и Вэльх Вайтпах (Каринтия) [24] образование биндгеймита («вэльхита») связано с изменением бурнонита. В Камерата-Корнелло и в Горно (Италия) биндгеймит ассоциируется с флюоритом и различными карбонатами [5].

В США в Блайнд Спрингхил (Калифорния) [25] в окисленных галенито-тетраэдритовых рудах биндгеймит наблюдается в ассоциации с англезитом, перусситом, массивотом и другими вторичными свинцовыми минералами. Как продукт окисления джемсонита биндгеймит установлен в ряде мест Невады [26]; на руднике Монтезума он образует крупные жиллообразные скопления, сопровождается перусситом и гипсом. Характерен для окисленных руд в Кёр-д'Ален (шт. Айдахо, США). В Зап. Австралии известен на г. Эми и в Гордж Крик [27] в ассоциации с перусситом, англезитом, каолинитом. Кроме того, наблюдался севернее Маунт-Айза (шт. Квинсленд, Австралия) в виде корок в мелких трещинах и пустотах, сопровождается малахитом и азуриком [14].

Изм. Отмечено замещение биндгеймита, образующего псевдоморфозы по буланжериту, смесью перуссита и бедангита и наличие в таких псевдоморфозах миметезита (в трещинках) [11]. Биндгеймит иногда переходит в массивот и стибиконит [6].

Искусств. Получен безводный аналог биндгеймита (со структурой пирохлора) состава $\text{Pb}_2\text{Sb}_2\text{O}_7$ (см. мнимолит, стр. 143).

Отл. От других гипергенных сурьмяных минералов, совместно с которыми встречается (гидросервантит, стибиконит, гидроромеит), биндгеймит отличается по реакции на свинец, от гидросервантита, кроме того, — по порошкограмме.

От стибиконита и гидроромеита, с которыми биндгеймит изоструктурен, отличается отсутствием или слабой интенсивностью отражений с нечетными индексами, которые характерны для стибиконита и гидроромеита, а также более высоким показателем преломления.

Разнов. *Ag-содержащий* — **к о р о н г и т** (коронгит) — *coronguite* (Раймонди, 1878) [3]. Землистый, порошковатый, иногда неясно пластинчатый. Тв. $2\frac{1}{2}$ —3. Уд. в. 5,5. Цв. внешней части скоплений серовато-желтый, внутренней — более темный, со слабым смоляным блеском [2]; анализ 6. Встречен в рудниках области Коронго (провинция Помабамба, Перу).

Bi-содержащий (Ботуел и др., 1960) [4]. $a_0 = 10,4480 \text{ \AA}$. Волокнистый. Волокна вытянуты в направлении [110], что, возможно, обусловлено замещением волокнистого висмутсодержащего минерала. Анализ 7. Спектроскопически установлены небольшие количества In. Устойчив к воздействию всех реагентов за исключением горячей концентрированной H_2SO_4 или смеси бромисто-водородной и хлорной кислот (взятых в равных количествах) при слабом нагревании.

Обнаружен в Восточном Отджимбойо (Карибб, Юго-Зап. Африка).

Межплоскостные расстояния биндгеймита из Ловлока (шт. Невада) [2]

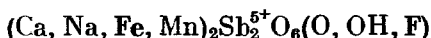
CuK α -излучение

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
222	100	3,03	800	20	1,34	10.6.2	50	0,884
400	60	2,62	662	40	1,20	884	40	0,872
331	10	2,41	840	40	1,17	12.4.0	30	0,827
440	80	1,85	844	40	1,07	10.6.6	40	0,798
622	80	1,58	666	40	1,00	12.4.4	40	0,788
444	30	1,51	880	10	0,925			

Л и т е р а т у р а

1. Bindheim J. J. Schriften Ges. Naturforsch. Freunde. Berlin, 1792, 10, 374.
2. Mason B., Vitaliano C. J. Min. Mag., 1953, 30, No 221, 102.
3. Raimondi A. Minéraux du Pérou, Paris, 1878, 88.
4. Bothwell D. I., Davis R. J., Moss A. A. Min. Mag., 1960, 32, No 251, 664.
5. Natta G., Vaccareda M. Zs. Krist., 1933, 85, 275.
6. Hägele G. Zbl. Min., 1937, A, 45.
7. Padera K. Rozpr. Českoslov. Akad. věd., Mat.-přírod., 1956, 66, S. 8, 37.
8. Larsen E. S. U. S. Geol. Surv. Bull., 1921, No 679, 47.
9. Горжевская С. А. Тр. ВИМС, 1949, вып. 2, 61.
10. Meixner H. N. Jb. Min., Monatsh., 1950, H. 1, 16.
11. Дубинина В. И., Корнилович И. А. ДАН СССР, 1959, 128, № 1, 156.
12. Shannon E. V. U. S. Nation. Mus. Bull., 1926, No 131.
13. Shannon E. V. Econ. Geol., 1920, 15, No 1, 88.
14. Lawson F., Meyer H. C. J. Geol. Soc. Australia, 1964, 11, 61 (по реферату Min. Abstr., 1965, 17, No 1, 73).
15. Куликова М. Ф. Геохимия, 1962, № 7, 610.
16. Куликова М. Ф. Геохимия, 1963, № 9, 864.
17. Вишневский А. С. Геохимия, 1958, № 7, 683.
18. Lascoix A. Minéralogie de la France, 1910, 4, 511.
19. Kolbeck F. Plattner's Probierekunst mit dem Lötrohre. Leipzig, 8 Aufl., 1927, 251.
20. Иванов В. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 50.
21. Смирнов С. С. Журн. засед. научн. сов. геол. ком., 1925, прил. 2, 3.
22. Повилайтис М. М. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 24, 141.
23. Ярош Н. А. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1955, вып. 26, мин. сб. № 3, 50.
24. Meixner G. Zbl. Min., 1937, A, 38.
25. Ransome A. L. California J. of Mines a. Geol., 1940, 36, No 2, 159.
26. Knopf A. U. S. Geol. Surv. Bull., 1918, No 660, 249.
27. Simpson E. Minerals of Western Australia, 1948, 1, 209.

Ромеит Romeite



Назван по имени французского кристаллографа Роме де Лиля (Дамур, 1844). Как новый минеральный вид впервые установлен Бертраном де Лом.

Синон. Ромейн — roméine (Дамур, 1844), антимонпироклор (сурьмяный пироклор) — Antimonpyrochlor (Махачки, 1932) [1].

Разнов. Атопит, шнеебергит, маузелит, веслинит, льюисит.

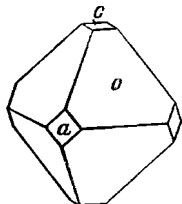
Характ. выдел. Мелкие октаэдрические кристаллы (величиной до 2 мм), их группы, сплошные выделения.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^7 - Fd\bar{3}m$; $a_0 = 10,264 \text{ \AA}$ у ромейта из Сан-Марселя, Италия [2]; $a_0 = 10,269 \text{ \AA}$ у льюисита из Оуро-Прето, Бразилия [3]; $a_0 = 10,285 \text{ \AA}$ у веслинита из Лонгбана, Швеция [4]; $a_0 = 10,296 \text{ \AA}$ у шнеебергита из Шнееберга, Австрия [2]. $Z = 8$. Изоструктурен с пироклором [3—5].

Гексоктаэдр. кл. $O_h - m\bar{3}m (3L_4 4L_3 6L_2 9PC)$. Главные формы [6—8]: o (111), d (110), a (100), реже m (311), n (211) [7], очень редко q (331) (по

неопубликованным данным Шрёдера — см. атлас Гольдшмидта). Кристаллы октаэдрического облика (фиг. 40). Двойники по (111) редки.

Физ. св. Сп. по (111) несовершенная. Изл. занозистый, иногда раковистый. Обычно хрупок. Тв. $5\frac{1}{2}$ — $6\frac{1}{2}$. Уд. в. колеблется (см. анализы) от 4,9 у веслинита [9] до 5,4 у шнеебергита [8] (вычисл. 5,32 для $\text{Ca}_2\text{Sb}_2\text{O}_7$ при $a_0 = 10,30 \text{ \AA}$) [10]. Цв. светло-желтый, желтовато-коричневый до красноватого или бурого. Черта бесцветная до бледно-желтой. Бл. стеклянный, жирный. Прозрачен до полупросвечивающего.



Фиг. 40. Кристалл ромеита, Лонгбан (по Норденшельду)

Микр. Изотропен или обнаруживает аномальное двуупреомление (от слабого до среднего), двусосный (—) [11]. Величина показателя преломления зависит от состава, $n = 1,82$ — $1,87$ (уменьшается с возрастанием Na, замещающего Ca), у веслинита и льюисита достигает 2,21. Дисперсия показателя преломления атопита из Мигуэль Бурньер [12]:

λ , $\text{m}\mu$	762	687	666	624	599	546	513	492	436	405
n	1,8237	1,8284	1,8310	1,8344	1,8376	1,8442	1,8509	1,8554	1,8720	1,8847

При скрещенных николях иногда наблюдаются секторы с полисинтетическим двойникованием.

Хим. Теор. состав для $\text{Ca}_2\text{Sb}_2\text{O}_7$: CaO — 25,74; Sb_2O_5 — 74,26. Характерно частичное замещение Ca на Na, Fe, Pb, Mn; Sb на Ti; O на OH и F. Цедлиц [2] считал идеальной формулу: $\text{CaNaSb}_2\text{O}_8$ (OH, F). При анализе ромеита фтор, возможно, не всегда определялся.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
Na_2O	0,81	5,08	0,40	2,70	2,03	0,99
K_2O	—	—	—	0,22	0,17	—
MgO	—	—	—	0,41	0,35	—
CaO	15,81	14,81	17,42	17,97	19,01	15,93
PbO	—	—	—	6,79	0,51	—
MnO	6,27	2,62	—	1,27	0,43	0,38
FeO	1,12	1,29	8,51	0,79	2,92	4,55
TiO_2	—	—	—	7,93	0,30	11,35
Sb_2O_5	74,72	74,72	72,48	59,25	72,17	67,52
F	—	—	—	[3,63]	3,50	—
H_2O	1,39	1,12	1,67	0,87	0,66	—
H. o.	—	—	0,30	—	—	—
Сумма	100,12	99,64	100,48	101,53	102,05	100,72
— O = F ₂				1,53	1,48	
				100,00	100,57	
Уд. в.	5,074	5,044	5,41	5,41	4,967	4,950

1 — собственно ромеит, Сан-Марсель, анал. Шелер [8]; 2 — атопит, Мигуэль Бурньер, анал. Шелер [8]; 3 — шнеебергит, Шнееберг, анал. Шелер [8]; 4 — маузелит, Якобсберг, анал. Маузеллус [13] (F указан по разности); 5 — веслинит, Лонгбан, анал. Вилке [4]; 6 — льюисит, Трипуги [14].

Диагн. исп. В HCl , H_2SO_4 и HNO_3 нерастворим. В закрытой и открытой трубках не изменяется. Легко разлагается при сплавлении с содой. П. п. тр. не плавится.

Наход. Очень редкий гипогенный минерал; встречается в небольших количествах. Ассоциируется главным образом с марганцевыми минералами, иногда с гедифаном. Впервые найден в месторождении Сан-Марсель (Пьемонт, Италия), где наблюдается в тонких прожилках на границе скоплений браунита и агрегатов альбита и пьомонита, реже образует небольшие гнездообразные выделения. Сопровождается альбитом, пьомонитом, браунитом, титанитом (гриновитом), тремолитом. В Мигуэль Бурньер (Минас-Жераис, Бразилия) ромеит (атопит) наблюдается в пустотах среди марганцевой руды, а также образует включения в ней [6]. В Лонгбане (Вермланд, Швеция) атопит встречается в виде кристаллов в прожилках серовато-белого гедифана, секущих агрегаты родонита [15]. В Хамман П'байле (Константина, Алжир) ромеит в виде очень мелких кристаллов обнаружен в ассоциации с надоритом и биендгеймитом [16]. Имеются недостаточно надежные указания на наличие ромеита в Кокпатазе (Кызыл-Кумы, СССР) [17].

Искусств. $\text{Ca}_2\text{Sb}_2\text{O}_7$, изоструктурный с пироксеном, синтезирован путем нагревания смеси H_3SbO_4 и $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, с очищением полученного продукта в кипящей воде. Известны искусственные структурные аналоги ромеита, например: $\text{Cd}_2\text{Sb}_2\text{O}_7$ [40] и $\text{Na}_2\text{Sb}_2\text{O}_6$ [48].

Разнов. **А т о п и т** — atopite — с повышенным содержанием натрия (анализ 2). Уд. вес и показатель преломления сравнительно низкие.

Название от греч. *άτοπος* (атопос) — необычный (по составу и нахождению) (Норденшельд, 1877) [15].

Ш н е е б е р г и т — schneebergite. Содержит Fe^{2+} , замещающее Са (анализ 3).

Назван по месту находки (Брезина, 1880) [19].

Сп. по (111) ясная. Изл. раковистый. Тв. $6\frac{1}{2}$. Уд. в. 5,41. Цв. медово-желтый. Бл. от стеклянного до алмазного. Оптически аномален, с низким двупреломлением, $n = 2,09$. В кислотах не растворяется [8]. С трудом разлагается при сплавлении с содой. Макроскопически похож на гранат, за который часто принимался. Встречается в рудных жилах Шнееберга в Тироле (Австрия), представлен октаэдрическими кристаллами; выполняет пустоты, большей частью наблюдается в их центральных частях в ассоциации с халькопиритом и магнетитом; в периферических частях тех же полостей встречаются: кварц, сфалерит, браунит, кальцит, иногда гранат.

М а у з е л и т — mauzeelite. Sb частично замещается Ti, а Са — Pb и в меньшем количестве Fe^{2+} и Mn. Кроме того, в минерале отмечается содержание фтора (анализ 4) [43]. Рентгеновские данные отсутствуют.

Назван по имени шведского минералога и химика Р. Маузелиуса [6]. Синон. мауцелиит, мауцелит, мозелит, титано-сурьмяный пироксоло — Titanantimonpyrochlor (Махачки, 1932).

Встречен в Якобсберге (Вермланд, Швеция) в трещинах известняка в ассоциации со свабитом, кальцитом, гранатом, гаусманнитом и другими марганецсодержащими минералами. По внешнему виду сходен с монимолитом, отличается меньшим уд. весом.

В е с л и н и т — weslienite. Содержит F, замещающий O, и Fe^{2+} , замещающее Са (анализ 5).

Назван по имени И. Веслина — директора рудников в Лонгбане (Флинк, 1923) [9]. Синон. веслиенит.

Сп. нет. Тв. $6\frac{1}{2}$. Уд. в. 4,97 [10]. Изотропен или аномально двупреломляет. $n = 2,21$ [12]; у двупреломляющего аномальная интерференционная окраска (фиолетовая), погасание волнистое, $2V (+)$ большой. Найден в Лонгбане (Швеция) в ассоциации с гематитом, манганофиллитом и рихтеритом.

Л ъ ю и с и т — lewisite. Отличается от ромеита содержанием титана, замещающего сурьму: $Ti : Sb$ около 1 : 2,9 (анализ 6).

Назван по имени проф. Люиса из Кембриджа в Англии (Хусак, Прайор, 1895) [14]. Синон. левизит, льюзит, титано-сурьмяный пирохлор — Titanantimonpyrochlor (Махачки, 1928).

Сп. по (111) довольно совершенная. Тв. $5\frac{1}{2}$. Уд. в. 4,95. $n = 2,20$. Плавится легко. Не растворяется в кислотах.

Рентгенометрически отличается от ромеита более слабой интенсивностью отражений с нечетными индексами.

Встречается в Трипуги близ Оуро Прето (Бразилия) в элювиальных песках вместе с кинобарью, реже с ксенотимом.

Межплоскостные расстояния ромеита из Сан-Марселя по Михееву

Cu-излучение, $D = 57,3$ мкм

hkl	l	$d(kX)$	hkl	l	$d(kX)$
111		5,808	840	2	1,275
311	1	3,443	911; 753	1	1,256
222	2	3,281	822; 660	2	1,214
311	3	3,084	931	1	1,189
222	8	2,964	751; 555	2	1,185
400	1	2,853	662	9	1,177
400	3	2,560	844	1	1,163
331	1	2,358	840	8	1,150
402	+	2,252	911; 753	2	1,128
511; 333	1	2,203	664; 10.2.2; 666	2	1,096
422	+	2,087	931	2	1,077
440	3	2,011	844	9	1,047
511; 333	2	1,979	933; 771; 751	2	1,032
531	1	1,924	10.2.0; 862	2	1,008
440	10	1,812	11.3.1; 971;	3	0,9946
531	3	1,735	955		
622	3	1,714	10.2.2; 666	10	0,9885
620; 444	1	1,641	953; 10.6.2	3	0,958
533	2	1,562	12.0.0; 884	1	0,9499
622	10	1,546	10.4.2; 11.5.1;	2	0,9396
444	4	1,482	778		
711; 551	3	1,438	11.1.1; 775	2	0,9232
800	2	1,430	800	4	0,9087
642	+	1,366	11.3.1; 971;	5	0,8987
731; 553	4	1,337	955; 12.4.0		
622	3	1,304	11.3.3; 973	3	0,8717
800	3	1,282	10.6.2	10	0,8682
			12.0.0; 884	9	0,8563

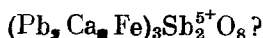
+ слабая линия.

Л и т е р а т у р а

1. Machatschki F. Chem. d. Erde, 1932, 7, H. 1, 56.
2. Zedlitz O. Zs. Krist., 1932, 81, 253.
3. Machatschki F., Zedlitz O. Zs. Krist., 1932, 82, 72.

4. Aminoff G. Öfvers. Vet. Akad. Stockholm, förhandl, 1933, Ser. 3, 11, 14.
5. Pabst A. Am. Min., 1939, 24, No 9, 566.
6. Hussak E. Zbl. Min., 1905, 240.
7. Pelloux A. Ann. mus. civico stor. nat. Genova, 1913, ser. 3, 6, 22.
8. Schaller W. T. U. S. Geol. Surv. Bull., 1916, No 610, 95.
9. Flink G. Geol. för. förhandl., 1923, 45, H. 6—7, N:o 355, 567.
10. Vaccareda M. Gazz. chim. ital., 1936, 66, 539.
11. Larsen E. S. U. S. Geol. Surv. Bull., 1921, No 679, 128.
12. Rose H. Zbl. Min., 1919, 268.
13. Sjögren H. Geol. för. förhandl., 1895, 17, H. 3, N:o 164, 313.
14. Hussak E., Prior G. T. Min. Mag., 1895, 11, No 50, 80.
15. Nordenskiöld A. E. Geol. för. förhandl., 1877, 3, No 40, 376.
16. Lacroix A. Minéralogie de la France, 1910, 4, 360.
17. Рахматуллаев Х. Р. Узб. геол. журн., 1962, № 3, 81.
18. Schrewelius N. Zs. anorg., allgem. Chem., 1938, 238, H. 2—3, 241.
19. Brezina A. Geol. Reichsanst., Wien, Verhandl., 1880, 313.

Монимолит Monimolite



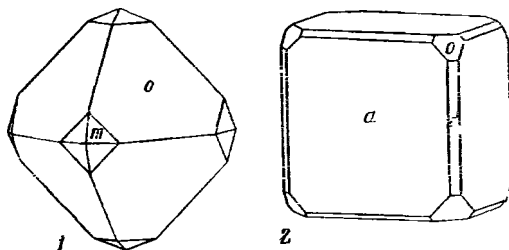
Виталиано и Мэйсон [1] предложили монимолит исключить из списка минералов как идентичный биндгеймиту, но этот вопрос не может считаться окончательно решенным, так как монимолит в отличие от биндгеймита не содержит воды. Состав минерала, свойства и формула требуют уточнения (формула не отвечает формуле минералов со структурой пирохлора).

Название от греч. *μόνιμος* (монимос) — устойчивый, так как химически разлагается с большим трудом (Игельстрём, 1865) [2].

Синон. Свинцовый ромеит — Bleigomeit, свинцово-сурьмяный пирохлор—Blei-antimonpyrochlor (Махачки, 1932) [3].

Характ. выдел. Кристаллы до нескольких миллиметров, иногда плотные скопления.

Структ. и морф. крист. Куб. с $a_0 = 10,47 \text{ \AA}$ [1] для монимолита из Харстига, а также для синтетического монимолита [4]. Наблюдавшиеся формы: a (001), d (110), o (111), m (311). У собственно монимолита (тип I Флинка) [5] хорошо образованные кристаллы октаэдрического облика (фиг. 44), у крайне редкого, не содержащего кальций (тип II Флинка) кристаллы кубические [5].



Фиг. 41. Кристаллы монимолита, Пайсберг (по Флинку)

Физ. св. Сп. по (111) неясная. Изл. мелкокораквистый, занозистый. Хрупок. Тв. 6 (тип I), для безкальциевого (тип II) — 5. Уд. в. варьирует — см. при хим. анализах (вычисл. для $\text{Pb}_2\text{Sb}_2\text{O}_7$ — 8,394; для $\text{Ca}_2\text{Sb}_2\text{O}_7$ — 5,294). Цв. обычного монимолита (типа I) желтый, серо-зеленый, коричневый, черта его соломенно-желтая; цвет не содержащего Ca (тип II) темно-коричневый до черного, черта коричневая. Бл. жирный. Просвечивает в тонких краях до почти непрозрачного.

Микр. [5]. В пл. в прох. свете желтовато-зеленый, в отраж. свете буровато-желтый с зеленым оттенком. Изотропен; у кристаллов типа II крайняя зона частично аномально двупреломляет.

Хим. Анализы удовлетворительно не рассчитываются. Состав непостоянен, требует уточнения.

Анализы монимолита из рудника Харстиг:

	Na ₂ O	MgO	CaO	MnO	FeO	PbO	Sb ₂ O ₃	Сумма	Уд. в.
1	—	3,25	7,59	6,20		42,40	40,23	93,73	5,94
2	0,54	0,56	9,70	0,41	5,38	42,74	40,51	93,84	6,573
3	—	—	—	1,16	5,57	55,33	38,18	100,24	7,287

1 — анал. Пгеьстрём [2]; 2, 3 — анал. Флинк [5]; 2' — тип I, 3 — тип II.

Диagn. исп. В кислотах не растворяется; кальцийсодержащий не разлагается при сплавлении с карбонатами щелочей, бескальциевый разлагается легко.

П.п.тр. сплавляется в черный пузыристый шлак. На угле восстанавливается, образуется ковкий свинцово-серый шарик, который в окислительном пламени дает налет белой Sb₂O₃ и желтой окиси свинца.

Нахожд. Очень редкий гипогенный минерал. Встречен в железо-марганцевом руднике Харстиг в Вермланде (Швеция) в кальцитовых жилах в сопровождении магнетита, тейфрита, рихтерита, геддифана. Указания [6] о наличии монимолита в Лонгбане (Швеция) не вполне достоверны.

Искусств. Безводный Pb₂Sb₂O₇ со структурой пирохлора [7], по-видимому, являющийся аналогом бескальциевого монимолита (типа II Флинк), был получен в виде порошка (уд. в. 6,72) при нагревании до красного каления смеси сурьмяной кислоты с ацетатом свинца.

Близкие по составу и структуре к бескальциевому монимолиту октаэдрические кристаллы [4] с уд. весом 7,32 совместно с массивкотом (?) были обнаружены на свинцово-плавильном заводе в печах рафинирования свинца при их охлаждении.

Низкий уд. вес полученного продукта (6,72) по сравнению с вычисл. уд. весом для Pb₂Sb₂O₇ объясняется несовершенством методики определения уд. веса порошкового материала.

Отл. От биндгеймита, к которому близок по составу и структуре, отличается отсутствием воды, формой выделений (кристаллы), парагенетической ассоциацией; порошковая монимолита близка к порошковой биндгеймита, отличается большей четкостью. От ромеита, к которому близок по структуре и форме кристаллов, отличается по составу.

Межплоскостные расстояния монимолита *

Mo-излучение, ZrO₂-фильтр

I	d (Å)	I	d	I	d	I	d
30	5,8	10	3,20	30	1,87	10	1,40
10	4,55	20	3,00	10	1,82	10	1,32
10	4,35	10	2,82	20	1,64	10	1,23
10	3,88	40	2,65	10	1,55	10	1,19
100	3,48	20	2,08	10	1,52	10	1,12

* ASTM, 7-224.

Л и т е р а т у р а

- Mason B., Vitaliano C. J. Min. Mag., 1953, 30, No 221, 103.
- Igelström L. J. Öfvers. Vet. Akad. Stockholm, förhandl., 1865, 22, 227.
- Machatschki F. Chem. d. Erde, 1932, 7, H. 1, 56.
- Friedrich G., Marx R. Zs. Erzbergbau u. Metallhüttenwesen, 1962, 15, 72.
- Flink G. A. Handl. Kgl. Svenska Vet. Akad., Bihang, 1887, 12, Pt. 2 (2), 35.
- Nordenskiöld A. E. Öfvers. Vet. Akad. Stockholm, förhandl., 1870, 27. 550.
- Baccaredda M. Gazz. chim. ital., 1936, 6, 539 (по реферату N. Jb. Min., Monatsh., 1937, H. 1, 407).

Стетefeldит — stetefeldite. $Ag_ySb_{2-x}(O, OH, H_2O)_{6-7}$? где $y=1-2$, x около 0,5 (Виталиано и Мэйсон) [1].

Назван по имени горного инженера Стетefeldя (Риоте, 1867) [2].

Синон. Штетefeldит, штетefeldит, стетefeldит.

Недостаточно изучен. Плотный, иногда крупнозернистый, порошковатый.

Куб. с. $a_0 = 10,46 \text{ \AA}$. Порошкограмма очень близка к порошкограмме биндгеймита (Виталиано и Мэйсон) [1].

Изл. неровный до раковистого. Тв. 3—4. Уд. в. 4,6 (Мэйсон). Цв. чистого стетefeldита желтый, цв. смеси с шритом и халькозином коричневатый до черного. Черта желтая, желтовато-зеленая.

В пл. в прох. свете бледно-желтый. Изотропен, $n = 1,95$ [1].

Состав (среднее из двух анализов) [2]: Ag — 23,74; Cu — 12,78; Fe — 1,82; Sb_2O_4 — 43,77; S — 4,7; H_2O — 7,9; сумма 94,71. Содержание Cu, Fe и S объясняется примесью пирита и халькозина. Спектральным анализом в чистом стетefeldите [1] установлены Ag и Sb.

Гипергенный минерал. Встречен совместно с галенитом, пиритом и халькозином в кварцевых жилах районов Эмпайр и Филадельфия в Неваде (США).

Межплоскостные расстояния стетefeldита из Белмонта, Невада [1]

CuK_{α} -излучение

hkl	I	$d(\text{Å})$	hkl	I	$d(\text{Å})$	hkl	I	$d(\text{Å})$
222	100	3,02	800	10	1,31	10.6.2	50	0,884
400	70	2,61	662	50	1,23	884	40	0,872
440	70	1,85	840	40	1,17	12.4.0	30	0,827
622	70	1,58	844	30	1,07	10.6.6	50	0,798
444	30	1,51	666	40	1,00			

Л и т е р а т у р а

- Mason B., Vitaliano C. J. Min. Mag., 1953, 30, No 221, 100.
- Riotte E. N. Berg- u. hüttenmann. Zeitung, 1867, 26, 253, 281.

Партцит — partzite. $Cu_ySb_{2-x}(O, OH, H_2O)_{6-7}$ (?) при $y < 2$, $x = 0-1$ (Виталиано и Мэйсон) [1]. Недостаточно изучен. Согласно Блэку [2] и Рэнсому [3], представляет смесь окисленных минералов, однако Мэйсон и Виталиано [4] на основании рентгеновских исследований показали, что преобладающим в исследованном материале был минерал, по структуре и параметру решетки идентичный стибикониту; в качестве примеси упоминаются кварц и лимонит.

Назван по имени первооткрывателя А. Партца (Арендс, 1867) [4]. Синон. пакос — pacos (Раймонди) [5].

Плотный. Куб. с. $a_0 = 10,25 \text{ \AA}$ [3]. Изоструктурен с пирохлором.

Изл. раковистый до ровного. Тв. 3—4, Уд. в. колеблется от 2,98 до 3,96. Цв. минерала и черты оливково-зеленый; часто покрыт черным налетом. Бл. матовый, иногда жирный.

Показатели преломления от 1,61 до 1,82, колеблются в связи с непостоянством состава, увеличиваясь в соответствии с возрастанием уд. веса. Анализ минерала из Блайнд Спринг Хил: Cu_2O — 32,11; Ag_2O — 6,12; FeO —

2,33; PbO — 2,01; Sb₂O₃ — 47,65; H₂O — 8,29; сумма 98,51 (анал. Арентс) [4].

Обнаружен в районе Блайнд Спринг Хил (округ Моно, шт. Калифорния, США) в зоне окисления как продукт изменения сурьмяных сульфидных руд [4]. Сходный минерал найден в Перу [5].

Л и т е р а т у р а

1. Mason B., Vitaliano C. J. Min. Mag., 1953, 30, No 221, 105.
2. Blake W. P. Am. J. Sci., 1867, ser. 2, 44, 119.
3. Ransome A. L. California J. of Mines and Geol., 1940, 36, No 2, 159.
4. Arnts A. Am. J. Sci., 1867, ser. 2, 43, 362.
5. Raimondi A. Minéraux du Pérou. Paris, 1878, 88.

ГРУППА ПИРОХЛОРА

		Сингония	a ₀	Уд. в.
Пирохлор	(Ca,Na,U,TR) _{2-m} (Nb,Ta,Ti) ₂ O ₆ (O,F) _{1-n} ·nH ₂ O	Куб.	10,40— 10,45	4—5
Микролит	(Ca,Na,U) _{2-m} (Ta,Nb,Ti) ₂ O ₆ (O,F) _{1-n}	Куб.	10,38— 10,44	5,9— 6,4
Бетафит	(Ca,U,TR) _{2-m} (Ti,Nb,Ta) ₂ O ₆ (O,F) _{1-n} ·nH ₂ O	Метам.	10,27— 10,37	3,7— 5
Вестгренит	(Bi,Ca)(Ta,Nb) ₂ O ₆ (OH)	Куб.	10,48	6,5
[Шетеллит]	(Ca,Mn,Sb,Fe,Bi) ₂ (Ti,Ta,Nb,W) ₂ (O,OH) ₇	Ромб.?	—	4,74

К этой группе отнесены кристаллические и метамиктные титанато-танталато-ниобаты, имеющие в естественном состоянии или после прокаливании структуру пирохлора. Условно в группу пирохлора включен шетеллит. Минералы группы с идеальной формулой A₂B₂O₆X характеризуются очень широко проявленным изоморфизмом элементов, особенностью структуры (см. стр. 127), в которой возможен дефицит атомов группы А [1], часто наблюдающейся метамиктностью минералов и их гидратацией.

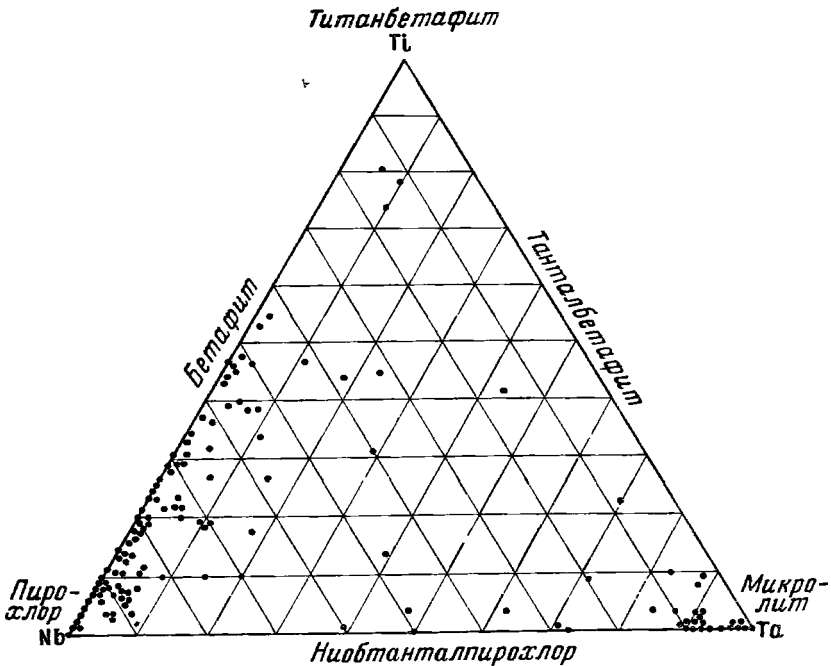
Для элементов группы В характерны Nb, Ta и Ti, по содержанию которых различают главные минералы группы (содержание Ti, Nb и Ta, по данным 145 анализов, отражено на диаграмме фиг. 42) [2]: в пирохлоре преобладает Nb над Ti и Ta, в микролите Ta над Nb и Ti, в бетафите Ti ≈ Nb > Ta. Существенное преобладание Ti над Nb и Ta отмечено [3] лишь для бетафитов из Тангена в Норвегии (титанбетафитов); соотношение Ti ≈ Ta > Nb характерно для танталбетафита из Карелии (СССР) [4]. Работами последних лет подтверждено [5, 6] существование непрерывного ряда пирохлор — микролит (Nb ≈ Ta > Ti — ниобтанталпирохлор, по Махачки) [7]. Nb, Ta и Ti изоморфно замещаются (обычно в небольшой степени) Fe³⁺, Zr, очень редко Sb, а также, возможно, Si и Al. Zr, очевидно, определялся не во всех случаях; большей частью содержание ZrO₂ незначительно, но в некоторых уранпирохлорах достигает 5—6%; в циркониевом бетафите установлено 9,84% ZrO₂ [8]. Zr преобладает над Ti в составе циркелита (см. стр. 182), имеющего формулу, близкую к таковой пирохлоров, и структуру, производную от структуры пирохлора.

Содержание SiO₂ установлено во многих минералах группы даже в тех случаях, когда они не сопровождаются кварцем или силикатами. Значительное содержание Al (Al₂O₃ — 9,88% по Юрку, 5,35 в одном анализе по Джуню, 16,46 в другом) [9] установлено лишь в «приазовите» [9]; существенное расхождение данных анализов «приазовита» указывает, однако, на необходимость уточнения его состава. Для «алюминобетафита» (15,68% Al₂O₃) опубликован [10] лишь химический анализ, описание минерала

отсутствует; поэтому нет возможности судить о степени достоверности минерала. В шетелигите установлен W.

К элементам группы А принадлежат (в порядке значимости): Ca, Na, U, TR, Ba, Th, Sr, Pb, Fe²⁺, Bi, Sb³⁺, Mn²⁺, K, предположительно также гидроксоний — H₃O⁺ [11] (в искусственных соединениях, кроме того, Cd и Tl, см. на стр. 127). Значительное содержание Bi (40,4% Bi₂O₃) характерно лишь для вестрегита.

Часто отмечается дефицит атомов А, занимающих пустоты каркаса из VO₆-октаэдров. Отмечена связь между дефицитом атомов А и степенью



Фиг. 42. Соотношение содержания Nb, Ta и Ti в минералах группы пирохлора

(по Бонштедт-Куплетской)

гидратации минералов [12, 13]; возможно, что этот дефицит частично компенсируется H₃O⁺. Дефицит в группе А в общем не характерен для микролита и собственно пирохлора, но присущ всем метамиктным минералам данной группы; особенно резко он проявлен в бариевых неметамиктных разновидностях (пандаите и рейкебурите) [13].

До последнего времени, вслед за Махачки [7], предложившим для минералов группы пирохлора общую формулу A₂B₂ (O, OH, F)₇ или A₂B₂O₆X, считалось [12, 13], что седьмой анион, не участвующий в построении структуры [14, 15], представлен O, OH и F. Инфракрасные спектры [16—18, 13] показали, однако, отсутствие гидроксильных групп в составе пирохлоров и наличие лишь молекул воды, в соответствии с чем общая формула минералов группы пирохлора (с учетом частого дефицита в группе А) имеет вид A_{2-m}B₂O₆X_{1-n}·nH₂O [19]. Фтор нередко замещает кислород (до нескольких процентов).

Исключительно большое разнообразие состава минералов этой группы явилось причиной очень большого количества названий и противоречий

в их использовании. За основу классификации минералов группы в последние годы [19—22, 5] принимается соотношение Nb, Ta и Ti.

По преобладающему или специфическому элементу в группе А различаются следующие минералы и их разновидности (количественное соотношение Ca + Na, TR и U + Th отражено на диаграммах при описании минералов) [2].

	Nb > Ti, Ta	Ta > Nb, Ti	Ti > Nb, Ta	Ti ≈ Nb > Ta	Ti ≈ Ta > Nb	Nb ≈ Ta > Ti
	<i>Пирохлор</i>	<i>Микролит</i>	<i>Бетафит</i>			<i>Ниобман-та-пирохлор</i>
Ca, Na	Пирохлор	Микролит	—	—	—	Пирохлор—микролит
Ca, U	Уранпирохлор	Уранмикролит	Титансетафит	Бетафит	Тантал—бетафит	—
Y, U	Обручевит	—	—	Итробетафит (титано-обручевит)	—	Танталообручевит
Ce	Мариньякит	—	—	—	—	—
Ba	Пападит	Рейкебургит	—	—	—	—
Pb	Плюмбопирохлор	Плюмбомикролит	—	—	—	—
Bi	—	Вестгрениит	—	—	—	—

К бетафиту здесь отнесен минерал промежуточного состава (по группе В) между пирохлором и гипотетическим титанпирохлором, содержащий 30—70% Ti от суммы Nb + Ti + Ta; он характеризуется повышенным содержанием урана (см. фиг. на стр. 174).

Микролит обычно бывает кристаллическим, пирохлор — частью кристаллическим, частью метамиктным; бетафит, урановые и редкоземельные разновидности пирохлора — метамиктны, бариевые, а также свинцовый микролит — кристаллические. Величина параметра элементарной ячейки в общем зависит от состава [23]; возрастание количества Ti в группе В вызывает уменьшение a_0 (меньше у бетафитов, чем у пирохлора и микролита), у прокаленных метамиктных пирохлоров параметр a_0 несколько меньше, чем у кристаллических; среди элементов группы А существенное влияние на увеличение параметра ячейки оказывают Ba, Sr и Pb.

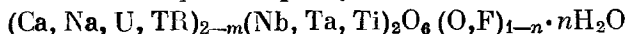
Диагностика минералов группы пирохлора очень трудна. Уд. вес широко варьирует и не является показательным для пирохлоров и бетафитов, лишь микролит и вестгрениит выделяются значительно большим уд. весом ($> 5,7$ у микролита, $6,5$ у вестгрениита). Показатели преломления существенно не различаются. Кривые нагревания кристаллических пирохлора и микролита плавные; метамиктные минералы дают экзотермический пик и эндотермическое понижение в пределах $175—215^\circ$ [16, 24, 25]. Надежная диагностика возможна лишь на основе химического анализа.

Парагенезис минералов группы различен. Пирохлор характерен для нефелиновых сиенитов, сиенитов и связанных с ними пегматитов, для комплексов щелочных ультраосновных пород, широко распространен в карбонатах, лишь иттриевая разновидность пирохлора — обручевит наблюдается в гранитных пегматитах. Бетафит встречается в некоторых карбонатах, в гранитных пегматитах (сопровождается эвксенитом, малаконом, торитом, ортитом и др.); наблюдался в участках фенитизированных пегматитов у контактов массивов нефелиновых сиенитов [26, 27, 10]. В отличие от пирохлора, его разновидностей и бетафита, микролит — типичный минерал литиевых пегматитов, содержащих лепидолит, розовый турмалин, сподумен, берилл и др.; в литиевых пегматитах обнаружен и вестгрениит.

Л и т е р а т у р а

1. Rosén O., Westgren A. Geol. för. förhandl., 1938 60, II, 2, 226.
2. Бонштедт-Куплетская Э. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1966, 95, в. 2, 134.
3. Björlykke H. Norsk. geol. tidsskr., 1931, 12, 73.
4. Калпта А. П., Быкова А. В. Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 7, 104.
5. Ситнин А. А., Быкова А. В. ДАН СССР, 1962, 147, № 1, 203.
6. Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты. Изд-во АН СССР, 1962, 112.
7. Machatschki F. Chem. d. Erde, 1932, 7, II, 1, 56.
8. Сб. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов». Изд-во «Наука», 1964, 2, 507.
9. Джувь В. С. ДАН УССР, 1963, № 10, 1379.
10. Kawai T. J. Chem. soc. Japan, 1960, 81, 1219.
11. Сергеев А. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 4, 400.
12. Бородин Л. С., Назаренко И. И. Геохимия, 1957, № 4, 279; ДАН СССР, 1957, 115, № 4, 783.
13. Veer A. H. v. d. Verhandl. Kon. Nederl. geol. mijnbouw. gen., geol. ser., 1963, 22, 1.
14. Gaertner H. R. N. Jb. Min., 1930, B.-Bd. 61, A, 1.
15. Brandenberger E. Zs. Krist., 1931, 76, 322.
16. Гинзбург А. И., Иванова Л. С. Геология месторождений редких элементов. 1960, вып. 10, 89.
17. Солнцева Л. С. Минеральное сырье, 1961, вып. 3, 83.
18. Сергеев А. С., Федорова Л. Г. Тр. Мин. музея АН СССР, 1962, вып. 13, 102.
19. Гинзбург А. И., Горжевская С. А., Ерофеева Е. А., Сидоренко Г. А. Геохимия, 1958, № 5, 486.
20. Villiers J. E. Am Min., 1941, 26, No 8, 500.
21. Hogarth D. D. Canad. Mineralogist, 1961, 6, pt. 50, 610.
22. Калпта А. П., Быкова А. В., Кухарчик М. В. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 8, 201.
23. Сидоренко Г. А., Горжевская С. А. Геология месторождений редких элементов. 1960, вып. 10, 64.
24. Горжевская С. А., Ерофеева Е. А. Минеральное сырье, 1960, вып. 1, 98.
25. Амбарцумян Ц. Л., Басалова Г. И., Горжевская С. А., Назаренко Н. Г., Ходжаева Р. П. Термические исследования урановых и урансодержащих минералов. Госатомиздат, 1961, 99.
26. Чесноков Б. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, 93, вып. 1, 73.
27. Еськова Е. М., Жабина А. Г., Мухитдинов Г. Н. Минералогия и геохимия редких элементов Восточных гор. Изд-во «Наука», 1964, 129.

Пироклор Pyrochlorite



Название от греч. πῦρ (пир) — огонь и χλωρός (хлорос) — зеленый, в связи с тем, что при прокаливании некоторые пироклоры становятся зелеными (Велер, 1826).

Синон. Пироклорит — pyrochlorite (Велер, по Хейю), гидроклор — Hydrochlor (Герман, 1850), флюоклор, фтороклор — Fluochlor (Герман, 1853), копнит — koprite (Кноп, 1875), ниобопироклор — Niobpyrochlor (Махачки, 1932), колумбомикроклит — columbomicroclite (Вильберс, 1941) [1], гидropироклор — hydropyrochlorite (Иванов, Боровский, Ярош, 1944).

Хальколамприт — chalcolumprite (Флинк, 1898) [2] — загрязненный пироклор (Дана, 1951), эндейолит — endeiolite (Флинк, 1900) [3] — по-видимому, измененный пироклор.

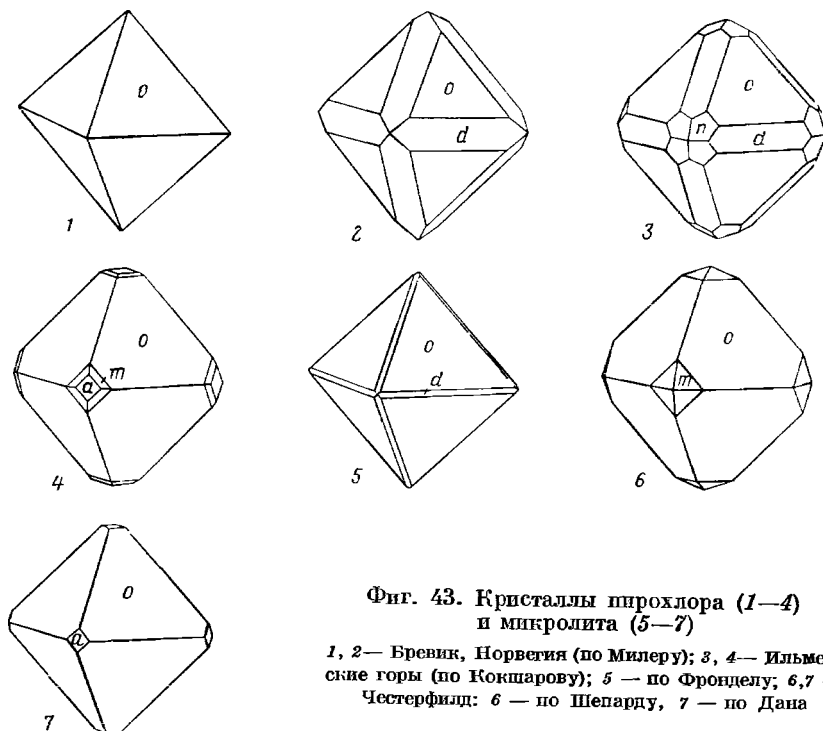
Под названиями виикит — wiikite (Крукс, 1908), нуолаит — nuolaite (Локка, 1928) [4], α-виикит — α-wiikite и β-виикит — β-wiikite (Ант-Буоринен, 1936) [5], силикат-виикит — Silikat-Wiikit, пироклор-виикит — Pyrochlor-Wiikit и самарскит-виикит — Samarskit-Wiikit (Штрунц, 1957) описаны различные минералы группы пироклора (обручевит, бетафит), эвксенит и другие, а также смеси их [6, 7].

Разнов. Уранпироклор, обручевит, мариньякит, пандит, стронциевый пироклор, плумбопироклор.

Характ. выдел. Кристаллы обычно мелкие, иногда достигающие 10 см и более, скопления кристаллов, мелкокристаллические агрегаты.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^7 - Fd3m$. Кристаллический, реже рентгеноаморфный — метамиктный. У кристаллического $a_0 = 10,40-10,45 \text{ \AA}$, у продукта прокаливании метамиктного $10,37-10,44 \text{ \AA}$ [8]; наименьшие параметры ячеек — у редкоземельных разновидностей (обручевита и мариньякита) $10,31-10,37$; у бариевой (панцаита) $10,56-10,58 \text{ \AA}$ [9, 10], у стронциевых около $10,47 \text{ \AA}$ [10], у свинцовых $10,53-10,57 \text{ \AA}$ [10a, 10b]; $Z = 8$.

Описание структуры см. выше (стр. 127).



Фиг. 43. Кристаллы пирокслога (1—4) и микролита (5—7)

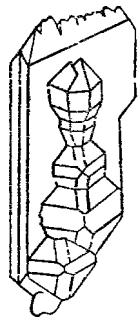
1, 2 — Бревик, Норвегия (по Милеру); 3, 4 — Ильменские горы (по Кокшарову); 5 — по Фронделу; 6, 7 — Честерфилд; 6 — по Шепарду, 7 — по Дана

Гексоктаэдр. кл. $O_h - m3m (3L_4 4L_3 6L_2 9PC)$. Наблюдавшиеся формы: a (100), d (110), o (111), n (211), m (311); из них значительно преобладает o (111), нередко небольшие грани a (100) и d (110). Кристаллы обычно октаэдрического облика (фиг. 43). Часто они несовершенны, иногда уплощены по граням октаэдра. Двойники по (111) очень редки.

Описано несколько типов ориентированных сростаний с цирконом: (111) и $[11\bar{2}]$ пирокслога параллельны (111) и $[1\bar{1}0]$ циркона [11]; (111) и $[11\bar{2}]$ пирокслога \parallel (100) и $[010]$ или $[100]$ циркона; L_4 пирокслога \perp или $\parallel L_4$ циркона [11a]; при взаимно-перпендикулярной ориентировке L_4 обоих минералов отмечалась параллельность ребра $[110]$ пирокслога L_4 циркона [12]. Наблюдались ориентированные нарастания кристаллов пирокслога на кристаллы бадделеита (фиг. 44; см. также: Минералы, т. II, вып. 2, стр. 132): параллельно граням (100) и (110) бадделеита предполагаются соответственно грани (100) и (110) пирокслога [13] (аналогичные нарастания на бадделеит описаны для пиррита [14], см. стр. 170). Установлены также эпитаксические сростания пирокслога и циркелита [14a].

Для кристаллов из карбонатитов Сибирской платформы установлено [13] изменение облика в процессе роста: буровато-желтые кубооктаэдри-

ческие кристаллы содержат фантомы октаэдрических кристаллов красновато-черного метамиктного пирохлора; отмечается следующая последовательность развития граней: (111), (110), (100). В щелочно-ультраосновных массивах Кольского полуострова октаэдрические кристаллы характерны для более ранних пород, в более поздних карбонатах наблюдаются и кубооктаэдрические кристаллы [14a]. Встречаются скелетные кристаллы с пойкилобластами карбонатов [15]. Часто кристаллы имеют зональное строение, зоны в различной степени метамиктные и радиоактивные, отличаются по цвету, отражательной способности, микротвердости [10, 16, 17].



Фиг. 44. Ориентированное нарастание кристаллов пирохлора на кристалле бадделейта (по Евзиновой)

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. обычно не наблюдается, иногда несовершенная спайность или отдельность по (111). Хрупок. Изл. неровный, раковистый до занозистого. Тв. $5-5\frac{1}{2}$. Микротвердость при нагрузке 100 г $514-764 \text{ кг/мм}^2$, более низкая у метамиктных гидратированных образцов [8, 10]. Она несколько повышается с возрастанием содержания Nb [18], в зональных кристаллах различна в разных зонах [10, 17]; наиболее низкая микротвердость — у обручевита — $317-412 \text{ кг/мм}^2$ (при нагрузке 50 г) [18], у пандайта 570, стронциевого пандайта (оригинала анализа 27) $353-550$ [10].

Уд. вес. варьирует от 3,8 до 5 (см. хим. анализы); при близком составе у метамиктного пирохлора он ниже, чем у кристаллического [19], понижается в результате гидратации, повышается в общем с повышением содержания Ta, U, Ba, Sr, Pb.

Цв. желто-бурый, красновато-бурый, бурый до буро-черного, также светло-бурый, янтарно-желтый, бледно-желтый до бесцветного [1], изредка зеленый [15, 10], желтовато- и оливково-серый (пандаит). В кристаллах окраска часто распределена неравномерно: ядро отличается по цвету от наружных частей кристалла, наблюдается различие окраски в различных зонах и вдоль трещин [10, 16]. Черта светло-бурая, желтоватая. Бл. стеклянный до жирного и смоляного на изломе. Темно окрашенные разности просвечивают только в тонких осколках; гидратированный пирохлор непрозрачен.

Радиоактивен в различной степени в соответствии с разным содержанием урана и тория, иногда радиоактивны лишь отдельные зоны кристаллов [17, 10]. После прокалывания люминесцирует в лучах ртутно-кварцевой лампы [20].

При магнитной сепарации пирохлор концентрируется в неэлектромагнитной и слабоэлектромагнитной фракциях [15]. Уд. магнитная восприимчивость неизменного пирохлора варьирует, значительно возрастает при изменении минерала [15].

Диэлектрическая постоянная типичного пирохлора 4,10—5,10, обручевита 3,81—4,96, уранпирохлора 3,42—3,46 [21]. Электропроводность порядка $2,0 \cdot 10^{-10} \text{ ом}$ [22].

Инфракрасные спектры поглощения кристаллического и метамиктного пирохлоров до и после их прокалывания одинаковы [23—25]; характерно наличие слабой полосы около 3030 см^{-1} [23]; на кривой поглощения пирохлора из карбонатитов в более длинноволновой части спектра отмечены [25] раздвоенная полоса в области $1160-1036 \text{ см}^{-1}$ с максимумами при 1111 и 1070 см^{-1} и слабая полоса в пределах $909-869 \text{ см}^{-1}$. В спектре обручевита установлена сильная полоса поглощения в области 1250 и широкая в области $3570-2380 \text{ см}^{-1}$ [23]. Для уранпирохлора

(оригинал анализа 18) характерны [25] четкие полосы: с максимумом при 3279 см^{-1} и более широкая с максимумами при 1639 и 1401 см^{-1} (в длинноволновой части спектра — полосы, характерные для типичного пироклора); после прокалывания минерала появилась полоса с максимумом при 1153 см^{-1} [25].

Поверхность пироклора имеет отрицательный заряд [26]. рН суспензии его больше 7,8, у обручевита 7,0 [21].

Флотируется олеиновой кислотой, олеатом натрия, фосфотеном [27, 28]. При флотации карбонатитовых пироклоровых руд олеиновой кислотой в качестве активатора применяется купферон, депрессором служит лигносол [29]; цирконо-пироклоровые руды флотировались олеиновой кислотой с едким натрием и кальцинированной содой; производится последующая кислотная обработка и флотация концентрата алкилсульфатом натрия в кислой среде [30].

Микр. В пл. в прох. свете бурый, желтый, темно-красновато-бурый до почти непрозрачного. Изотропен. Показатель преломления варьирует в пределах $2,14$ — $1,9$ [21, 31, 19]: у собственно пироклоров $2,00$ — $2,14$, несколько ниже у обогащенных ураном — $1,93$ — $1,96$ [21, 31], значительно более низкий — $1,83$ у обручевита [32], $2,07$ — $2,10$ — у стронциевого пандайта [9] (см. хим. анализы); у коппита, по Ларсену, — $2,10$ — $2,18$. Дисперсия показателя преломления двух образцов пироклора из Ильменских гор [33]:

$\lambda, \mu\text{m}$	700	686	656	589	560	500	486
n	2,0076	—	—	2,0248	—	2,0541	2,0612
	1,9818	1,9831	1,9866	1,9995	2,0065	2,0285	2,0363

В шлифах характерны многочисленные трещины, часто наблюдается неравномерное распределение окраски.

В полир. пл. в отраж. свете светло-серый (темнее ильменита, по сравнению с магнетитом слегка кремовый [34]). Отраж. способность $11,9$ — $16,2\%$ [10]. Изотропен. Внутренние рефлексы характерны: красновато-желтые до желтых.

Хим. Состав переменный в связи с широким проявлением изоморфизма и различной степенью гидратации [35—37]. Состав типичного пироклора близок к формуле $A_2B_2O_6F - NaCaNb_2O_6F$ (теор. состав: Na_2O — $8,53$; CaO — $15,39$; Nb_2O_5 — $73,06$; F — $5,22$); обычно отмечается недостаток катионов группы А и анионов (Х); при дефиците указанных ионов обычна гидратация пироклора, и общая формула его имеет вид $A_{2-m}B_2O_6X_{1-n} \cdot nH_2O$ [35, 38].

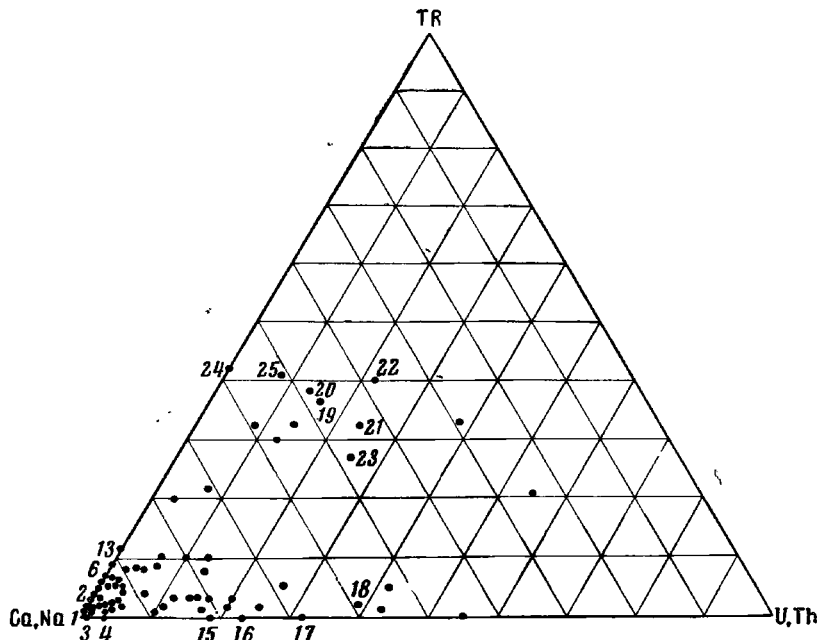
В группе В Nb резко преобладает над Ta и Ti (см. фиг. 42 на стр. 145), в группе А доминируют Ca и Na, которые замещаются TR, U, Th (фиг. 45), реже Ba, Sr и Pb, в незначительном количестве Fe^{2+} , K и др.

Содержание Ti составляет от $1,5$ — $2,5$ до 10 — 11% TiO_2 в уранирохлорах, промежуточных между собственно пироклором и бетафитом. По данным анализов последних лет обычно содержание 1 — $1,5\%$ ZrO_2 (редко до 4%) [35]. Fe_2O_3 обычно содержится в количестве менее 1 — 2% , в уранирохлорах $2,5$ — $4,0\%$.

Резко выделяются по содержанию Fe_2O_3 коппит ($9,73\%$) [39] и пироклор из месторождения Номегос (Онтарио, Канада); анализ последнего [10] мало достоверен, основан на полуколичественных спектральных данных [40].

Типичный пироклор содержит обычно менее 1% TR, иногда до 4% ; в редкоземельных разновидностях — обручевите и мариньяките — количество TR_2O_3 достигает 10% и более. Sr и Ba в пироклорах не всегда

определялись: во всех более новых полных анализах в составе пироксенов из щелочных пород и щелочных пегматитов отмечается до 1,5% SrO. Повышено содержание Sr ($>5\%$ SrO) в пироксенах из карбонатитов Сибири (обогащены стронцием пироксены поздних генераций) [106], в пироксене из Луенга (Конго) [10], в стронциевом пандите (анализ 27) и в некоторых пироксенах карбонатитовых месторождений Нкомбва



Фиг. 45. Соотношение содержания (Ca+Na), TR и (U + Th) в пироксенах. Номера отвечают номерам химических анализов (по Бонштедт-Кушлетской)

(Замбия) и Чума (Мбея, Танганьика) [10]. Высокое содержание Ba отличает пандит от типичного пироксена, в котором обычно отмечаются доли процента BaO, максимально 0,93 [35]; значительно содержание PbO в пломбопироксене [10а, 106] (см. стр. 160).

Типичный неизменный пироксен содержит лишь немного воды; количество ее повышено в метамиктном пироксене, в уранпироксене и в редкоземельных разновидностях — обручевите и мариньяките. Характер вхождения воды окончательно не установлен; инфракрасные спектры показывают отсутствие групп OH в составе пироксена и наличие H_2O [23—25]. Высказано предположение о вхождении в пироксен гидроксония, замещающего катионы группы А [25, 41, 14а].

Пироксен и редкоземельные его разновидности содержат до 4% F. По-видимому, F более характерен для пироксена пегматитов и акцессорного пироксена пород, чем для пироксена карбонатитовых месторождений; в последних фторсодержащий пироксен замещает пироксен ранней генерации [31].

В среднем пироксены разных месторождений содержат около 0,05% Sc_2O_3 [42]; пироксен из щелочно-ультраосновного массива Кольского п-ова содержит 0,027% Sc [43]; Sc, а также Be отмечаются на основе спектральных анализов в составе обручевита [44]. В пироксене из мариуполита установлено 0,003% Rb [45]. Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	6,93	5,24	4,86	4,20	4,67	2,55	5,78	7,34	7,31
K ₂ O	0,37	—	—	0,10	He обн.	—	0,17	0,19	0,01
MgO	0,03	—	—	—	сл.	0,37	0,05	0,06	0,12
CaO	14,57	18,73	18,89	11,60	17,29	14,36	15,63	15,43	13,34
SrO	—	0,14	0,04	1,40	—	—	1,12	0,69	1,66
BaO	—	0,14	0,21	—	—	—	He обн.	—	—
PbO	—	—	—	—	0,06	—	»	»	—
MnO	—	0,10	сл.	—	0,08	0,83	сл.	0,18	0,025
FeO	—	—	—	—	0,72	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,73	—	—	0,73	—	0,55	0,32	—	—
Fe ₂ O ₃	0,25	1,30	0,86	0,36	—	0,84	0,32	0,63	0,67
ΣY ₂ O ₃	—	—	—	—	0,23	—	0,06	—	—
Ce ₂ O ₃	—	2,05 *	1,74 *	0,70 *	[2,13 ^{2*}	—	0,38	—	2,80
ΣCe ₂ O ₃	0,78					2,09	4,63	0,32	
SiO ₂	0,10	0,12	1,52	1,91	—	5,52	0,67	—	0,74
TiO ₂	0,65	2,40	3,60	2,95	7,71	7,29	3,21	2,00	2,70
ZrO ₂	—	—	—	0,74	—	0,44	0,56	0,92	—
SnO ₂	—	—	—	—	сл.	—	0,32	—	—
ThO ₂	—	—	—	—	2,52	—	0,06	1,14	0,75
UO ₂	—	—	—	—	0,54	—	1,58	—	0,007 ^{3*}
UO ₃	—	—	—	—	—	—	0,12	—	—
U ₃ O ₈	0,02	0,44	сл.	3,33	—	0,34	—	—	—
Nb ₂ O ₅	71,45	65,65	62,52	66,31	57,67	52,61	62,24	68,60	65,00
Ta ₂ O ₅	1,50	сл.	3,20	He обн.	2,20	1,40	0,48	—	—
H ₂ O ⁺	0,68	0,85	0,41	3,39	1,39	5,30	0,50	0,80	0,60
H ₂ O ⁻	—	—	—	1,17	сл.	1,06	—	0,16	2,68
F	3,05	3,56	4,10	1,30	1,75	2,70	3,34	0,69	2,37
П. п.	—	—	—	—	—	—	4,53	—	—

С у м м а	101,41	100,72	101,95	100,19	101,05	100,79	101,76	99,86 ^{4*}	100,86 ^{5*}
—O=F ₂	1,25	1,50	1,73	0,26	0,73	1,16	1,41	0,29	0,99
	99,86	99,22	100,22	99,93	100,32	99,63	100,35	99,57	99,87
Уд. в.	4,22	4,06	4,29	3,88	—	3,75	4,012	4,0—4,2	—
n	—	1,99	2,03	1,99	—	—	>2,0	2,04— 2,08	—
a ₀ , Å	—	—	10,407	10,375	—	—	—	10,40 10,42	—

* TR₂O₃ + ThO₂.

** CeO₂.

** U.

** В том числе P₂O₅ — 0,10.

** В том числе P₂O₅ — 0,08.

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	7,16	4,91	5,51	1,46	0,40	4,04	0,49	0,80	0,10
K ₂ O	0,11	0,07	0,74	He опр.	—	He опр.	—	—	—
MgO	сл.	0,30	1,00	сл.	He обн.	сл.	He обн.	—	He обн.
CaO	17,50	14,75	14,50	20,32	13,36	9,1	10,84	5,80	5,69
SrO	сл.	—	—	0,67	—	0,72	—	—	1,31
BaO	»	—	—	сл.	—	сл.	—	—	2,04
PbO	—	—	He обн.	0,06	—	3,23	—	0,60	1,00
MnO	—	—	»	0,09	He обн.	0,17	He обн.	—	0,04
FeO	сл.	0,71	—	2,06	—	2,15	—	—	He обн.
Al ₂ O ₃	0,06	0,20	1,60	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	2,11	3,64	1,78	—	3,38	—	2,28	0,50	1,83
ΣY ₂ O ₃	1,67	3,36	0,84	0,1	0,07	сл.	0,22	—	0,59
ΣCe ₂ O ₃									

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	сл.	1,66	0,72	—	—	—	—	1,30	0,67
TiO ₂	2,57	1,48	2,90	8,64	10,50	6,77	7,00	7,31	6,56
ZrO ₂	0,70	—	3,75	1,99	—	сл.	—	3,80	He обн.
ThO ₂	0,09	3,40	0,36	1,08	0,26	0,1	0,84	—	0,01
UO ₃	—	0,05*	—	—	15,00	—	16,68	—	19,66
U ₃ O ₈	0,09	—	0,30	0,59	—	18,95	—	17,00	—
Nb ₂ O ₅	63,35	60,50	59,00	48,04	45,05	50,06	43,16	44,50	41,11
Ta ₂ O ₅	0,65	3,50	3,50	2,77	8,55	0,72	10,34	11,72	10,54
H ₂ O ⁺	} 2,13	—	—	0,87	3,07	1,61	5,50	6,40	8,03
H ₂ O ⁻		—	He обн.	0,18	He обн.	0,61	0,81	0,20	—
F	1,75	—	—	2,30	> >	2,18	He обн.	—	1,21
П. н.	—	3,50	3,00	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,94	99,03	99,50	100,01	99,64	100,41	98,16	99,93	100,31
—O=F ₂	0,73	—	—	1,00	—	0,91	—	—	0,51
	99,21	—	—	91,01	—	99,50	—	—	99,88
Уд. в.	4,145	4,4	—	4,33	4,46	4,60	4,48	4,05	4,44
n	—	2,00—	—	>2,00	1,92	>2,00	1,96	—	1,98
a ₀ , Å**	—	2,06	10,38—	10,37—	10,31	10,31	10,33	—	(10,43)
	—	—	10,41	10,38	—	—10,39	—	—	—

* У.

** Значения a₀, полученные после прокалывания метамиктных образцов, заключены в скобки.

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Na ₂ O	2,03	2,43	He обн.	0,18	0,9	2,52	0,71	<0,05	0,28
K ₂ O	0,70	0,31	> >	0,02	—	0,57	0,17	He обн.	0,25
MgO	0,18	0,23	0,17	0,14	2,8	0,16	0,35	0,007	0,07
CaO	2,66	2,82	5,06	4,92	4,2	4,10	4,52	0,53	1,35
SrO	—	—	—	—	—	—	0,19	<0,1	6,4
BaO	—	—	0,23	0,55	—	—	—	14,1	12,5
PbO	—	—	0,05	He обн.	0,5	—	—	0,87	0,01
MnO	—	0,35	0,36	0,21	0,2	сл.	—	0,011	0,01
FeO	—	—	—	—	—	0,02	1,09	<0,1	0,45
Al ₂ O ₃	1,40	—	0,10	0,47	1,6	сл.	—	0,48	0,12
Fe ₂ O ₃	3,52	4,30	3,52	6,31	2,2	0,50	3,81	1,15	—
ΣY ₂ O ₃	11,73	11,34	7,59	13,42	7,3	5,07	} 14,03	0,03	} 2,0
Ce ₂ O ₃	—	—	1,03	0,76	—	—		1,37	
ΣCe ₂ O ₃	1,13	0,66	1,56	1,21	1,7	13,33	0,2		
SiO ₂	3,20	3,78	2,51	1,99	4,2	3,10	4,77	0,57	0,89
TiO ₂	2,74	6,29	3,63	3,29	3,9	2,88	8,75	4,6	3,9
ZrO ₂	—	—	0,10	0,13	0,3	He обн.	4,33	0,4	0,28
SnO ₂	—	—	0,40	0,75	0,2	сл.	—	0,08	0,32
ThO ₂	0,11	0,23	4,12	4,69	2,0	0,20	1,34	1,6	0,6
UO ₂	—	—	—	5,14	—	He обн.	3,21	—	—
UO ₃	10,50	9,72	—	4,83	—	—	—	—	—
U ₃ O ₈	—	—	9,87	—	13,0	—	—	0,075	—
Nb ₂ O ₅	37,30	37,54	45,21	45,28	50,0	55,22	43,76	64,0	67
Ta ₂ O ₅	7,23	5,47	2,19	2,07	5,0	5,86	4,52	0,065	0,22
H ₂ O ⁺	} 14,50	7,77	7,00	3,29	—	5,95	2,74	8,2	4,0
H ₂ O ⁻		6,48	4,99	0,53	—	0,45	0,43	0,1	—

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
F	—	—	0,60	0,42	—	He обн.	1,97	0,02	Сл.
П. п.	1,40	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,33	99,78	100,21	100,60	100,00	99,93	100,61	99,342*	101,16**
—O—F ₂			0,25	0,18				0,018	
			100,04	100,42				99,324	
Уд. в.	3,60—3,80		3,863	4,734	—	4,13	4,5	4,0	3,33—3,43
n	1,830—1,835	—	—	—	—	—	2,06—2,11	—	—
a ₀ , Å	(10,0—10,34)	(10,31)	(10,36)	—	—	(10,36—10,37)	—	—	—

* В том числе: Li₂O — 0,02; BeO — 0,06; CuO — 0,01; As₂O₃ — 0,06; Sb₂O₃ — 0,04; Bi₂O₃ < 0,02; V₂O₅ — 0,09; CO₂ — 0,37; SO₃ — 0,02; S — 0,08; P₂O₅ — 0,26 (данные для Na, Sr, Fe²⁺ и Si в сумме не учтены).

** В том числе: CuO — 0,01; P₂O₅ — 0,4; CO₂ — 0,1; SO₃ — сл.

1—7 — пирохлоры из щелочных пород и пегматитов: 1 — акцессорный из мпакетов Урала, анал. Назаренко [46]; 2—4 — из щелочных пегматитов Урала [47], анал. Борнемап-Старынкевич и Бурова; 5 — из щелочного пегматита Урала, анал. Гонибесова [48]; 6 — из пегматита Хибинских тундр, анал. Назаренко [49]; 7 — из эгиринитов щелочно-ультраосновного массива Гремяха-Вурмес, Кольский п-ов, анал. Городецко [50].

8—15 — пирохлоры из карбонатитов: 8—12 — СССР: 8 и 9 — анал. Дорофеева и Никишова; 5 — красный, 9 — желтый, вторичный [31]; 10 — светло-бурый, Салпапатвинский массив, анал. Баранова [51]; 11 — зональный, темно-бурый до черного, анал. Басина [16]; 12 — кремово-желтый, анал. Бурдени [15]; 13 — красновато-бурый, Квебек, Канада, анал. Хогарт [38]; 14 — желтовато-бурый, Сибирь, анал. Полушанова [31, 52]; 15 — черный, Квебек, Канада, анал. Хогарт [38].

16—18 — уранипирохлоры: 16 — из карбонатитов, Сибирь, анал. Полушанова, желтый [31, 52]; 17 — из фенитов Карелии, СССР, анал. Выхова [53]; 18 — «осониевый пирохлор» из альбито-акмитовых жил, Кольский п-ов, анал. Псаева [41].

19—22 — обручевиты, СССР: 19 — анал. Кухарчик [32, 54]; 20 — анал. Казакова [32]; 21 и 22 — анал. Городецко [44]; 23 — Уайток Фронтенак (Канада), анал. Тэйлор [55].

24 и 25 — мариньякиты: 24 — Висконсин (США) [56]; 25 — Сибирь, анал. Дорофеева [57].

26 — пандаит, Араса, Сахраменту (Бразилия); примесей около 2%, анал. Вэйн [10]; 27 — стронциевый пандаит, Мбей (Танганьика), анал. Вэйн [9].

За последние годы опубликовано много новых полных химических анализов пирохлора и его разновидностей (см. [10, 10а, 14а, 15, 16, 31, 35, 36, 46, 48, 52, 58, 58а и 61]).

Характерен резко выраженный цериевый состав TR пирохлора и мариньякита [59—65]. В собственно пирохлорах Ce составляет (в % к общей сумме TR) 45—58, при этом пирохлоры из нефелиновых сиенитов и их пегматитов содержат 16—31 La и 11—18 Nd, а из массивов щелочно-ультраосновных пород и из карбонатитов 8—14 La при 17—27 Nd [62, 63]. В отличие от пирохлора и мариньякита в составе TR обручевита [32, 44, 54, 66] доминирует Y, повышена роль элементов иттриевой группы, из элементов цериевой группы значение имеют Sm, Gd. Общее содержание TR₂O₃ и их состав (% TR) в некоторых пирохлорах из СССР [64]:

	Карбонатиты		Фениты		Магнетито-апатитовая порода		Нефелиновые сиениты и пегматиты	
TR ₂ O ₃	1,49	2,48	4,50	0,40	2,88	1,42	4,75	—
La	7,2	13	9,5	7,2	8,5	26	29	32
Ce	41	62	49	45	47	57	49	47
Pr	7,2	5,6	8	7,8	7,7	4,2	5	5
Nd	21	17	23	22	25	11	16	16
Sm	6,3	1,2	2,7	3,9	4,1	0,8	0,9	—
Eu	0,5	0,2	0,2	0,3	0,4	0,1	—	—
Gd	2,2	0,8	1,1	2,7	1,5	0,5	—	—
Tb	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	—	—	—
Dy	1,8	0,1	0,5	1,2	0,6	0,3	—	—
Ho	0,3	—	0,1	0,1	0,1	—	—	—
Er	0,9	—	0,1	0,3	0,2	—	—	—
Tu	—	—	—	—	—	—	—	—
Yb	1,8	—	0,1	0,1	0,1	—	—	—
Lu	—	—	—	—	—	—	—	—
Y	(10)	—	(5)	(10)	(5)	—	—	—

Состав TR в редкоземельных разновидностях пирохлора:

№ хим. анализа	Обручевит			Маринь-якит*	№ хим. анализа	Обручевит		
	19	22	25			19	22	25
La	1,8	0,9	14		Dy	8,4	8,0	4
Ce	3,0	3,1	31		Ho	0,9	1,7	1
Pr	0,8	1,7	5		Er	1,5	7,0	2
Nd	3,9	5,0	12		Tu	0,4	1,3	1
Sm	9,6	4,5	4		Yb	0,9	8,5	0,3
Eu	0,1	0,1	—		Lu	0,1	1,4	0,3
Gd	17,0	5,5	3		Y	(50)	(50)	23
Tb	1,8	1,2	—			[64]	[64]	[57]

* Средние данные на основе семи анализов, при сумме TR_2O_3 8,24 — 11,56% [57].

Состав TR пацдаитового концентрата из Араса (Бразилия) при сумме $TR_2O_3 = 3,27$ [10]: $Ce_2O_3 - 2,31$; $La_2O_3 - 0,26$; $Pr_6O_{11} - 0,14$; $Nd_2O_3 - 0,42$; $Sm_2O_3 - 0,07$; $Gd_2O_3 < 0,035$; $Y_2O_3 - 0,035$.

Диагн. исп. Измельченный в порошок с трудом растворяется в HCl; разлагается крепкой H_2SO_4 и HF, легко разлагается сплавлением с $KHSO_4$. При анализе пирохлора лучший способ разложения — обработка серной кислотой с серноокислым аммонием и растворение на холоду 5—10 процентной H_2SO_4 [67].

В полир. пл. HF травится мгновенно [34]. Травится HBF_4 [10], $H_2SO_4 + KMnO_4$, кипящей H_2SO_4 при продолжительном действии [34]. При травлении смесью $NH_4F + HCl$ выявляется структура [68].

П. п. тр. края зерен слегка оплавляются, меняя цвет.

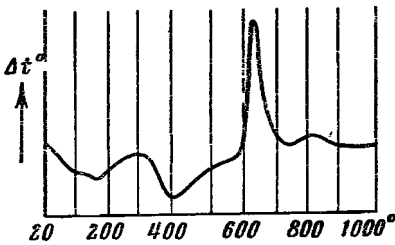
Повед. при нагр. Структура кристаллического пирохлора сохраняется обычно при прокаливании до 1200° ; в результате нагревания метамиктных и частично метамиктных пирохлоров кристаллическая структура в основном восстанавливается [47, 69]. При нагревании метамиктные пирохлоры обнаруживают характерное свечение (вспыхивание) при переходе из метамиктного в кристаллическое состояние. Рекристаллизация отражается на кривых нагревания четко выраженным пиком (фиг. 46); на термограммах кристаллического пирохлора этот пик отсутствует (фиг. 47), при частичной метамиктности он незначителен [10, 19, 23, 38, 41, 47, 49, 69, 70, 71]. В пределах $175-215^\circ$ на кривой нагревания фиксируется эндотермический эффект, связанный с отдачей минералом воды, более выраженный у гидратированных разновидностей; уранпирохлор дает дополнительное эндотермическое понижение в пределах $385-450^\circ$ [21, 71, 14a].

Кривые потери веса, полученные в атмосфере CO_2 , отмечают основную потерю в весе до 400° (выделение 50—70% воды), в пределах $500-600^\circ$ небольшую потерю в весе (дополнительное выделение воды) и незначительную при $700-800^\circ$ (выделение фтора) [23, 71]. Тензиметрические измерения для уранпирохлора [41] показали, что из 8,3% H_2O при нагревании до $100-110^\circ$ удаляется всего около 1% (фиг. 48).

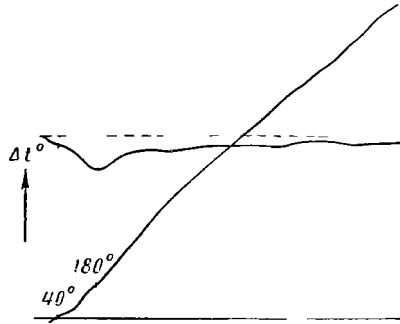
В результате прокаливании кристаллического пирохлора при $900-1000^\circ$ иногда образуется дополнительная фаза перовскита [69], при прокаливании метамиктных пирохлоров в интервале $750-930^\circ$, наряду с преобладающей пирохлоровой фазой, возникают дополнительные фазы ферсмита, перовскита, фергусонита, колумбита, рутила или самарскита; их образование зависит от химического состава исходного минерала [72, 73, 10, 69].

Прокаливание ведет к заметному изменению цвета пирохлора. По Чеснокову [19], уд. вес кристаллического пирохлора при прокаливании практически не меняется: до прокаливании — 4,26, у прокаленного при 1000° — 4,27; у метамиктного уд. вес при прокаливании резко возрастает: 4,23 вместо 4,07. Показатели преломления и отражательная способность метамиктного и кристаллического пирохлора в результате нагревания возрастают [10, 19].

Нахожд. Один из наиболее распространенных ниобиевых минералов. Характерен для нефелиновых сиенитов, альбитизированных гранитов, щелочно-ультраосновных пород и для карбонатитов. В гранитных пегматитах представлен обручевитом.



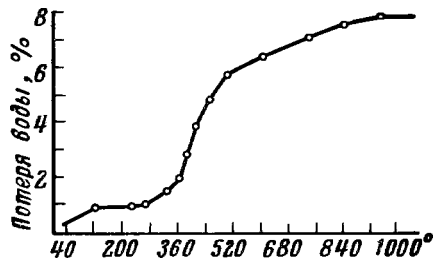
Фиг. 46. Кривая нагревания метамиктного уранипирохлора (по Сергееву)
Оригинал анализа 18



Фиг. 47. Кривая нагревания кристаллического пирохлора (по Бородину)

Как аксессуарный минерал наблюдается в нефелиновых и щелочных сиенитах и в связанных с ними пегматитах, где образуется при процессах альбитизации [34, 46, 47, 49, 586, 73а и др.]; ассоциируется с цирконом, ильменитом, биотитом (лепидомеланом), апатитом, реже с титанитом, эпинитом, ортитом, ильменорутилом и др. Характерен также для некоторых альбито-рибекитовых гранитов Нигерии, где сопровождается минералами метасоматического этапа — криолитом, топазом, циннвальдитом и др. [74].

В массивах щелочных и ультраосновных пород наблюдается в апатито-форстерито-магнетитовых и во флогопито-кальцито-магнетитовых метасоматических породах, а также в щелочных пегматитах [75]; менее существенную роль играет в фенитах. В карбонатитах различного типа [76, 77, 10, 15, 14а и др.] сопровождается диоксидом, форстеритом, флогопитом, бадделейтом, циркелитом, апатитом, магнетитом и др.; ассоциируется также с щелочным амфиболом, эгирином, лепидомеланом, магнетитом, апатитом, цирконом, пирротинитом, пиритом и др. В щелочно-ультраосновных породах и в карбонатитах наблюдается несколько генераций пирохлора; ранний пирохлор содержит больше урана и тантала, чем более поздний; с процессами анкеритизации карбонатитов связано замещение раннего пирохлора.



Фиг. 48. Кривая изменения веса уранипирохлора (по Сергееву).
Оригинал анализа 18

Известно образование вторичного пирохлора и его разновидностей по ниобийсодержащим минералам: по пирохлору более ранней генерации [19, 52, 78], по лопариту [79], колумбиту, самарскиту [80], ильмениту, ильменорутилу [34, 81] и др.

Изм. В гидротермальных условиях замещается ферсмитом [47, 73а, 82—84], являющимся промежуточной фазой при замещении пирохлора колумбитом: иногда колумбит образуется непосредственно по пирохлору; ранний пирохлор замещается также пирохлором более поздней генерации [78, 82]. Отмечалось замещение натронниобитом [14а]. В карбонатах Мбей (Ганганьика) проявилось замещение пирохлора кальцитом с образованием почти полных псевдоморфоз [10, 76]. Кристаллы и зерна пирохлора часто покрыты корочками неопределенных серовато-желтых или буроватых продуктов изменения, неправильно называемых мариньякитом (см. стр. 159) [85]. В зоне выветривания стоек, может попадать в россыпи, но вследствие хрупкости легко измельчается.

Искусств. Получается сплавлением CaO , NaF и Nb_2O_5 [86, 72].

Практ. знач. В случаях повышенного содержания — ценная ниобиевая, отчасти урановая и редкоземельная руда; добывается во многих странах.

Отл. Характерна форма кристаллов. От циркона и перовскита под микроскопом отличается изотропностью, от шеелита отсутствием спайности. От других минералов группы пирохлора трудно отличить; от микролита отличается по парагенезису и по меньшему уд. весу.

Разнов. У р а н п и р о х л о р — uranpyrochlore — с повышенным содержанием урана и часто титана; метамиктный, обычно значительно гидратирован; по составу промежуточный между собственно пирохлором и бетафитом. Анализы 16—18.

Характерен для массивов щелочных и ультраосновных пород и карбонатитов; обычно представляет наиболее раннюю генерацию пирохлора.

Назван по составу (Холмквист, 1896). Синон. гатчеттолит — hatchettolite (Смит, 1877).

Обручевит — obruchevite — обогащен редкими землями иттриевой группы, содержит повышенное количество урана, иногда также тория, в значительной степени гидратирован. Анализы 19—23 (состав TR см. на стр. 156). Встречен в СССР в альбитизированных зонах в гранитных пегматитах в тесной ассоциации с гранатом, колумбитом (за счет которого образовался), в сопровождении фергусонита, циркона, реже ортита [32, 54, 80, 87]; установлен также в молибденсодержащих мусковито-кварцевых жилах, содержащих акцессорные монацит, ортит, топаз и др. [44]. Обручевитом является и пирохлор некоторых образцов из Приладожья (описан под названием виикита) [4, 7, 53], а также, очевидно, пирохлор из крупнозернистого пегматита Уайток (Фронтенак, Канада) [55] — см. анализ 23 [10].

Впервые обнаружен Нефедовым, назван Беусом в честь академика В. А. Обручева.

Первый анализ обручевита из СССР [88] был опубликован с опечатками, в связи с чем неправильно предположение Вэйна, что это — «танталообручевит» — tantalobruchevite (анализ 86 сводки Вэйна) [10].

Мариньякит (маригнацит) — marignacite — обогащен редкими землями цериевой группы. Впервые встречен в пегматите около Уосо в шт. Висконсин (США) с акмитом, лецидомеланом, рутилом и флюоритом [56] (анализ 24). В СССР в Сибири обнаружен в рибекито-альбитовой жиле, содержащей малакон, приорит и др. Метамиктен. См. анализ 25; дополнительные определения показали меньшее содержание TR, в среднем 9,72% (состав TR см. на стр. 156). Замещает малакон и приорит [57].

Назван по имени французского химика Г. Мариньяка [56]. Вслед за Махачки [89], который предположил, что мариньякит из Висконсна был измененным, ряд авторов под мариньякитом стали неправильно понимать продукты изменения пироклора [19, 85 и др.].

К мариньякиту предположительно относятся: пироклор из нефелиновых пегматитов Урала [90], сумма TR_2O_3 которого составляет 11,51%, и аксессуарный пироклор из сиенит-порфиров и пегматитов Томмотского интрузива (СССР) с общим содержанием TR_2O_3 13,49% [91].

По-видимому, мариньякитом является и пироклор из альбито-рибекитовых гранитов долины Каффо около Кано (Нигерия), анализ которого [10] требует уточнения (по-видимому, приведены данные лишь спектрального анализа); неясно также, насколько чист был материал.

По сравнению с мариньякитами менее богат TR к о п и т — korpit, занимающий промежуточное положение между собственно пироклором и мариньякитом. $a_0 = 10,39 \text{ \AA}$, Бранденбергер [39]. Уд. вес 4,45—4,56 (по Хишце). Анализ (анал. Якоб) [39]: Na_2O — 2,89; K_2O — 1,64; MgO — 0,27; CaO — 15,88; MnO — 0,01; Fe_2O_3 — 9,73; Ce_2O_3 — 8,15; La_2O_3 — 1,68; TiO_2 — 0,75; ZrO_2 — 0,61; Nb_2O_5 — 56,43; Ta_2O_5 — 0,15; H_2O^+ — 1,09; H_2O^- — не обн.; F — 1,53; сумма = 100,81—0,65=100,16. Встречается в карбонатах [92] района Кайзерштуля в Бадене (ФРГ) с магнезиоферритом, форстеритом, апатитом и др.

П а н д а и т — pandait — бариевый, существенно гидратированный пироклор. Назван по месту первой находки [9]. $a_0 = 10,562 \text{ \AA}$ у пандайта из Арасы и у стронциевого пандайта из окрестностей Мбеи [9, 10], 10,58 у пандайта из Мрима и Мбале [10, 93]. Очень хрупок и трещиноват. Уд. вес 4,00, у стронциевого 3,33—3,43 [10]. Цв. желто-бурый, желтовато-серый, оливково-серый, желтовато-бурый, бледно-желтый. В пл. неясная сп. по (111). Изотропен. $n = 2,07$ —2,11. В отраж. свете серый. Отраж. способность несколько ниже, чем у обычного кристаллического пироклора. Анализы 26 и 27 на стр. 154 (см. также анализ пандайта из массива Мрима) [93]. Характерны очень большой дефицит атомов группы А и способность к обмену катионов (адсорбирует Tl при обработке растворами $TlNO_3$ или жидкостью Клеричи, при этом параметр элементарной ячейки возрастает). Ва и Sr выщелачиваются при обработке соляной кислотой (4N). Менее сильное действие, чем на собственно пироклор, оказывает HBF_4 .

На кривой нагревания пандайта из Арасы имеются эндотермическое понижение около 300° и небольшое при 450 — 500° , экзотермический пик при 800° (кристаллизация новой фазы) [10]. Стронциевый пандайт эффекта при 450 — 500° не дает [9]; для пандайта из Мрима отмечается выраженный эндотермический прогиб при 340 и экзопики при 480 и 780° [93]. При нагревании до 700° параметр элементарной ячейки уменьшается от 10,58 до 10,55 \AA у прогретавшегося при 400° и до 10,50 \AA — при 700° . Вэйн [10] отмечает появление при 700° новой фазы (предположительно $BaO \cdot 2Nb_2O_5$) и при 850° наличие только этой фазы; Харрис [93] наблюдал переход в ниобат состава $3BaO \cdot 5Nb_2O_5$ в результате прокаливании при 1000° . Инфракрасные спектры, как и для собственно пироклора, показывают наличие лишь H_2O и отсутствие гидроксильных групп [10].

Впервые стронциевый пандайт обнаружен около Мбеи в горах Панда (Танганьика) в выветрелой биотитовой породе (фёните) контактной зоны карбонатитов [9]. Собственно пандайт установлен [10] в пироклоровых концентратах из карбонатитов зоны Мбале (Мбея, Танганьика), а также в концентратах из карбонатитов Мрима (Кения)—с лимонитом и горсейкситом, Луэша (Киву, Конго) и Арасы (Сакраменту, Бразилия); в Арасе зерна и кристаллы пандайта содержат вросстки гематита, лейкоксена и магне-

тита [10]; в Мбале и Мрима пандаит образует тесные прорастания с собственно пироксеном, развивается по Са-На-пироксену [10,93].

По-видимому, пандаитом или обогащенным барием пироксеном (11,81% BaO) является акцессорный пироксен, ассоциирующийся с перовскитом, апатитом и ильменитом в вулканической брекчии Тапира (Сакраменту, Бразилия) [94].

Стронциевый пироксен отмечен в концентратах из карбонатитов Нкомба в Замбии (образует сростания с собственно пироксеном и бариевым пироксеном) и зоны Чума около Мбеи Танганьике (ориентировочно содержит 10—20% SrO), $a_0 = 10,45—10,48$ Å [10]; встречен в карбонатитах СССР (SrO—5,60) [106].

Плюмбопироксен — plumbopyrochlore — обогащен свинцом (Скоробогатова и др.) [106]. Изометрические зерна, реже октаэдрические кристаллы с темно-бурым ядром и зеленовато-желтыми наружными частями. Анализы:

	1	2		1	2		1	2
Na ₂ O	0,20	—	TR ₂ O ₃	11,80	4,87	P ₂ O ₅	0,21	—
K ₂ O	0,13	—	Sb ₂ O ₃	0,19	—	H ₂ O ⁺	4,28	} 1,00
MgO	0,05	—	Bi ₂ O ₃	0,32	—	H ₂ O ⁻	0,32	
CaO	1,71	1,17	SiO ₂	2,91	2,82	F	0,16	
BaO	He обн.	—	TiO ₂	0,68	0,81	Сумма	99,36	99,55
SrO	0,19	—	SnO ₂	2,02	0,61	a_0	10,57	10,534
PbO	27,50	38,68	ThO ₂	1,19	He обн.	Уд. в.	5,04	6,34
MnO	0,14	—	UO ₃	3,82	1,82			
Al ₂ O ₃	1,28	0,64	Nb ₂ O ₅	35,0	40,68			
Fe ₂ O ₃	1,10	2,87	Ta ₂ O ₅	4,16	3,58			

1 — анал. Дорофеева; 2 — анал. Столярова.

Содержание свинца подвержено значительным колебаниям. Обнаружен в метасоматически измененных гранитах СССР как акцессорный минерал совместно с щелочным пироксеном и фергусонитом. При изменении минерала образуются рыхлые светлые корочки.

Межплоскостные расстояния пироксена из Мбеи и пандаита из Арасы [9]

hkl	FeK _α -излучение			
	I	d (Å)*	I	d (Å)**
111	20	5,96	40	6,04
311	30	3,13	35	3,17
222	100	2,993	100	3,034
400	40	2,598	15	2,632
422	5	2,001	10	2,029
440	80	1,838	46	1,864
531	5	1,759	10	1,783
533	—	—	2½	1,610
622	70	1,569	50	1,591
444	15	1,503	30	1,523
711; 551	5	1,457	15	1,480
731; 553	10	1,355	15	1,377
800	10	1,301	25	1,321
662	50	1,195	40	1,211
840	45	1,165	40	1,180
931	—	—	1	1,108
844	50	1,063	30	1,078
951; 773	—	—	25	1,019
10.2.2; 666	45	1,003	35	1,016

* Пироксен; $a_0 = 10,423 \pm 0,005$ Å.

** Пандаит; $a_0 = 10,562 \pm 0,006$ Å.

Межплоскостные расстояния облученита, прокаленного при 1000° [32]
FeK_α-излучение, стандарт NaCl

hkl	I	d (кХ)	hkl	I	d (кХ)	hkl	I	d (кХ)
222	10	2,985	620	3	1,645	662	7	1,191
321	3	2,748	622	10	1,564	840	7	1,160
400	5	2,593	444	2ш	1,501	664	1	1,101
440	9	1,835	800	2	1,299	844	7	1,058
531	3	1,729	660	4	1,224	10.2.2	5	0,9975

$a_0 = 10,37$ кХ.

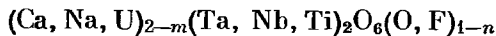
Л и т е р а т у р а

1. Viliers J. E. Am. Min., 1941, 26, No 8, 500.
2. Flink G. Medd. Grønland, 1898, 14, 234.
3. Flink G. Medd. Grønland, 1900, 24, 160.
4. Lokka L. Bull. Comm. géol. Finl., 1928, No 82, 21.
5. Ant-Wuorinen J. Bull. Comm. géol. Finl., 1936, No 115, 213.
6. Fauquier D. C. R. 85-e Congr. Soc. savantes Paris et départ. sec. sci., Chambéry—Annecy, 1960. Paris, 1961, 283.
7. Беус А. А., Калита А. П. ДАН СССР, 1961, 141, № 3, 705.
8. Сидоренко Г. А., Горжевская С. А. Сб. «Геология месторождений редких элементов». Госгеолтехиздат, 1960, вып. 10, 64.
9. Jäger E., Niggli E., Veen A. H. v. d. Min. Mag., 1959, 32, No 244, 10.
10. Veen A. H. v. d. Verhandl. Kon. Nederl. geol. mijnbouw. gen., geol. ser., 1963, 22, 1.
- 10а. Минеев Д. А., Скоробогатова Н. В., Быкова А. В. ДАН СССР, 1965, 164, № 2, 399.
- 10б. Скоробогатова Н. В., Сидоренко Г. А., Дорофеева К. А., Столярова Т. И. Геология м-ний редких элементов, 1966, вып. 30, 84 (о пльомбопрохлоре); Гайдукова В. С. Там же, 72 (о стронциевом пирокслоге).
11. Шафрановский И. И. Зап. Мнн. об-ва, 1938, 67, вып. 2, 229.
- 11а. Волошин А. В. Сб. «Морфология и генезис минералов». Изд-во «Наук. думка», 1965, 32.
12. Чесноков Б. В. Тр. Свердловск. горн. ин-та, 1960, вып. 35, 163.
13. Евзикова Н. З. Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 5, 555.
14. Zamboni F. Mineralogia Vesuviana. Napoli, 1935, 445.
- 14а. 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 п-ва и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965, 345.
15. Коржинская К. Н., Шаронова А. В. Зап. В.-Сиб. отд. Всес. мин. об-ва, 1959 (1960), вып. 2, 24; Михайлова Г. А. Научн. тр. Иркутск. н.-п. ин-та редких металлов, 1961, вып. 9, 14.
16. Вронский А. В., Басина В. А. Научн. тр. Иркутск. н.-п. ин-та редких металлов, 1963, вып. 11, 44.
17. Минеев Д. А., Разенкова П. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 1, 89.
18. Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963, 66.
19. Чесноков Б. В. Тр. Свердловск. горн. ин-та, 1960, вып. 37, 183.
20. Чесноков Б. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 1, 96.
21. Горжевская С. А., Ерофеева Е. А. Минеральное сырье, 1960, вып. 1, 98.
22. Ревнивцев В. И. Разделение циркона и пирокслога методом электрической сепарации. Свердловск, 1957, 3.
23. Гинзбург И. И., Иванова Л. С. Геология месторождений редких элементов, 1960, вып. 10, 89.
24. Солнцева Л. С. Минеральное сырье, 1961, вып. 3, 83.
25. Сергеев А. С., Федорова Л. Г. Тр. Мнн. музея АН СССР, 1962, вып. 13, 102.
26. Коган Д. И., Каташин Л. В. Научн. тр. Иркутск. н.-п. ин-та редких металлов, 1963, вып. 11, 146.
27. Фишман М. А., Соболев Д. С. Практика обогащения руд цветных и редких металлов. Госгортехиздат, 1963, 4, 515; Сб. «Флотационные свойства минералов редких металлов». Изд-во «Наука», 1965.

28. Быков Ю. А., Полькин С. И. Сб. научн. тр. Московского ин-та цветных металлов и золота, 1958, № 31, 236; Шаповалов Г. М., Полькин С. И. Сб. научн. тр. Московского ин-та цветных металлов и золота, 1958, № 31, 256; Полькин С. И., Быков Ю. А. Бюлл. Центр. ин-та информ. цветной металлургии, 1962, № 3; Бергер Г. С. Флотированность минералов. Госгортехиздат, 1962, 175; Россовский С. Н. Тр. ЦНИГРИ, 1964, вып. 60, 75; Юдина И. Н., Фридрих И. Д. Там же, 92; Россовский С. Н., Урусова С. М. Там же, 126.
29. Light D. Canad. Mining a. metall. Bull., 1962, 55, No 597, 30.
30. Полькин С. И., Андреев П. И. Цветные металлы, 1963, № 5, 9.
31. Гайдукова В. С., Здорик Т. Б. Геология месторождений редких элементов, 1962, вып. 17, 86.
32. Калига А. П. ДАН СССР, 1957, 117, № 1, 117.
33. Kreutz S. Rozpr. Wyzd. mat.-przrug. Akad. nauk. Krakow, 1915, Ser. A, 54, 227.
34. Данные Г. П. Барсанова, 1949.
35. Бородин Л. С., Назаренко И. И. Геохимия, 1957, № 4, 279.
36. Гинзбург А. И., Горжевская С. А., Ерофеева Е. А., Сидоренко Г. А. Геохимия, 1958, № 5, 486.
37. Горжевская С. А. Геология месторождений редких элементов, 1960, вып. 10, 71.
38. Hogarth D. D. Canad. Mineralogist, 1961, 6, pt. 5, 610.
39. Branderberger E. Zs. Krist., 1934, 76, 322.
40. Hodder R. W. Canada Geol. Surv. Bull., 1961, No 70, 35.
41. Сергеев А. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 4, 400.
42. Борисенко Л. Ф. Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 4, 53.
43. Кухаренко А. А., Клер М. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 5, 520.
44. Куприянова И. И., Волкова М. И., Горощенко З. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15, 123.
45. Куц В. П., Беляченко В. П. Сб. «Теоретические и генетические вопросы минералогии и геохимии». Изд-во УССР, 1963, 145.
46. Еськова Е. М., Назаренко И. И. Тр. ИМГРЭ, 1960, вып. 4, 33.
47. Данные Э. М. Бонштедт-Куплетской, 1951.
48. Макарович Б. А., Гонибесова К. А. Тр. Мин. музея АН СССР. 1961, вып. 12, 226.
49. Бородин Л. С., Назаренко И. И. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 138.
50. Кирнарский Ю. М. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ва». Изд-во АН СССР, 1959, вып. 1, 84.
51. Орлова М. П., Рождественский Ю. П., Баранова Е. П. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1963, 96, 11.
52. Гайдукова В. С., Полупанова Л. И., Столярова Т. И. Минеральное сырье, 1963, вып. 7, 86.
53. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Изд-во «Наука», 1964, 2, 487.
54. Калига А. П. Резкоземельные пегматиты Алакуртти и Приладожья. Изд-во АН СССР, 1964, 47.
55. Satterly J. 65 annual Rep. Ontario Dept. mines, 1956, 65, pt. 6 (по Вайну [10]).
56. Weidmann S., Lenher V. Am. J. Sci., 1907, 23, 287.
57. Скоробогатова Н. В. Геология месторождений редких элементов, 1964, вып. 9, 152.
58. Богачев А. И., Зак С. И., Сафронова Г. П., Иннина К. А. Геология и петрология Ельцеозерского массива габброидных пород Карелии. Изд-во АН СССР, 1963, 71.
- 58а. Бонштедт-Куплетская Э. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1966, 95, вып. 2, 134.
- 58б. Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Виноградов Д. П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. Изд-во «Наука», 1965, 180.
59. Семенов Е. И., Баринский Р. Л. Геохимия, 1958, № 4, 314.
60. Павленко А. С., Вайнштейн Э. Е., Кахана М. М. Геохимия, 1958, вып. 6, 558.
61. Гинзбург А. И., Горжевская С. А. Геология месторождений редких элементов, 1960, вып. 10, 84.
62. Бородин Л. С., Баринский Р. Л. Геохимия, 1961, № 6, 486.
63. Еськова Е. М., Ганзеев А. А. Геохимия, 1963, № 9, 859.
64. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 55.
65. Минеев Д. А. Геохимия, 1963, № 12, 1082.
66. Калига А. П. Геохимия, 1959, № 2, 140.
67. Бурова Т. А. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 64, 86 (ход хим. анализа). Барсанов Г. П. Тр. Мин. музея АН СССР, 1957, вып. 8, 3.
68. Горжевская С. А., Сидоренко Г. А. Геохимия, 1962, № 9, 794.
- 69.

70. Kulr J. L., Volchok N. L., Holland H. D. *Am. Min.*, 1952, No 9—10, 709; Lima-de-Faria J. *Min. Mag.*, 1958, 31, No 242, 937; Орсель Ж., Фокье Д. Сб. «Химия земной коры». Изд-во «Наука», 1964, 2, 317.
71. Амбарцумян Ц. Л., Басалова Г. И., Горжевская С. А., Назаренко Н. Г., Ходжаева Р. П. Термические исследования урановых и ураносодержащих минералов. Госатомиздат, 1961, 99.
72. Gaertner H. R. *N. Jb. Min.*, 1930, B.-Bd. 61, A, 1.
73. Sjøghm H. *Norske vidensk. selsk. Akad. Oslo. Forhandl.*, 1955, 28, Nr 23, 120.
- 73a. Толок А. А., Баженов Ф. В., Толок К. П. Сообщ. Дальневост. фил. Сиб. отд. АН СССР, 1965, вып. 24, 41.
74. Кудрина М. А. Минеральное сырье, 1963, вып. 7, 109.
75. Кухаренко А. А., Скрижинская В. И., Вайнштейн Э. Е., Кухана М. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 2, 172.
76. Fawley A. P., James T. C. *Econ. Geol.*, 1955, 50, No 6, 571 (Танганьика); Bèthune P., Meyer A. C. R., Paris, 1956, 243, No 16, 1132; *Rep. Intern. géol. congr.*, 1960, pt. 13, 304 (Конго); Pessota W. T. *Bull. Geol. soc. Am.*, 1956, 67, No 11, 1537 (обзор); Smith C. W. *Quart. J. Geol. soc. London*, 1956, 112, pt. 2, No 446, 189 (Африка); Fick L. J., Heude C. *Econ. Geol.*, 1959, 54, No 5, 842 (Танганьика) и др.
77. Гинзбург А. И., Нечаева Е. А., Лавренев Ю. Б., Пожарицкая Л. К. Сб. «Геология месторождений редких элементов». Госгеолтехиздат, 1958, вып. 1; Гайдукова В. С., Здорик Т. Б., Лавренев Ю. Б., Пожарицкая Л. К., Фролов А. А., Шейнманн Ю. М., Эпштейн Е. М. Сб. «Геология месторождений редких элементов». Госгеолтехиздат, 1962, вып. 17.
78. Чесноков Б. В., Еремеев С. П. ДАН СССР, 1962, 146, № 3, 683.
79. Семенов Е. И., Спицын А. Н., Бурова З. Н. ДАН СССР, 1963, 150, № 5, 1128.
80. Калига А. П. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 164; *Геохимия*, 1964, № 10, 1028.
81. Барсанов Г. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1944, вып. 2—3, 105.
82. Гайдукова В. С. Минеральное сырье, 1960, вып. 1, 111; Геология месторождений редких элементов, 1960, вып. 10, 118.
83. Жабин А. Г., Гайдукова В. С. Геология рудных м-ний, 1962, № 1, 87.
84. Veer A. H. v. d. *Geologie en Mijnbouw*, 1960, 39, No 10, 512.
85. Барсанов Г. П. ДАН СССР, 1945, 49, № 2, 136.
86. Holmquist P. J. *Bull. Geol. inst. univ. Upsala*, 1896, 3, 181.
87. Калига А. П., Быкова А. В., Кухарчик М. В. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 8, 201.
88. Гецева Р. В., Савельева К. Т. Руководство по определению урановых минералов. Госгеолтехиздат, 1956, 140; Бонштедт-Куплетская Э. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 1, 79.
89. Machatscki F. *Chem. d. Erde*, 1932, 7, H. 1, 56.
90. Амеландов А. С. Изв. Геол. ком-та, 1929, 48, № 6, 148.
91. Некрасов И. Я. Тр. Якутск. фил. Сиб. отд. АН СССР. сер. геол., 1962, сб. № 12, 104.
92. Wimpener W. *Fortschr. Min.*, 1959, 37, H. 1, 67.
93. Harris P. M. *Min. Mag.*, 1965, 35, No 270, 277.
94. Грансо J. J. R. *Anais Acad. Brasil. cie.*, 1956, 28, No 3, 285.

Микролит Microlite



Название от греч. μικρος (микрос) ввиду малых размеров первоначально найденных кристаллов (Шепард, 1835).

Синон. Пирохлор — pyrochlore (Хэйес — Hayes, 1842), гадамит — haddamite (Шепард, 1870), танталпирохлор — Tantalpyrochlor (Махачки, 1932), титанмикролит — Titanmikrolith (Штрунц, 1966).

Под названием висмутомикролит — bismuthmicrolite (Залашкова и Кухарчик, 1957) [1] описан висмутосодержащий микролит (см. хим. анализ № 3). Стибиомикролит — stibiomicrolite (Квенсель и Бергрен, 1938) [2] — продукт изменения стибитантала из Варугреска (Швеция), представляет смесь микролита, стибитантала и сурьмы [3]. Метасимпсонит — metasimpsonite (Симпсон, 1938) — микролит, замещающий симпсонит [4].

Разнов. Уранмикролит, плембомикролит, рейкебурит.



Характ. выдел. Кристаллы, обычно мелкие, реже достигающие нескольких сантиметров; также зерна и мелкокристаллические выделения неправильной формы.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^7 - Fd\bar{3}m$. Иногда метамиктен, рентгеноаморфен. $a_0 = 10,38-10,44 \text{ \AA}$ (у кристаллического) [5-16]; вхождение Bi , по-видимому, вызывает некоторое увеличение $a_0 - 10,46 \text{ \AA}$ у «висмутомикролита» [17].

Элементарная ячейка существенно больше у бариевой ($a_0 = 10,570 \text{ \AA}$) и у свинцовой ($a_0 = 10,56 \text{ \AA}$) разновидностей — рейкебурита [18] и плюмбомикролита [19]; $Z = 8$.

Структура типа пироклора (см. на стр. 126).

Гексоктаэдр. кл. $O_h - m\bar{3}m (3L_4 4L_3 6L_2 9PC)$. Наблюдавшиеся формы [5, 13, 15, 16, 20-22]: a (100), d (110), o (111), n (211), m (311); недостоверна p (221). Наиболее обычны o (111) и d (110). Кристаллы октаэдрического облика, аналогичны кристаллам пироклора (см. фиг. 43, стр. 149). Корнетовой [16] отмечается большее богатство форм у кристаллов первой генерации по сравнению с кристаллами второй генерации.

Иногда кристаллы вытянуты вдоль одного из ребер октаэдра и имеют псевдоромбическое развитие [5]. Грани o (111) обычно ровные, иногда на них наблюдается штриховка параллельно ребрам (111): (211); отмечено наличие виднальных граней между гранями (111), (211) и (311) [5]. На гранях октаэдров кристаллов из Пикуи (Бразилия) [23] и из Вост. Забайкалья [24] наблюдались треугольные фигуры роста. Кристаллы иногда зональны. Двойники по (111) очень редки [25].

Физ. св. Сп. обычно не наблюдается, лишь на кристаллах из Алто-до-Гиз (Бразилия) отмечена отчетливая спайность по (111) [23]. Хрупок. Изл. раковистый, неровный, реже занозистый [5]. Тв. $5-5\frac{1}{2}$, существенно ниже у гидратированного микролита. Микротвердость $540-933 \text{ кг/мм}^2$ при нагрузке 100 г [26, 18]. Уд. вес $5,9-6,4$ (см. хим. анализы), зависит от состава минерала, степени метамиктности и гидратации. Цв. желто-бурый, зеленовато-бурый, зеленый разных оттенков, светло- или темно-бурый, медово-желтый, серно-желтый, красноватый, пепельно-серый и стально-серый, почти бесцветный, буровато-черный (уранмикролит). Окраска иногда распределена неравномерно [27, 16]. Черта светло-желтоватая до белой. Бл. стеклянный до жирного, реже алмазоподобный [1]. Прозрачен до просвечивающего, темноокрашенный иногда непрозрачен.

Немагнитен. Диэлектрическая постоянная $4,80-5,42$ [28]. рН суспензии $\geq 7,8$ [28].

Для инфракрасного спектра уранмикролита из СССР характерны полосы (в см^{-1}): широкая и размытая $830-760$ и слабые 1090 (тройная), 1600 и 3300 [29].

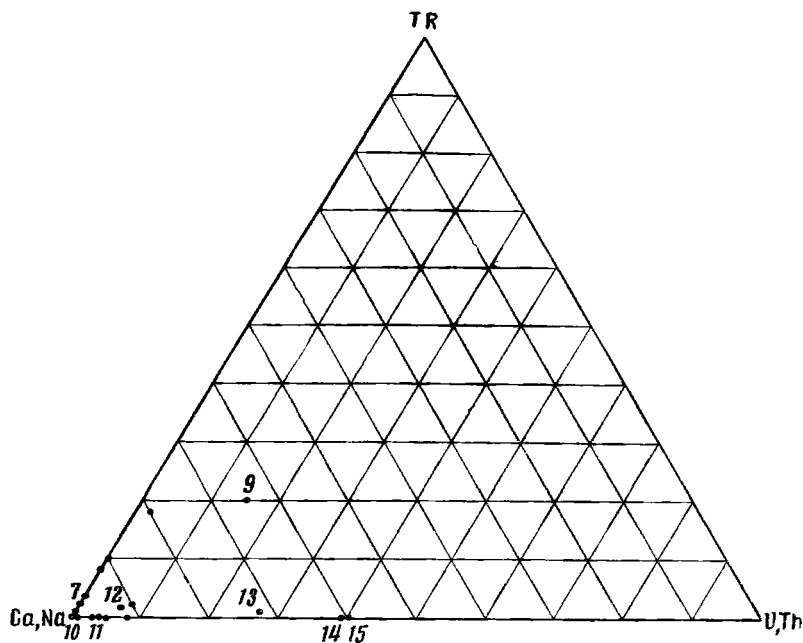
Мирр. В пл. в прох. свете желто-бурый, оливково-зеленый, почти бесцветный. Изотропен.

n	2,023	2,03-2,04	~2,055	~2,05	2,044	2,07	2,00	2,06-2,11
М-ние	Мэн	Южная Родевья	Минас- Жераис	Уганда	СССР	СССР	СССР	СССР
№ хим. анализа	6	5	—	10	3	13	9	—
Ссылка	[7]	[27]	[10]	[30]	[1]	[29]	[31]	[32]

В полир. пл. в отраж. свете серый. Отраж. способность (в %): $13-15$ у уранмикролита из СССР [29], $12,8-13,6$ у рейкебурита [18], $18,2$ у

плумбомикролита [19].] Внутренние рефлексии желтоватые или бесцветные [29].

Хим. Состав отвечает формуле минералов со структурой пироклора ($A_2B_2O_6X$) при некотором дефиците катионов группы А. Теор. состав при формуле $NaCaTa_2O_6F: Na_2O - 5,74; \frac{1}{2}CaO - 10,38; Ta_2O_5 - 81,84; F - 3,52$. Из катионов группы В значительно преобладает Та (см. фиг. 42, стр. 146), содержание Nb_2O_5 обычно не превышает 10%; другие катионы группы В: Тi (TiO_2 обычно меньше 1%, редко до 2,5%), Zr (доли процента ZrO_2), Al и Fe (весьма незначительные количества).



Фиг. 49. Соотношение содержания (Ca + Na), TR и (U + Th) в микролитах. Номера соответствуют номерам химических анализов (по Бонштедт-Купшлегской)

Характерно довольно большое постоянство содержания катионов группы А (фиг. 49), из них доминируют Ca и Na. Содержание Na_2O составляет 3—5,9% в собственно микролите, понижается в урановой, бариевой и свинцовой разновидностях; Sr и Ba для собственно микролита не характерны, но в рейкебурите (анализы 17 и 18) содержится около 5% BaO; количество PbO в уранпироклорах не превышает нескольких процентов, в плумбомикролите (анализ 16) достигает 26%. TR не типичны для микролита, исключения составляют микролиты из Донкерхука (анализ 8 и др.) и с Урала (анализ 9); U характерен для уранмикролитов (анализы 13—15).

В отличие от пироклора и бетафита существенно гидратированные разновидности микролита неизвестны — содержание H_2O обычно составляет 1—4%; содержание F достигает 2%. В ряде микролитов отмечаются W и Bi, «висмутомикролит» (анализ 3) из Монгольского Алтая содержит 3,25% Bi_2O_3 . Спектральными анализами установлены Be и Cs, возможно, в механических примесях; в плумбомикролите — 4,6% Sc_2O_3 [19].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	5,89	5,07	5,27	3,71	5,13	3,37	2,28	4,07	0,32
K ₂ O	—	0,35	0,08	1,71	0,47	0,41	0,64	0,22	0,25
MgO	—	0,10	0,08	—	He обн.	0,07	0,09	—	сл.
CaO	10,23	11,18	8,60	12,48	11,68	15,03	14,05	11,47	4,29
SrO	—	—	—	—	—	—	He обн.	—	—
PbO	—	—	—	—	—	—	—	—	0,66
MnO	0,16	сл.	0,08	—	He обн.	—	—	—	1,74
FeO	—	—	—	—	0,77	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,63	0,14	0,45	—	0,56	—	He обн.	0,92	3,59
Fe ₂ O ₃	0,80	0,38	0,32	0,40	—	—	1,58	0,74	0,96
ΣY ₂ O ₃	} 0,23	} 0,13	} 0,18	He обн.	—	} 0,35	} 1,05	} —	} 4,36
ΣCe ₂ O ₃									
Bi ₂ O ₃	—	—	3,25	—	—	—	0,07	—	—
SiO ₂	0,40	0,10	He обн.	0,44	1,20	—	—	—	—
TiO ₂	—	0,04	0,05	0,60	He обн.	—	0,24	7,75	2,47
ZrO ₂	—	—	—	—	» »	—	—	—	1,80
SnO ₂	—	—	—	—	» »	1,61	He обн.	1,80	—
UO ₂	—	—	He обн.	—	—	—	—	—	—
UO ₃	—	—	» »	—	—	0,77	—	—	—
U ₃ O ₈	—	—	—	—	—	—	—	—	5,48
Nb ₂ O ₅	0,20	0,65	0,08	3,07	4,78	3,56	5,64	3,43	1,72
Ta ₂ O ₅	79,30	79,70	79,72	75,11	74,36	74,27	73,19	68,27	68,64
WO ₃	—	—	—	—	—	0,17	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,78	} 0,05	—	0,60	0,24	} 0,27	He обн.	0,66	3,45
H ₂ O ⁻	—		—	—	0,02				—
F	2,32	2,00	2,00	2,38	0,58	—	1,75	He обн.	He обн.
И. п.	—	1,20	0,60	—	—	—	—	—	—

Сумма	100,94	101,09	100,76	100,50	100,03*	100,14	100,58	99,33	100,56
— O = F ₂	0,97	0,84	0,84	1,00	0,24	—	0,73	—	—
	99,97	100,25	99,92	99,50	99,85	—	99,85	—	—
Уд. в.	5,93	—	6,426	—	6,016	6,42	5,91	5,8	5,61
a ₀ (Å)	10,42	—	10,46	—	10,43	—	—	—	—

* В том числе P₂O₅ — 0,30.

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	3,72	—	3,73	} 0,82	} —	} 1,02	0,63	<0,5	0,5
K ₂ O	0,42	—	сл.				—	—	<0,01
MgO	—	0,257	0,09	1,14	0,24	0,08	0,02	<0,1	0,08
CaO	15,46	10,704	10,82	7,22	3,40	2,66	1,00	0,47	7,4
SrO	0,04	—	—	0,10	—	—	—	0,09	0,32
BaO	—	—	—	—	—	—	0,20	4,85	5,2
PbO	—	0,511	—	7,39	1,10	—	26,00	0,90	~0,03
MnO	0,02	0,338	0,18	0,03	—	0,36	0,02	0,09	—
FeO	—	0,714	—	—	0,56	1,08	0,34	0,93	0,65
Al ₂ O ₃	2,03	—	—	1,13	—	1,34	0,63	0,42	—
Fe ₂ O ₃	2,83	—	0,47	0,62	—	—	—	—	—
ΣTR ₂ O ₃	—	—	1,5	0,39	—	0,14	—	0,45	—
As ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0,07	0,12	—

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Sb ₂ O ₃	—	—	—	Не обн.	—	—	0,80	0,007	—
Bi ₂ O ₃	—	—	—	» »	0,98	—	0,04	0,03	0,005
SiO ₂	0,38	—	—	1,04	—	1,45	0,65	1,2	2,3
TiO ₂	0,28	—	2,82	Сл.	2,54	0,20	0,21	1,21	0,95
ZrO ₂	—	0,097	Не обн.	—	0,80	—	0,06	<0,1	0,32
SnO ₂	1,57	—	—	—	Сл.	—	3,55	2,05	0,44
ThO ₂	Сл.	—	—	0,22	—	—	—	0,19	—
UO ₂	—	2,005	4,78	1,24	2,17	0,58	—	—	—
UO ₃	0,45	0,969	1,29	6,75	9,38	14,64	—	—	—
U ₃ O ₈	—	—	—	—	—	—	—	1,68	~0,02
Nb ₂ O ₅	0,93	1,891	10,62	2,74	1,41	0,40	11,40	5,87	7,8
Ta ₂ O ₅	71,21	80,629	60,79	65,26	72,27	67,00	50,40	71,59	72,00
WO ₃	—	—	—	—	0,18	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,79	1,885	} 2,13	2,74	4,62	—	1,20	—	—
H ₂ O ⁻	Не обн.	—		0,47			—	0,20	—
F	—	—	2,10	1,27	—	Сл.	<0,01	—	—
П. п.	—	—	—	—	—	8,08	—	6,9	—
С у м м а	100,13	100,00	101,32	100,57	99,65	99,03	98,73*	100,675**	(98,11)
-O=F ₂			0,88	0,53					
			100,44	100,04					
Уд. вес	6,192	—	5,44(?)	5,95	5,75—	—	7,21	5,71	
					5,88				
a ₀ ^{***}	—	(10,397)	(10,34)	(10,40)	—	—	10,56	10,57	

* В том числе: Cs₂O около 1,6; CuO 0,04.

** В том числе: CuO — 0,06; Ag₂O — 0,003; Li₂O < 0,1; Ti₂O₃ — 1,56 (вероятно, за счет гидроксидности Клеричи); данные по Na₂O, MgO, ZrO₂ в сумму не включены.

*** В скобках даны значения a₀ для прокаленных метамиктных микролитов.

1 — Вост. Забайкалье, анал. Лебедева [24]; 2 — Сибирь, анал. Кухарчик [33]; 3 — «висмут-микролит», Монгольский Алтай, анал. Кухарчик [1]; 4 — Монгольский Алтай, анал. Казакова [33]; 5 — Бикита, Южн. Родезия, анал. Голдинг [34]; 6 — Топсем, шт. Мэн, США, анал. Гоньер [7]; 7 — Европейская часть СССР, анал. Казакова [35]; 8 — с.-в. часть СССР [32]; 9 — Урал, анал. Макарович [31]; 10 — Кигези, Уганда [30]; 11 — Фазенда-да-Посе, Минас-Жерайс (Бразилия) [9]; 12 — СССР, Сибирь, анал. Казакова [16]; 13—15 — уранмикролиты: 14 — Консикау, Минас-Жерайс (Бразилия), анал. Гымарэс [21]; 13 и 15 — СССР: 13 — анал. Иванова [29]; 15 — анал. Кухарчик [35]; 16 — пломбомикролит, Киву (Конго) [19]; 17 и 18 — рейкебурит, анал. Вейн (анализы предварительного прокаленных образцов) [18]; 17 — с примесью микролита (3,68%), тангалита (0,26), касситерита и кварца, Шиа-Шинго, Минас-Жерайс (Бразилия); 18 — из концентрата пегматита Волта-Гранди (Бразилия).

См. также анализы микролита из пегматитов с.-в. части СССР (акцессорный, содержит 7,75% TiO₂) [35], Донкерхука (Юго-Зап. Африка) [5], из Уоджины (Зап. Австралия) [4], Пикуи (Бразилия) [8], Голконды (Минас-Жерайс, Бразилия) [10], Бетанима (Мальгашская республика) [36], Южной Дакоты [37].

Состав TR, по данным немногих определений, непостоянен (в % к сумме TR):

№ хим. анализа				№ хим. анализа			
	7	9	12		7	9	12
La	4	1,3	8,6	Dy	4	—	3,7
Ce	16	15	26,2	Ho	—	—	0,1
Pr	—	4	3,5	Er	—	—	0,2
Nd	16	8	21,4	Tu	—	—	0,1
Sm	22	1,8	15,6	Yb	—	—	0,3
Eu	—	0	—	Y	22	69,5	8,3*
Gd	16	0,4	11,7		[38]	[31]	[16]

* Y + Tb.

Диагн. исп. HCl на микролит действия не оказывает, H_2SO_4 вызывает медленное разложение; полностью разлагается после сплавления с $KHSO_4$. В полир. шл. травится HBF_4 или разбавленной HF [48].

Повед. при нагр. Метамиктный уранмикролит из СССР [29] (см. хим. анализ 13) до 700° выделяет 1,74% H_2O , от 700 до 1000° — 1%; дает эндотермические эффекты в пределах 20 — 300° и 1100 — 1130° и экзотермические при 400 — 550 и 1200° . В результате прокаливания микролита при 900 — 1000° в некоторых случаях образуется дополнительная перовскитовая фаза ($NaTaO_3$?) [39]. Уд. вес в результате нагревания микролита возрастает [28].

Нахожд. Относительно мало распространен. Типичный минерал литиевых пегматитов, образуется на последних стадиях их формирования. Сопровождается лепидолитом, розовым и полихромным турмалином, поллудитом, сподуменом, амблигонитом, бериллом, топазом, а также различными минералами тантала: торолитом, стибитанталитом, симпсонитом и др. Встречается в топазовых грейзенах [27], как акцессорный минерал — в литионито-амазонито-альбитовых гранитах [40].

Отмечено образование микролита по другим танталовым минералам: по стибитанталиту («стибiomикролит» Квенселя и Бергтрен) [2], тапшолиту [23], симпсониту («метасимпсонит» [4]).

Изм. В химическом отношении стоек, при разрушении вмещающих пород может попадать в россыпи, но сравнительно легко измельчается. Передко зерна и кристаллы покрываются серовато-бурой «рубашкой» ближе не определенных продуктов изменения.

Практ. знач. Может быть использован для извлечения тантала.

Искусств. Получен сплавлением CaO , NaF и Ta_2O_5 [3].

Отл. Характерна форма кристаллов. От других минералов группы пирохлора отличается парагенезисом, диагностируется на основе химических определений. От гангита отличается большим уд. весом и значительно большим показателем преломления.

Разнов. У р а н м и к р о л и т — uranmicrolite содержит повышенное количество урана (анализы 13—15); охарактеризован выше (см. собственно микролит). Метамиктен.

Название отражает состав (Штрунц, 1954). Синон. Джалмаит — djalmait — по имени бразильского минералога Джалма Гимараэса (Гимараэс, 1941), танталгачетолит — tantalhatchettolite (Вильерс, 1941).

П л ю м б о м и к р о л и т — plumbomicrolite [49] — содержит свыше 25% PbO (анализ 16). Отношение $Ta_2O_5 : Nb_2O_5$ непостоянно. $a_0 = 10,56 \text{ \AA}$. Тв. 6. Уд. в. 6,5—7,2, меняется в зависимости от содержания Ta и Nb. Цв. зеленовато-желтый, оранжевый. Отраж. способность 18,2%. Встречен в виде кристаллических агрегатов в аллювиальной россыпи в провинции Киву (Конго) совместно с касситеритом, манганотанталитом, симпсонитом, собственно микролитом и др. [49].

Р е й к е б у р и т — rijkeboerite — содержит около 5% BaO (см. анализы 17 и 18) [48].

Назван по имени директора аналитической лаборатории Голландской металлургической компании А. Рейкебура (Вэйн, 1963).

Мелкие октаэдрические кристаллы и их скопления. $a_0 = 10,56$ — $10,58 \text{ \AA}$. Уд. вес 5,68—5,80 (вычисл. 5,60). Цв. розовый, розовато- и желтовато-бурый до бесцветного и белого. Микротвердость 485—498 $кГ/мм^2$ при нагрузке 100 г.

В шл. в прох. свете розовый до фиолетового. Отраж. способность 13,2%. Образует сростания с касситеритом, микролитом и танталитом.

Кислоты на рейкебурит действия не оказывают.

Обнаружен впервые в небольшом количестве в касситеритовом концентрате из выветрелого пегматита Ши-Шико (Минас-Жераис, Бразилия) совместно с колумбит-танталитом, микролитом, магнетитом, криптоманом и др. Наблюдался также в микролитовом концентрате из пегматита Волга-Гранди и в касситеритовом концентрате из долины Паиол в том же округе Сан-Жуан-дел-Рей (Минас-Жераис, Бразилия) [18].

Межплоскостные расстояния микролита из Бразилии [8]

Fe-излучение, $D = 114,03$ мм

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (кХ)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (кХ)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (кХ)
111	31	6,00	622	100	1,57	840	63	1,16
311	42	3,13	444	42	1,51	753; 911	32	1,14
222	68	3,00	551; 711	47	1,46	664	16	1,11
400	34	2,60	553; 731	63	1,36	931	32	1,09
331	16	2,39	800	16	1,30	844	63	1,06
333; 511	37	2,00	733	10	1,27	755; 771	26	1,05
440	84	1,84	660; 822	5	1,23	773; 951	42	1,01
531	37	1,76	555	21	1,20	666; 10.2.2	68	1,00
533	16	1,59	662	68	1,19			

$a_0 = 10,40$ кХ.

Межплоскостные расстояния рейкебурита из Минас-Жераиса [18]

FeK_α-излучение

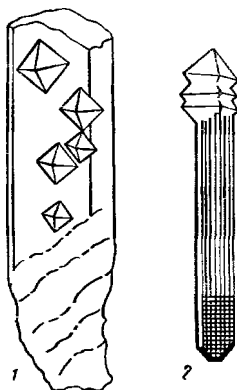
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (А)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
111	80	6,04	731; 553	20	1,375
311	65	3,18	800	20	1,318
222	100	3,034	751; 555	8	1,219
400	60	2,631	662	35	1,211
331	20	2,417	840	30	1,181
511; 333	30	2,028	911; 753	15	1,159
440	60	1,865	931	8	1,107
531	35	1,784	844	40	1,079
533	15	1,608	933; 771; 755	8	1,061
622	45	1,591	951; 773	8	1,021
444	15	1,523	10.2.2; 666	35	1,0170
711; 551	15	1,478			

Л и т е р а т у р а

1. Залашкова Н. Е., Кухарчик М. В. Тр. ИМГРЭ, 1957, вып. 1, 77.
2. Quensel P., Berggren T. Geol. för. förhandl., 1938, 60, Н. 2, 216; Quensel P. Geol. för. förhandl., 1945, 67, Н. 1, No 440, 15.
3. Rosén O., Westgren A. Geol. för. förhandl., 1938, 60, Н. 2, 226.
4. Simpson E. S. Minerals of Western Australia. Perth, 1952, 3, 197 и 226.
5. Reuning E. Chem. d. Erde, 1933, 8, Н. 1—2, 186.
6. Bjørlykke H. Norsk geol. tidsskr., 1934, 14, Н. 1—2, 145.
7. Palache C., Gonyer F. A. Am. Min., 1940, 25, No 6, 411.
8. Kerr P. F., Holmes R. J. Bull. Geol. soc. Am., 1945, 56, No 5, 479.
9. Tavora E. Anais Acad. Brasil. cie., 1949, 21, 337 (no Chem. Abstr., 44, 4832e).
10. Pesson W. T., Switzer G., Barbosa A. L., Myers A. T. Am. Min., 1950, 35, No 9—10, 889.
11. Quensel P. Ark. min., geol., 1955, 2, nr. 2, 31.
12. Arnett R. J. Am. Min., 1956, 35, No 5—6, 386.
13. Gsch F., Stanek J. Casop. min., geol., 1960, 5, No 3, 235.
14. Спдоренко Г. А., Горжевская С. А. Сб. «Геология месторождений редких элементов». Госгеолтехиздат, 1960, вып. 10, 64.

15. Соседко А. Ф. Материалы по минералогии и геохимии гранитных пегматитов. Госгеолтехиздат, 1961, 42.
16. Корнетова В. А., Казакова М. Е. Тр. Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15, 219.
17. Залашкова Н. Е. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 187.
18. Veer A. H. v. d. Verhandl. Kon. Nederl. geol. mijnbouw. gen., geol. ser., 1963, 22, 1.
19. Safianikoff A., Wambeke L. Bull. Soc. fr. min., 1961, 84, No 4, 382.
20. Feist F. Zs. Krist., 1886, 11, 255.
21. Guimarães C. P. Anais Acad. brasil. cie., 1939, 9, 347; Am. Min., 1944, 26, No 5, 343.
22. Doppau J. D. H. Trans. Roy. soc. Canada, 1941, 35, Ser. 3, Sect. 4, 51.
23. Rough F. H. Bull. Geol. soc. Am., 1945, 56, No 5, 505.
24. Тарновский Г. Н., Васильев Е. К., Лебедева В. С. Зап. В.-Спб. отд. Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 4, 35.
25. Flinck G. Medd. Grønland, 1898, 14, 234.
26. Лебедева В. С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963, 105.
27. Масгрегор А. М. Min. Mag., 1946, 27, No 192, 164.
28. Горжевская С. А., Ерофеева Е. А. Минеральное сырье, 1960, вып. 1, 98.
29. Матнас В. В. Сб. «Геология месторождений редких элементов». Госгеолтехиздат, 1961, вып. 9, 53.
30. Du Bois C. G. V., Jeffery P. G. Rec. Geol. Surv. Uganda, 1953 (1955), 71 (по Chem. Abstr., 49, 9452h).
31. Макарович Б. А., Франк-Каменецкий В. А., Гонимесова К. А. Геология и геофизика, 1964, № 7, 126.
32. Басина В. А. Тр. Иркутск. н.-и. ин-та редких металлов, 1965, вып. 12, 45.
33. Салтыкова В. С. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 189.
34. Tundale Viscoe R. Trans. Geol. soc. South Africa, 1952, 54, 11.
35. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Изд-во «Наука», 1964, 2, 507.
36. Véhier J. Ann. géol. Madagascar, 1960, No 29, 48.
37. Rapp G. Proc. S. Dakota Acad. Sci., 1962, 41, No 26, 44.
38. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 56.
39. Горжевская С. А., Сидоренко Г. А. Геохимия, 1962, № 9, 794.
40. Беус А. А., Северов Э. А., Ситнига А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, 1962, 112.

Пиррит — pyrrhite — минерал группы пирохлора (соотношение Nb и Ta неизвестно). $a_0 = 10,43$ у минерала с Лаахерского озера (ФРГ), $10,41$ Å у пиррита с Азорских островов [1].



Фиг. 50. Ориентированные нарастания кристаллов пиррита на кристаллы бадделейта, Везувий (по Замбонии)

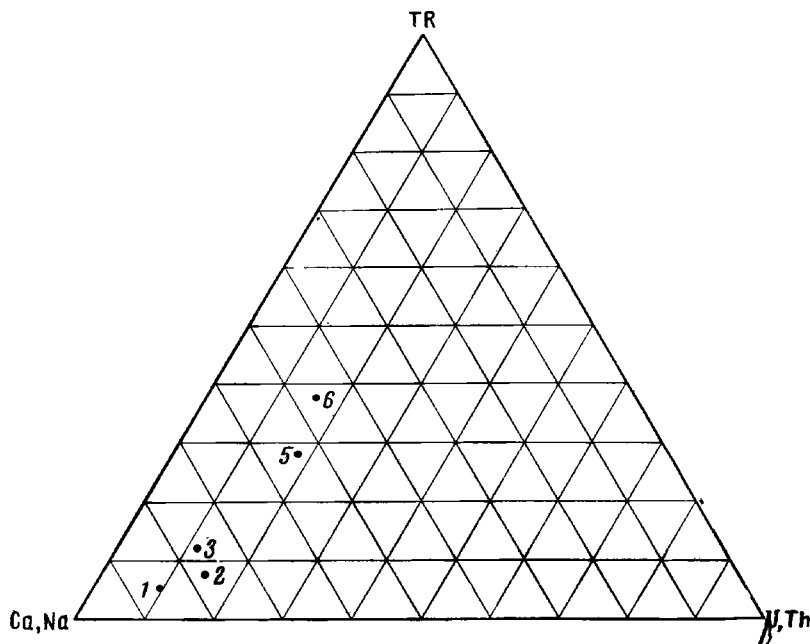
Ярко-оранжево-желтые и красновато-бурые мелкие кристаллы (октаэдры). Неполный анализ пиррита из района Лаахерского озера [2]: CaO — 20,86; Fe₂O₃ — 1,31; TiO₂ — 1,75; Ta₂O₅ + Nb₂O₅ — 66,33; н. п. 0,14, сумма 90,39. Впервые наблюдался Розе (1839) в образцах из пегматита Алабашки на Урале. Обнаружен в выбросах вулканов на Азорских островах, в районе Лаахерского озера, а также в выбросах Монте-Соммы (Италия), где мелкие красновато-бурые октаэдры ориентированно нарастают на кристаллы бадделейта (фиг. 50) [3].

Название от греч. πυρρός (пиррос) — огненный в связи с ярко-оранжевым цветом кристаллов (Розе, 1839). Синон. — азорпиррит — Azopyrrhit (Хаберд, 1886).

Литература

1. Machatschki F. Zbl. Min., 1932, A. H. 2, 33; Chem. d. Erde, 1932, 7, H. 1, 56.
2. Niggli P., Faes y K. Zs. Krist., 1925, 61, H. 3—4, 345.
3. Zambonini F. Mineralogia Vesuviana. Napoli, 1935, 445.

По соотношению содержаний Nb и Ta промежуточное положение между пирохлором и микролитом (см. фиг. 42) занимают ниобтанталпирохлоры — niobantalpyrochlors, по обозначению Махачки [4]; к ним относятся пирохлор-микролиты — pyrochlore-micro-lites (по Беусу и др. [2]) — акцессорные минералы литионито-амазонито-альбитовых гранитов СССР. Мегамиктны, рентгеноаморфны (анализы 1—3 на стр. 172). У среднего члена ряда (оригинала хим. анализа 2)



Фиг. 51. Соотношение содержания (Ca + Na), TR и (U + Th) в ниобтанталпирохлорах. Номера соответствуют номерам химических анализов

(по Бонштедт-Куплетской)

$n = 1,78$, после прокаливания $a_0 = 10,44 \text{ \AA}$. Состав элементов группы А типичный для пирохлора и для микролита (фиг. 51). К ниобтанталпирохлорам, по-видимому, относится неотанталит (neotantalite) из департамента Алье (Франция), но его анализ (анализ 4) мало достоверен [3].

По составу группы В к ниобтанталпирохлорам относится танталообручевит (tantaloobruchevite), впервые описанный как «черный аморфный обручевит» [4]; позднее он упоминался как «тантало-урано-иттриевая разновидность пирохлора» [5] и «Y-гагчеттолит» [6]. (Название танталообручевит было условно предложено Вэйном [7].) Уд. вес 4,62—4,80. По составу группы А минерал отвечает обручевиту. Анализы 5 и 6. Черный. Бл. алмазный. Мало прозрачен. Изотропен. Состав TR [4]: La — 1,3; Ce — 2,5; Pr — 0,8; Nd — 2,5; Sm — 16,0; Eu — 0,2; Gd — 24,0; Tb — 4,0; Dy — 16,2; Ho — 1,5; Er — 4,0; Tm — 0,70; Yb — 3,0; Lu — 0,9; Y — 22,4.

Встречен в СССР в гранитных пегматитах в тесной ассоциации с колумбитом, гранатом, мусковитом [4, 5].

Анализы:	1	2	3	4	5	6
Na ₂ O	2,56	1,24	2,15	2,50	0,54	0,89
K ₂ O	сл.	—	—		—	—
MgO	—	—	—	сл.	0,25	—
CaO	5,70	4,38	4,68	—	6,55	4,16
PbO	1,45	2,26	2,15	—	—	—
MnO	сл.	—	0,25	2,85	—	—
FeO	—	—	—	4,57	—	—
Al ₂ O ₃	—	0,65	1,54	1,43	1,00	1,06
Fe ₂ O ₃	0,46	0,55	0,37	—	1,74	1,46
ΣY ₂ O ₃	1,89	2,00	3,95	—	8,35	11,09
ΣCe ₂ O ₃					2,50	1,75
SiO ₂	0,80*	1,96*	0,56*	1,32	4,90	4,60
TiO ₂	0,40	0,22	1,13	—	1,23	3,91
ZrO ₂	0,43	—	—	—	0,45	0,57
SnO ₂	0,86	0,89	3,10	0,43	—	—
ThO ₂	—	0,28	—	—	0,85	1,09
UO ₂	4,56	5,86	6,60	сл.	4,70	—
UO ₃	1,45	—	—	—	7,30	—
U ₃ O ₈	—	—	—	—	—	9,08
Nb ₂ O ₅	34,14	27,69	16,67	22,00	20,96	20,91
Ta ₂ O ₅	37,58	45,05	49,94	57,70	27,50	29,60
H ₂ O ⁺	3,88	4,70	4,81	—	6,33	6,71
H ₂ O ⁻	0,87	1,47	1,49	—	4,33	2,51
F	1,80	1,70	1,31	—	—	—
П. п.	—	—	—	6,30	—	0,68
Сумма	98,83	100,90	100,70	99,24**	99,48	100,07
— O = F ₂	0,75	0,71	0,55			
	98,08	100,19	100,15			
Уд. в.	—	—	—	5,193	—	4,66

* Кварц.

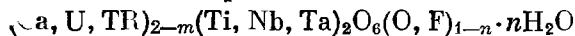
** В том числе SiO — 0,14.

1 — 3 — пирохлор-микрولиты, СССР [2, 8]; 1 — анал. Казакова; 2 и 3 — анал. Быкова; 4 — неотанталит, Алье, Франция, анал. Пизани [3]; 5 и 6 — танталобручевиты: 5 — анал. Кухарчик [4]; 6 — анал. Быкова [6].

Л и т е р а т у р а

1. Machatschki F. Chem. d. Erde, 1932, 7, II, 4, 56.
2. Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты. Изд-во АН СССР, 1962, 112.
3. Terrier P. Bull. Soc. fr. min., 1902, 25, 34.
4. Калита А. П. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 164.
5. Калита А. П. Редкоземельные пегматиты Алакуртти и Приладожья. Изд-во АН СССР, 1961, 51.
6. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Изд-во «Наука», 1964, 2, 498.
7. Veer A. H. v. d. Verhandl. Kon. Nederl. geol. mijnbouw. gen., geol. ser., 1963, 22, 1.
8. Ситнин А. А., Быкова А. В. ДАН СССР, 1962, 147, № 1, 203.

Бетафит Betafite



Назван по месту первоначальной находки Бетафо на Мадагаскаре (Лакруа, 1912) [1]. Синон. Бломстрандит — blomstrandite (Линдстрём, 1874), менделеевит — mendeleevite (Вернадский, 1923) [2], эльсворгит — ellsworthite (Уокер и Парсонс, 1923) [3]. Некоторые бетафиты описаны под названием викиитов (см. стр. 148).

Приазовит — priasovite (Юрк, 1941) предположительно близок к бетафиту, но существенно отличается от него содержанием Nb, Ta, Al, U и др. [4]; природа его требует уточнения.

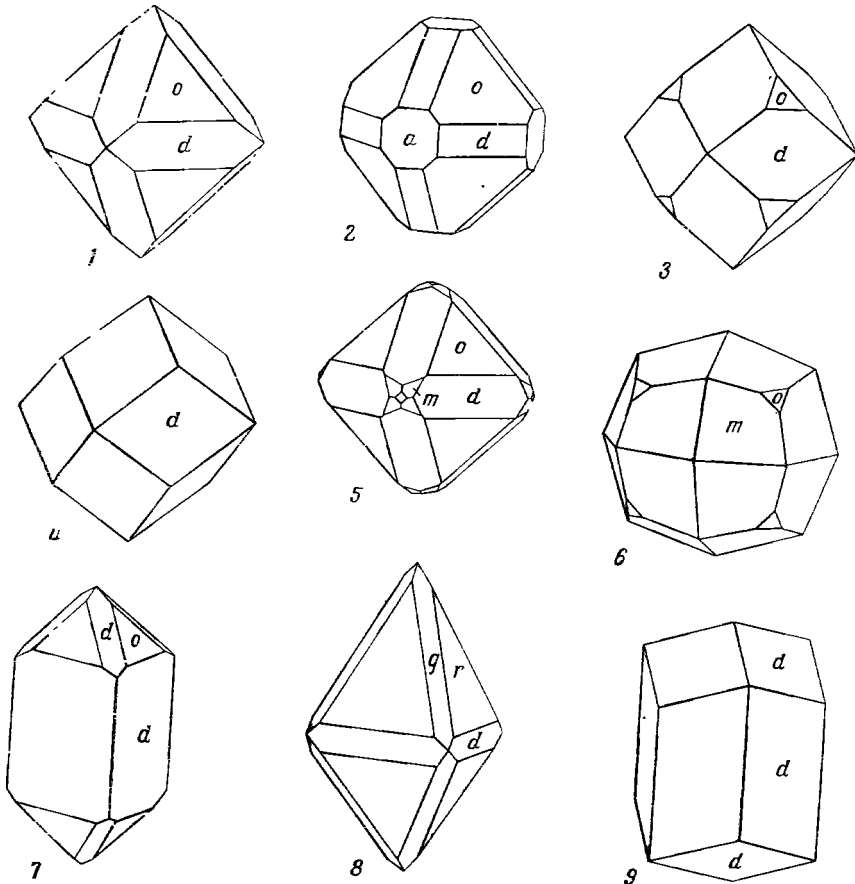
Разнов. Итробетафит, титанбетафит, (алюминобетафит?).

Характ. выдел. Кристаллы, обычно мелкие, иногда до 15 см и более [5], также округлые зерна и крупные выделения весом более 6 кг [6].

Структ. и морф. крист. Куб. с. Рентгеноаморфен (метамиктен). После прокаливания преобладает пирохлоровая фаза (см. «Повед. при нагр.») с параметром $a_0 = 10,27-10,37 \text{ \AA}$ [7].

Наблюдавшиеся формы [2, 3, 6, 8-10]: a (100), d (110), o (111), m (311), в единичных случаях отмечены грани r (332) и g (320). Обычны лишь o (111) и d (110). Кристаллы октаэдрического облика (фиг. 52, 1-5) (подобны кристаллам пирохлора и микролита), реже додекаэдрического (некоторые кристаллы с Мадагаскара [6] и «менделеевит [2]), а также тетрагонтриоктаэдрического облика (см. фиг. 52, 6) [10]. Нередко кристаллы имеют неправильное развитие (см. фиг. 52, 7-9): существенно уплощены по (110) (развиваются на пластинках слюды) или удлинены вдоль одной из осей 4-го или 3-го порядка; редко уплощены по (100) [6]. Обычны взаимно-параллельные сростки кристаллов. Двойники не наблюдались.

Физ. св. Сп. отсутствует. Хрупок. Изл. неровный до раковистого. Тв. 4-5. Микротвердость 350-490 кг/мм² (при нагрузке 50 г), по Лебедевой [11], 313-676 (при нагрузке 100 г), по Вэйну [12]; отмечается неодина-



Фиг. 52. Кристаллы бетафита

1-4 — обычный тип кристаллов мадагаскарского бетафита (по Лакруа); 5 — Сама, Мадагаскар (по Уггемаху); 6 — Вишневые горы (по Чеснокову); 7-9 — искаженные кристаллы мадагаскарского бетафита (по Лакруа): 7, 8 — удлинение вдоль оси 4-го порядка, 9 — удлинение вдоль оси 3-го порядка

ковая микротвердость различных участков одного и того же кристалла [12]. Уд. вес 3,7—5, варьирует в соответствии с различиями состава, зависит от степени метамиктности и гидратации (см. в разделе «Микр.» и «Хим.»). Цв. бурый, зеленовато-бурый, желтый, зеленый, темно-бурый, серовато-черный до черного, очень часто окрашен неравномерно. Черта красновато-бурая [2]. Бл. жирный до стеклянного, также восковой [13]. Часто наружные части кристаллов матовые, покрыты серовато-желтыми порошковатыми продуктами изменения. Просвечивает или непрозрачен (темно-окрашенный).

Очень сильно радиоактивен; иногда радиоактивность по-разному проявляется в отдельных участках кристаллов [14]. Диэлектрическая постоянная 4,66—5,86 [15]. рН суспензии 7,0—7,3 [15].

Флотируется олеиновой кислотой [16].

В инфракрасном спектре поглощения установлены четкие полосы в области 1250 и широкая в области 2380—3570 см^{-1} [17].

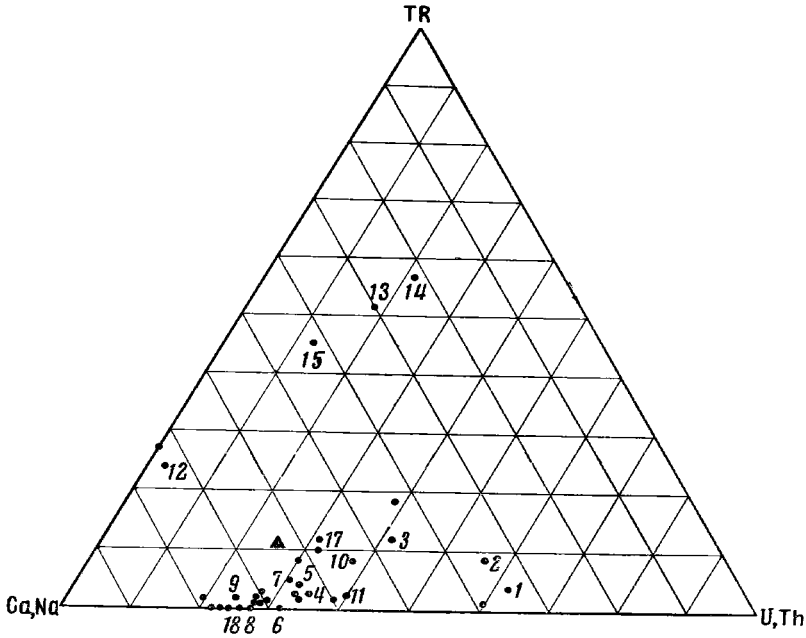
Микр. В пл. в прох. свете светло-желтый до почти бесцветного, также бурый. Изотропен. Показатель преломления, по данным разных авторов [5, 9, 10, 13, 14, 18, 19], от 2,10 до 1,89 и ниже; значительно понижен у гидратированных разновидностей. По Хогарту [19], у бетафитов из ряда месторождений при сходном соотношении содержаний основных элементов и различном содержании H_2O значения n и уд. веса следующие:

n	2,02	>2	>2	1,98	1,96	1,96	1,945	1,91	1,8
Уд. в.	3,94	4,15	4,06	4,05	3,98	4,03	4,00	3,79	3,5
H_2O общ	8,00	7,30	6,70	9,30	7,55	8,50	8,40	10,40	12,8
TiO_2	13,18	17,50	15,85	17,8	20,65	16,93	14,0	14,3	13,5
Nb_2O_5	41,24	31,06	33,34	31,1	18,99	32,44	40,7	41,1	39,6
Ta_2O_5	0,54	3,33	1,26	3,7	3,64	0,25	4,0	4,2	4,4
U_3O_8	22,10	22,79	23,11	22,7	21,10	22,24	18,7	18,7	18,7
CaO	8,70	10,94	10,59	Не опр.	4,44	10,64	Не опр.	Не опр.	

В пл. в отраж. свете серый, с буроватым оттенком. Отраж. способность вишневогорского бетафита около 13% ($n = 2,10$) [10].

Хим. Состав в общем отвечает общей формуле минералов группы пирохлора ($\text{A}_2\text{B}_2\text{O}_6\text{X}$). Повышена роль Ti, а также U, в большинстве случаев отличается высоким содержанием H_2O . Характерна часто наблюдающаяся неоднородность метамиктного бетафита [14]. Среди элементов группы В существенна роль Ti и Nb (фиг. 42, стр. 146); Ti составляет 30% и более от суммы Nb + Ta + Ti (содержание TiO_2 колеблется в пределах 12—20%), еще больше Ti (> 70% Ti от суммы Nb + Ta + Ti) в титанбетафитах (см. разновидности); Ta обычно содержится в небольшом количестве, и лишь в «бломстрандите» с Мадагаскара (анализ 3) указывается 28% Ta_2O_5 , в минерале из Китая (анализ 12) — 19,88% Ta_2O_5 . Содержание Fe относительно высоко. Zr, очевидно, в большинстве случаев не определялся, в некоторых бетафитах отмечен в виде следов или долей процента, только в бетафите из карбонатитов Карелии указывается свыше 9% ZrO_2 (анализ 16) [20].

Из элементов, входящих в группу А (фиг. 53), наибольшее значение имеют U и Ca, соотношение которых варьирует в значительных пределах. В составе большинства бетафитов TR существенной роли не играют; содержание TR_2O_3 обычно не превышает нескольких процентов, лишь в итробетафите (см. разновидности; анализы 13—15) содержание TR повышено. Характерно чрезвычайно низкое содержание Na (обычно менее 1% Na_2O); SrO и BaO определялись не во всех анализированных бетафитах, в некоторых их содержание выражается долями процента, и лишь



Фиг. 53. Соотношение содержания (Ca + Na), TR и (U + Th) в составе бетафитов и танталбетафита (треугольник). Цифры отвечают номерам приведенных анализов

(по Бонштедт-Куплеской)

в одном из бетафитов Канады содержится 2,01% SrO [19], а в бетафите из Китая — 2,77 BaO и 0,21 SrO [21]. Обычно отмечается 2—2,5% PbO. Спектральными анализами установлен Be. F отмечается в составе немногих бетафитов; содержание H₂O в некоторых из них превышает 12% [17].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	—	—	—	0,24	—	0,58	1,44	0,33	0,60
K ₂ O	0,38	—	—	Сл.	—	Не обн.	—	—	0,33
MgO	Сл.	0,55	0,20	0,58	0,08	Сл.	0,57	Сл.	0,40
CaO	3,12	2,81	4,00	9,76	8,94	8,70	7,01	10,94	11,54
SrO	—	—	—	—	—	0,70	—	0,21	—
BaO	—	—	—	—	—	Сл.	—	Сл.	—
PbO	—	2,48	—	1,36	1,73	2,61	—	1,43	1,01
MnO	—	0,16	0,50	0,50	0,04	0,28	0,32	0,62	1,02
FeO	—	—	1,35	—	0,22	1,67	1,35	3,44	1,06
Al ₂ O ₃	1,50	—	—	—	0,12	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,50	3,23	—	2,39	2,74	—	1,94	—	0,96
ΣY ₂ O ₃	—	1,38	0,30	0,48	0,12	Сл.	—	Сл.	—
ΣCe ₂ O ₃	1,00	0,66*	2,50	0,96 ^{3*}	1,49	»	1,75	0,2	1,00
SiO ₂	—	—	—	—	2,49	—	—	—	0,30
TiO ₂	16,20	15,07	10,80	16,80	15,06	13,18	13,50	17,50	14,04
ZrO ₂	—	—	—	—	Не обн.	Сл.	—	Сл.	—
SnO ₂	0,37	0,24	0,30	0,17	0,06	Не обн.	—	»	—
ThO ₂	1,12	1,19	—	1,25	0,10	0,2	—	0,2	0,28
UO ₂	—	—	—	—	1,56	—	7,33	—	6,13
UO ₃	27,15	—	18,10	—	20,46	—	15,09	—	13,57
U ₃ O ₈	—	21,11	—	25,98	—	22,10	—	22,79	—

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Nb ₂ O ₅	34,80	34,11	23,30	31,75	23,44	41,24	33,62	31,06	39,46
Ta ₂ O ₅	1,00	4,94	28,50	2,44	9,97	0,54	3,62	3,33	3,83
H ₂ O ⁺	12,50	5,35	—	4,32	6,61	5,85	8,85	5,88	3,80
H ₂ O ⁻		7,10	—	1,27	4,59	—	3,67		
F	—	—	—	—	—	3,06	—	1,35	—
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	0,47
П. п.	—	—	9,60	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,64	100,35	99,85 ^{2*}	100,22	100,05 ^{2*}	100,71	100,06	99,28	99,50
—O = F ₂						1,29		0,58	0,11
						99,42		98,70	99,39
Уд. в.	3,75	—	4,74	—	3,705	3,94	—	4,15	4,64

* CeO₂.^{2*} В том числе В₂O₃ — 0,40.^{3*} (Ce)₂O₃ — 0,62; CeO₂ — 0,34.^{4*} В том числе BeO — 0,02; н. о. — 0,21.

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	—	0,51	1,44	0,34	0,20	2,7	2,63	—	—
K ₂ O	—	—	0,60	—	—	—	0,35	—	—
MgO	—	сл.	0,18	0,30	0,09	0,2	0,20	сл.	сл.
CaO	6,04	4,97	6,31	1,66	2,23	4,2	9,46	7,02	8,96
SrO	—	—	сл.	—	—	—	—	—	—
BaO	—	—	1,13	—	—	—	—	—	—
PbO	—	—	0,31	—	0,55	1,8	—	1,42	1,70
MnO	0,33	—	0,31	1,10	0,75	0,3	—	—	—
Al ₂ O ₃	—	—	1,35	0,98	0,86	0,2	0,44	0,36	0,98
Fe ₂ O ₃	3,46	1,15	1,73	4,00	4,30	2,0	2,94	6,96	5,52
ΣY ₂ O ₃	2,90	0,93	5,90	5,12	10,60	19,1	1,49	3,30	—
ΣCe ₂ O ₃									
SiO ₂	—	сл.	3,55	3,92	3,40	1,9	0,63	0,64	0,62
TiO ₂	15,29	12,53	14,28	14,90	15,20	22	11,20	34,22	35,05
ZrO ₂	—	—	—	—	0,11	0,3	9,84	—	—
SnO ₂	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—
ThO ₂	—	—	0,25	0,90	1,20	2,7	—	0,04	—
UO ₂	3,22	2,79	1,28	0,20	—	—	—	20,20	15,52
UO ₃	16,54	16,84	15,13	5,80	—	—	—	—	—
U ₃ O ₈	—	—	—	—	12,84	10	15,31	—	—
Nb ₂ O ₅	41,40	44,90	16,43	36,35	27,87	30	32,20	10,11	8,51
Ta ₂ O ₅	—	—	19,88	8,50	7,73	2,1	8,30	7,61	12,85
H ₂ O ⁺	7,26	6,40	6,15	5,93	4,47	—	2,66	—	—
H ₂ O ⁻	3,29	8,45	3,31	5,80	1,20	—	0,34	7,45	9,63
F	—	—	—	—	0,30	—	0,71	—	—
П. п.	—	—	—	—	—	—	1,38	—	—
Сумма	99,73	99,47	99,52	99,81	99,93	100,4	100,08	99,33	99,34
—O = F ₂						0,12	0,30		
						99,81	99,78		
Уд. в.}	—	—	—	3,65	—	—	4,59	4,34	3,95

1 — из гранитного пегматита, Мальгашская республика, анал. Пизани [22, 6]; 2 — из корундового пегматита, СССР, анал. Гонибесова [23]; 3 и 4 — из гранитных пегматитов: 3 — «бломстрандит», Мальгашская республика, анал. Пизани [1, 6]; 4 — Урал, СССР, «менделеевит» [23], анал. Гонибесова; 5 — из карбоната, Онтарио, Канада, анал. Элсуорт [24]; 6 — из амфиболовой жилы, Канада, анал. Хогарт [19]; 7 — из гранитного пегматита, СССР, анал. Мазарочкин [23]; 8 — из карбонатной породы, Ванкрофт, Канада, анал. Хогарт [19]; 9 — СССР («менделеевит»), анал. Старынкевич-Борнеман [25]; 10 и 11 — Вишневые горы, СССР, анал. Казакова [13]; 10 — из кварцево-полевощпатового пегматита; 11 — из биотито-полевощпатовых прожилков; 12 — Китай [21]; 13 — 15 — итробегафиты: 13 и 14 — СССР, анал. Кухарчик [26, 27]; 15 — Ванкрофт, Канада, анал. Тэйлор (описан как бегафит) [28]; 16 — циркониевый бегафит, Карелия, СССР, анал. Быкова [20]; 17 и 18 — титанбегафиты, Танген, Норвегия, анал. Бьёрлике [29].

Состав TR в итробетафите (1 и 2) [26, 30, 31] и в «менделеевите» (3) [31] (в % к общему содержанию TR):

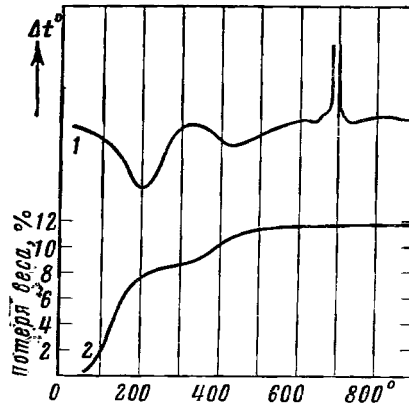
	1	2	3		1	2	3
La	2,4	1,4	2,4	Dy	12,5	7,3	4,1
Ce	8,6	5,0	14	Ho	1,0	0,6	1,3
Pr	2,0	1,2	1,3	Er	2,0	1,2	4,1
Nd	10,0	5,8	8,6	Tu	0,5	0,3	0,7
Sm	20	12	3,4	Yb	1,5	0,9	5,4
Eu	0,1	0,1	0,2	Lu	0,6	0,4	1,1
Gd	21,0	12,0	3,1	Y	14,6	(50)	(50)
Tb	3,2	1,9	0,4				

Диагн. исп. По Лакруа [6], мадагаскарские бетафиты легко травятся кислотами; Макароцкий [23] указывает, что сильные кислоты на минерал не действуют ни на холоду, ни при нагревании; по данным Калиты [20], бетафит в крепкой H_2SO_4 при нагревании разлагается полностью, в других кислотах — частично.

П. и. тр. зерна слабо оплавляются по краям, становятся черными [1, 10, 20].

Повед. при нагр. Кривые нагревания бетафита характеризуются двумя эндотермическими понижениями — около 200° и около 450° и экзотермическим пиком при $655-730^\circ$, связанным с рекристаллизацией (фиг. 54) [13, 17, 19, 32]; интенсивность пика варьирует у бетафита из разных месторождений (фиг. 55 и 56), что, предположительно, связано с различной степенью метамиктности и гидратированности образцов [33]; аномально низкие температуры экзотермического (500—550°) характерны для некоторых бетафитов Канады [19] и для «менделеевита» ($410-440^\circ$) [17]. Кривые потери веса в атмосфере воздуха и в атмосфере аргона несколько различны.

Фиг. 54. Кривые нагревания (1) и потери веса (2) бетафита, Онтарио. Нагревание в атмосфере аргона (по Хогарту)



В результате нагревания метамиктного бетафита образуется несколько кристаллических фаз [34, 35, 13, 14, 23]; бетафиты с Мадагаскара, нагретые до 1300° , по Гасперену [35], дали три фазы: преобладающую кубическую типа пирохлора ($a_0 = 10,31-10,32 \text{ \AA}$), гексагональную типа UTa_2O_8 и тетрагональную типа рутила; аналогично поведение восточных бетафитов при нагревании их выше температуры рекристаллизации [13]. Орсель и Фокье [14] отметили разный характер кристаллизации мальгашских бетафитов при $700-1000^\circ$: образование пирохлоровой и рутиловой фаз или двух гексагональных и одной псевдокубической. Прокаливание при 1000° одного из бетафитов с Урала (см. хим. анализ 2) привело к образованию двух кубических фаз: гранецентрированной А с

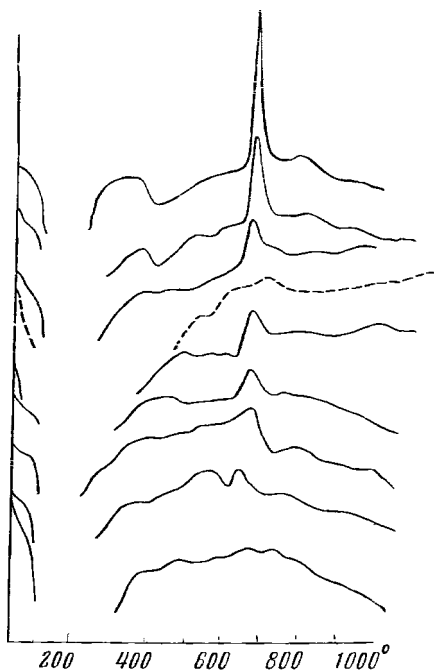
$a_0 = 5,187 \text{ \AA}$ и преобладающей объемноцентрированной В с $a_0 = 6,401 \text{ \AA}$; прокаливание другого бетафита с Урала (см. хим. анализ 4) дало только фазу А ($a_0 = 5,154 \text{ \AA}$) [23]; «менделеевит» из Сибири дал преобладающую фазу А с $a_0 = 5,142 \text{ \AA}$ и в меньшем количестве фазу В ($a_0 = 6,356 \text{ \AA}$). В результате прокаливания бетафитов из Канады [19] получалась лишь кубическая фаза с $a_0 = 10,29\text{--}10,39 \text{ \AA}$; только пирохлоровая фаза с $a_0 = 10,24 \text{ \AA}$ образовалась и в результате прокаливания мальгашских бетафитов в присутствии СаО [35].

Наход. Имеет ограниченное распространение, встречается в пегматитах и в карбонатах.

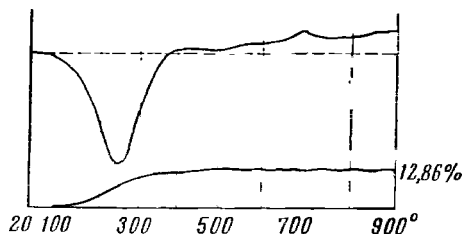
Характерен для амазонитовых пегматитов Мадагаскара; сопровождается эвксенитом, малаконом и др. [6]. В СССР встречен в гранитных пегматитах Прибайкалья («менделеевит») в ассоциации с ортитом, цирконом, магнетитом и др.; итробетафит наблюдался в пегматитах Карелии, содержащих также обручевит, цирколит, ксенотим, монацит и др. [27, 36, 37]. В небольшом количестве бетафит встречен и в Вишневых горах (Челябинская обл.) [13] в кварцево-полевошпатовых и полевошпатовых гранитных пегматитах экзоконтактов миаскитов, реже в биотито-полевошпатовых и канкринитовых участках нефелиновых пег-

матитов в парагенезисе с цирконом и магнетитом [10]. Как акцессорный минерал наблюдался и в пегматитах Ильменских гор (Челябинская обл.) в ассоциации с апатитом и редкими монацитом, малаконом, торитом, чевкинитом и др. [23]. В Канаде, в округе Халибёртон («эльсвортит») содержится в карбонатах в ассоциации с флюоритом, апатитом и др. [24], наблюдается и в карбонатах других мест Канады, реже в зональных пегматитах [19].

Изм. С поверхности часто покрыт серовато-желтыми корками



Фиг. 55. Кривые нагревания бетафита из различных месторождений Мадагаскара (по Орселю и Леви)



Фиг. 56. Кривые нагревания и потери веса бетафита, СССР (по Калите)

продуктов изменения. В измененном метамиктном бетафите с Мадагаскара отмечалось наличие анатаза [38].

Разнов. И т р о б е т а ф и т — yttrobetafite — со значительным содержанием иттрия, гадолиния и других элементов редких земель (см. хим. анализы 13—15 и данные о составе TR на стр. 177). Впервые обнаружен

в пегматитовой жиле Алакургти в Карелии (СССР) в тесной ассоциации с обручевитом [26, 27]. Метамиктный. Цв. зеленоватый. Бл. матовый.

По составу к итробетафиту относится «виикит Ле», изученный Локка [36], и «бетафит» из рудника Кромуэл в районе Банкрофт (Онтарио, Канада) — см. анализ 15 [28].

Назван по составу (Калита и др.). Синон. титанообручевит — titanobruchevite (Вэйн, 1963) [12].

Т и т а н б е т а ф и т — titanbetafite — обогащенный титаном бетафит из пегматитовой жилы Танген около Крагерё (Норвегия) [29] (анализы 17 и 18 на стр. 176). На диаграмме соотношения содержания Nb — Ta — Ti в минералах со структурой пирохлора (см. фиг. 42 на стр. 146) данные трех анализов минерала лежат в поле «титанпирохлоров», за пределами поля собственно бетафитов; соответственно титанбетафит может рассматриваться и как самостоятельный минерал группы пирохлора; но анализы его выполнены в 1931 г. до усовершенствования методов разделения больших количеств Nb, Ta, Ti, и их следовало бы повторить. Метамиктен. Цв. черный. Бл. сильный, стеклянный или матовый. После прокаливания образцов $a_0 = 10,314-10,318 \text{ \AA}$.

Назван по составу (Гвинзбург и др., 1958) [21]. Синон. тангенит — tangenite (Гагарин и Куомо, 1949) [39].

А л ю м и н о б е т а ф и т — aluminobetafite. Достоверность и самостоятельность минерала (разновидности?) не ясны. Описания нет. Опубликован только анализ: MgO — 0,92; CaO — 4,35; MnO — 1,83; Al₂O₃ — 15,68; Fe₂O₃ — 2,76; (Y)₂O₃ + ThO₂ — 1,56; SnO₂ — 7,94; UO₂ — 3,63; UO₃ — 18,06; SiO₂ — 3,01; TiO₂ — 14,88; (Nb, Ta)₂O₅ — 11,54; H₂O — 13,80; сумма — 99,96. Встречен в Маньчжурии [40].

Л и т е р а т у р а

1. Ласгоix А. Bull. Soc. fr. min., 1912, 35, 85.
2. Вернадский В. И. (Vernadsky W. I.). С. R., Paris, 1923, 176, 993.
3. Walker T. L., Parsons A. L. Univ. Toronto Stud., geol. ser., 1923, 16, 13.
4. Джунь В. С. ДАН УССР, 1963, № 10, 1379.
5. Froidel C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, No 1064, 320.
6. Ласгоix А. Minéralogie de Madagascar, 1922, 1, 378 и 383.
7. Сидоренко Г. А., Горжеvская С. А. Сб. «Геология месторождений редких элементов». Госгеолтехиздат, 1960, вып. 10, 64.
8. Ungerach H. Bull. Soc. fr. min., 1916, 39, 23.
9. Барсанов Г. П. Зап. Мин. об-ва, 1944, 73, вып. 2—3, 107 (описан под названием «мариньякит»).
10. Чесноков Б. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, 93, вып. 1, 73.
11. Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963, 106.
12. Veer A. H. v. d. Verhandl. Kon. Nederl. geol. mijnbouw. gen., geol. ser., 1963, 22, 1.
13. Еськова Е. М., Жабина А. Г., Мухитдинов Г. В. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. Изд-во «Наука», 1964, 129.
14. Орсель Ж., Фокье Д. Тр. Геохим. конференции «Химия земной коры». Изд-во «Наука», 1964, 2, 317.
15. Горжеvская С. А., Ерофеева Е. А. Минеральное сырье, 1960, вып. 1, 98.
16. Шаповалов Г. М., Польшкин С. И. Сб. научн. тр. Московского ин-та цветных металлов и золота, 1958, № 31, 256; Light D. Canad. Mining a. metall. Bull., 1962, 55, No 597, 30.
17. Гвинзбург А. И., Иванова Л. С. Сб. «Геология месторождений редких элементов». Госгеолтехиздат, 1960, вып. 10, 89.
18. Hewett D. F., Glass J. J. Am. Min., 1953, 38, No 11—12, 1040.
19. Hogarth D. D. Canad. Mineralogist, 1964, 6, pt. 5, 610.
20. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Изд-во «Наука», 1964, 2, 499.
21. Гвинзбург А. И., Горжеvская С. А., Ерофеева Е. А., Сидоренко Г. А. Геохимия, 1958, № 5, 486.

22. Lasroix A. Bull. Soc. fr. min., 1910, 33, 321.
23. Макароочкин Б. А., Франк-Каменецкий В. А., Гонибесова К. А. Геология и геофизика, 1963, № 9, 32.
24. Ellsworth H. V. Am. Min., 1927, 12, No 2, 48.
25. Старынкевич-Борнеман И. Д. Тр. Гос. радиового ин-та, 1930, вып. 1, 110.
26. Калита А. П. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 170.
27. Калита А. П. Редкоземельные пегматиты Алакуртти и Приладожья. Изд-во АН СССР, 1961, 52.
28. Satterly J. 65 annual Rep. Ontario Dept. mines, 1956, 65, part 6 (по А. Вэйну [12]).
29. Bjørlykke H. Norsk geol. tidsskr., 1934, 12, 73.
30. Калита А. П. Геохимия, 1959, № 2, 140.
31. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 55.
32. Макароочкин Б. А., Гонибесова К. А., Макароочкина М. С. Зап. Всес. мпн. об-ва, 1964, 93, вып. 1, 54.
33. Orsel J., Lévy C. C. R., Paris, 1953, 236, No 11, 1177.
34. Orsel J., Fauquier D., Foëx M. C. R., Paris, 1955, 241, No 9, 658.
35. Gasperin M. Bull. Soc. fr. min., 1957, 80, No 4—6, 232; 1958, 81, No 4—6, 116; 1960, 83, No 1—3, 1.
36. Lokka L. Bull. Comm. géol. Finl., 1928, No 82, 21.
37. Калита А. П., Быкова А. В., Кухарчик М. В. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 8, 201.
38. Orsel J., Fauquier D. C. R., Paris, 1957, 245, No 6, 701.
39. Gagarin G., Suomo J. R. Comun. Inst. Nacion. Invest. cienc. natur., Mus. Argentino cienc. natur., cienc. geol., 1949, 1, no 5, 7.
40. Kawai T. J. Chem. soc. Japan, 1960, 81, 1219 (текст японский), по реферату Min. Abstr., 1963, 16, No 1, 62.

Танталбетафит — tantalbetafite [1]. $(Ca, U, Y)_x (Ta, Ti, Nb)_2 O_{6-x} (OH)_{1-x}$ [2], по составу группы В (по соотношению содержания Nb, Ta, Ti) занимает особое положение среди всех минералов группы широхлора — промежуточное между микролитом и теоретическим титанширохлором (см. фиг. 42, стр. 146), по составу группы А отвечает бетафиту (см. фиг. 53, стр. 175).

Физ. свойства и кривая нагревания — типичные для бетафита. Метамиктен. У прокаленного $a_0 = 10,36 \text{ \AA}$. Микротвердость 412—489 кГ/мм^2 . Уд. вес 4,0. Цв. темно-коричневый с зеленоватым оттенком. Черта коричневато-зеленая. В шл. в прох. свете желтоватый. $n < 2$.

Пересчет анализа (анал. Быкова) за вычетом примеси кварца (8,13%): MgO — 0,33; CaO — 6,45; MnO — 0,33; Al_2O_3 — 1,33; Fe_2O_3 — 1,50; TR_2O_3 — 3,10; UO_2 — 11,00; UO_3 — 1,00; TiO_2 — 14,30; Nb_2O_5 — 8,70; Ta_2O_5 — 39,00; H_2O^+ — 6,95; H_2O^- — 5,25; F — 0,87; сумма 100,11 — 0,37 = 99,74 [1]. Данные неполного анализа (анал. Быкова): TiO_2 — 11,83; Nb_2O_5 — 9,40; Ta_2O_5 — 34,00 [2]. Спектральным анализом установлены Be и Sc.

Состав TR (в % к их сумме) [3]: La — 2,0; Ce — 6,5; Pr — 2,2; Nd — 6,0; Sm — 5,5; Eu — 0,5; Gd — 6,0; Tb — 1,0; Dy — 6,0; Ho — 1,5; Er — 5,0; Tm — 0,9; Yb — 6,0; Lu — 1,0; Y — (50).

Разлагается HF, H_2SO_4 и $HCl + H_2O_2$.

Обнаружен в небольшом количестве в пегматитовой жиле Приладожья в трещинках кварца; жила содержит кроме того аксессуарные эвксенит, циртолит и др. [1].

Л и т е р а т у р а

1. Калита А. П., Быкова А. В. Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 7, 104.
2. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Изд-во «Наука», 1964, 2, 501.
3. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 55.

Вестгренит — westgrenite. $(\text{Bi}, \text{Ca})(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_6(\text{OH})$.

Назван по имени проф. Вестгрена, впервые синтезировавшего $\text{BiTa}_2\text{O}_6\text{F}$ [1].

Куб. с. $a_0 = 10,485\text{Å}$; $Z = 8$. Изоструктурен с пироксидом.

Изл. неровный. Тв. 5. Уд. вес около 6,5. Цв. желтый, розовый, бурый. Бл. тусклый смоляной. Изотропен. $n > 2,00$.

Анализ: $\text{Li}_2\text{O} - 0,25$; $\text{Na}_2\text{O} - 0,08$; $\text{K}_2\text{O} - 0,09$; $\text{CaO} - 1,46$; $\text{SrO} - 0,92$; $\text{FeO} + \text{MnO} - 0,22$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,80$; $\text{Bi}_2\text{O}_3 - 40,40$; $\text{SiO}_2 - 0,36$; $\text{Nb}_2\text{O}_5 - 5,65$; $\text{Ta}_2\text{O}_5 - 45,49$; $\text{H}_2\text{O}^+ - 4,16$; $\text{H}_2\text{O}^- - 0,04$; сумма 99,92.

Нерастворим в кислотах. Не плавится.

Наблюдался в литиевом пегматите Вампево в Уганде, где образовался за счет бисмутотанталита [1].

Л и т е р а т у р а

1. Knoppling O., Mrose M. E. Geol. Soc. Am., Spec. paper, 1963, No 73, 256 (авторэферат).

Шетелигит — scheteligite. $(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Sb}, \text{Fe}, \text{Bi})_2(\text{Ti}, \text{Ta}, \text{Nb}, \text{W})_2(\text{O}, \text{OH})_7$.

Назван по имени норвежского минералога Я. Шетелига (Бьёрликке, 1937) [1].

Мелкие (до 0,5 з) несовершенные кристаллы ромбического облика.

Рентгеноаморфен (метамиктен). Ромб. с.?

Сп. не обнаружена. Изл. раковистый. Тв. $5\frac{1}{2}$. Уд. в. 4,74. Цв. черный. В порошке бледно-желтый до сероватого. Бл. сильный. В мелких осколках просвечивает. В прох. свете коричневый. Изотропен.

Анализ (анал. Бруун): $\text{CaO} - 10,73$; $\text{Mn} - 6,19$; $\text{FeO} - 1,88$; $\text{Sb}_2\text{O}_3 - 7,77$; $\text{Bi}_2\text{O}_3 - 2,54$; $\text{Y}_2\text{O}_3 - 6,00$; $\text{TiO}_2 - 18,73$; $\text{Nb}_2\text{O}_5 - 8,65$; $\text{Ta}_2\text{O}_5 - 20$; $\text{WO}_3 - 5$; п. п. — 2,00; примесь микроклина — 9,70; сумма — 99,19. По соотношению содержания Nb, Ta и Ti, как и танталбетафит, занимает промежуточное положение между микролитом и «титанпироксидом».

Нерастворим в крепких кислотах за исключением HF.

Встречен в виде немногочисленных кристаллов в Ивеланде (Норвегия) в небольшой пегматитовой жиле Торвелона, в основном сложенной плагиоклазом и турмалином, содержащей самородный висмут, эвксенит, монацит, альвит, тортвейтит, берилл и др. [1].

Л и т е р а т у р а

1. Bjørlykke H. Norsk geol. tidsskr., 1937, 17, N. 1, 47.

ГРУППА ЦИРКЕЛИТА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Циркелит	$\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$	Монокл.	12.58	7.27	11.44	$106^\circ 34'$	4,0—5,2
[Полимигнит]	$(\text{Ca}, \text{TR})(\text{ZrTiNb})_2\text{O}_6$	Ромб.	—	—	—	—	4.8
[Кобейт]	$\text{Y}(\text{Ti}, \text{Zr}, \text{Fe}, \text{Nb})_2\text{O}_7$?	—	—	—	—	4.6—5

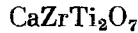
К группе циркелита отнесены минералы состава AB_3O_7 с различными соотношениями элементов внутри группы В. В основе структуры циркелита лежит катионный мотив флюоритового типа с большим искажением, чем у минералов группы пироксидов и кальцитита. Пудовкина и др. [1] допускают возможность, что полимигнит представляет полиморфную модификацию циркелита; Лима де Фариа [2] указывает, что он идентичен циркелиту.

Кобейт включен в данную группу условно.

Л и т е р а т у р а

1. Пудовкина Э. В., Пятенко Ю. А. Сб. «Рентгенография минерального сырья». Изд-во «Недра», М., 1964, № 4, 25.
2. Lima de Faria J. Junta de Invest. do Ultramar, Portugal., Estud., Ensaios a. Documentos. 1964, 112, 130 (по реферату Min. Abstr., 1965, 17, No 3, 243).

Циркелит Zirkelite



Назван по имени немецкого петрографа Ф. Циркеля (Хусак и Прайор, 1895)

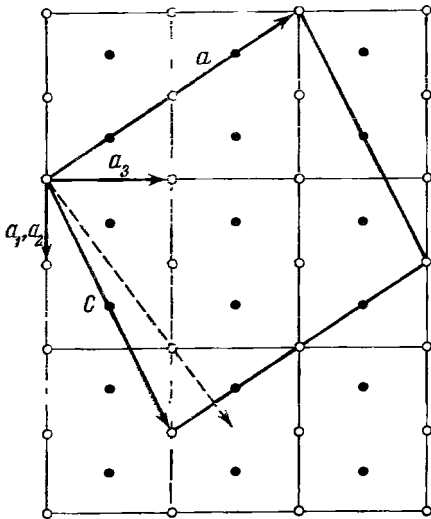
[1].

Циркелит с Цейлона (Блэк и Смит, 1913) [2], несколько отличный по химическому составу, описан в справочнике Дана (1944) как особый «минерал без названия»; позже установлена его идентичность с циркелитом Хусака и Прайора [3, 4].

Синон. Блэкейт — blakeite (Гагарин, Куомо, 1949), цирконолит — zirconolite (Бородин, Назаренко, Рихтер, 1956) [5].

Разнов. Ториевый, урановый и ниобиевый циркелиты.

Характ. выдел. Неправильные или изометричные выделения, зерна, сростки кристаллов, редко отдельные мелкие кристаллы.



Фиг. 57. Схема перехода от кубической к идеализированной моноклинной ячейке циркелита

(по Пятенко и Пудовкиной)

a_1, a_2, a_3 — ребра-векторы исходной кубической ячейки в проекции вдоль одной из осей второго порядка; a, c — ребра моноклинной ячейки; пунктирные линии — направление псевдосимметрии — ось третьего порядка кубической ячейки

Структ. и морф. крист. Рентгеноаморфный, полностью или частично метамиктный. Кристаллическое строение восстанавливается нагреванием минерала при 1200° .

Монокл. с. (псевдотригональный и псевдокубический). $C_{2h}^6 - C2/c$ или $C_s^4 - Cc$; $a_0 = 12,58$; $b_0 = 7,27$; $c_0 = 11,44$ Å; $\beta = 100^\circ 34'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,730 : 1 : 1,573$; $Z = 8$ для прокаленного минерала (Пудовкина, Пятенко, 1964) [6]. $a_0 = 12,43$; $b_0 = 7,26$; $c_0 = 11,37$ Å; $\beta = 100^\circ 31'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,712 : 1 : 1,566$; $Z = 8$ для искусств. $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$ (Пудовкина, Пятенко, 1964) [6].

По параметрам решетки очень близка к тригональной. Для псевдогексагональной ячейки $a_h = 7,27$; $c_h = 8,44$ Å; $a_h : c_h = 1 : 1,161$; $Z = 3$; $a_{rh} = 5,05$ Å, $\alpha = 92^\circ 00'$; $Z = 1$.

У некоторых непрокаленных циркелитов обнаруживается несколько слабых линий, отвечающих интенсивным отражениям (111, 220, 311) кубической структуры с $a_0 \sim 5,1$ Å. Непрокаленные циркелиты также иногда обнаруживают ясную симметрию $3m$. После нагревания до 800° минерал дает дифракционную картину, свойственную неупорядоченной кубической фазе с $a_0 = 5,03-5,07$ Å, близкой к структурному типу флюорита — церианита. После прокаливания до $1100-1200^\circ$ минерал дает рентгенограмму, аналогичную рентгенограмме моноклинного искусственного $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$. Переход от кубической фазы к моноклинной совершается более или менее постепенно. Структура наследует основные черты гранцентрированного кубического мотива $\text{CaF}_2 - \text{CeO}_2$, является ее производной, но с заметным искажением. Псевдосимметрия $3m$ установ-

фракционную картину, свойственную неупорядоченной кубической фазе с $a_0 = 5,03-5,07$ Å, близкой к структурному типу флюорита — церианита. После прокаливания до $1100-1200^\circ$ минерал дает рентгенограмму, аналогичную рентгенограмме моноклинного искусственного $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$. Переход от кубической фазы к моноклинной совершается более или менее постепенно. Структура наследует основные черты гранцентрированного кубического мотива $\text{CaF}_2 - \text{CeO}_2$, является ее производной, но с заметным искажением. Псевдосимметрия $3m$ установ-

лена вдоль перпендикуляра к (001) моноклинной ячейки. Направление деформации кубической F-решетки составляет небольшой угол с осью третьего порядка исходного куба (фиг. 57). Большое количество слабых отражений на дифрактограмме искусственного $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$ говорит о высокой степени упорядоченности атомов в кристаллической структуре [6].

На основе гониометрических данных невозможно установить моноклинную сингонию минерала. Морфологически кристаллы воспринимаются как тригональные, $a : c = 1 : 1,1647$ [2].

Формы [2, 7–9]:

	φ	ρ		φ	ρ
<i>c</i>	0001	—	<i>e</i>	20 $\bar{2}$ 3	60°00'
<i>m</i>	10 $\bar{1}$ 0	60°00'	<i>r</i>	10 $\bar{1}$ 1	60 00
<i>d</i>	10 $\bar{1}$ 2	60 00	<i>s</i>	20 $\bar{2}$ 1	60 00
		33 55			69 36

$$rr(10\bar{1}1) : (\bar{1}101) = 88^\circ 03' \quad ss(20\bar{2}1) : (\bar{2}201) = 108^\circ 32' \quad rs(10\bar{1}1) : (20\bar{2}1) = 16^\circ 14'$$

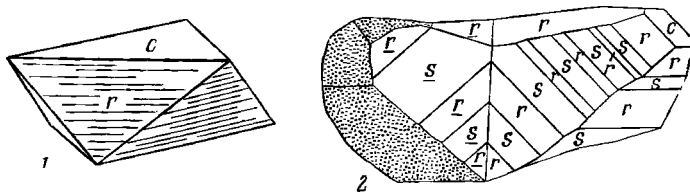
В моноклинной установке при $a : b : c = 1,730 : 1 : 1,573$; $\beta = 100^\circ 34'$ (по рентгеновским данным) [6] для тех же форм:

	φ	ρ		φ	ρ
001	—	10°34'	225	41°30'	40°02'
607	90°00'	44 24	6.6.11	38 51	47 46
605	90 00	52 21	667	36 00	59 02
201	90 00	63 51	221	32 55	75 03
601	90 00	80 07	661	31 17	84 50
203	—90 00	23 16	6.6.17	—14 09	29 48
607	—90 00	31 14	6.6.13	—21 01	37 52
605	—90 00	42 43	223	—22 18	48 35
201	—90 00	58 59	661	—29 36	84 44
601	—90 00	79 26			

Соотношения возможных форм в различных установках:

	Триг.	Монокл.	Куб.
<i>c</i>	0001	001	111
<i>m</i>	10 $\bar{1}$ 0	661, 661, 601, 601	211
<i>d</i>	10 $\bar{1}$ 2	225, 6.6.17, 607, 203	110
<i>e</i>	20 $\bar{2}$ 3	6.6.11, 6.6.13, 605, 607	117, 551
<i>r</i>	10 $\bar{1}$ 1	667, 223, 201, 605	100
<i>s</i>	20 $\bar{2}$ 1	221, 665, 601, 201	

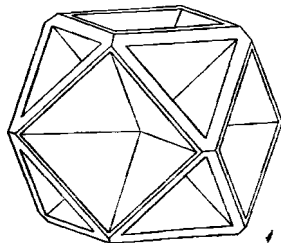
Кристаллы несовершенные от тонко- до толстотаблитчатых по (0004) (фиг. 58, 1), в двойниках вытянутые вдоль оси *c* (фиг. 58, 2). Грани (0004) блестящие, на гранях (10 $\bar{1}$ 1) и (20 $\bar{2}$ 1) штриховка параллельна их ребру *c* (0004). Наблюдались двойники по (10 $\bar{1}$ 1) [2], соответственно по (100) в кубической установке. Часто встречаются параллельные сростки в виде шестилучевых звездочек; типичны закономерные сростки (двойники) двух или более пластинчатых кристаллов, причем грань *c* (0004) одного кристалла сростается с гранью *s* (20 $\bar{2}$ 1) другого (обе эти грани отвечают граням октаэдра кубической решетки) [4]; такие сростания (фиг. 59) из четырех пластинчатых кристаллов были описаны Булахом и др. [7, 10]. Отмечены зпитаксические нарастания циркелита на пирохлоре [7].



Фиг. 58. Кристаллы циркелита

1 — Вост. Саяны (по Яковлевской); 2 — двойник, Цейлон (по В еку и Смитву)

Физ. св. Сп. нет, отмечалась отдельность по (001). Изл. раковистый до полураковистого, неровного. Тв. $5\frac{1}{2}$ —6. Микротвердость 760—880 кГ/мм^2 [7]. Хрупок. Уд. в. 4,02—5,2 (вычисл. 4,46). Цв. черный, смоляно-черный, бурый, темно-бурый, иногда светло-бурый. В очень тонких осколках просвечивает темно-коричневым цветом. Черта буровато-желтая, шоколадно-коричневая, темнее у разностей, обогащенных ураном. Порошок буровато-черный. Бл. металловидный, смоляной, иногда алмазный до жирного. Слабо магнитен.



Фиг. 59. Сложный сросток кристаллов циркелита (по Булаху и др.)

Микр. В пл. в прох. свете красновато-бурый, густо-красный, иногда желтый или коричневый, окраска неоднородна. Изотропен. $n = 2,06$ — $2,28$. Искусств. $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$ двусный (—); n_g около 2,30, n_m около 2,27, n_p около 2,23; $n_g - n_p = 0,07$; $2V = 80$ — 85° [11].

В пл. в отраж. свете светло-серый. Изотропен. Отраж. способность 12,5% [7].

Хим. Теор. состав: $\text{CaO} = 16,54$; $\text{ZrO}_2 = 36,34$; $\text{TiO}_2 = 47,12$. Состав циркелитов довольно сильно колеблется; основное различие состоит в содержании Nb, Th и U. Широко проявляются изоморфные замещения (Ca на TR и U; Ti на Nb, Fe и др.). Содержит нестойкое количество воды, более высокое у метамиктных разностей.

В циркелите из Себлявского массива и Африканды установлено 0,25—0,83% HfO_2 [7], из Ловозерского массива 0,9% HfO_2 [12].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	—	—	—	—	0,37	0,46	0,24	—	1,50
K_2O	—	—	—	—	—	—	—	—	0,37
MgO	0,22	1,33	1,08	—	0,45	0,50	0,53	сл.	—
CaO	10,79	8,55	9,35	12,01	11,05	10,79	12,03	10,22	8,71
SrO	—	—	—	0,34	—	—	—	0,21	—
MnO	—	—	—	—	0,06	0,13	0,12	—	—
FeO	7,72	4,72	4,65	—	—	0,36	2,85	3,19	1,50
Al_2O_3	—	—	2,26	—	1,03	1,04	2,23	—	1,89
Fe_2O_3	—	—	—	5,83	5,49	4,60	3,44	4,81	1,87
$\Sigma\text{Ce}_2\text{O}_3$	2,52	0,32	0,83	3,77	6,22	6,00	3,36	6,10	8,47
$\Sigma\text{Y}_2\text{O}_3$	0,21								
SiO_2	—	—	—	2,90	2,05	4,50	1,18	1,23	2,94
TiO_2	14,95	36,26	36,06	27,50	31,69	29,91	32,25	20,00	33,12
ZrO_2	52,89	34,19	32,64	35,26	32,84	31,17	35,75	33,42	32,86
HfO_2	—	—	—	0,25	—	—	—	0,64	—
ThO_2	7,31	8,33	8,51	5,57	0,58	0,46	0,37	2,73	0,97

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
UO ₂	1.40	—	—	0,76	—	—	—	0,96	0,11
U ₃ O ₈	—	4,66	2.08	—	1,53	1,75	0,10	—	—
Nb ₂ O ₅	—	—	—	2,50	3.26	2.86	4.25	11,25	4,44
Ta ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	0,09	1.50	—
H ₂ O ⁺	—	1,70	1,74	2,98	—	—	1,56	3,26	0,20
H ₂ O ⁻	—			0,17	—	—	0,09	0,33	
F	—	—	—	He опр.	—	—	—	He обн.	—
П. п.	1,02	—	—	—	3,35	5,66	—	—	1,08
Сумма	99,03	100,06	99,20	(99,84)	99,97	100,19	100,44	99,85	100,03
Уд. в.	4,741	4,47	4,32	4,34	4,237	4,017	—	4,27	4,50

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	1,02	—	—	—	0,90	1,40	0,52	—	0,19
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	0,10
MgO	—	2,34	3,04	1,96	—	—	0,70	0,63	0,43
CaO	6,58	6,87	6,78	8,18	10,78	11,00	10,71	8,51	11,28
SrO	—	—	—	—	—	—	0,06	0,97	—
MnO	—	0,03	—	—	—	0,38	0,64	—	0,32
FeO	—	4,07	4,42	3,73	5,16	6,00	5,56	2,51	4,53
PbO	—	0,38	—	0,44	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	сл.	—	—	—	—	—	0,04	—	—
Fe ₂ O ₃	9,58	—	—	—	1,48	1,11	1,08	6,48	3,39
ΣCe ₂ O ₃	16,28	2,68	1,40	—	3,97	4,00	1,40	4,58*	4,62
ΣY ₂ O ₃									
SiO ₂	сл.	—	—	—	—	—	—	0,30	0,76
TiO ₂	28,12	29,50	30,95	34,87	22,0	18,19	14,08	24,30	22,04
ZrO ₂	31,04	30,73	32,56	35,27	22,82	25,00	34,39	27,68	32,32
HfO ₂	—	—	—	—	—	—	—	0,35	—
ThO ₂	0,60	20,44	18,78	0,23	2,79	2,90	2,05	4,25	2,50
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	0,56	—
CO ₃	—	—	—	—	—	—	2,51	—	0,86
U ₃ O ₈	—	1,06	0,65	14,31	—	0,40	—	—	—
Nb ₂ O ₅	6,40	—	—	—	27,00	24,84	24,11	16,17	13,65
Ta ₂ O ₅	—	—	—	—	0,41	2,00	—	0,87	1,75
H ₂ O ⁺	сл.	0,46	1,05	1,68	2,42	2,48	2,40	2,16	1,26
H ₂ O ⁻									
F	—	—	—	—	—	0,60	—	He опр.	—
Сумма	99,62	93,64	100,03	100,67	99,73	100,30	100,47	100,32	100,12
Уд. в.	4,73	5,0—5,1	4,72	4,40	—	4,51	4,96	4,52	—

* В том числе Ce₂O₃ — 0,92.

1— Жакуширанга, анал. Прайор [13]; 2 и 3— Сабарагамува, анал. Блэк [2]; 4—6— Африканда: 4— анал. Исаева [7, 8]; 5 и 6 — «цирконолит», анал. Назаренко [5]; 7— Алдан, анал. Капитонова [14]; 8—Себлявский массив, анал. Исаева [7]; 9—Куйвчорр, анал. Быкова [12]; 10—Пункаруай, анал. Быкова [12]; 11 и 12—Бамбароботува, анал. Блэк [2]; 13—Сабарагамува, анал. Блэк [2]; 14—Африканда, анал. Быкова по новым данным Бородина; 15—Африканда, анал. Быкова [14]; 16—Вост. Саяны, анал. Полупанова [15]; 17—Вусри-Яри, анал. Киневич [7]; 18—Алдан, анал. Дорофеева [15].

Состав редкоземельных элементов (в % к их сумме) (анал. Баринский) [12, 16]:

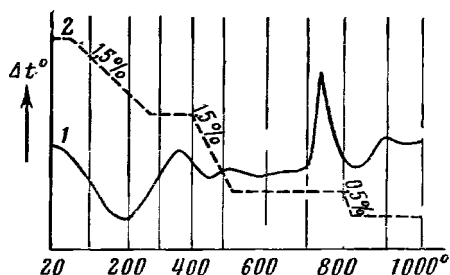
	1	2	3		1	2	3
La	6,7	3,5	5,5	Dy	2,3	4,8	2,1
Ce	42	22,5	31	Ho	0,2	0,6	0,5
Pr	8,6	5,5	9,3	Er	0,7	2,7	0,9
Nd	21	20	27	Tu	—	0,4	0,4
Sm	4,4	8,5	7,7	Yb	0,2	1,2	0,3
Eu	0,7	1,7	0,9	Lu	—	0,4	—
Gd	3,2	7	0,4	Y	10	20	10
Tb	0,3	0,8	0,6				

1 — г. Куйвчорр (оригинал анализа 9); 2 — г. Пунваруйв (оригинал анализа 10); 3 — Африканда (оригинал анализа 5).

Диагн. исп. Разлагается в HF, при нагревании — в HCl, H₂SO₄ и едких щелочах.

П. п. тр. оплавляются лишь края тонких осколков.

Повед. при нагр. После прокаливания в течение нескольких часов при 1200° периферические части кристаллов становятся анизотропными, восстанавливается кристаллическое строение. На кривой нагревания (фиг. 60) циркелита из Себляврского массива (оригинала анализа 8) [7] имеются отчетливо выраженный эндотермический прогиб с максимумом при 200° и менее отчетливые прогибы при 450 и 830°; около 750° проявляется резкий экзотермический эффект, отражающий переход из метамиктного состояния в кристаллическое с образованием неупорядоченной кубической модификации [3]. Кривая потери веса показывает, что вода выделяется при прокаливании до 1000°, нередко до начала рекристаллизации [5].



Фиг. 60. Кривые нагревания (1) и потери веса (2) циркелита (по Булаху и др.)

Отсутствие заметного эффекта при переходе кубической модификации в моноклинную объясняется небольшой величиной этого эффекта, а также его проявлением в значительном температурном интервале [6].

Наход. Характерный минерал карбонатитов; обнаружен почти во всех детально изученных карбонатитах различных районов. Установлен впервые в якуширангитах и магнетитовых пироксенитах Жакуширанги (Бразилия) совместно с бадделейтом и перовскитом [4].

В СССР встречен в ряде мест на Кольском п-ове [5, 7, 8, 14]. В центральной части пироксенитового массива Африканда содержится в метасоматической кальцито-пироксено-амфиболовой породе сперовскитом и титанитом; основная масса выделений циркелита приурочена к скоплениям перовскита и кальцита. В апатито-форстерито-магнетитовых и других породах Вуориярвинского и Ковдорского массивов циркелит в виде мелких шестиугольных пластинок и кристаллических сростков образует включения в зернах карбоната и апатита в ассоциации с бадделейтом, цирконом, пирохлором, форстеритом, магнетитом, апатитом, кальцитом

[7]. В доломито-флогоштовых породах Себляврского массива циркелит, образующий редкую вкрапленность, тесно ассоциируется с флогопитом, титаномagnetитом, анатитом и бадделенитом: в участках, обогащенных апатитом, он обнаруживается в виде таблитчатых кристаллов и их сростков. В кальцито-доломитовых карбонатитах Себляврского массива циркелит встречается в виде таблитчатых кристаллов и зерен в ассоциации с пирохлором.

В диоксидо-кальцитовых карбонатитах Вост. Саян циркелит обнаружен с уранпирохлором и бадделенитом, а также с форстеритом [15], в пироксенитах Алдана — вместе с апатитом и ильменитом [14].

В Ловозерском массиве на г. Куйвчорр циркелит с пироксеном и биотитом образует прожилки в меланократовой щелочной породе; на г. Пункаруайв аксессуарный циркелит отмечен в фенитах зоны контакта гранито-гнейсов с нефелиновым сиенитом [11].

Найден в россыпях на Цейлоне в области Бамбарабутува (Валаведува) и в других местах провинции Сабарагамува в ассоциации с цирконом, корундом, турмалином, шпинелью и редкоземельными минералами [2].

Изм. В карбонатитах циркелит в гипогенных условиях замещается гачтеттолитом, вплоть до образования полных псевдоморфоз. Проявляется также замещение циркелита агрегатом циркона, ильменита и гачтеттолита (по новым данным Гайдуковой).

Межплоскостные расстояния циркелита с Алдана, прокаленного до 1100—1200° [4, 6]

Cu-излучение, $D = 114$ мμ

Монокл. <i>hkl</i>	Гексаг. <i>hkl</i>	Куб. <i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
$\bar{1}13$	—	—	4	3,37
311; $\bar{3}12$	—	—	3	3,28
221; $\bar{4}02$	20 $\bar{2}1$	$\bar{1}11$; $11\bar{1}$	100	2,96
004	0003	111	25	2,83
$\bar{2}23$; 402	20 $\bar{2}2$	200; 002	19	2,53
$\bar{4}04$; 223; $\bar{5}12$	—	—	6	2,306
115; 314; $\bar{3}15$	—	—	3	2,060
331; $\bar{3}32$	—	—	3	2,024
404	—	—	3	1,921
006; 423	—	—	2	1,876
040; $\bar{6}21$	22 $\bar{4}0$	$\bar{2}20$; $\bar{2}02$	30	1,817
134; $\bar{5}15$; 315; $\bar{3}16$	—	—	3	1,785
406; 225	20 $\bar{2}4$	220; 022	25	1,752
$\bar{4}42$; 800	40 $\bar{4}1$	$\bar{3}11$; 113	10	1,548
623; $\bar{6}25$	22 $\bar{4}3$	$\bar{1}13$; $31\bar{1}$	15	1,526
$\bar{2}27$; 406	20 $\bar{2}5$	311; 113	8	1,489
442; 804	40 $\bar{4}2$	$\bar{2}22$; $22\bar{2}$	6	1,473
730; $\bar{4}27$; $\bar{4}44$	—	—	2	1,426
008	0006	222	2	1,405
640; $\bar{6}42$; $\bar{1}53$	—	—	2	1,359
$\bar{4}46$; 804	40 $\bar{4}4$	400; 004	6	1,261
840; 10.2.3; 261	42 $\bar{6}1$	133; 133; $\bar{3}31$	9	1,177
446; 808	40 $\bar{4}5$	$\bar{1}33$; $33\bar{1}$	4	1,152
$\bar{2}63$; 844; 10.2.1	42 $\bar{6}2$	4 $\bar{2}0$; $\bar{4}02$; $\bar{2}04$	4	1,143
223; $\bar{4}0.10$	20 $\bar{2}7$	133; $\bar{3}31$	4	1,125
$\bar{6}23$; 048	22 $\bar{4}6$	420; 402	4	1,112
$\bar{6}61$; $\bar{1}2.0.2$	60 $\bar{6}0$	422; $22\bar{4}$	4	1,050
265; $\bar{1}0.2.7$; 844	42 $\bar{6}4$	4 $\bar{2}2$; $42\bar{2}$; $22\bar{4}$	4	1,035

Искусств. $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$ получен в результате спекания³ стехиометрических количеств соответствующих окислов и последующего отжига при 1450° в течение 45 час [17]. Изучен в системе $\text{CaO}-\text{ZrO}_2-\text{TiO}_2$ [11].

Разнов. Ториевый циркелит с повышенным количеством ThO_2 (анал. 11, 12): найден лишь в аллювиальных россыпях Цейлона [2].

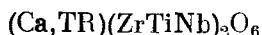
Урановый циркелит — до 14,31% U_3O_8 (анал. 13); также обнаружен лишь в россыпях Цейлона.

Ниобиевый циркелит (ниобоциркелит, ниобоцирконолит — niobozirconolite). Наибольшее содержание Nb_2O_5 достигает 27% (анал. 14). Найден в пироксенитах Африканды [14].

Л и т е р а т у р а

1. Hussak E., Prior G. T. Min. Mag., 1895, 11, No 50, 80.
2. Blake G. S., Smith G. F. H. Min. Mag., 1913, 16, No 77, 309.
3. Heu M. H. An index of mineral species and varieties Appendix. London, 1963, 14.
4. Пудовкина З. В., Пятенко Ю. А. Тр. Музея АН СССР, (в печати).
5. Бородин Л. С., Назаренко И. И., Рихтер Т. Л. ДАН СССР, 1956, 110, № 5, 845.
6. Пудовкина З. В., Пятенко Ю. А. Сб. «Рентгенография минерального сырья». Изд-во «Недра», 1964, № 4, 25.
7. Булах А. Г., Ильинский Г. А., Кухаренко А. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 3, 261.
8. Булах А. Г. Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, 92, вып. 6, 746; Кухаренко А. А. прр. Каледонский комплекс ультраосновных и щелочных пород карбонатитов Кольского п-ва. Изд-во «Недра», 1964, 321.
9. Новые данные Т. А. Яковлевской.
10. Мокневский В. А., Шафрановский И. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 5, 512.
11. Coughanour L. W., Roth R. S., Marzullo S., Sennett F. E. J. research. Nation. bur. stand., 1955, 54, No 4, 194.
12. Семенов Е. И., Кочемасов Г. Г., Быкова А. В. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 15, 106.
13. Prior G. T. Min. Mag., 1897, 11, No 52, 180.
14. Бородин Л. С., Быкова А. В., Капитанова Т. А., Пятенко Ю. А. ДАН СССР, 1960, 134, № 5, 1188.
15. Гайдюкова В. С., Здорик Т. Б., Лавренев Ю. Б., Пожарицкая Л. К., Фролов А. А., Шейнманн Ю. М., Эпштейн Е. М. Геология месторождений редких элементов, 1962, вып. 17, 108.
16. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов». Изд-во «Наука», 1964, 2, 330.
17. Пятенко Ю. А., Пудовкина З. В. Кристаллография, 1964, 9, вып. 1, 98.

Полимигнит Polymignite



Название от греч. *πολι* (поли) — много и *μυγναι* (мигнине) — смешивать, в связи со сложностью состава (Берцеллус, 1824).

Синон. Мелановая руда — Melanetz (Кёхлипп, 1928), цирконэвксенит — Zirkoneuxenit (Махачки, 1953).

Характ. выдел. Кристаллы (до 2—4 мм в ширину, 0,5—2 мм в толщину и до 50 мм в длину) [1].

Структ. и морф. крист. Ромб. с. Рентгеноаморфен, метамиктен.

Ромбо-дипирамид. кл. D_{2h} — *mmm* ($3L_23PC$); $a : b : c = 0,712 : 1 : 0,5121$ (Брэггер) [1].

Формы [1]:

		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'	30 00	0 00	90 00	—	0 00
<i>a</i>	100	90 00	30 00	—	0 00	90 00	90 00
<i>t</i>	140	13 21	30 00	0 00	70 33	91 00	19 21
<i>s</i>	120	35 05	90 00	0 00	54 55	39 00	35 05
<i>m</i>	110	54 33	90 00	0 00	35 17	90 00	54 33
<i>l</i>	210	70 24	90 00	0 00	13 36	90 00	70 24
<i>p</i>	111	54 33	41 27	62 53	57 22	35 44	67 25
<i>q</i>	232	43 07	46 28	52 28	60 18	35 44	58 03
<i>r</i>	131	25 05	53 29	33 03	68 35	35 44	38 43

<i>pp</i>	(111) ($\bar{1}\bar{1}1$) = 45°00'	<i>pa</i>	(111) : (100) = 57°22'
<i>pr</i>	(111) : (131) = 28 42	<i>pm</i>	(110) : ($\bar{1}\bar{1}0$) = 70 54
<i>ma</i>	(110) : (100) = 35 27		

Брёггером было отмечено, что при перестановке осей *a* и *b* и принятии за единичную грань *r* (131) отношение осей $a : b : c = 0,4681 : 1 : 0,7192$ близко к отношению осей эшинита.

Кристаллы призматические, вытянуты вдоль оси *c* (фиг. 61), несколько уплощены по (100). Грани вертикальной зоны иштрихованы || удлинению.

Физ. св. Сп. неясная по (100) и (010). Изл. раковистый. Тв. 6—6¹/₂. Уд. вес 4,77—4,85 [2]. Цв. черный. Черта темно-бурая, бурая. Бл. от полуметаллического до металлического и почти алмазного. Просвечивает в очень тонких сколах.

Микр. В прох. свете красновато-бурый, темно-коричневый; изотропен. $n = 2,22$ (Ларсен и Берман).

Хим. Состав требует проверки. Нет единого мнения относительно формулы минерала. Согласно единственному анализу отношение катионов к кислороду составляет 4 : 7. В справочнике Дана (1944) принята формула типа ABO_4 ; в минералогических таблицах Штрунца — AB_2O_6 . Са изоморфно замещается Се, Y, Th; Nb замещается Та, Fe, Mg и др.

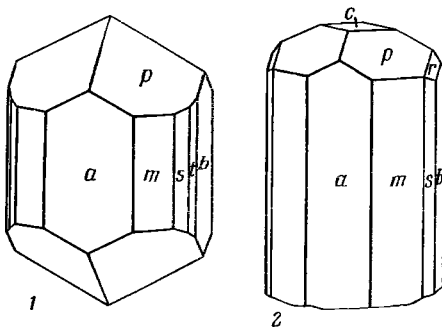
Анализ полимигнита из Фредериксверна (анал. Бломстранд) [1]: $Na_2O - 0,59$; $K_2O - 0,77$; $MgO - 0,46$; $CaO - 6,98$; $MnO - 1,32$; $FeO - 2,08$; $PbO - 0,39$; $Al_2O_3 - 0,19$; $Fe_2O_3 - 7,66$; $Ce_2O_3 - 5,91$; $\Sigma Ce_2O_3 - 5,13$; $\Sigma Y_2O_3 - 2,26$; $SiO_2 - 0,45$; $TiO_2 - 18,90$; $ZrO_2 - 29,71$; $SnO_2 - 0,15$; $ThO_2 - 3,92$; $Nb_2O_5 - 11,99$; $Ta_2O_5 - 1,35$; $H_2O - 0,28$; сумма — 100,19.

Рентгеноспектральным анализом (анал. Шевалеевский), в отличие от химического, в норвежском полимигните установлено лишь 2,0% ZrO_2 при 0,05% NiO_2 [2]. В полимигните из Фредериксверна содержится 0,9% NiO_2 [3].

Диагн. исп. Полностью разлагается HF. Мелкий порошок более или менее разлагается H_2SO_4 .

П. п. тр. не плавится и остается без изменения.

Повед. при нагрев. После нагревания до 700° в течение 3 час порошковая диаграмма идентична порошковой диаграмме эвксенита, прокаленного при тех



Фиг. 61. Кристаллы полимигнита, Норвегия

1 — по Розе; 2 — по Брёггеру

же условиях: образуется кубическая фаза с $a_0 = 5,07 \text{ \AA}$: после нагревания до 1000° в течение 1 час появляются новые линии, позволяющие различать эти минералы [4].

Порошковая полимигнита, прокаленного при 1200° , имеет сходство с порошковой прокаленного цирконита [5, 6].

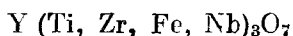
Наход. Исключительно редок. Наблюдался в нефелино-полевошпатовых пегматитовых жилах около Фредериксверна и на о-ве Свенёр в Южной Норвегии (в ассоциации с пироксеном, цирконом, магнетитом) и как аксессуарный минерал во вмещающих эти жилы лаурвикитах.

Не проверены детальным изучением и не достоверны упоминания о наличии полимигнита совместно с цирконом, фергусонитом и оранжитом в коши Пилипенко [7], а также совместно с ортитом, цирконом и менделеевитом около с. Лиственничного на Байкале (Иркутская обл.) [8] и в пегматитах Моравии (Чехословакия) [9]. Неверны указания Черника на полимигнит в «Сибири» [40]. «Полимигнит» из Гренландии, по Бёггильду, представляет эвксенит [11].

Л и т е р а т у р а

1. Brögger W. C. Zs. Krist., 1890, 16, 387.
2. Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 87.
3. Nevesy G., Jantzen V. Th. Zs. anorg. allgem. Chem., 1924, 133, 113.
4. Lima de Faria J. Min. Mag., 1958, 31, No 242, 937.
5. Пудовкина З. В., Пятечко Ю. А. Сб. «Рентгенография минерального сырья». Изд-во «Недра», 1964, № 4, 25.
6. Lima de Faria J. Junta de Invest. do Ultramar, Portugal., Estud., Ensaios a. Documentos, 1964, 112, 130 (по реферату Min. Abstr., 1965, 17, No 3, 243).
7. Калинин П. В. Зап. Мин. об-ва, 1945, 74, вып. 3, 200.
8. Михайлов К. М. Уч. зап. Свердл. ун-та, 1937, вып. 1, 278.
9. Slavik F. Zbl. Min., 1901, 444.
10. Черник Г. П. Изв. АН Сиб., 1908, 2, № 1, 75.
11. Bøggild O. E. Medd. Grenland, 1905, 32, 513.

Кобент Kobeite



Назван по месту находки около Кобе в Япони (Такубо, Укал и Минато, 1950) [4].

Характ. выдел. Несовершенные призматические кристаллы или выделения с неправильными очертаниями.

Структ. и морф. крист. Сингония не выяснена. Метамиктен. рентгеноаморфен, иногда дает слабые линии на порошковой диаграмме, отвечающие кубической фазе типа уранинита с $a_0 = 14,3 \text{ \AA}$ (Хатон, 1957) [2].

Кристаллы удлинены по одному направлению, сильно развита штриховка по удлинению. Кристаллы образуют веерообразные, иногда дендритовидные выделения [3].

Физ. св. Спайность не обнаружена. Хрупок. Изл. раковистый. Тв. около $5\frac{1}{2}$. Уд. в. 4,60 у минерала из рудника Ушио [3], выше 5 у новозеландского [2]. Цв. черный. Черта красновато-бурая. Бл. смоляной. В тонких осколках по краям просвечивает буро-желтым цветом.

Микр. В пл. в прох. свете бурый. Изотропен. У кобеита из Новой Зеландии $n = 2,205$; при очень сильном освещении минерал едва заметно двупреломляет [2].

Хим. Состав сложный, в общем отвечает формуле AB_3O_7 . Y изоморфно замещается Ce, Ca, U, Th; в группе B значительно преобладает Ti, кото-

рый изоморфно замещается Zr, Fe³⁺, а также Nb, Mg. В первом анализе [1] был пропущен Zr, и минерал считался близким к эксениту (поликразу). В кобеите из Новой Зеландии [2] качественными реакциями установлены TR, Ti, Nb, Ta.

Анализы:

	1	2		1	2
MgO	0,79	0,50	U ₃ O ₈	5,84	5,39
CaO	0,73	0,53	SiO ₂	1,59	1,99
MnO	1,48	2,16	TiO ₂	26,02	26,21
Al ₂ O ₃	0,35	0,33	(Zr, Hf) O ₂	17,08	14,91
Fe ₂ O ₃	9,55*	8,32*	(Nb, Ta) ₂ O ₅	8,01	7,25
ΣCe ₂ O ₃	1,64	1,83	H ₂ O ⁻	0,42	0,47
ΣY ₂ O ₃	21,98	24,40	П. п.	2,81	3,87
ThO ₂	1,31	1,25			
			Сумма	99,60	(99,41)

* Общее содержание железа.

1 — Ушио, Япония, анал. Нагашима [3]; 2 — Шираиши, Япония, анал. Нагашима [3]; в оригинале указана сумма 99,73.

Диagn. исп. Нерастворим в горячей HCl. От HF на поверхности шлифа образуется тонкая призирующая пленка.

Повед. при нагр. [2]. После нагревания до 620° и выше дает четкие рентгенограммы, которые отличаются, однако, от рентгенограмм ненагретых образцов и аналогичны с рентгенограммами прокаленных циркелитов (отвечают данным для кубической ZrO₂: a₀ = 5,021—5,029 Å у прокаленного новозеландского кобеита, 5,037—5,057 Å — у японского). В результате прокаливания при 1200° у кобеита из Новой Зеландии появилось агрегатное дупреломление, n = 2,35.

Нахожд. Очень редок. Установлен в двух пегматитовых жилах префектуры Киото в Японии: в пегматите Шираиши [1] — в сопровождении паризита, циркона, монацита, чевкинита; в пегматите полевошпатового рудника Ушио включен в олигоглаз и ильменит, ассоциируется с ортитом, цирконом, магнетитом, пиритом и фергусонитом [3]. Установлен также в составе полевошпатовой гальки из россыпи долины р. Паринга (Новая Зеландия) [2].

Изм. Минерал из Ушио изменяется по трещинам в красновато-бурое неопределенное вещество.

Л и т е р а т у р а

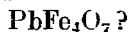
1. Такубо J., Укай Y., Минато Т. J. Geol. Soc. Japan, 1950, 56, 509 (японский текст).
2. Нуттон С. O. Am. Min., 1957, 42, No 5—6, 342.
3. Масутоми J., Нагашима К., Като А. Mineral. J., Japan, 1961, 3, No 3, 139.

СТРУКТУРА ТИПА МАГНЕТОПЛЮМБИТА

ГРУППА МАГНЕТОПЛЮМБИТА

		Сингония	a ₀	c ₀	Уд. в.
[Плюмбоферрит]	PbFe ₄ O ₇ ?	Триг.	11,88	47,23	6,0
Магнетоплюмбит	Pb(Fe, Mn, Ti, Al) ₁₂ O ₁₉	Гексаг.	5,89	23,07	5,5
Пбонит	(Ca, TR)(Al, Ti, Fe) ₁₂ O ₁₉	Гексаг.	5,61	22,16	3,8

Плюмбоферрит Plumboferrite



Назван по составу (Игельстрём, 1884) [1].

Характ. выдел. Кристаллики и чешуйчатые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $D_3^3 - P3_112$ или $D_3^1 - P312$; $a_h = 5,94$; $c_h = 47,23 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 7,951$; $Z = 2$ (для $\text{Pb}_4\text{Fe}_{22}\text{O}_{37}$, Берри и Томпсон) [2]. Иоханссон дал удвоенное значение параметра по оси a : $a_h = 11,88$; $c_h = 47,23 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 3,975$; $Z = 42$ для PbFe_4O_7 [3].

Триг.-трапецоэдр. кл. $D_3 - 32(I_3 3I_2)$; $a : c = 1 : 3,9719$ (Иоханссон) [3].

Формы [3]:

	\bar{h}	\bar{k}	\bar{l}	\bar{m}	\bar{n}	\bar{p}
c^*	0001	—	0°00'	i	22 $\bar{1}$	30°00' 86°23'
a	11 $\bar{2}$ 0	30°00'	90 00	n	10 $\bar{1}$ 6	60 00 37 23
m	10 $\bar{1}$ 0	60 00	90 00	p	10 $\bar{1}$ 2	60 00 66 26
e	11 $\bar{2}$ 2	30 00	75 52	r	10 $\bar{1}$ 1	60 00 77 42
f	11 $\bar{2}$ 1	30 00	82 49	s	40 $\bar{1}$ 1	60 00 86 53
h	5.5. $\bar{1}$ 0.3	30 00	85 44			

* Буквенные обозначения по Дана, 1944.

Менее обычные формы:

d	52 $\bar{7}$ 0	k	10 $\bar{1}$ 3	o	10 $\bar{1}$ 3	x	8.5. $\bar{1}$ 3.9	u	5.2. $\bar{7}$.12	y	31 $\bar{4}$ 3	v	51 $\bar{6}$ 8
g	5.5. $\bar{1}$ 0.4	l	10 $\bar{1}$ 8	q	20 $\bar{2}$ 3	z	21 $\bar{3}$ 2	w	8.3. $\bar{1}$ 1.13	t	41 $\bar{5}$ 9		

Отмечаются, кроме того, 66 недостоверных форм [3].

Кристаллы толстотаблитчатые по (0001) с очень неправильным развитием граней; характерны многочисленные формы сложных символов.

В шлифах — редкие двойники.

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (0001); по данным Рамдора также сп. по призме. Тв. 5. Уд. в. 5,98—6,07 (вычисл. 6,55). Цв. черный. Черта светло-красная. Бл. металлический. Непрозрачен. Плюмбоферрит из Якобсберга в некоторых образцах слабо магнитен (возможна примесь якобсита), плюмбоферрит из Сьё немагнитен.

Теплота образования $\text{PbFe}_4\text{O}_7 \Delta H_{298} = (-) 445,35 \text{ ккал/моль}$; энтропия $\Delta S_{298} = 146,2 \text{ кал/град} \cdot \text{моль}$; изобарные потенциалы образования (химическое сродство) ΔZ при 300° К (-) 401,49 ккал/моль, при 500° (-) 372,25, при 900° (-) 313,77 [4].

Микр. В полир. пл. в отраж. свете цвет и отраж. способность как у магнетита. Отраж. способность (в %) при $\lambda = 549 \text{ м\mu}$: Re 23,4—24,3, Ro 25,5—25,8 [5]. Двухотражение не наблюдается. Анизотропия слабая даже в иммерсии, но заметна на границе двойников. Угол вращения плоскости поляризации A_r при различных длинах волн [6]:

λ , $m\mu$	470	520	569	620	650	559	в иммерсии
A_r	1,24°	1,10°	0,98°	0,82°	0,70°		1,68°

Хим. Формула недостоверна. Теор. состав при PbFe_4O_7 : $\text{PbO} - 41,14$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 58,86$; при $\text{Pb}_4\text{Fe}_{22}\text{O}_{37}$: $\text{PbO} - 33,70$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 66,30$. Характерны примеси Mg , Ca , Mn , Fe^{2+} . Первые анализы Игельстрёма [1, 7] показали наличие FeO (около 10%) и CuO , которые, по-видимому, входят в состав механических примесей.

Анализы:

	MgO	CaO	MnO	FeO	PbO	Fe ₂ O ₃	H ₂ O	Сумма	Уд. в.
1	0,88	0,39	1,55	0,70	32,65	63,53	0,30	100,00	5,98—6,02
2	0,34	0,40	1,41	0,78	33,03	63,01	не обн.	99,75*	6,07

* В том числе 0,13 — K₂O; 0,17 — Na₂O; 0,25 — Sb₂O₃; 0,08 — TiO₂; 0,15 — н. о.

1 и 2 — Якобсберг: 1 — среднее из двух анализов Маузеллуса [8]; 2 — анализ Йоханссон [3].

Диагн. исп. Легко растворяется в HCl с выпадением PbCl₂. Также растворим в H₂SO₄ и HNO₃. Отношение к травителям не изучено. П.п.тр. при сплавлении с фосфорной солью дает реакцию на Fe, на угле — желтый налет Pb.

Находж. Встречен лишь в двух месторождениях Швеции: в Якобсберге (Верmland) — в виде листоватых агрегатов, слагающих тонкие прожилки в известняках, вместе с якобитом, андрадитом, гематофанитом, купритом и самородной медью; в Сьё (Эребру) — в виде хороших кристалликов величиной до 1 мм среди барита, а также в листоватых агрегатах.

Отл. В отличие от сходного в шлифах магнетита дает реакцию на Pb и не магнитен; отсутствием магнитности отличается также от магнетоплюмбита.

Межплоскостные расстояния плюмбоферрита из Якобсберга [2]↓

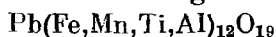
Fe-излучение, Mn-фильтр

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d (Å)	I	d (Å)
0004	1	11,46	2026	2	2,44	1/2	1,465
1012	1	5,05	2.0.2.10; 1.1.2.14↓	1	2,25	1/2	1,316
0.0.0.12; 1018	2	3,91	1.1.2.16	1/2	2,09	1	1,200
1.0.1.12	1	3,11		2	1,846	1/2	1,174
1.0.1.13; 0.0.0.16	4	2,96		1/2	1,732	1	1,113
1.0.1.14,	6	2,81		5	1,680	1/2	1,050
1128	10	2,64		4	1,644	1	1,008
1.0.1.16; 2022	1	2,55		3	1,482		

Л и т е р а т у р а

1. Igelström L. J. Öfvers. Vet. Akad. Stockholm förhandl., 1881, 38, N:o 8, 27; Zs. Krist., 1891, 19, 167.
2. Berry L. C., Thompson R. M. Geol. soc. Am., 1962, Mem. 85, 198.
3. Johansson K. Zs. Krist., 1928, 68, 87.
4. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хим. средство) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 37.
5. Cameron E. N. Am. Min., 1963, 48, No 9—10, 1070.
6. Carpenter R. H., Cameron E. N. Econ. Geol., 1963, 58, No 8, 1309.
7. Igelström L. J. Zs. Krist., 1895, 24, 129.
8. Aminoff G. Geol. för. förhandl., 1925, 47, H. 2, N:o 361, 266.

Магнетоплюмбит Magnetoplumbite



Название указывает на магнитные свойства и содержание свинца (Аминов, 1925) [1].

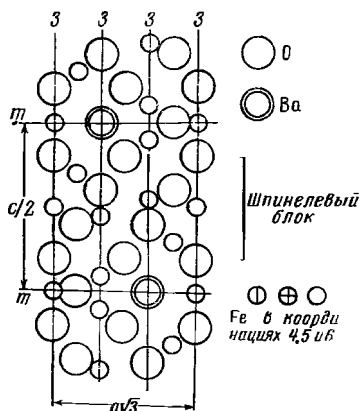
Синон. Магнетоплюмбит, магнетитоплюмбит.

Характ. выдел. Кристаллы.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. D_{6h}^4 — $P6_3/mmc$; $a_0 = 5,88$; $c_0 = 23,07$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 3,915$; $Z = 2$ (Бери) [2].

Магнетоплюмбит [3], изоструктурен с BaFe₁₂O₁₉ [5]; характерно наличие перпендикулярных оси с бесконечных слоев из ато-

мов О (фиг. 62). Элементарная ячейка содержит 10 слоев: 4 слоя атомов О в плотнейшей кубической упаковке соединены слоями, содержащими атомы Рb(Ва), Fe и О, с четырьмя последующими слоями атомов О. Атомы Fe расположены в октаэдрических пустотах. Слои, содержащие атомы Рb(Ва), совместно с двумя соседними (с двух сторон) О-слоями составляют плотнейшую гексагональную упаковку. Таким образом, в структуре магнетоплюмбита различимы шпинелевые блоки, содержащие атомы О, закономерно чередующиеся с блоками с гексагональной упаковкой [5].



Фиг. 62. Структура магнетоплюмбита
(по Хорнстра)

Сходную структуру имеют искусственные «гексагональные ферриты» [4] и смешанно-слоистые полиитишные соединения с общей формулой $Ba_w Zn_x Fe_y O_z$ [6].

Дигексаг.-дипирамид. кл. D_{6h} — $6/mmm$ ($L_6 L_2 7PC$); $a : c = 1 : 3,912$ (Аминов) [1]. Наблюдалась лишь форма: $r(1011)$ с $\rho = 77^\circ 31'$. Кристаллы остропирамидальные.

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (0001) совершенная. Тв. 6. Уд. в. 5,517 (вычисл. 5,59). Цв. черный. Черта темно-коричневая. Бл. металлический. Непрозрачен. Сильно магнитен (ферромагнетик). Обладает доменной структурой [7].

Теплота образования $PbFe_{12}O_{19}$ $\Delta H_{298} = (-)1231,35$ ккал/моль; энтропия $\Delta S_{298} = 391,4$ ккал/град·моль; изобарные потенциалы образования (химическое сродство) ΔZ при $300^\circ K$ $(-)$ 1113,93 ккал/моль, при 500° $(-)$ 1035,65, при 900° $(-)$ 879,09 [8].

Микр. В полир. пл. в отраж. свете по цвету и отраж. способности похож на магнетит, но в иммерсии не имеет розового оттенка. Двуотражение очень слабое. Анизотропия заметна в иммерсии. Характерны многочисленные микроскопические включения кентролита.

Хим. Предположительно Fe изоморфно замещается Mn, Ti, Al. Два анализа, выполненные в разное время различными аналитиками, приводят к вероятной формуле: $Pb_2 Fe_{15} Mn_7 AlTiO_{38}$; соответственно теор. состав (при $Mn^{3+} : Mn^{2+} = 6 : 1$): PbO — 19,23; Fe_2O_3 — 51,59; Mn_2O_3 — 20,40; MnO — 3,14; Al_2O_3 — 2,20; TiO_2 — 3,44.

Анализы:

	1	2		1	2
Na_2O	0,16	—	Cr_2O_3	0,05	0,25
K_2O	0,14	—	Fe_2O_3	54,65	52,22
MgO	0,47	0,15	SiO_2	0,15	—
CaO	0,35	0,28	TiO_2	4,82	4,14
PbO	19,74	20,02	H_2O	0,26	0,08
MnO	17,33	3,73	Н. о.	0,52	—
Mn_2O_3	—	17,27			
Al_2O_3	0,88	1,86	Сумма	99,52	100,00

1 и 2 — Лонгбан: 1 — анал. Алмзгём [1]; 2 — анал. Бликс [9]; пересчет за вычетом небольшой примеси слюды.

Диагн. исп. Медленно растворяется в HCl с выделением хлора.

Находж. Найден в Лонгбане (Вермланд, Швеция) в ассоциации с манганофиллитом, кентролитом, берцелинитом и гедифаном.

Искусств. $PbFe_{12}O_{19}$ получен [3] из раствора нитратов Рb и Fe при добавлении $(NH_4)_2CO_3$ — с последующим высушиванием и прокаливанием

осадка при 1000° в течение суток. В ряде работ указывается получение магнетоплюмбита без характеристики хода синтеза [7, 10].

Отл. От плумбоферрита отличается магнитными свойствами, от магнетита — содержанием свинца.

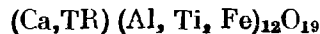
Межплоскостные рассогнания магнетоплюмбита из Лонгбана [2]
Fe-антикатод, Mn-фильтр

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
10 $\bar{1}$ 1	1	4,93	20 $\bar{2}$ 5	4	2,24	2	1,386
10 $\bar{1}$ 2	1	4,68	20 $\bar{2}$ 6	3	2,13	1	1,317
10 $\bar{1}$ 3	1	4,26		1	1,940	1	1,304
0006; 10 $\bar{1}$ 4	2	3,84		1	1,810	2	1,176
10 $\bar{1}$ 5	1	3,42		1	1,710	1	1,119
11 $\bar{2}$ 0	5	2,96		5	1,672	1	1,108
0008; 11 $\bar{2}$ 2	3	2,87		1	1,648	3	1,100
10 $\bar{1}$ 7	10	2,77		2	1,636	2	1,093
11 $\bar{2}$ 4	10	2,63		7	1,621	2	1,025
20 $\bar{2}$ 0	1	2,55		6	1,478	1	1,011
20 $\bar{2}$ 3	5	2,43					

Л и т е р а т у р а

1. Aminoff G. Geol. för. förhandl., 1925, 47, Н. 3, N:o 362, 283.
2. Berry L. G. Am. Min., 1951, 36, No 5—6, 512.
3. Adelsköld V. Ark. kemi, min., geol., 1938, 12, Н. 6, N:o 29, 1.
4. Braun P. B. Phillips Res. Reports, 1957, 12, No 6, 491.
5. Hornstra J. Mater. Sci. Res., New York, Plenum Press, 1963, 1, 88.
6. Kohn J. A., Eckart D. W. Am. Min., 1965, 50, No 9, 1371.
7. Bates L. F., Craik D. J., Griffiths P. M., Isaac E. D. Proc. Roy. Soc., 1959, ser. A, 253, No 1272, 1.
8. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хим. свойства) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 37.
9. Blix R. Geol. för. förhandl., 1937, 59, Н. 3, N:o 410, 300.
10. Lefevre R. A., Chase A. B. Nature, 1961, 190, No 4772, 255.

Ибонит Hibonite



Назван по П. Ибону, пашедшему минерал (Кюрьен и др., 1956) [1].
Синон. Хибонит, гибонит.

Характ. выдел. Несовершенные кристаллы.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$; $a_0 = 5,61$; $c_0 = 22,16$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 3,95$; $Z = 2$ (Кюрьен и др.) [1].

Структура аналогична структуре магнетоплюмбита [1].

Дигексаг.-дипирамид. кл. $D_{6h} - 6/mmm (L_66L_27PC)$; $a : c = 1 : 3,95$ (по рентгеновским данным).

Формы на кристаллах из Горной Шории [2] в рентгеновской установке, на основе измерений Нефедова (личное сообщение) и Кузьмина [3]:

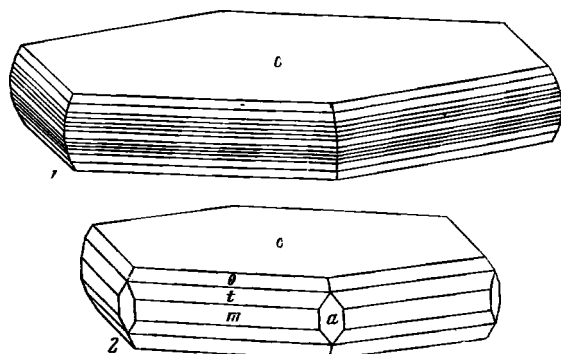
	φ	ρ		φ	ρ		
<i>a</i>	11 $\bar{2}$ 0	30°00'	90°00'	<i>t</i>	10 $\bar{1}$ 2	60°00'	66°13'
<i>m</i>	10 $\bar{1}$ 0	60 00	90 00	<i>h</i>	3035	60 00	63 56
<i>o</i>	10 $\bar{1}$ 3	60 00	56 40	<i>r</i>	10 $\bar{1}$ 1	60 00	77 38

Соотношение символов граней в различных установках:

Рентгеновская	0001	10 $\bar{1}$ 3	10 $\bar{1}$ 0	10 $\bar{1}$ 2	10 $\bar{1}$ 1	30 $\bar{3}$ 5
Кузьмина	0001	—	1120	5.5. $\bar{1}$ 0.6	5.5. $\bar{1}$ 0.3	11 $\bar{2}$ 1
Нефедова	0001	10 $\bar{1}$ 1	10 $\bar{1}$ 0	30 $\bar{3}$ 2	—	—

Грани, определенные Кузьминым как (7.7. $\bar{1}$ 4.8) и (7.7. $\bar{1}$ 4.5), по-видимому, в новой установке соответствуют (5059) и (5056), вероятно, являются видными. Измерения велись на несовершенных кристаллах.

Кристаллы таблитчатые по (0001) (фиг. 63), короткопризматические или остропирамидальные [1], также веретенообразные [4]. Поверхность грани (0001) плоскоступенчатая [3]. Грани дипирамид тонко горизон-



Фиг. 63. Кристаллы ибонита, Горная Шория

1 — по Кузьмину; 2 — по Нефедову

тально иштрихованы [3]. На (0001) при действии K_2CO_3 образуются фигуры травления в виде гексагональных призматических или пирамидальных углублений, грани которых расположены параллельно соответствующим граням кристалла. На (10 $\bar{1}$ 2) фигуры травления имеют вид трапеций с основаниями, параллельными (0001) (Нефедов, личное сообщение).

Физ. св. Сп. по (0001) совершенная, отдельность по (10 $\bar{1}$ 0). Изл. полураковистый. Тв. 7 $\frac{1}{2}$ —8. Уд. в. 3,80—3,88. Цв. бурый, буро-черный, черный. Бл. стеклянный. В тонких осколках просвечивает. Очень слабо радиоактивен (Эзива) [1].

Микр. В пл. в прох. свете по No — светло-бурый, палево-желтый, зеленовато-желтый, по Ne — светло-серый, желтый. Одноосный (—).

n_o	n_e	$n_o - n_e$	
1,807	1,79	0,017	Эзива [1]
1,846	1,804	0,042	{ Мрас-Су (Нефедов, личное сообщение)
1,850—1,851	1,802—1,809	0,042—0,048	

Хим. Са замещается редкоземельными элементами, Al замещается Fe^{3+} , Ti, Mg, Fe^{2+} .

Анализы:	1	2	3	4
K ₂ O	—	Не обн.	—	—
Na ₂ O	—	» »	—	—
MgO	3,20	1,59	4,64	2,39
CaO	6,50	8,67	4,64	3,20
MnO	—	—	сл.	сл.
FeO	2,30	0,35	—	1,02
TR ₂ O ₃	3,50	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Al ₂ O ₃	74,00	73,67	72,60	74,88
Fe ₂ O ₃	0,45	9,90	10,04	11,34
SiO ₂	1,50	1,03	2,10	2,29
TiO ₂	8,50	5,10	4,96	4,16
П. п.	—	—	0,87	0,70
С у м м а	99,95	100,31	99,85	99,98
Уд. в.	3,84	3,88	3,80	3,82

1 — Эзива, анализ. Патуро [1]; 2 — Мрас-Су, анализ. Стукалова (Нефедов, личное сообщение); 3 и 4 — Мрас-Су, [3]; 3 — анализ. Орлова; 4 — анализ. Кравец

Состав редкоземельных элементов ибонита с Мадагаскара (в % к их сумме): La — 24; Ce — 41; Pr — 2,5; Nd — 15; Sm — 0,5; Eu — 1,2; Gd — 0,5; Dy — 1,2; Er — 1,2; Yb — 3,1; Y — 10 (анализ. Баринский) [4].

Диагн. исп. Очень медленно растворяется в смеси серной и фосфорной кислот. Неплавко.

Нахожд. Впервые был обнаружен в Мальгашской республике совместно с корундом, шпинелью, ториянитом и др. в обогащенных плагиоклазом метаморфизированных известняках Эзива [1] и в плагиоклазитах, залегающих среди пироксенитов в месторождениях Амбиндандракамба и Андакато [5]. В СССР найден в Горной Шории (Кемеровская обл.) в бассейне р. Мрас-Су в скарнах среди зернистого кальцита с везувианом, герцинитом, магнетитом, гроссуляром, лодочниковитом, перовскитом (описан ошибочно как хёгбомит) [3].

Искусств. Искусственное соединение CaO·6Al₂O₃ — CaAl₁₂O₁₉, полученное сплавлением CaO и Al₂O₃ в соответствующих количествах, имеет $a_0 = 5,54$, $c_0 = 21,87$ Å [6], что близко к данным для ибонита.

Межплоскостные расстояния ибонита из Горной Шории [2] *

Fe-анткатод, $D = 46$ мм

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (кХ)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
	1	4,188	8	2,024	0.0.0.17	7	1,320	
	1	3,970	2	1,995		1	1,292	
	4	3,634	2	1,845		1	1,252	
	7	3,326	4	1,819		6	1,237	
	2	3,085	2	1,753		2	1,221	
	4	2,899	0.0.0.13	2	1,726	2	1,196	
0008	5	2,803	4	1,707		2	1,184	
	5	2,707	3	1,633		3	1,152	
	9	2,635	3	1,626		2	1,147	
0009	8	2,492	9	1,585	0.0.0.20	5	1,121	
	2	2,390	9	1,549		4	1,100	
	1	2,359	3	1,529		4	1,059	
	3	2,304	4	1,454		5	1,048	
	3	2,225	0.0.0.16	10	1,403	7	1,037	
	4	2,199	1	1,388				
	9	2,126	3	1,372				

* Ошибочно [2] значится у Михеева под названием хёгбомит (№ 334).

Л и т е р а т у р а

1. Curien H., Guillemin C., Orsel J., Sternberg M. C. R., Paris, 1956, 242, No 24, 2845.
2. Яковлевская Т. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 4, 458.
3. Кузьмин А. М. Геология и геофизика, 1960, № 4, 63 (описан как хёбмит); Изв. Томск. политехн. ин-та, 1961 (1962), 120, 42.
4. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 86.
5. Delbos L. C. R., Paris, 1957, 244, No 2, 214.
6. Lagerquist K., Wallmark S., Westgren A. Zs. anorg., allgem. Chem., 1937, 234, H. 1, 1.

СТРУКТУРА ТИПА СВЕДЕНБОРГИТА

Сведенборгит $\text{NaBe}_4\text{SbO}_7$ Гексаг. с. a_0 5,48 c_0 8,94 Уд. в. 4,2

Сведенборгит Swedenborgite



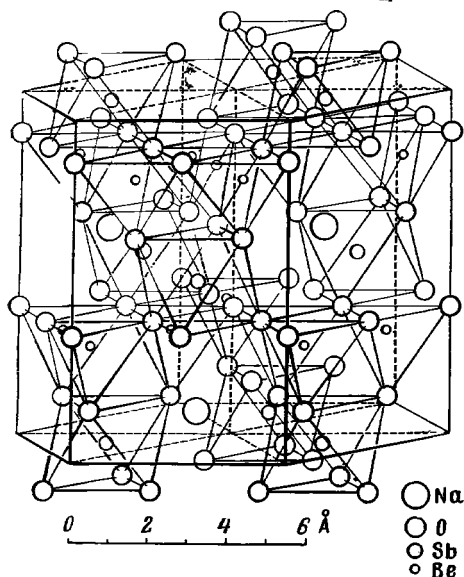
Назван по имени шведского ученого Э. Сведенборга (Аминов, 1924) [1].

Характ. выдел. Отдельные кристаллы (до 8 мм).

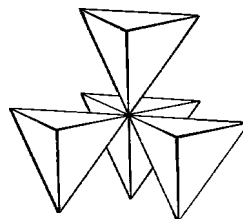
Структ. и морф. крист. Гексаг.

с. $C_{6v}^4 - P6_3mc$; $a_0 = 5,48$; $c_0 = 8,94$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,631$; $Z = 2$ (Полинг, Клуг, Винчел) [2].

Структура сведенборгита [2, 3] (фиг. 64) состоит из октаэдрических групп SbO_6 и групп из четырех бериллиево-кислородных тетраэдров, имеющих одну общую вершину (фиг. 65); остальные вершины тетраэдров общие с дру-



Фиг. 64. Структура сведенборгита (по Полингу и др.).



Фиг. 65. Группа из четырех тетраэдров BeO_4

гими тетраэдрическими группами или с октаэдрами SbO_6 . Большие атомы — O и Na образуют гексагональную плотнейшую упаковку. Расстояния между атомами: $\text{Sb} - \text{O} = 2,02 - 2,10$ Å; $\text{Be} - \text{O} = 1,67$ Å; $\text{Na} - \text{O} = 2,7$ Å.

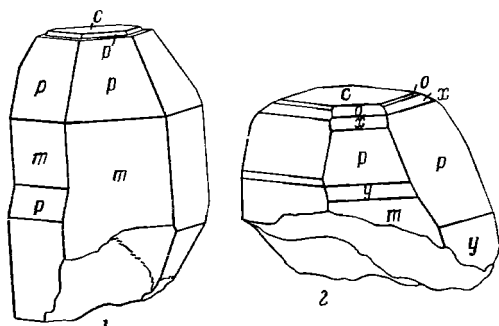
Пространственная группа и класс симметрии недостоверны. Развитие граней и структурные данные согласуются с пространственной группой $P6_3mc - C_{6v}^4$ и классом симметрии $6mm (L_66P)$ (нет центра инверсии), однако по отсутствию пьезоэффекта можно предполагать дигексагонально-дипирамидальный класс $D_{6h} - 6/mmm (L_66L_2 7PC)$.

$a : c = 1 : 1,6309$ (Аминов) [1]. Формы:

		φ	ρ			φ	ρ
<i>c</i>	0001	—	0°00'	<i>x</i>	10 $\bar{1}$ 2	60°00'	43°17'
<i>m</i>	10 $\bar{1}$ 0	60°00'	90 00	<i>p</i>	10 $\bar{1}$ 1	60 00	62 02
<i>g</i>	10 $\bar{1}$ 4	60 00	25 13	<i>y</i>	20 $\bar{2}$ 1	60 00	75 08
<i>o</i>	10 $\bar{1}$ 3	60 00	32 07				

$$xx (10\bar{1}2) : (01\bar{1}2) = 44^\circ 06' \quad pp (10\bar{1}1) : (01\bar{1}1) = 52^\circ 25' \quad yy (20\bar{2}1) : (02\bar{2}1) = 57^\circ 52'$$

Теоретическая значимость форм (по Шафрановскому) *m* (10 $\bar{1}$ 0), *p* (10 $\bar{1}$ 1), *c* (0001) и *x* (10 $\bar{1}$ 2) отвечает фактической. Кристаллы короткопризматические (фиг. 66). Наблюдались двойники (закон двойникования не установлен) [2]. При травлении расплавленным Na₂CO₃ на гранях (10 $\bar{1}$ 0) и (10 $\bar{1}$ 1) появились углубления, подтверждающие наличие вертикальных плоскостей симметрии [3].



Фиг. 66. Кристаллы сведенборгита, Лонгбан
(по Амминову)

Физ. св. Сп. ясная по (0001) (отвечает расположению слоев плотнейшей упаковки). Изл. полураковистый. Тв. около 8. Уд. в. 4,285 [3] (вычисл. 4,18) [2]. Бесцветный, винно-желтый до медово-желтого. Водянопрозрачен, очень редко мутный.

Микр. [1]. В пл. в прох. свете бесцветен. Одноосный (—).

λ , $\mu\mu$	456	527	540	589	656	687
n_o	1,7822	1,7775	1,7765	1,7724	1,7696	1,7684
n_e	1,7791	1,7748	1,7738	1,7700	1,7668	1,7658
$n_o - n_e$	0,0031	0,0027	0,0027	0,0024	0,0028	0,0026

Хим. Теор. состав: Na₂O — 10,59; BeO — 34,17; Sb₂O₅ — 55,24. Считался антимонатом Na и Al [1]; более поздние исследования показали, что минерал содержит Be, а не Al. Na, возможно, изоморфно замещается Ca.

Анализы:

	Na ₂ O	K ₂ O	BeO	MgO	CaO	P ₂ O ₅	Sb ₂ O ₅	H ₂ O	Сумма
1	8,50	0,21	34,72	0,52	0,94	0,23	54,17	0,33	99,68
2	[8,49]	—	34,92	0,65	0,90	0,63	54,41	—	(100,00)

1 — 2 — Лонгбан: 1 — анал. Адьмстрём, среднее из трех частичных анализов, материал был высушен при 120° [1] (в оригинале вместо BeO указана Al₂O₃); 2 — анал. Бликс; перед анализом материал был прокален и промыт кислотой (в оригинале, по-видимому, ошибочно для Sb₂O₅ дано 55,41%).

Диагн. исп. В кислотах нерастворим. Разлагается при сплавлении с Na₂CO₃ и KHSO₄.

Нахожд. Очень редок. Впервые обнаружен среди выделений кальцита в скарнах месторождения Лонгбан в Швеции с рихтеритом, манганофиллитом, берцелианитом [1]; позднее найден там же в ассоциации с бромелитом, фенакитом, тримеритом, барилитом [3].

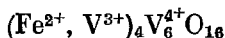
Л и т е р а т у р а

1. Aminoff G. Zs. Krist., 1924, 60, 262.
2. Pauling L., Klug H. P., Winchell A. N. Am. Min., 1935, 20, No 7, 492
3. Aminoff G. Handl. Kgl. Svenska Vet. Akad., 1933, 11, Nr 4, 3.

СТРУКТУРА ТИПА НОЛАНИТА

Ноланит $(\text{Fe}^{2+}, \text{V}^{3+})_4\text{V}_6^{4+}\text{O}_{16}$ Гексаг. с. a_0 5,854 c_0 9,235 Уд. в. 4,6

Ноланит Nolanite



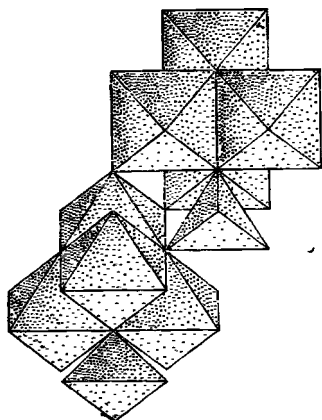
Назван по имени б. директора Геологического комитета США Т. Нолана (Робинсон, Эванс, Шелер, Фэхи, 1957) [1]. Впервые в 1952 г. был установлен Барнесом и Кьюраши при рентгеновском изучении ванадиевых минералов Саскачевана и предвзительно описан как «ванадат железа» [2].

Характ. выдел. Сплошные выделения, состоящие из мелких пластинок (10—20 μ), радиально-лучистые корочки, иногда кристаллы (до 1 мм).

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $C_{6v}^2 - P6_3cm^2$ (Хансон) [3]; $a_0 = 5,854$, $c_0 = 9,295$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,588$ (Барнес и Кьюраши) [2].

В элементарной ячейке [4] содержится 16 атомов О, образующих несовершенную плотнейшую гексагональную упаковку, и 10 атомов металлов, занимающих часть промежутков. Каждый V^{4+} окружен шестью О по искаженному октаэдру (расстояния V—O от 1,98 до 2,10); Fe и V^{3+} частью располагаются в октаэдрах, частью в тетраэдрах (не занимают центральных положений) (фиг. 67).

Формы (значение ρ вычислено на основе рентгеновского отношения осей):



	φ	ρ
c	0001	— 0°00'
m	10 $\bar{1}$ 0	60°00' 90°00'
p	10 $\bar{1}$ 1	60 00 61 24

Фиг. 67. Структура ноланита (по Хансону)

Кристаллы таблитчатые по (0001).

Физ. св. Тв. около 5. Уд. в. 4,65. Цв. черный, порошок буро-черный. Бл. полуметаллический.

Непрозрачен, слегка просвечивает в тонких срезах. Пьезоэлектрических свойств не обнаруживает [2].

Микр. В пл. в прох. свете наблюдается в виде гексагональных пластинок величиной 10—20 μ . В полир. пл. в отраж. свете яркое двуотражение от темно-бурого до темно-синего. Заметно анизотропен. Погасание прямое.

Хим. Данные анализов отвечают формуле $3\text{FeO} \cdot \text{V}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{V}_2\text{O}_4$ теор. состав: FeO — 24,97; V_2O_3 — 17,37; V_2O_4 — 57,66) или $4\text{FeO} \cdot \text{V}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{V}_2\text{O}_4$ (теор. состав: FeO — 26,10; V_2O_3 — 13,62; V_2O_4 — 60,28).

Анализы:

	FeO	V ₂ O ₅	V ₂ O ₄	Сумма
1	24,0	16,5	59,8	100,3
2	25,92	14,23	59,85	100,00

1 — анализ из навески 25 мг, анал. Шервуд [1]; 2 — пересчет анализа кислотной вытяжки из образца, содержавшего 57,48% нолапита, анал. Фахи [1].

Диагн. исп. Растворяется в разбавленной H₂SO₄ (1 : 4).

Нахожд. Встречен в нескольких урано-ванадиевых рудниках района Биверлодж в Саскачеване (Канада) [1, 4] в тесной ассоциации с доломитом, кварцем, кальцитом, пиритом, гематитом, урановой смолкой, халькопиритом, ильменитом и галенитом. Находится в сростании с близке не определенным минералом — окислом V и Fe.

Практ. знач. Местами в Саскачеване содержится в промышленных количествах, представляя сырье на ванадий [4].

Межплоскостные расстояния нолапита из Биверлоджа [1]

CuK_α-излучение, D = 114,7 мμ

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d (Å)	hkl	I	d (Å)
100	15	5,09	104	1	2,12	312	4	1,346
002	55	4,66	203	30	1,969	215	6	1,333
101	8	4,47	212	10	1,779	206	6	1,320
102	100	3,44	105	6	1,750	107	20ш	1,282
110	15	2,95	204	20	1,719	400	1	1,269
103	90	2,66	213	25	1,636	401	4	1,256
200	15	2,55	302	13	1,595	224	4	1,238
112	90	2,49	006	4	1,543	402	4	1,223
201	40	2,46	205	60	1,495	207	6	1,176
004	6	2,33	220	22ш	1,461			
202	50	2,23	304	1	1,357			

ASTM, 11-369.

Л и т е р а т у р а

1. Robinson S. C., Evans H. T., Schaller W. T., Fahey J. J. Am. Min., 1957, 42, No 9—10, 619; Robinson S. C. Canada Geol. Surv., Bull., 1955, No 31, 67.
2. Barnes W. H., Qurashi M. M. Am. Min., 1952, 37, No 5—6, 407.
3. Hanson A. W. Acta cryst., 1957, 10, 762.
4. Hanson A. W. Acta cryst., 1958, 11, 703.

СТРУКТУРА ТИПА ГОЛЛАНДИТА

ГРУППА КРИПТОМЕЛАНА

	Сингония	a ₀	b ₀	c ₀	β	Уд. в.
Криптомелан K _{2-y} Mn ₈₋₂ (O,OH) ₁₆	Тетраг.	9,84	—	2,856	—	4,3
	Монокл.	9,79	2,88	9,94	90°37'	
Голландит Ba _{2-y} Mn ₈₋₂ (O,OH) ₁₆	Тетраг.	9,8	—	2,86	—	4,6
	Монокл.	9,91	2,87	9,75	90 36	
Коронадит Pb _{2-y} Mn ₈₋₂ (O,OH) ₁₆	Тетраг.	9,89	—	2,862	—	5,4
Прайдерит (K, Ba) _{2-y} (Ti,Fe,Al) ₈ O ₁₆	Тетраг.	10,11	—	2,964	—	3,9
Редджейнт (Mg,Ca,OH,H ₂ O) _{2-y} ·(Ti,Cr,Si) ₈ O ₁₆ ?	Тетраг.	20,23	—	5,88	—	3,7
[Вудраффит] (Zn,Mn ²⁺) ₂ Mn ₅ ⁴⁺ O ₁₂ ·4H ₂ O	Тетраг.?	8,42	—	9,28	—	3,9
[Тодорокит] (Mn ²⁺ ,Ca,Mg,Ba) ₂ Mn ₅ ⁴⁺ O ₁₂ ·3H ₂ O	?	9,75	2,85	9,59	90	3,3—3,8

Криptomелан, голландит, коронадит и $\alpha\text{-MnO}_2$ изоструктурны, общая формула их, по данным Бистрёмов, $A_{2-y}B_{8-z}X_{16}$, где $A - \text{Ba}, \text{Pb}, \text{K}$; $B - \text{Mn}^{4+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mn}^{2+}$ при значительном преобладании Mn^{4+} ; $X - \text{O}, \text{OH}$ [1].

Рентгенограммы частично показывают наличие двух фаз — тетрагональной и моноклинной, последняя очень незначительно отличается от тетрагональной [2]. Гелен [3] считает, что отклонение от тетрагональной симметрии характерно лишь для промежуточных минералов группы.

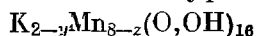
Структуры криptomелана, голландита и коронадита во многом сходны со структурами пиролозита и рамделлита (Минералы, т. II, вып. 2, стр. 305), направления a и b которых отвечают направлениям [110] и [110] голландита, криptomелана и коронадита. В отличие от минералов группы криptomелана, в псиломелане кроме двойных существуют тройные ряды октаэдров MnO_6 и имеются двойные ряды Ba и H_2O в каналах (см. стр. 224).

Рентгенограммы прайдерита и редлджеита, по составу существенно отличающихся от других минералов данной группы, очень сходны с рентгенограммами криptomелана; предположительно сходны и структуры этих минералов. У прайдерита в группу B вместо Mn входят $\text{Ti}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}$, у редлджеита — $\text{Ti}, \text{Cr}^{3+}$ и, предположительно, Si ; в каналах расположены $\text{Mg}, \text{Ca}, \text{OH}$ и H_2O . Вудраффит и тодорокит отнесены к этой группе условно.

Л и т е р а т у р а

1. Byström A., Byström A. M. Acta cryst., 1950, 3, 146.
2. Mathieson A., Wadsley A. D. Am. Min., 1950, 35, No 1—2, 99.
3. Gehlen K. N. Jb. Min., Monatsh., 1958, H. 4, 73.

Криptomелан *Cryptomelane*



Назван от греч. *κρυπτός* (криптос) — скрытый и *μέλανος* (меланос) — черный (Ричмонд и Флейшер, 1942) [1]. Описан впервые Рамделом в 1932 г. [2].

Синон. Эбелменит — *ebelmenite* (Лакруа, 1900) — частично, по-видимому, является криptomеланом [3], иногда представляет смесь псиломелана и пиролозита; романешит — *romaneshite* (Лакруа, 1910) — частично псиломелан [4].

Ишиганейт (исиганейт) — *ishiganeite* (Кани и Танака, 1937) — смесь криptomелана и бернессита (Харья, 1963) [5]. Криптоникелемелан — *cryptonikelmelane* (Никитин, 1960) является смесью криptomелана и литиофорита (Флейшер, Фауст, 1963) [6].

Характ. выдел. Скрытокристаллические плотные или рыхлые массы; тонкозернистые и тонковолокнистые метаколлоидные, иногда почковидные агрегаты. Кристаллы очень редки.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. C_{4h}^6 — $I 4/m$ (возможно и другие) [7]; $a_0 = 9,84 \text{ \AA}$; $c_0 = 2,858 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,290$; $Z = 1$ (Бистрём и Бистрём, 1950) [8]. Возможно монокл. с., псевдотетрагональный; C_{2h}^8 — $I 2/m$; $a_0 = 9,79$; $b_0 = 2,88$; $c_0 = 9,94 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 3,399 : 1 : 3,451$; $\beta 90^\circ 37'$ (Матисон, Уодсли, 1950) [9].

Изоструктурен с голландитом, коронадитом и $\alpha\text{-MnO}_2$. Описание структуры см. на стр. 208.

Тетраг.-дипирамид. кл. C_{4h}^4 — $4/m (L_4PC)$; $a : c = 1 : 0,821$ (по Яковлевской [10], в установке Фрондела и Хейнриха).

Принята рентгеновская установка Фрондела и Хейнриха [11], предложенная ими для коронадита и голландита, отличающаяся от установки Бистрёмов поворотом на 45° вокруг оси c , так как в установке Бистрёмов индексы форм более сложны: (111), (012) и (121) в принятой установке отвечают соответственно (401), (111) и (621) в установке Бистрёмов.

Формы [10]:

	m	φ	ρ		o	φ	ρ
	110	45°00'	90°00'		111	45°00'	49°16'
	n	210	63 26		p	211	63 26
	d	102	90 00				61 25
	mp (110) : (211) = 33°35'				np (210) : (211) = 28°35'		od (111) : (102) = 35°59'
	pp (211) : (211) = 76 46				op (111) : (211) = 19 21		

Кристаллы короткопризматические (фиг. 68), иногда игольчатые. Матисон и Уодсли [9] на кристаллах из Ситапара обнаружили (в моноклинной установке) двойники по (100) или по (001). Известны ориентированные включения криptomелана в силъвине: волосовидные кристаллы криptomелана располагаются вдоль пересечения плоскостей скольжения (100) и (110) или (110) [12].

Физ. св. Изл. тонкокристаллических агрегатов раковистый. Тв. 6—6 $\frac{1}{2}$, у волокнистых агрегатов твердость около 1. Микротвердость 603—909 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ при нагрузке 50 г [13]. Уд. в. 4,17—4,41 (вычисл. 4,33 для моноклинной ячейки [9], 4,28 для тетрагональной ячейки [8]). Цв. стально-серый, голубовато-серый, черный. Черта коричневатая-черная. Бл. полуметаллический. Непрозрачен.

Магнитная восприимчивость $36 \cdot 10^{-6}$ зл. магн. ед. при 25° [14].

В инфракрасном спектре криptomелана из Сайнаками (преф. Ивате, Япония) имеются две слабые полосы поглощения около 568 и 532 см^{-1} [15].

Микр. $n = 2,60$ (вычисл.) [16]. В полир. пл. в отраж. свете серовато-белый или голубовато-серый.

Отраж. способность (в %) для различных длин волн [16]:

λ , $\text{м}\mu$	450	470	520	550	580	610
R	27,8	28,0	27,0	26,7	26,0	25,0

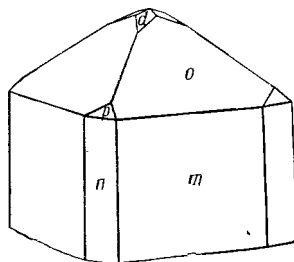
Сильно анизотропен, цветные эффекты в серых тонах; у тонкозернистых агрегатов анизотропия очень слабая [17].

Видимый угол вращения плоскости поляризации [18]:

λ , $\text{м}\mu$	470	546	589	620	650	589 в иммерсии
A_r	3,82°	3,63°	3,66°	3,55°	3,42°	5,73°

Хим. Состав непостоянный, отвечает формуле $\text{K}_{2-y}\text{Mn}_{8-z}(\text{O}_{16-x}\text{OH}_x)$, где y варьирует от 0,8 до 1,3, z от 0,1 до 0,5; x около 1. Mn (преимущественно Mn^{4+} , частью Mn^{2+}) замещается Cu, Zn, Co, Ni. К изоморфно замещается Ba (максимальное отношение Ba : K = 1 : 6), иногда Na. В зависимости от соотношения содержаний K и Ba проявляется замещение кислорода гидроксильными группами. Согласно Матисону и Уодсли [9], содержание K в криptomелане может меняться в широких пределах без изменений структуры. В Сандуре обнаружен криptomелан, почти не содержащий K (анал. 11) [19]. Возможно, что таким криptomеланом является и белдонгрит, описанный Фермором [20]. Обычно криptomелан содержит некоторое количество адсорбированной воды, иногда U. Наличие Si, Fe, Al и др., по-видимому, обусловлено примесями других минералов. Криptomелан из Ловозерских тундр содержит 0,41% Li_2O и 0,02% PbO [21]. В голландито-криptomелановой руде из ряда месторождений Аризоны и Нью-Мексико содержится 0,23—0,37% Tl (см. голландит) [22].

При электролизе в течение нескольких часов превращается в $\gamma\text{-MnO}_2$ и теряет почти 50% K [23].



Фиг. 68. Кристалл криptomелана, Майское, КавССР (по Яковлевской)

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	0,44	0,47	0,56	0,48	0,74	2,30	0,75	1,25
K ₂ O	3,50	3,88	3,84	3,10	5,95	0,79	1,34	3,03
MgO	0,05	Не обн.	0,02	0,07	0,16	0,32	0,30	0,71
CaO	0,27	0,30	0,23	Не обн.	Не обн.	Сл.	0,64	1,31
MnO	2,08	3,92	3,50	2,49	6,09	77,01	73,92	71,71
CoO	Не обн.	0,21	0,21	0,08	Не обн.	—	—	—
NiO	» »	Не обн.	0,02	Не обн.	—	—	—	—
CuO	0,12	0,44	0,03	» »	—	—	—	—
ZnO	5,23	Не обн.	Не обн.	1,69	Не обн.	—	—	—
SrO	Не обн.	0,21	» »	Не обн.	—	—	—	—
BaO	0,13	1,04	» »	» »	2,76	0,97	Сл.	Не обн.
Al ₂ O ₃	0,37	Не обн.	1,37	0,39	0,98	0,46	0,06	1,97
Fe ₂ O ₃	0,46	0,36	4,00	0,19	3,42	0,97	1,15	1,45
MnO ₂	83,13	86,54	81,75	87,09	79,94	—	—	—
SiO ₂	0,58	0,03	0,35	0,18	Не обн.	0,43	0,14	0,93
TiO ₂	0,01	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	0,05	Сл.	Сл.
P ₂ O ₅	0,07	0,19	» »	» »	Не обн.	Не опр.	Не опр.	»
H ₂ O ⁺	2,58	1,62	3,45	3,58	0,36	0,89	4,39	2,22
H ₂ O ⁻	0,81	0,21	0,38	0,60	Не обн.	0,89	3,38	0,54
O	—	—	—	—	—	15,84	14,99	15,00
С у м м а	99,83	99,42	99,79	99,94	100,40	100,92	101,06	100,12
У д. в.	4,33	4,32	4,41	4,17	4,35	4,39	4,19	—
	9	10	11	12	13	14	15	
Li ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	0,05
Na ₂ O	0,38	0,84	0,07	0,66	0,81	1,05	—	—
K ₂ O	4,4	2,35	0,09	4,04	3,46	4,91	2,22	—
MgO	0,08	0,06	0,12	Не обн.	0,29	0,50	0,42	—
CaO	0,05	0,16*	0,60	0,08	0,83	1,10	1,54	—
MnO	3,3	5,16	4,15	2,98	5,71	5,15	6,10	—
CoO	0,10	0,06	Не опр.	0,73	Сл.	—	—	—
NiO	Не опр.	0,02	» »	Не обн.	—	—	—	—
CuO	0,08	0,05	» »	Сл.	—	—	—	—
ZnO	Не опр.	Не обн.	2,62	—	2,80	—	—	—
SrO	» »	—	Не опр.	—	—	0,70	—	—
BaO	0,08	0,29	0,91	0,77	—	—	0,97	—
Al ₂ O ₃	0,77	1,9	1,08	1,15	1,81	1,15	1,50	—
Fe ₂ O ₃	1,86	10,3	2,62	0,31	0,34	0,53	—	—
MnO ₂	84,2	73,11	81,21	83,72	76,18	78,86	81,20	—
SiO ₂	0,30	3,0	0,92	0,88	2,30	0,46	1,57	—
TiO ₂	Не опр.	0,88	Не опр.	Не обн.	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	0,36	—	—
H ₂ O ⁺	Не опр.	—	3,21	3,73	—	4,29	—	—
H ₂ O ⁻	» »	3,25	0,86	0,27	5,35	0,56	5,00	—
С у м м а	95,6	(101,43)	98,46	99,47 **	100,00 ***	99,62	100,57	
У д. в.	—	—	—	—	—	4,11	—	

* В том числе SrO. ** В том числе 0,02 As₂O₃, 0,13 P₂O₅. *** В том числе 0,12 Sb₂O₃.

1— сплошной, Томбстон (шт. Аризона, США) [1]; 2— плотный, Деминг (шт. Нью-Мексико, США) [1]; 3— тонкозернистый, Сугар Стрик (шт. Арканзас, США) [1]; 4— тонкозернистый, Филлипсберг (шт. Монтана, США) [1]; 5— Ситапар (Индия) [9]; 6— Навау (Япония) [24]; 7— Маруно (Япония) [24]; 8— «эбелмента», Булбаб (Марокко) [3]; 9—10— Зап. Австралия, анал. Ланнон; 9— игольчатый; 10— плотный [25]; в оригинале указана сумма анализа 100,4; 11— Сандур (шт. Майсур, Индия) [19]; 12— Нили (шт. Теннесси, США), анал. Флейшер [26]; 13— Силвер Клиф (шт. Колорадо, США), анал. Инчн [26]; 14— Купфльюн, Лововерские тундры, анал. Алексеева [27]; 15— Карнасурт, Лововерские тундры, анал. Покровская [27].

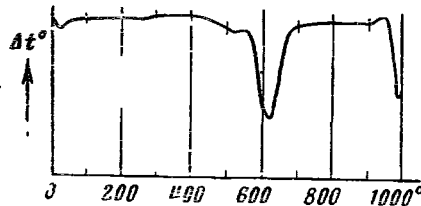
Диагн. исп. В полир. шл. травится HNO_3 , HCl , $\text{H}_2\text{O}_2 + \text{H}_2\text{SO}_4$, SnCl_2 [17], вскипает от действия H_2O_2 .

Повед. при нагр. Около 600° переходит в курнакит. При дальнейшем нагревании образуется гаусманнит [4, 28], а затем шпинель. Наиболее высокая температура образования курнакита около 600° , гаусманнита $\sim 825^\circ$, шпинели $\sim 1050^\circ$ [25]. При переходе криptomелана в курнакит, гаусманнит и шпинель устанавливается следующая ориентировка: [001] криptomелана: || [110] и [100] курнакита, [100] гаусманнита и [110] шпинели [25].

По Наганна, кривая нагревания криptomелана из Сандура имеет два эндотермических прогиба: при 615° — переход в курнакит (биксбиит) и при $900-1000^\circ$ — переход в гаусманнит (фиг. 69) [29].

Согласно данным Окада [30], чистый криptomелан характеризуется одним эндотермическим эффектом при $830-930^\circ$ (переход в гаусманнит).

Фиг. 69. Кривая нагревания криptomелана, Сандур, Индия (по Наганна)



Наход. Наблюдается в минеральных образованиях различного генезиса: гидротермальных, метаморфических и экзогенных. Довольно часто встречается в зоне окисления марганцевых месторождений совместно с другими минералами марганца. Предполагается, что состав криptomелана вначале отвечает MnO_2 , затем происходит внедрение ионов K с переходом Mn^{4+} в Mn^{3+} или Mn^{2+} для сохранения баланса зарядов [9]. Как гидротермальный минерал криptomелан («романешит») отмечен в месторождении Романеш (Франция) в ассоциации с флюоритом. Установлен во многих образцах, ранее относившихся к псиломеланам. Обнаружен в отложениях горячих источников Сэлайн Вэли (шт. Калифорния, США) [26].

В жильном месторождении Прайс (шт. Аризона, США) обнаружен вместе с голландитом и пиролюзитом [31]. В метаморфизованных марганцевых месторождениях Индии — Донгари Буцург [17], Уква [32], Бхарвели (шт. Мадхья-Прадеш) [33], Пани (шт. Бомбей) [34], Гарбахам (шт. Андхра) [35] — встречается вместе с псиломеланом, манганитом, пиролюзитом, якобитом, браунитом и др.; в Майсуре ассоциируется с псиломеланом и пиролюзитом [36], в Висакхапатнама образует в тесном сростании с пиролюзитом сталактитообразные выделения [37], в Кодуре (Индия) наблюдается в ассоциации с коронадитом [38]. В месторождении Нсута (Гана) встречается вместе с нсутитом и пиролюзитом [39], в пегматитах Бендада (Португалия) [40] и в пегматитах г. Куфтньюн и Карнасурт (Ловозерские тундры) [27] — как продукт изменения первичных Mn -содержащих минералов. Обнаружен в зоне окисления ряда месторождений Казахстана, местами в ассоциации с коронадитом и малахитом (Майское месторождение) [40].

В осадочном месторождении Синай (ОАР) криptomелан обнаружен вместе с псиломеланом, манганитом, пиролюзитом [41]. Отмечен в ряде осадочных месторождений шт. Невада, США [26]. В Моравии (Чехословакия) образовался вместе с пиролюзитом путем замещения карбонатного цемента красного пермского несчаника [42]. Эпитаксиальное происхождение имеет криptomелан из Талвара (Раджастхан, Индия), который

замещал известняк и выделялся в его пустотах и трещинах [43]. В руднике Бенк (шт. Виргиния, США) сопровождается пиролюзитом, псиломеланом, вадом и лимонитом [44]. Наблюдается во многих месторождениях Марокко вместе с голландитом, браунитом, пиролюзитом [3]. Отмечен в ряде гипергенных месторождений штатов Аризона и Юга (США) [45].

Изм. Замещается пиролюзитом.

Искусств. Получается при действии HNO_3 и KClO_3 на MnSO_4 [46], при действии KClO_3 на MnSO_4 в присутствии H_2SO_4 и K_2SO_4 [47], из 5%-ного раствора перманганата калия при добавлении перекиси водорода [28].

Практ. знач. Входит в состав некоторых промышленных марганцовых руд.

Отл. От псиломелана отличается на основе порошкограмм и по сильной линии $\text{K} - 4047,2 \text{ \AA}$ [41] на спектрограммах. Дает более темную черту, чем манганит и браунит.

Межплоскостные расстояния криптомелана из Квебека [48]

Fe-излучение, Mn-фильтр

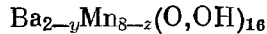
hkl	I	d(Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
110	9	7,00	031	5	2,16	460; 451	2	1,360
020	10	4,94	141	3	1,830	132; 370	1	1,230
220	1/2	3,51	060	1/2	1,636	042; 080	1/2	1,234
130	10	3,13	251	3	1,544	660; 561; 152	1/2	1,155
121	8	2,41	002	1	1,427	062	1/2	1,079

Л и т е р а т у р а

1. Richmond W. E., Fleischer M. *Am. Min.*, 1942, 27, No 9, 607.
2. Ramsdell L. S. *Am. Min.*, 1932, 17, No 4, 143; *Am. Min.*, 1942, 27, No 9, 613.
3. Bouladon J., Jouravsky J. *Notes et mém. Serv. geol. Maroc*, 1955, 13, No 128, 155 (описан под названием эбельменита); Lesckwijck W. V., Tassel R. V. *Notes et mém. Serv. geol. Maroc*, 1954, 10, No 122, 95.
4. Gruner J. W. *Am. Min.*, 1943, 28, No 9—10, 497.
5. Hariya Yu. *Am. Min.*, 1963, 48, No 7—8, 952.
6. Fleischer M., Faust G. T. *Schweiz. min., petr. Mitt.*, 1963, 43, H. 1, 197.
7. Mukherjee B. *Min. Mag.*, 1959, 32, No 245, 166.
8. Byström A., Byström A. M. *Acta cryst.*, 1950, 3, 146.
9. Mathieson A. McL., Wadsley A. D. *Am. Min.*, 1950, 35, No 1—2, 99.
10. Рукавишников И. А., Яковлевская Т. А., Покровская А. И. Сб. «Кора выветривания». Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3, 26.
11. Frondel C., Heinrich E. W. *Am. Min.*, 1942, 27, No 1, 48.
12. Ming-Shan Sun. *Am. Min.*, 1962, 47, No 1—2, 152.
13. Young B. B., Millman A. P. *Trans. Inst. mining, metallurgy*, 1963 64, 73, pt. 7, 448.
14. Moore T. E., Ellis M., Selwood P. W. *J. Am. chem. soc.*, 1950, 72, No 2, 856.
15. Omori K. *Sci. Rep. Tohoku univ.*, ser., 3, 1964, 9, No 1, 65.
16. Nicholl, Phillips R. *Min. Mag.*, 1965, 35, No 269, 200.
17. Roy S. *Econ. Geol.*, 1959, 54, No 8, 1556.
18. Cameron E. N. *Ore microscopy*. N. Y.—L., 1961, 269.
19. Naganna C. *Acta Univ. Carolinae, geol.*, 1962, No 1—2, 55.
20. Fermor L. *Mem. Geol. Surv. India*, 1909, 37, 909; Mukherjee B. *Min. Mag.*, 1959, 32, No 247, 332.
21. Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ, 1960, вып. 4, 20.
22. Crittenden M. D., Cuttitta F., Rose H. J., Fleischer Jr. a. *M. Am. Min.*, 1962, 47, No 11—12, 1461.
23. Sreenivas B. L., Roy R. *Econ. Geol.*, 1961, 56, No 1, 198.
24. Ukai Y., Nishimura Sh., Mayeda T. *Mém. Coll. sci. Kyoto univ.*, 1956, Ser. B, 23, No 2, 203.

25. Faulring G. M., Zwicker W. K., Forgens W. D. *Am. Min.*, 1960, 45, No 9—10, 946.
26. Hewett F. G., Fleischer M. *Econ. Geol.*, 1960, 55, No 1, 1.
27. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959; Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 17, 15.
28. Роде Е. Я. Кислородные соединения марганца. Изд-во АН СССР, 1952, 201.
29. Naganna C. *Acta Univ. Carolinae, Geol. monographia II*, 1964, 16; *Proc. Indian Acad. Sci.*, 1963, 58, No 1, 24.
30. Okada K. *J. Japan Assoc. min., petr., econ. geol.*, 1960, 44, No 1, 23.
31. Mouat M. M. *Am. Min.*, 1962, 47, No 5—6, 744.
32. Bhattacharjee S. B., Bhattacharjee S. *Am. Min.*, 1963, 48, No 9—10, 1174.
33. Roy S. *Econ. Geol.*, 1962, 57, No 2, 195.
34. Rasul S. H., Sharma K. K. *Quart. J. geol., mining, metallurg. soc. India*, 1963, 35, No 1, 51.
35. Biswas D. K. *Science a. Culture*, 1964, 30, No 2, 100.
36. Sreenivas B. L. *Min. Mag.*, 1957, 31, No 237, 497; Naganna C. *Min. Mag.*, 1962, 33, No 257, 170.
37. Muckerjee B. *Proc. 45-th Indian sci. Congr. assoc, Madras*, 1958, Calcutta, s. a., 111/227.
38. Roy S. *Canad. Mineralogist*, 1960, 6, pt. 4, 491.
39. Sorem R. K., Cameron E. N. *Econ. Geol.*, 1960, 55, No 2, 278.
40. Correia Neves J. M. *Mem. e Not. Univ. Coimbra*, 1960, No 50, 43.
41. El Shazly E. M., Saleeb G. S. *Econ. Geol.*, 1959, 54, No 5, 873.
42. Gerný P. *Časop. Moravsk. musea Brně, vědy přírod.*, 1961, 46, 33.
43. Rasul S. H., Khan M. A. *Proc. Indian Acad. Sci.*, 1963, 57, No 3, 190.
44. Knecht M. M. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1943, No 940, 163.
45. Hewett D. F., Fleischer M., Conklin N. *Econ. Geol.*, 1963, 58, No 1, 1.
46. Cole W. F., Wedsley A. D., Walkley A. *Trans. Electrochem. soc.*, 1947, 92, 11; McMurdie H. F., Golovato E. *U. S. Nation bur. stand., J. Research*, 1948, 41, No 6, 589.
47. Кондрашов Ю. Д., Заславский А. И. *Изв. АН СССР, сер. физ.*, 1951, 15, № 2, 179.
48. Berry L. G., Thompson R. M. *Geol. soc. Am.*, 1962, Mem. 85, 266.

Голландит Hollandite



Назван по имени индийского геолога Т. Голланда (Фермор, 1906).

Характ. выдел. Плотные грубозернистые и волокнистые агрегаты, мелкие кристаллы.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $C_{4h}^5 - I4/m$; $a_0 = 9,8$; $c_0 = 2,86 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,292$ (для голландита из Ультевис, Бистрём и Бистрём) [1]. Возможно, монокл. с., псевдотетрагональный, $C_{2h}^8 - I2/m$; $a_0 = 9,91$; $b_0 = 2,872$; $c_0 = 9,75$; $a_0 : b_0 : c_0 = 3,451 : 1 : 3,395$; $\beta = 90^\circ 36'$; $a_0 = 10,00$; $b_0 = 2,879$; $c_0 = 9,72 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 3,475 : 1 : 3,376$; $\beta = 90^\circ 06'$ (для двух несколько отличных по химическому составу образцов голландита из Ультевис, соответственно «голландита I» — анализ 9 и «голландита II» — анализ 4, Бистрём и Бистрём, 1950); $Z = 1$ [1]. Сходны данные МакЭндрю [2]: $a_0 = 9,94$; $b_0 = 2,89$; $c_0 = 9,80 \text{ \AA}$; $\beta = 90^\circ$. Установлена также простр. группа $C_{2h}^5 - P2_1/n$; $a_0 = 10,02$; $b_0 = 5,76$; $c_0 = 9,89 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,739 : 1 : 1,717$; $\beta = 90^\circ 36'$; $Z = 2$ (Макхерджи, 1960) [3] (анализ 3).

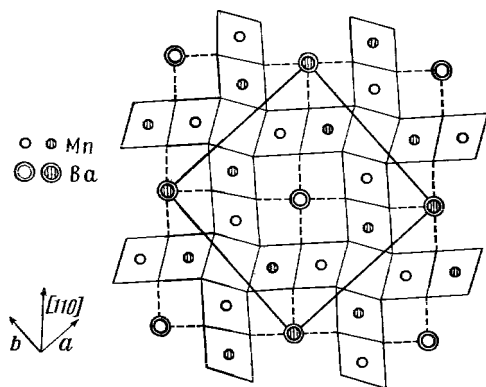
Тетрагональная элементарная ячейка, отличающаяся поворотом на 45° вокруг оси c , принята Фронделем и Хейнрихом: $a_0 = 6,95$; $c_0 = 5,72 \text{ \AA}$ ($6,95 \cdot \sqrt{2} = 9,83$; $5,72 \cdot 2 = 2,86$); $a_0 : c_0 = 1 : 0,823$ [4].

По Гелену, степень моноклинности зависит от изоморфных замещений и условий образования голландита. Тетрагональная сингония возможна

лишь при наличии в каналах больших катионов и воды. Изоморфные замещения Mn^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} в конечных членах ряда приводят к деформации решетки [5].

Изоструктурен с криптомеланом, коронадитом и α - MnO_2 .

В структуре [1] голландита, коронадита и криптомелана (фиг. 70) крупные атомы группы А (Ba в голландите, соответственно К и Рb в криптомелане и коронадите) по кубу окружены восемью атомами О на расстоянии 2,74 Å и на расстоянии 3,31 Å четырема О, образующими квадрат и находящимися на том же уровне, что и атомы Ba. Атомы группы В (в основном Mn) окружены шестью О или (ОН) с расстоянием 1,98 Å [1]. Эти октаэдры соединяются в направлении оси *c* в двойные ряды общими ребрами.



Фиг. 70. Кристаллическая структура голландита в проекции на (001) (по А. Бистрёму и А. М. Бистрём)

Двойные ряды объединяются в трехмерный каркас с помощью общих вершин; каркас имеет каналы в направлении оси *c*, в которых находятся крупные атомы группы А (Ba, К, Рb), занимающие лишь около половины из возможных положений. Предположительно атомы Ba в каждом из рядов MnO_6 -октаэдров, но независимо от соседних рядов, располагаются закономерно (чередуются занятые и незанятые положения А), и распределение больших атомов упорядочено лишь в одном направлении. Вода в голландите (и других минералах с той же структурой) может занимать вакантные позиции бария [6].

Каналы, имеющиеся в минералах со структурой голландита, создают возможность катионного обмена, а также выделения или поглощения воды без изменения структуры (сходство с цеолитами).

О соотношении структуры голландита со структурами минералов групп пиролюзита — рамделлита и псиломелана см. стр. 202.

Дитетраг.-дипирамид. кл. D_{4h} — $4/m\bar{m}m$ (L_44L_25PC); $a : c = 1 : 0,823$ (по рентгеновским данным Фрондела и Хейнриха) [4].

Главные формы [7]:

	φ	ρ		φ	ρ^z
<i>a</i>	100	90°00'	<i>p</i>	114	45°00'
<i>m</i>	110	45 00	<i>q</i>	334	45 00
<i>k</i>	210	63 26			10°21'
		90 00			41 07

$$pp (114) : (\bar{1}14) = 22^\circ 58' \quad qq (334) : (\bar{3}34) = 55^\circ 25' \quad [pm (114) : (110) = 73^\circ 39'$$

$$pp (114) : (\bar{1}\bar{1}4) = 32 42 \quad qq (334) : (\bar{3}\bar{3}4) = 82 14 \quad mk (110) : (210) = 18 26$$

В зоне $[hko]$ Фермором наблюдалось много (57) форм со сложными символами, являющихся в значительной части вицинальными образованиями на гранях (110) и (100).

Фермор на основе измерений весьма несовершенных кристаллов установил тетрагональную сингонию голландита и вычислил ориентировочно отношение $a : c = 1 : 0,2039$ [7], что отличается от установки Бистрёмов поворотом вокруг оси *c*

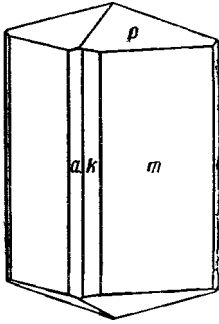
на 45° ($0,2039 \cdot \sqrt{2} = 0,2883$); отношение осей Фермора отличается от отношения осей Фрондела и Хейнриха в 4 раза меньшим значением $c : a$ ($0,2039 \times 4 = 0,8156$).

Соотношение символов в установках Фрондела — Хейнриха (Ф — X), Фермора (Ф) и Бистрёмов (Б):

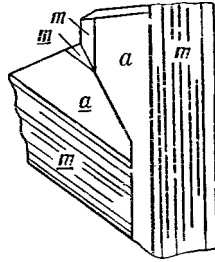
Ф—X	<i>a</i>	100	<i>m</i>	110	<i>k</i>	210	<i>p</i>	114	<i>q</i>	334
Ф	<i>a</i>	100	<i>m</i>	110	<i>k</i>	210	<i>p</i>	111	<i>q</i>	331
Б		110		100		310		101		301

Формула перехода от установки Фермора к установке Фрондела и Хейнриха $100 / 010 / 004$.

Кристаллы призматические, удлинены по оси *c* (фиг. 71). Обычны полиспитетические двойники. Закон двойникования требует уточнения. У голландита из Бансвара отмечены двойники с дв. плоскостью (1.10.4) (в установке Фрондела и Хейнриха) [7] (фиг. 72). Указывались двойники по (110) [8] (установка неизвестна)



Фиг. 71. Кристалл голландита, Каджлиндогри, Индия (по Фермору)



Фиг. 72. Двойник голландита, Бансвара, Индия (по Фермору)

На гранях призм наблюдалась штриховка вдоль оси *c*.

Физ. св. Сп. ясная по (110). Легко раскалывается параллельно оси *c* на иштрихованные осколки или волокна. Хрупок. Тв. 6 на гранях кристалла, на плоскостях излома меньше. Микротвердость 274—792 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ при нагрузке 100 г по Янгу и Милману, 560—724 по Бови и Тэйлору [9]. Уд. в. 4,70—4,96 (вычисл. 4,58) [1]. Цв. серебристо-серый до серовато-черного и черного. Черта черная. Бл. металлический. Неупрочнен.

При электроанализе не изменяется [10].

Микр. $n_g = 3,30$; $n_p = 2,90$ (вычисл.) [11]. В полир. пл. в отраж. свете белый с желтоватым оттенком. По данным Кэмерона [12], оптически одноосный (+). Отраж. способность (в %): для зеленых лучей — 28,5; оранжевых — 22,5; красных — 22,5 (Рамдор); по Орселю и Павловичу $R_o = 29,6$; $R_e = 34,8$ (465 $\text{м}\mu$) [13]; по Кэмерону $R_o = 27,9$; $R_e = 30,9$ —35,2 (549 $\text{м}\mu$) [12]. Отраж. способность (в %) для различных длин волн, по Найчолу и Филипсу [11]:

λ , $\text{м}\mu$	430	470	520	550	580	610
R	27,0—33,9	27,1—33,0	26,2—32,8	25,6—32,3	25,2—32,5	24,5—30,2

Двуотражение отчетливое в иммерсии, от белого или светло-серого до темно-серого или синевато-серого. Сильно анизотропен с цветными эффектами: от желтовато-розоватого до зеленовато-голубовато-серого [14].

Внутренние рефлексy иногда заметны по краям зерен. Видимый угол вращения плоскости поляризации [15]:

λ , $m\mu$	470	520	546	589	650	589 в иммерсии
A_r	3,43°	3,52°	3,48°	3,33°	3,17°	5,26°

Хим. Состав непостоянный, отвечает формуле $Ba_{2-y}Mn_{8-z}(O_{16-x}OH_x)$, где y варьирует от 0,9 до 1,1; z — от 0,1 до 0,5; x — от 0,4 до 0,6. Mn содержится главным образом в виде Mn^{4+} , который изоморфно замещается Mn^{2+} , Fe^{3+} , Ti; Ba изоморфно замещается K, Pb, Na; отношение Ba : K в среднем 8 : 1. В составе голландита из Айзенбаха в Шварцвальде (ФРГ) установлены U и W, роль которых в минерале не выяснена [5]. Si и Al, вероятно, содержатся в механических примесях.

В браунито-псиломелано-голландитовой руде из месторождения Джезды обнаружено 2,0—4,0·10⁻³% Tl [16], в голландито-криptomелановой руде из Пич Спрингс (шт. Аризона) — 0,23% Tl, в аналогичной руде из Апач (шт. Аризона) — 0,37% Tl [17]. Допускается вхождение Tl в решетку голландита (замещение Ba, K и Pb) [17] и его сорбция из растворов [16].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
Na ₂ O	—	0,15	0,25	—	0,05	0,03
K ₂ O	—	0,36	0,50	—	0,22	0,98
MgO	—	0,27	0,20	—	—	0,20
CaO	—	0,19	0,30	—	—	0,05
PbO	—	0,04	0,45	—	4,32	—
BaO	17,59	17,25	17,11	16,08	14,28	13,32
MnO	5,12	1,52	8,38	5,44	4,31	8,98
Al ₂ O ₃	0,94	0,54	0,70	0,50	0,63	0,39
Fe ₂ O ₃	10,56	11,55	0,75	12,02	12,52	0,11
MnO ₂	65,63	66,69	69,11	65,92	61,50	70,38
SiO ₂	—	0,47	0,45	—	0,20	0,40
TiO ₂	—	0,05	—	—	0,38	—
H ₂ O ⁺	—	0,20	1,94	He обн.	1,35	—
H ₂ O ⁻	—	He обн.	0,05	» »	0,09	4,76
S	—	—	—	—	0,02	—
H.о.	—	—	—	—	0,19	—
Прочие	—	0,467	—	—	—	0,74
Сумма	99,84	99,75	100,19	99,96	100,06	100,34
Уд. в.	4,95	4,97	4,74	—	4,964	—
	7	8	9	10	11	
Na ₂ O	0,43	0,19	0,49	0,43	0,41	
K ₂ O	2,11	0,75	0,33	1,96	2,15	
MgO	0,32	He обн.	0,29	—	0,46	
CaO	0,26	0,12	0,23	—	0,96	
MnO	8,04	2,21	4,60	3,96	4,13	
CoO	0,16	0,56	2,07	—	2,29	
NiO	сл.	—	0,18	—	He обн.	
CuO	—	—	0,34	—	0,16	
ZnO	—	—	—	—	0,13	
BaO	9,95	9,42	9,40	9,14	8,95	
PbO	—	—	0,04	3,25	0,05	

	7	8	9	10	11
Al ₂ O ₃	2,13	1,03	—	1,69	1,87
Fe ₂ O ₃	0,47	0,63	1,03	6,44	1,70
MnO ₂	70,63	80,95	76,20	71,36	72,04
SiO ₂	0,74	1,07	—	0,09	2,10
TiO ₂	—	He обн.	He обн.	0,03	He обн.
P ₂ O ₅	—	• •	0,34	—	• •
H ₂ O ⁺	4,11	3,21	3,56	1,00	} 3,31
H ₂ O ⁻	0,62	0,26	—	0,06	
S	—	—	—	0,01	—
H. o.	—	—	—	0,18	—

Сумма	99,97	100,40	99,10	99,60	100,71
Уд. в.	—	—	—	4,70	—

1—2—Каджлидонгри: 1—анал. Винч [18]; 2—анал. Флейшер [18a]; прочие: CuO—0,04; ZnO—0,36; NiO—0,01; CoO—0,03; WO₃—0,007; P₂O₅—0,02; 3—Башкоев [19]; 4—Каджлидонгри, анал. Сарма [3]; 5—Стуор-Ньюскес (Ультевис), анал. Бигден; «голландит II», оригинал исследований Бистрёмов [1]; 6—Лангенберг (Тюрингия, ГДР), анал. Ито [20]; прочие: SrO ~ 0,01; Li₂O ~ 0,005; CoO ~ 0,05; NiO ~ 0,05; CuO ~ 0,14; PbO ~ 0,001; ZnO ~ 0,01; SO₃ ~ 0,17; P₂O₅ ~ 0,28; V₂O₅ ~ 0,01; ZrO₂ ~ 0,01; TiO₂ ~ 0,004; 7—Миязаки, проф. Мияги, Япония [21]; 8—Джонсон Скот, анал. Флейшер [22]; 9—Рейнолдс Элингтон, анал. Флейшер [22]; 10—Зёрхорес (Ультевис), анал. Бигден; «голландит B», оригинал исследований Бистрёмов [1, 23]; 11—Мэдисон Чери Крик, анал. Флейшер; WO₃ и SrO не обн. [22].

Диагн. исп. В полир. шл. травится H₂O₂ + H₂SO₄, SnCl₂ + HCl, H₂O₂ [14]. Едва заметно действие FeCl₃ (20%) и H₂SO₄ (конц.) [19].

Повед. при нагр. Голландит из Миязаки (Япония) дал на кривой нагревания два слабых эндотермических прогиба: около 750—780° и 950—980° [21]. При нагревании до 500° в отличие от псиломелана не изменяется [18a].

Находж. Редок. Рассматривается как гидротермальный, метаморфический или гипергенный минерал. Впервые установлен в Каджлидонгри (Центр. Индия) в кварцевых жилах, секущих тело марганцовых руд, в ассоциации с браунитом, псиломеланом, ситапаритом, гематитом [18]. Встречен в осадочных метаморфизованных месторождениях Ультевиса (Сев. Швеция). Вместе с браунитом, вреденбургитом наблюдался в Тиродди (Индия) [24]; с ситапаритом, браунитом, яacobситом и гематитом — в Ситасаонги и Чикхли (Индия) [14]; с пиролюзитом, псиломеланом, криптомеланом — в Срикакулам и Висакхапатнам (Андхра, Индия) [7]; также в других месторождениях Индии [14, 25], в Башкоеве (Марокко) [19], в Блэк Жэкс (шт. Аризона, США) [26]. В качестве продукта изменения других марганцовых минералов обнаружен в Лангенберге (Тюрингия, ГДР) [18] и в ряде месторождений западных штатов США (Рейнолдс Элингтон, шт. Миссури; Джонсон Скот, шт. Теннесси; Мэдисон Чери Крик, шт. Монтана) [22].

Межплоскостные расстояния голландита из Каджлидонгри [20]

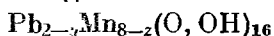
Fe-излучение, Mn-фильтр

hkl	I	d(Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
101	2	7,05	503; 305	1/2	1,697	217	1/4	1,221
202	6	3,50	600; 510; 006	3	1,644	606	1/10	1,160
303; 103	10	3,13	512; 215	3	1,544	705; 507	1/2	1,150
214; 112	5	2,41	505	1	1,400		1/4	1,091
402; 204	5	2,20	604; 406	1/2	1,375		1/4	1,055
310; 013	2	2,16	514; 415	1	1,359		1/4	1,001
501; 105	1	1,934	703; 307	1/2	1,298		1/4	0,989
411; 114	3	1,838	712	1/2	1,238			

Л и т е р а т у р а

1. Byström A., Byström A. M. Nature, 1949, 164, No 4183, 1128; Acta cryst., 1950, 3, 146; Acta cryst., 1951, 4, 469.
2. Berry L. G., Thompson R. M. Geol. soc. Am., 1962, Mem., 85, 202.
3. Mukherjee B. Acta cryst., 1960, 13, 164.
4. Frondel C., Heinrich E. W. Am. Min., 1942, 27, No 1, 48.
5. Gehlen K. N. Jb. Min., Monatsh., 1958, H. 4, 73.
6. Wadsley A. D. Nature, 1952, 170, No 4336, 973.
7. Fermor L. Rec. Geol. Surv. India, 1917, 48, 103.
8. Krishna Rao J. S. R. Econ. Geol., 1963, 58, No 3, 434.
9. Бови С., Тэйлор К. Геология атомного сырья. Тр. 2-й Международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Атомиздат, 1959, 8, 164; Young B. V., Milliman A. P. Trans. Inst. mining, metallurgy, 1963—64, 73, pt. 7, 448.
10. Sreenivas B. L., Roy R. Econ. Geol., 1961, 56, No 1, 198.
11. Nichol I., Phillips R. Min. Mag., 1965, 33, No 269, 200.
12. Cameron E. N. Am. Min., 1963, 48, No 9—10, 1070.
13. Orsel J., Pavlovitch St. Bull. Soc. fr. min., 1931, 54, 157.
14. Deshpande S. P. J. Univ. geol. soc. Nagpur, 1956—1958, 1, No 4—5, 5; 1958—1960, 1, No 6—7, 5.
15. Cameron E. N. Ore microscopy. N. Y.—L., 1961, 269.
16. Воскресенская Н. Т., Усевич Т. Д. Геохимия, 1957, № 7, 606; Максимов А. А. Советская геология, 1960, 12, 65; Воскресенская Н. Т., Соболева Л. Т. Геохимия, 1961, № 3, 276.
17. Crittenden M. D., Cuttitta F., Rose H. J., Fleischer Jr. a. M. Am. Min., 1962, 47, No 11—12, 1461.
18. Fermor L. Mem. Geol. Surv. India, 1909, 37, 87; Nayak V. K. Min. Mag., 1964, 33, No 265, 934.
- 18a. Fleischer M. Advancing frontiers in geol., geophys. (Krishnan vol.), Hyderabad (Indian geophys. Union), 1964, 221 по Min. Abstr., 1965, 17, No 4, 389 (приведены дополнительные анализы).
19. Bouladon J., Jouravsky G. Notes et mém. Serv. géol., 1953, 7, No 117, 253.
20. Frondel C., Marvin U. B., Ito J. Am. Min., 1960, 45, No 7—8, 871.
21. Nambu M., Okada K., Tanida K. J. Min. soc. Japan, 1964, 6, No 5, 313 (японский текст).
22. Hewett D. F., Fleischer M. Econ. Geol., 1960, 55, No 1, 1.
23. Ödman O. H. Sver. geol. unders., Ser. C, 1950, No 516, 4 (по реферату Zbl. Min., 1953, 352).
24. Roy S. Proc. Nat. inst. Sci. India, 1958, Pt. A, 24, No 1, 89.
25. Roy S. Econ. Geol., 1962, 57, No 2, 195.
26. Mout M. M. Am. Min., 1962, 47, No 5—6, 744.

Коронадит Coronadite



Назван по имени Ф. В. де Коронадо — исследователя Сев. Америки (Линдгрэн и Хилебранд, 1904).

Синон. Свинцовый псидомелан — psilomélane plombifère (автор неизвестен) [1, 2].

Характ. выдел. Наиболее обычны тонкозернистые до плотных, волокнистые и радиальнолучистые агрегаты. Редко мелкие кристаллы.

Структ. и морф. крист. Тетраг. или монокл. с. (псевдотетрагональный); C_{4h}^5 — $I4/m$; $a_0 = 9,89$; $c_0 = 2,862 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,289$; $Z = 1$ (Бистрём и Бистрём для коронадита из Бу-Тазу) [3].

Фронделом и Хейнрихом [4] принята ячейка, отличающаяся поворотом на 45° : $a_0 = 6,96$; $c_0 = 5,73 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,823$; $Z = 1$ (для коронадита из Марокко), соответственно в установке Бистрёмов: $a_0 = 9,84$; $c_0 = 2,86 \text{ \AA}$.

Изоструктурен с криптомеланом, голландитом и $\alpha\text{-MnO}_2$.

Дитетраг.-дипирамид. кл. D_{4h} — $4/m\bar{m}2$ (L_24L_25PC); $a : c = 1 : 0,823$ (рентгеновская установка Фрондела и Хейнриха).

Наблюдавшиеся формы: c (001), a (100), m (110) [5].

Кристаллы призматические (фиг. 73), удлинены по оси *c*. На гранях призм вертикальная штриховка [5].

Физ. св. Сп. по (410) [6]. Изл. нередко волокнистый. Тв. $4\frac{1}{2}$ —5. Микротвердость 410—430 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ у радиальнолучистого, 480—515 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ у плотного, по Голованову [7]; 359—542 при нагрузке 100 г, по Янгу и Милману, 767—813 по Бови и Тэйлору [8]. Уд. в. 5,24—5,50 (вычисл. 5,42) [3]. Цв. серебристо-белый, на воздухе темнеет — до темно-серого и черного. Черта коричневаточерная. Бл. металлический, полуметаллический, иногда тусклый. Непрозрачен.

Микр. $n_o = 3,25$; $n_e = 2,95$ (вычисл.) [9]. В поляр. пл. в отраж. свете свинцово-белый со слегка желтоватым оттенком. Отраж. способность, по Орселю [10], измеренная с помощью фотоэлемента (в %): для синих лучей $R_e = 42,5$, $R_o = 35,5$; для желтых, соответственно — 32,5 и 27,5; для красных — 30,8 и 26,5; по Найчолу и Филипсу [9]:



Фиг. 73. Кристалл коронадита, Майское м-ние (по Яковлевской)

λ , $\text{m}\mu$	430	470	520	550	580	610
R	28,2—34,4	28,3—34,2	27,2—33,3	26,7—32,3	26,0—31,5	25,0—30,0

Двуотражение заметное: R_e светлее, чем R_o . Сильно анизотропен с цветными эффектами от серого до коричневого. Погасание прямое. Наблюдались двойники, закон двойникования не установлен [6].

Видимый угол вращения плоскости поляризации [11]:

λ , $\text{m}\mu$	470	546	589	620	650	589 в иммерспл
A_r	3,04°	2,91°	2,76°	2,81°	2,50°	4,31°

Хим. Состав не является постоянным. Согласно Бистрёмам [3], формула коронадита $\text{Pb}_{2-y}\text{Mn}_{8-z}(\text{O}_{16-x}\text{OH}_x)$, где y от 0,8 до 0,9; z — от 0,2 до 0,7; x — от 0,9 до 1. Mn главным образом содержится в виде Mn^{4+} , который изоморфно замещается Mn^{2+} , Fe^{3+} ; Pb замещается Ba [12]:

Анализы:

	1	2	3	4	5
MgO	—	—	—	0,65	0,78
CaO	—	0,05	—	0,35	0,95
PbO	28,66	28,68	26,88	35,50	20,64
BaO	—	0,23	—	0,05	5,68
CuO	0,05	0,14	—	0,10	сл.
MnO	7,12	8,02	12,85	7,70	8,15
ZnO	0,11	—	—	—	—
Al_2O_3	0,68	0,10	—	0,25	0,70
Fe_2O_3	1,10	0,60	—	0,85	1,33
SiO_2	—	0,26	—	0,35	0,82
MnO_2	60,80	59,60	59,38	49,50	55,42
H_2O^+	1,11	1,80	Не обн.	—	—
Сумма	100,00*	99,81**	99,11	95,47**	95,39**
Уд. в.	5,246	5,505	—	—	—

* В том числе 0,37% MoO_3 .

** В том числе 0,03% P_2O_5 ; 0,04% As_2O_5 ; 0,20% V_2O_5 ; 0,02% SO_3 ; 0,04% CO_2 .

** В том числе 0,10% TiO_2 ; 0,07% P_2O_5 .

** В том числе 0,92% Na_2O ; сл. P_2O_5 .

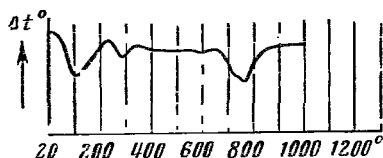
1 — Коронадо; пересчет анализа после исключения 7,22% н. о., 10,45% щелочей и небольшого количества CuO , MgO и H_2O ; анализ Хилебранд [13]; 2 — Бу-Таву, анализ Кампредон [14]; 3 — Майское м-ние, анализ Покровская [5]; 4 и 5 — Тадаут, Марокко [11].

Диагн. исп. Растворяется в конц. HCl, окрашивая раствор в бурый цвет.

От действия SnCl₂ в полир. шл. чернеет и корродируется; KCN, FeCl₃, H₂SO₄, H₂O₂ не действуют. Травится HNO₃ (1 : 1), конц. HCl (с выявлением зональной структуры), H₂O₂ + H₂SO₄ + SnCl₂.

П.п.тр. не плавится. В смеси с содой на угле в воспт. пламени дает королек свинца.

Повед. при нагр. Коронадит из Имини (Марокко), по Кайер и Крауту, дает два эндотермических эффекта — при 740 и 1000°. Между 500—700° теряет 1,7% всего веса, при 900°—4,3%, при 1000° — 8,4%; после нагревания до 1000° переходит в гаусманнит [15]. По данным Ивановой (Фиг. 74), кривая нагревания имеет три эндотермических прогиба: около 100, 300 и 750° [15].



Фиг. 74. Кривая нагревания коронадита (по Ивановой)

Нахожд. Довольно редкий гипергенный минерал. В Майском месторождении (КазССР) является поздним минералом зоны окисления, образует псевдоморфозы по малахиту [5]. В зоне окисленных руд свинцово-цинкового месторождения Кургашинокан (УзбССР) вместе с манганитом, пиролюзитом и вульфенитом заполняет трещинки в розовом доломите [7]. В Сартабуткане (УзбССР) находится в ассоциации с гаусманнитом, пиролюзитом и гидроокислами железа [16].

В жилах Коронадо (Клифтон-Моренси, шт. Аризона, США) найден в зоне окисления вместе с кварцем и измененным неизвестным силикатом [17]. Отмечен в руднике Магма (шт. Аризона) [6]. В верхних горизонтах Бу-Тазу (Марокко) встречен вместе с полланитом, псиломеланом, лимонитом, гётитом, кварцем и каолинитом; возможно, представляет продукт кристаллизации геля [18]. В Марокко также отмечен в баритовой жиле около Мибладена (в ассоциации с баритом и гематитом) [19], в жилах марганцовых руд в Тажему [20] и в Тадауте [1].

В марганцовых рудах Донгари Буцург (Индия) [21] коронадит найден в ассоциации с псиломеланом, пиролюзитом, криптомеланом и манганитом в виде гроздевидных и почковидных агрегатов. В Кодуре (Индия) он встречается в ассоциации с браунитом, вреденбургитом, криптомеланом, пиролюзитом, псиломеланом; заполняет интерстиции между зёрнами вреденбургита и браунита, также образует колломорфные агрегаты [22]. С кварцем, псиломеланом и кампилитом обнаружен в Драй Гил (Англия) [23]; известен в Прайслес (шт. Аризона, США) [24].

Изм. По-видимому, переходит в псиломелан.

Межплоскостные расстояния коронадита из Марокко [4]

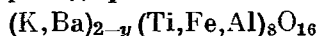
Fe-излучение

<i>l</i>	<i>d</i> (кХ)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
6	3,466	2	1,836	2	1,374
10	3,104	1	1,742	2	1,356
4	2,400	1	1,691	1	1,298
4	2,205	2	1,642	1	1,237
2	2,155	1	1,591	1	1,218
1	2,001	5	1,542	1	1,148
1	1,960	1	1,432	1	1,116
1	1,919	1	1,400		

Л и т е р а т у р а

1. Jouravsky G. Notes et mém. Serv. géol. Maroc, 1959, 17, No 144, 147.
2. Муканов К. М. Сб. «Кора выветривания». Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3, 138.
3. Вустрём А., Вустрём А. М. Acta cryst., 1950, 3, 146.
4. Frondel C., Heinrich E. W. Am. Min., 1942, 27, No 1, 48.
5. Рукавишников И. А., Яковлевская Т. А., Покровская А. И. Сб. «Кора выветривания». Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3, 26.
6. Lawrence L. J. J. a. Proc. Roy. soc. New South Wales. 1961, 95, pt. 1, 13.
7. Голованов И. М. Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1959, вып. 13, 82; ДАН СССР, 1960, 130, No 4, 843; Сб. «Геология и полезные ископаемые Узбекистана». Изд-во «Наука», УзбССР, Ташкент, 1964, 168.
8. Бови С., Тейлор К. Тр. 2-й Международной конференции по мирному использованию атомной энергии, Женева, 1958. Атомиздат, 1959, 161; Young V. B., Millman A. P. Trans. Inst. mining, metallurgy, 1963—64, 73, pt. 7, 448.
9. Nichol I., Phillips R. Min. Mag., 1965, 35, No 269, 200.
10. Orsel J. Bull. Soc. fr. min., 1942, 65, 73.
11. Cameron E. N. Ore microscopy. N. Y.—L., 1961.
12. Gehlen K. N. Jb. Min., Monatsh., 1958, H. 4, 73.
13. Lindgren W., Hillebrand W. F. Am. J. Sci., 1904, 18, 448.
14. Orsel J. C. R., Paris. 1932, 194, 1956.
15. Caillière S., Kraut F. C. R., Paris, 1954, 239, No 3, 286; Иванова В. П. Зап. Всес. мин. об-ва. 1961, 90, вып. 1, 50.
16. Касымов А. К. Сб. «Вопросы минералогии и геохимии». Изд-во «Наука», УзбССР, Ташкент, 1964, 240.
17. Lindgren W. Am. Min., 1933, 18, No 11—12, 548.
18. Hewett D. F., Fleischer M., Conklin N. Econ. Geol., 1963, 58, No 1, 1.
19. Gauderouy C., Milliard G. Notes et mém. Serv. géol. Maroc, 1958, 16, No 143, 251.
20. Jouravsky G. Mines et géologie, 1958, No 2, 43.
21. Roy S. Econ. Geol., 1959, 54, No 8, 1556.
22. Roy S. Naturwissenschaften, 1959, 46, H. 2, 71.
23. Hartley J. Min. Mag., 1959, 32, No 247, 343.
24. Mouat M. M. Am. Min., 1962, 47, No 5—6, 744.

Прайдерит Priderite



Назван по имени австралийского геолога Р. Т. Прайдера (Норриш, 1951) [1].

Характ. выдел. Мелкие (до 0,05 мм в длину) призматические кристаллы.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с.; $a_0 = 10,11$; $c_0 = 2,964 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,2932$; $Z = 1$ (Норриш).

Порошкограммы прайдерита и криптомелана сходны, предположительно сходны и их структуры.

Кристаллы имеют вид призм; похожи на кристаллы рутила.

Физ. св. Сп. по (001) весьма совершенная, по призме ясная (раскалывается на тонкие прямоугольные пластинки). Уд. в. 3,78—3,94 (вычисл. 3,948). Цв. черный. Черта серая. Бл. алмазный. Просвечивает в очень тонких пластинках.

Парамагнитен.

Микр. В пл. в прох. свете по *No* темно-красновато-коричневый, по *Ne* темно-красновато-коричневый до черного. Одноосный (+), $n_o > 2,10$.

Хим. По данным Норриша, состав близок к $(K, Ba)_{1,33}(Ti, Fe)_8O_{16}$, структура, вероятно, дефектная, отвечает общей формуле $A_{2-y}B_{8-z}O_{16}$, где y близок к 1, z очень мал; A — K и Ba; B — Ti, Fe и Al.

Состав (анализ при навеске 0,15 г): Na_2O — 0,6; K_2O — 5,6; BaO — 6,7; Al_2O_3 — 2,3; Fe_2O_3 — 12,4; TiO_2 — 70,6; сумма — 98,2; SiO_2 и MnO не обнаружены [1].

Повед. при нагр. Структура сохраняется при нагревании до 1400°.

Находж. Наблюдался только как аксессуарный минерал лейцитсодержащих пород района Кимберли (Австралия).

Искусств. Получен сплавлением тонкоизмельченной смеси TiO_2 и K_2CO_3 или TiO_2 и $BaCO_3$ в оксиацетиленовом пламени. В зависимости от преобладания К или Ва может быть получен К-прайдерит или Ва-прайдерит [1].

Отл. От очень сходного внешне и по оптическим свойствам рутила отличим по порошкограмме.

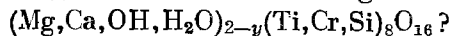
Межплоскостные расстояния прайдерита из Кимберли
Си-излучение, $D = 57,3$ мм

hkl	Γ	d (Å)	hkl	Γ	d (Å)	hkl	Γ	d (Å)
110	8	7,13	112; 611	2	1,450	930	1	1,067
200	8	5,04	202	1	1,421	712	4	1,028
220	2	3,57	640; 541	4	1,394	770; 642	2	1,019
310	10	3,19	222	1	1,370	10.0.0	2	1,009
101	1	2,845	312; 631	2	1,343	10.2.0	2	0,9897
400	2	2,527	730	2	1,327	213	2	0,9627
211	8	2,470	701	1	1,295	303	1	0,9459
330	1	2,379	402	2	1,277	323; 662	1	0,9285
420	2	2,258	332; 721	2	1,257	752	2	0,9195
301	4	2,222	422	2	1,238	413	2	0,9151
321	2	2,034	660	2	1,190	11.1.0	1	0,9133
510	2	1,981	750	1	1,176	880; 912	2	0,8907
411	8	1,887	811	2	1,156	503	2	0,8867
440	1	1,787	442	1	1,138	523	2	0,8730
530	1	1,737	910	2	1,116	10.6.0	4	0,8650
600	4	1,684	602	2	1,110	613	2	0,8479
620; 521	6	1,585	831	2	1,099	543	4	0,8359
002	4	1,480	622	1	1,086	12.2.0	2	0,8298

Л и т е р а т у р а

1. Norrish K. Min. Mag., 1951, 29, No 212, 496.

Редледжит Redledgeite



Назван по месту находки (Штрунц, 1964) [1]. Впервые обнаружен и описан Гордоном и Шеновом (1928) [2] под названием хромрутила — chromrutile.

Синон. Редледжит.

Характ. выдел. Мелкие кристаллики [2].

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. C_{4h}^6 — $I4_1/a$; $a_0 = 20,23$; $c_0 = 5,88$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 0,291$; $Z = 8$ (Штрунц) [3].

Без учета слабых промежуточных линий рентгенограммы рассчитана ячейка с параметрами $a'_0 \sim 10,1$; $c'_0 \sim 2,9$ Å; (C_{4h}^5 — $I4/m$), что близко к данным для тетрагонального криптомелана [3].

Соответственно структура аналогична структуре криптомелана: складывается TiO_6 -октаэдрами, подобными MnO_6 -октаэдрам в криптомелане. Частичное замещение Ti^{4+} на Cr^{3+} компенсируется входением в каналы структуры Mg, Ca и воды [3].

Тетраг.-дипирамид. кл. [2]; $a : c = 1 : 0,611$ (по Гордону); угол ρ грани (111) равен $40^\circ 50'$.

В принятой для всех минералов гр. криптомелана установке Фрондела и Хейнриха грань (111) Гордона, вероятно, соответствует грани (334). В справочнике Дана (1944), без ссылки на литературу, для «хромрутила» указано: «Кристаллы призматические или изометрические, с (001), (010), (110), (120), (111), (114), (144)». Увязать эти данные со структурными данными не удается.

Физ. св. Уд. в. 3,72 [1]. Цв. черный. Бл. сильный.

Микр. В полир. пл. в отраж. свете цвет и отраж. способность сходны с таковыми рутила (светло-серый, отраж. способность средняя).

Хим. Состав достоверно не установлен. Анализ (анал. Шенон) [2]: MgO — 5,52; CaO — 0,76; Al₂O₃ — 0,57; Fe₂O₃ — 0,80; Cr₂O₃ — 16,61; SiO₂ — 5,51; TiO₂ — 69,71; н.п. — 1,48; сумма — 100,96. Роль Si в составе минерала неясна, Штрунц [3] допускает замещение Ti кремнием в шестерной координации. Формула вычислена в предположении, что материал Шенона был однородным (наблюдавшиеся Штрунцем кристаллики под микроскопом включений не содержали) [1], но анализированный материал, возможно, был нечистым.

Находж. Совместно с кеммереритом обнаружен лишь в образцах хромита из рудника Ред Ледж в округе Невада (шт. Калифорния, США).

Требует дополнительного изучения.

Межплоскостные расстояния редлежджита [3]

CuK_α-излучение, D = 57,3 мм

hkl	l	d (Å)	hkl	l	d
220	1/2	7,37	?	1/2	1,500
440	7	3,56	004	2	1,470
620	10	3,189	224; 12.2.2	1	1,442
202	2	2,822	12.8.0; 10.8.2	9	1,393
422	9	2,460	624; 12.6.2	4	1,333
840	4	2,257	14.0.2	1/2	1,293
602	9	2,215	644; 14.4.2	1/2	1,250
642	2	2,029	844	1/2	1,231
10.2.0	2	1,983	12.12.0	1/2	1,190
822	8	1,881	14.10.0	1/2	1,176
880	1	1,787	16.2.2	1/2	1,155
10.6.0	1	1,734	884	1/2	1,135
12.0.0	8	1,681	18.2.0	1/2	1,117
12.4.0; 10.4.2	9	1,585	12.0.4	1	1,108
?	1/2	1,538			

Л и т е р а т у р а

1. Strunz H. N. Jb. Min., Monatsh., 1964, Н. 5, 107.
2. Gordon S. G., Shannon E. V. Am. Min., 1928, 13. No 2, 69 (резюме доклада).
3. Strunz H. N. Jb. Min., Monatsh., 1963, Н. 5, 116.

Вудраффит Woodruffite



Назван по имени шахтера С. Вудрафа (Фрондел, 1953) [1].

Синон. Уудреффит, вудреффит.

Характ. выдел. Плотные выделения, корочки с почковидной поверхностью и концентрически-слоистым внутренним строением, рыхлые землестые агрегаты.

Структ. и морф крист. Тетраг. с.? Простр. гр. не уточнена. Ячейка примитивная. $a_0 = 8,42$; $c_0 = 9,28$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,103$; Z = 2 (Наганна, 1963) [2]. По порошкограмме близок к криптомелану и тодорокиту [1].

Физ. св. Изл. почти раковистый. Тв. 4 1/2. Микротвердость 1020 кг/мм² [2]. Уд. в. 3,71—4,01, вычисл. 3,98. Цв. железно-черный, темно-буровато-серый. Черта шоколадно-коричневая, бурая. Бл. тусклый. Непрозрачен.

Микр. В отраж. свете светло-серый до желтовато-серого. Ясно анизотропен со слабым двуотражением. Отраж. способность 26% в зеленых лучах [2].

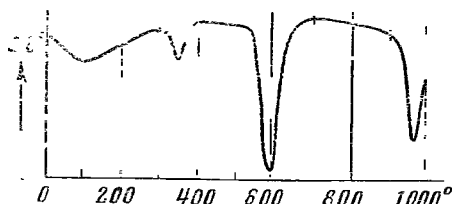
Хим. Теор. состав (при соотношении $Zn : Mn^{2+} = 1,5 : 1$): ZnO — 14,92; MnO — 8,45; MnO_2 — 65,73; H_2O — 10,90. Спектральным анализом обнаружены следы Ca, Sr, Co, Ni, Sn, Cr, Mo, V, Ti.

Анализы:

	1	2		1	2		1	2
Na ₂ O	0,06	0,04	BaO	0,12	0,62	SiO ₂	0,86	1,23
K ₂ O	0,55	0,08	MnO	7,88	8,46	H ₂ O ⁺	10,48	8,48
MgO	0,62	0,48	Al ₂ O ₃	0,14	0,96	H ₂ O ⁻		
CaO	—	не обн.	Fe ₂ O ₃	0,26	0,89			
ZnO	13,89	9,42	MnO ₂	64,27	63,29	Сумма	99,13	99,83

1 — Стерлинг-Хилл, анал. Пек [1]; 2 — Сандур, сумма анализа в оригинале указана 99,34 [2].

Повед. при нагр. На кривой нагревания (фиг. 75) имеются четыре эндотермических прогиба при 310, 350, 600° и около 1000°; первые два прогиба связываются с дегидратацией, два другие характерны для минералов, содержащих MnO_2 [3].



Фиг. 75. Кривая нагревания вудраффита (по Наганна)

Находж. Редок. Встречен в Стерлинг-Хилле (шт. Нью-Джерси, США) [1] в ассоциации с халькофанитом и цинксодержащим криптомеланом в окисленных цинковых рудах; с пиролюзитом и криптомеланом — в месторождениях Сандура (шт. Майсур, Индия) [2].

Межплоскостные расстояния вудраффита из Стерлинг-Хилла [1]

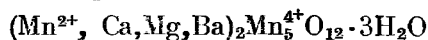
Fe-излучение, Mn-фильтр, $D = 144$ мм

l	$d(\text{Å})$	l	d	l	d
5	9,51	1	2,84	1	1,922
4	6,99	2	2,63	2	1,895
10	4,77	1	2,56	2	1,747
3	4,40	4	2,466	1	1,680
1	4,08	5	2,404	2	1,660
2	3,48	5	2,225	1	1,636
1	3,33	1	2,152	1	1,592
2	3,13	2	2,131	5	1,423
1	3,05	3	1,984		

Л и т е р а т у р а

1. Frondel C. Am. Min., 1953, 38, No 9—10, 765.
2. Naganna C., Bouška V. Min. Mag., 1963, 33, No 261, 506.
3. Naganna C. Proc. Indian Acad. Sci., 1963, 58, A, No 1, 16; Acta Univ. Carolinae, 1964, geol., monogr. II, 1.

Тодорокит Todorokite



Назван по месту находки (Иошмура, 1934) [1].

Синон. Делаторрейт — delatorreite (Симон и Страчек, 1958); идентичность с тодорокитом установили Фрондел, Мэврин и Ито [2, 3].

Характ. выдел. Полосчатые, сферолитовые и почковидные агрегаты, состоящие из очень мелких игольчатых кристаллов, волокнистые образования, сталактиты; некоторые агрегаты имеют губчатое строение.

Структ. и морф. крист. Псевдоромбический, сийгония достоверно не установлена. По Страчеку и др. [4], ромб. или монокл. с.; $a_0 = 9,75$; $b_0 = 2,849$; $c_0 = 9,59$ Å; $\beta \approx 90^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 3,422 : 1 : 3,366$; $Z = 1$ [4]. По Фолрингу [5], тодорокит трикл. с., псевдоромбический: $a_0 = 9,65$; $b_0 = 10,29$; $c_0 = 2,84$ Å; $\alpha, \beta, \gamma \approx 90^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,938 : 1 : 0,270$.

По-видимому, изоструктурен с вудрафитом (порошкограммы этих минералов сходны [2, 3]).

В установке Фолринга [5] за ось c принята ось b Страчека.

По Йошимуру, моноклинный, $\beta = 110^\circ$. Михеев и Сальцау на основе данных порошкограммы Фрондела [6] предположительно отнесли минерал к гексагональной сийгонии: $a_0 = 8,56$; $c_0 = 9,89$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,156$.

Кристаллы, по данным Йошимуры [1], удлинены по оси c и уплощены по (010). Ребра между гранями, образующими головку кристалла, наклонены к c под углом около $60-70^\circ$. Наблюдались двойники с углом cc (001) : (001) около 60° . Установка Йошимуры отличается от установки Страчека и др. перестановкой осей b и c . Кристаллы удлинены по оси b и уплощены по (001) в установке Страчека и др. (001) Йошимуры становится (110) Страчека с $\varphi = 16^\circ 17'$. Пластинчатые кристаллы, описанные Йошимура, по-видимому, образованы гранями (001), (100), (110) и (210). Двойники сростания с углами mm' (110) : (110) = $65^\circ 08'$ и плоскостью сростания, вероятно, (110) Страчека.

Под электронным микроскопом отдельные частицы имеют вид пластинок [4].

Рентгеновским методом обнаружены параллельные сростания с манганитом: ось c манганита совпадает с осью b тодорокита (в установке Страчека и др.) [5].

Физ. св. Сп. совершенная по (001) и (100) в установке Страчека и др.—(100) и (010) в установке Йошимуры. Мягок (пачкает бумагу). Тв. $1\frac{1}{2}-2\frac{1}{2}$, в плотных разностях до 4. Уд. в. 3,3—3,8.

Цв. темно-коричневый, черный. Черта темно-коричневая. Бл. металлический, иногда полуметаллический.

Притягивается электромагнитом. Инфракрасный спектр тодорокита изучен Омори [7].

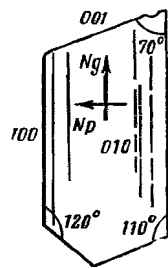
Микр. В прох. свете в пл. коричневый, иногда непрозрачный. Плеохроирует в коричневых тонах. Двуосный (—). Пл. опт. осей (001). $Nm = c$, Ng — почти параллельна b в установке Страчека и др.; пл. опт. осей (010), $Nm = b$, Ng почти $\parallel c$, по Йошимуру (фиг. 76); $n > 1,74$ [1], $> 2,00$ [3]; $n_g > 2,35$; $n_p > 2,31$ [5].

В полир. пл. в отраж. свете от светло- до темно-серого. Отраж. способность 24,0 и 24,5% [8]. Двуотражение слабое. Сильно анизотропен с цветными эффектами от светло-серого до серовато-белого [8].

Видимый угол вращения плоскости поляризации [9]:

λ , $m\mu$	470	520	546	589	620	650	589	в иммерсии
A_p	$4,21^\circ$	$4,16^\circ$	$4,03^\circ$	$3,66^\circ$	$3,31^\circ$	$2,91^\circ$		$5,67^\circ$

Хим. Формула твердо не установлена. Йошимура [1] предложил формулу $(Mn^{2+}, Ca, Mg, Ba) Mn_3^{4+} O_7 \cdot H_2O$; близкая формула была выведена Ларсоном [8] для тодорокита, в котором Zr изоморфно замещает Mn^{2+} ; по Фронделу и др. [3], формула $(Mn^{2+}, Mg, Ca, Ba, K, Na)_2 Mn_5^{4+} O_{12} \cdot 3H_2O$; по Страчеку и др. [4] $(Ca, Na, Mn^{2+}, K)(Mn^{4+}, Mn^{2+}, Mg)_6 O_{12} \cdot 3H_2O$; по Левинсону [10], Намбу и др. [11] $(Mn^{2+}, Ca, Ba, Mg, Na, K)(Mn^{4+}, FeAl)_3 O_7 \cdot 2H_2O$. Тодорокит из Турции содержит 2,30% SrO [10a].



Фиг. 76. Оптическая ориентировка тодорокита (по Йошимуру)

Анализы:									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	0,21	1,16	1,14	0,17	1,30	1,23	1,44	0,85	1,34
K ₂ O	0,54	0,61	0,35	0,91	0,24	0,48	0,75	1,48	0,43
CuO	—	0,001	0,01	0,001	сл.	сл.	0,44	сл.	—
MgO	1,01	3,90	3,25	2,13	1,04	3,51	3,22	1,58	3,13
CaO	3,28	0,96	2,30	1,40	2,57	1,52	2,13	2,66	2,03
SrO	—	—	—	—	0,60	0,24	0,13	0,53	—
BaO	2,05	—	0,19	4,32	1,05	0,20	0,40	0,18	0,14
MnO	12,37	11,19	11,65	8,62	10,04	8,87	10,70	10,16	14,56
CoO	—	—	—	—	—	0,02	0,18	—	0,23
Al ₂ O ₃	0,28	сл.	сл.	сл.	0,46	0,14	0,19	0,12	—
Fe ₂ O ₃	0,20	0,01	*	0,02	0,06	0,06	0,07	0,06	—
R ₂ O ₃	—	—	0,26	0,2	—	—	—	—	—
SiO ₂	0,45	0,68	0,27	0,23	0,95	0,24	0,41	0,64	0,14
TiO ₂	сл.	сл.	—	—	—	—	—	—	—
MnO ₂	65,59	70,23	69,57	71,75	72,37	72,15	68,46	71,61	67,19
P ₂ O ₅	0,42	0,13	—	—	—	—	—	—	—
MoO ₃	—	0,05	0,05	—	—	—	—	—	—
SO ₃	0,28	0,24	0,14	0,14	—	—	—	—	—
CO ₂	сл.	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	9,72	10,50	10,83	9,95	8,80	10,61	10,99	9,03	10,69
H ₂ O ⁻	1,56								
Н. о.	1,28	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,24	99,66*	100,01**	99,84***	99,48	99,27	99,51	98,90	99,88
Уд. в.	3,67	—	—	—	3,82	3,66	3,68	3,78	—
	10	11	12	13	14	15	16	17	
Na ₂ O	1,3	0,88	0,39	0,11	0,15	—	0,90	—	
K ₂ O	0,7	0,69	0,37	0,64	0,86	—	0,80	—	
CuO	0,5	—	—	—	0,72	—	—	—	
MgO	2,7	1,90	0,76	0,50	2,11	2,60	6,80	1,24	
CaO	0,4	1,17	0,72	3,27	5,00	2,80	1,40	3,78	
SrO	1,2	—	—	—	0,10	—	—	—	
BaO	0,9	1,11	0,36	2,33	0,18	—	2,45	0,26	
ZnO	—	—	—	—	4,65	—	—	—	
PbO	—	—	—	—	0,52	—	—	—	
MnO	9,2	9,71	8,94	11,20	6,35	15,86	6,34	5,01	
CoO	—	—	—	—	—	He опр.	—	—	
Al ₂ O ₃	1,2	0,14	3,14	0,46	0,02	—	He обн.	0,76	
Fe ₂ O ₃	2,2	4,03	2,10	0,53	0,55	—	сл.	0,59	
SiO ₂	He опр.	5,32	1,78	0,13	0,51	2,80	0,14	1,43	
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	сл.	
MnO ₂	70,6	63,21	64,39	71,43	68,02	67,00	70,95	69,11	
P ₂ O ₅	0,2	—	—	—	0,05	—	—	—	
CO ₂	—	—	—	—	3,02	—	—	He обн.	
H ₂ O ⁺	8,2	9,16	9,77	8,67	7,77	7,15	8,00	8,98	
H ₂ O ⁻	He опр.	2,48	7,51	1,15					
Н. о.	—	—	—	—	0,20	—	—	—	
Сумма	99,3	99,80	100,23	100,42	100,78	98,21	100,38	98,15	
Уд. в.	3,36	—	—	—	3,28—3,51	3,41	—	3,70	

* В том числе ZnO — 0,00x; V₂O₅ — 0,00x; TiO₂ — 0,00x; Ag и As — сл. ** В том числе следы Sc₂O₃, (Y, Yb)₂O₃ и Ag. *** В том числе ZnO — 0,00x; сл. ZrO₂ и (Y, Yb)₂O₃.

1 — Тодороки [1]; 2 — Фаррагудо, анал. Ито [3]; 3 — Чарко Редондо, анал. Ито [3]; 4 — Хютенберг, анал. Ито [3]; 5—9 — Восточная провинция Кубы: 5—8 — анал. Уэрноу; 9 — анал. Гоньер [4]; 10 — Монтегерро, анал. Гриар и Хольт [10]; 11—13 — Япония: 11 — Фукакура [11]; 12 — Маруяма [11]; 13 — Хонго [11]; 14 — Тру Фише (с небольшой примесью кальцита), анал. Скот [8]; 15 — Косманчи (с небольшой примесью кварца), анал. Касьянова [12]; 16 — Вулфаб [13]; 17 — Урал [14].

В оригиналах анализов 2—4, кроме того, спектроскопически определены (в %): Li_2O — 0,001—0,05; SrO — 0,01—0,05; PbO — 0,00x—0,01; CoO — 0,01—0,05 [3].

Близок к тодорокиту минерал из пегматита г. Непха в Ловозерских тундрах (уд. вес. значительно ниже — 2,37), анал. Бурова: CaO — 6,90, BaO — 1,20; MnO — 0,80; Al_2O_3 — 1,58; Fe_2O_3 — 6,24; TR_2O_3 — 0,92; SiO_2 — 0,81; MnO_2 — 61,70; H_2O — 20,33; сумма — 100,48. Состав редких земель ($\Sigma\text{TR}_2\text{O}_3 = 100\%$): La — 19; Ce — 44; Pr — 4,8; Nd — 16; Sm — 1,6; Gd — 1,6; Dy — 1,6; Er — 0,4; Yb — 0,8; Y — 10 [15].

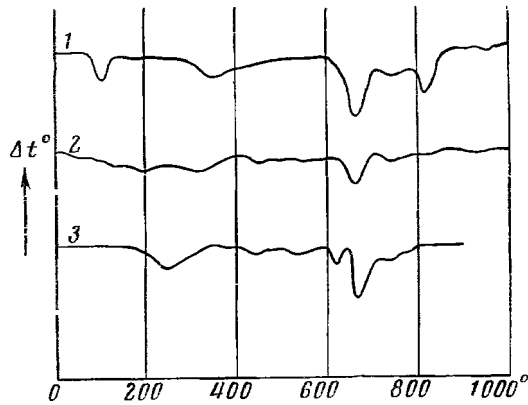
Диагн. исп. Растворяется в HCl с выделением Cl ; также легко растворим в подкисленной H_2O_2 .

Неплавко.

В полир. шл. слабо травится и тускнеет от действия 5% HCl и 20% FeCl_3 , сильно травится от действия $\text{H}_2\text{O}_2 + \text{H}_2\text{SO}_4$ [13]. Указывалось травление конц. H_2SO_4 , HNO_3 (50%) [13].

Повед. при нагр. [16—19].

Данные термического изучения не однозначны (фиг. 77), вероятно, из-за неоднородности вещества [16]. Для всех кривых характерен эндотермический прогиб около 660° . По Люнгрэну [17], тодорокит дает при нагревании эндотермические эффекты при 105, 330, 660, 730 и 810° , а также небольшой эндотермический эффект при 965° . Согласно Харин [18], эндотермические эффекты имеют несколько другие температуры: 104, 280, 480, 508, 545 и 680 — 880° . Экхардт и Шелман [16] отмечают широкий эндотермический прогиб с максимумами при 230 и 610° и узкий при 660° , ими указывались также незначительные эндотермические эффекты при 440 и 530° .



Фиг. 77. Кривые нагревания тодорокита
1 — по Люнгрэну; 2 — по Окада; 3 — по Экхардту и Шелману

Установлен переход тодорокита в гаусманнит при 660° [16, 19]. При нагревании от 80 до 380° минерал почти полностью обезвоживается. Выделение воды происходит постепенно; предполагается, что она не входит в решетку минерала [16].

Наход. Довольно распространен. Впервые найден на руднике Тодороки (Хоккайдо, Япония) в виде продукта изменения илсита в ассоциации с родохритом и опалом [1]. Гиногенный тодорокит, образование которого связано с проявлением вулканизма, обнаружен в Монте-негро на Кубе [17]. Наблюдался также в Чарко Редондо [3] и во многих месторождениях Восточной провинции Кубы [4], где ассоциируется с пиролюзитом, криptomеланом, манганитом, псиломеланом, кварцем, полевым шпатом и кальцитом; предполагается, что марганец отлагался из вод горячих источников.

Найден в метасоматических марганцевых рудах Явы, образовавшихся при воздействии поствулканических растворов на миоценовые известняки; в метасоматических рудах Тартаны (Греция) наблюдается в ассоциации с рамсделлитом [16].

Отмечен в осадочных марганцевых месторождениях Марокко: Булбаб (Средний Атлас), Али-Курати (обл. Могадор), Танура (Вост. Марокко) и др. [13].

Гипергенный тодорокит встречается в Косманчи (Кызыл Кумы) — в пустотах и трещинах кварцевых жил в известняке [12], в Тру Фише (Филиппбург, шт. Монтана, США) в ассоциации с криптомеланом, псутином, пиролюзитом [8], в Эль-Борж (Марокко) — в пустотах среди выделений браунита [20], в карстовых известняках Бад Грюнда (ФРГ) [16], среди лимонита в Амберге и Ауэрбахе (ФРГ) [21]. Близкий к тодорокиту минерал отмечался в пегматитах Ловозерских тундр (г. Непха, Кедькверпахк, Сенгисчорр) как продукт выветривания пизолита [15].

Обнаружен среди музейных образцов марганцевых минералов [3] из месторождений: Фаррагудо (Португалия) — в ассоциации с криптомеланом; Хютенберг (Австрия) — с пиролюзитом; Романеш (Франция) — с романешитом; Стерлинг-Хилл (шт. Нью-Джерси, США) — с халькофанитом и кальцитом в измененной франклинито-виллемитовой руде. В Бахия (Бразилия) является продуктом выветривания метаморфических пород, содержащих марганцевые минералы. Известен также на о-ве Марион (Тихий океан).

Изм. Переходит в пиролюзит [4].

Отл. От минералов группы псиломелана отличается темно-бурым цветом и цветом черты, а также по порошкограмме (диагностическая линия 9,6 Å). В отличие от криптомелана реактивы диагностического травления действуют на тодорокит более сильно [13].

Межплоскостные расстояния тодорокита из р-ка
Тодороки [6]

Fe-излучение, Mn-фильтр, $D = 114 \text{ мкм}$

l	d (Å)	l	d	l	d
10	9,65	3	2,45	4	1,419
1	7,20	4	2,40	1	1,392
8	4,81	4	2,216	5	1,331
3	4,64	1	2,150		
4	3,20	1	1,984		

Л и т е р а т у р а

1. Yoshimura T. J. Fac. sci., Hokkaido univ., Ser. 4, Geol., 1934, 2, No 4, 289.
2. Simons F. S., Straczek J. A. U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, No 1057, 1.
3. Frondel C., Marvin U. B., Ito J. Am. Min., 1960, 45, No 11—12, 1167.
4. Straczek J. A., Horen A., Ross M., Barshaw Ch. M. Am. Min., 1960, 45, No 11—12, 1174.
5. Faulring C. M. Advances X-ray analysis. N. Y., 1962, 5, 117.
6. Frondel C. Am. Min., 1953, 38, No 9—10, 761.
7. Omori K. Sci. Rep. Tohoku univ., ser. 3, 1964, 9, No 1, 76 (на японском яз.).
8. Larson L. T. Am. Min., 1962, 47, No 1—2, 59; Econ. Geol., 1961, 56, No 7, 1337; Prinz W. C. U. S. Geol. Surv., Prof. pap., 1961, No 424-B, 296.
9. Cameron E. N. Ore microscopy. N. Y.—L., 1961, 2nd ed.
10. Levinson A. A. Am. Min., 1960, 45, No 7—8, 802.
- 10a. Radtke A., Jones L. M. U. S. Geol. Surv., Prof. pap., 1966, No 550-C, 158.
11. Nambu M., Okada K., Tanida K. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1964, 51, No 1, 30 (на японском яз., приведены дополнительно хим. анализы японских авторов).
12. Рахматуллаев Х. Р., Рузматов С. Р., Мухтарова Н. Н., Раюмов А. В. Узб. геол. журн., 1963, № 6, 96.
13. Jouravsky G., Ortellii L., Pouit G. Notes et mém. Serv. géol. Maroc, 1963, 22, No 170, 99.
14. Григорьев Н. А. Тр. Геол. ин-та УФАН, 1965, вып. 70, сб. № 6, 197.
15. Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 17, 15.
16. Eckhardt F. J., Schellmann W. Geol. Jb., 1962, 79, 867.

17. Ljunggren P. Am. Min., 1960, 45, No 1—2, 235.
 18. Hariya Y. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1961, 45, No 6, 219.
 19. Okada K. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1961, 45, No 2, 49.
 20. Jouravsky G., Ortellii L. Notes et mém. Serv. géol. Maroc, 1960, 19, No 149, 95.
 21. Andritzky G. Geol. Blätter Nordost-Bayern, 1964, 14, H. 1, 14.

Белдонгрит — beldongrite (Фермор, 1909) [1] недостаточно охарактеризован, требует дальнейшего изучения; вероятно, относится к криptomелану.

Тетраг. с. $a_0 = 9,855$; $c_0 = 2,869 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,291$ (Макхёрджи, 1959) [2]. Предполагательно изоструктурен с криptomеланом.

Напоминает металлический свинец; бл. сильный. Тв. 4. Уд. в. 3,22. Состав: $K_2O - 0,01$; $Na_2O - 0,33$; $MgO - 0,15$; $CaO - 2,31$; $BaO - 0,78$; $(Ni, Cu, Co)O - 0,018$; $Al_2O_3 - 0,40$; $Fe_2O_3 - 7,49$; $MnO - 22,00$; $MnO_2 - 36,96$; $SiO_2 - 19,13$; $H_2O - 10,37$; $P_2O_5 - 0,05$; $As_2O_5 - 0,005$; $CO_2 - 0,11$; сумма 100,11.

Найден со спессартином в Белдонгри в районе Нагпура (Мадхья-Прадеш, Индия) [1, 2].

Л и т е р а т у р а

1. Фермор L. Mem. Geol. Surv. India, 1909, 37, 909.
 2. Mukherjee B. Min. Mag., 1959, 32, No 247, 332.

ГРУППА ПСИЛОМЕЛАНА

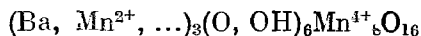
	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Псиломелан $(Ba, Mn^{2+}, \dots)_3(O, OH)_6Mn^{4+}O_{16}$	Ромб.	9,45	13,90	5,75	—	4,7
[Рансьейт] $(Ca, Mn^{2+})Mn_4^{4+}O_9 \cdot 3H_2O$	Гексаг.	8,44	—	9,87	—	4,0
[Хальксфанит] $ZnMn_3O_7 \cdot 3H_2O$	Трикл.	7,54	7,54	8,22	$117^\circ 12'*$	3,8
[Бёрнессит] $(Ca, Mg, Na, K)_x(Mn^{4+}, Mn^{2+}) \cdot (OH)_2$	Гексаг.?	—	—	—	—	~3

* $\alpha = 90^\circ$, $\gamma = 123^\circ$.

Данные, приводимые для «псиломеланов» в литературе, весьма разнообразны, и во многих случаях под названием псиломеланов и псиломелановодов описаны вады, криptomелан и другие окислы марганца, диагностика которых очень трудна, а природа уточнена лишь за последние годы работами Бистрёмов, Уодсли и др.

К группе псиломелана здесь отнесены халькофанит и псиломелан, обладающие слоистой структурой; условно в группу включены рансьейт и бёрнессит.

Пспиломелан Psilomelane



Назван от греч. ψιλός (псилос) — гладкий, голый и μέλανος (меланос) — черный, по характеру поверхности и по окраске агрегатов (Хайдинггер, 1827).

Синон. Черно-бурый камень — Schwarzbraunstein (Вернер, 1789), черный железняк — Schwarzeisenstein, частично (Вернер и др.), черный гематит — black hematite, твердая марганцовая руда — Hartmanganerz (частично), лептонематит — leptone-matite (Брайтхаут; лептонематит Адама — браунит), черная стеклянная голова — schwarzer Glaskopf (частично), марганцовая пенка — Manganschaum (порошковатый), кальционигрит — calvonigrite — частью (Ласпейрес, 1876), (псиломеланит — psilome-lanite (Иглстон, 1887), романешит — romanèchite — частично (Лакруа, 1910), χ -пспиломелан — χ -psilomelane (Фермор, 1917), манганомелан — manganomelane — частично (Клокман, 1922), протомелан — protomelane (Фермор, 1945).

Изгарь — желваки окислов Mn и Fe со дна современных морей — возможно, содержат пспиломелан.

Под названием тунгомелан — tungomelane (Кер, 1940) описан пспиломелан с содержанием 2—3% WO_3 (анализы 7 и 14).

Двуотражение сильное. Резкая анизотропия в белых, серых и бурых топах.

Хим. Формула псилоомелана точно не установлена. По Макхёрджи [1а], формула $(\text{Ba}, \text{Mn}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Si})_3(\text{O}, \text{OH})_6\text{Mn}_8^{4+}\text{O}_{16}$. Во [1] считал, что количество BaO в псилоомелане не превышает 17% и его состав отвечает формуле $(\text{Ba}, \text{Mn}^{2+})_2\text{Mn}_8^{4+}\text{O}_{16}(\text{OH})_4$. По Уодсли [3], формула псилоомелана $(\text{Ba}, \text{H}_2\text{O})_2\text{Mn}_8\text{O}_{16}$ с отношением Ba : H₂O близким 1 : 2. Сходная формула приведена у Бистрёмов [12]. По Флейшеру и Ричмонду, Ba $(\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{2+})_9\text{O}_{18} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ [13].

Псилоомелан из месторождений Блэк Жэкс и Прайслес (шт. Аризона, США) содержит повышенное количество Sr, который, вероятно, замещает Ba и H₂O [14]. Возможно, что Ba замещается на Pb.

Природа «свинцового псилоомелана», описанного Журавским, требует уточнения [15].

Содержащиеся в псилоомеланах в небольших количествах Ca, Mg, Cu, Ni, Co, W, Na, K замещают Ba и Mn или представляют адсорбированные примеси. Наличие W, As и V является характерным для псилоомеланов различных месторождений США и Мексики [16]. Псилоомелан из Сарыбулака (Тянь-Шань) содержит 0,04—0,02% In [17]. В псилоомелане из Кочиза (шт. Аризона, США) обнаружено ~0,01% Tl [18]. Максимальное содержание TI — 0, n% [19].

Отмечено присутствие адсорбированного U в псилоомелане из долины Лири (Вогезы, Франция) в количестве 53—108 г/т [20]. Иногда содержит В₂О₃ до 0,1% [21].

Анализы (большинство старых анализов «псилоомеланов» относятся к смесям):

	1	2	3	4	5	6	7	8
Li ₂ O	Сл.	Сл.	Сл.	—	—	—	—	—
Na ₂ O	»	»	»	0,02	0,42	Сл.	0,53	0,7
K ₂ O	»	»	0,42	0,08	0,11	»	3,42	1,5
MgO	0,15	0,13	0,13	0,30	Сл.	1,07	0,45	0,9
CaO	0,19	0,26	0,66	—	0,05	1,20	0,22	1,6
SrO	—	—	—	—	—	—	—	1,4
BaO	17,46	17,48	12,38	15,73	14,40	16,87	4,16	4,5
CuO	0,48	0,31	0,38	Сл.	0,25	—	—	—
MnO	7,09	7,12	7,90	10,70	6,70	9,74	8,06	9,3
CoO	0,90	1,00	0,48	—	—	—	0,32	—
NiO	Сл.	Сл.	0,03	Сл.	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,37	0,35	0,73	—	0,55	0,45	1,32	—
Fe ₂ O ₃	0,15	0,20	0,18	0,30	3,27	1,11	0,47	2,6
MnO ₂	66,62	66,73	70,38	68,00	59,65	65,68	74,50	70,4
SiO ₂	0,52	0,51	0,09	0,59	0,90	0,67	0,21	0,9
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	Сл.	—	—	—
WO ₃	0,89	0,68	—	0,28	—	—	2,24	—
H ₂ O ⁺	4,38	4,41	4,18	3,82	3,78	3,74	4,04	5,3
H ₂ O ⁻	0,48	0,50	1,88	0,48	0,49	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	0,3
Прочие	—	—	—	—	8,72	—	—	0,3
Сумма	99,68	99,68	99,82	100,30	99,29	100,53	99,94	99,7
Уд. в.	4,71	—	—	4,697	4,48	—	—	3,98

	9	10	11	12	13	14	15	16
Na ₂ O	0,05	0,48	0,13	0,35	0,29	Не обн.	0,24	0,46
K ₂ O	0,07	0,59	0,27	0,48	0,35	0,43	0,82	0,60
MgO	Сл.	Не обн.	0,22	0,26	0,22	0,11	0,08	1,06
CaO	Не обн.	0,72	Не обн.	1,84	0,27	0,07	1,89	1,21
MnO	6,99	7,02	6,87	7,46	6,10	7,62	7,29	9,06
CoO	—	Не обн.	0,03	0,26	0,01	0,07	—	Не опр.
CuO	Не обн.	0,03	0,03	—	—	0,11	—	» »
BaO	17,84	14,91	14,99	14,59	13,56	13,68	9,79	5,97
Al ₂ O ₃	0,43	0,12	0,29	Не обн.	0,27	Не обн.	2,86	1,41
Fe ₂ O ₃	0,14	0,15	0,09	0,28	1,12	0,20	1,23	1,92
MnO ₂	69,00	68,40	70,85	67,10	70,52	67,91	63,65	69,23
SiO ₂	0,85	0,13	0,83	0,48	0,40	0,14	4,32	1,34
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,05	0,02	—	—
V ₂ O ₅	—	—	—	1,13	—	—	—	—
As ₂ O ₅	—	2,15	—	—	—	0,36	—	—
WO ₃	0,63	Не обн.	0,36	—	1,32	2,92	—	—
H ₂ O ⁺	4,46	4,43	4,39	4,75	4,03	5,00	4,56	6,12
H ₂ O ⁻	0,07	0,63	0,37	0,70	—	0,90	2,90	0,90
С у м м а	100,53	99,76	99,81*	99,68	99,70**	99,69***	99,63	99,28
Уд. в.	4,74	4,45	4,56	4,41	4,44	4,43	—	—

* В том числе 0,07% ZnO; 0,02% PbO.

** В том числе 1,19% SrO.

*** В том числе 0,14% ZnO; 0,01% PbO.

1 — Шнееберг (Саксония, ГДР), анал. Бенет [1]; 2 — Эйбеншток (Саксония, ГДР), анал. Бенет [1]; 3 — р-ки Регсгормет, Лостутител (Корнуолл, Англия), анал. Бенет [1]; 4 — Шнееберг, анал. Халоуэтч [12]; 5 — Таксон (шт. Аризона, США), анал. Милтон [22], прочие: п. о. — 8,35, PbO — 0,32, P₂O₅ — 0,05; 6 — Рудабанья (Венгрия) [23]; 7 — Голконда (шт. Невада, США), анал. Гоньер [24]; 8 — Ла Абунджания, анал. Гриар [25]; 9 — Чиспа Сидинг (шт. Техас, США), анал. Шетер [16]; 10 — Романеш (Франция), анал. Флейшер [16]; 11 — Толбард (шт. Калифорния, США), анал. Флейшер [16]; 12 — Мангил? (шт. Юта, США) [16]; 13 — Хогер (шт. Нью-Мексико, США), анал. Флейшер [16]; 14 — Таламангес (Мексика), анал. Флейшер [16]; 15 — Миязаки (Мияги, Япония) [26]; 16 — Сандур (шт. Майсур, Индия), прочие Al₂O₃ и др. [27].

Диагн. исп. Легко растворяется в HCl (с выделением Cl), H₂SO₄, лимонной и павелевой кислотах [28]. П. п. тр. растрескивается и окрашивает пламя в зеленый цвет. Неплавкий или слегка оплавляется в мелких осколках. При прокаливании выделяется кислород. Горячий раствор псиломелана в смеси равных количеств H₂SO₄ и H₂O окрашивается в розовый или розовато-фиолетовый цвет (реакция Фаддеева).

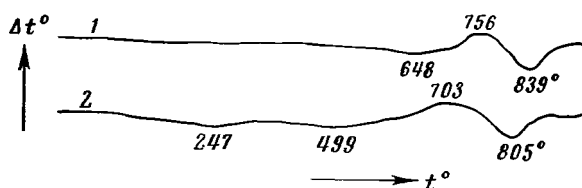
В полир. шл. травится HNO₃, HCl, H₂O₂, SnCl₂ + HCl, H₂O₂ + H₂SO₄, H₂SO₄.

Повед. при нагр. В ранних работах [1, 23, 29] изучение поведения при нагревании не сопровождалось рентгеновскими исследованиями. Согласно последним данным Флейшера [16], выше 400° псиломелан переходит в голландит, возможно, в курнакит (биксбит), иногда в гаусманнит. Согласно данным Макхёрджи [1а], переход в моноклинную фазу, сходную с голландитом, осуществляется при 800°. Вода в минерале цеолитного характера, удаляется постепенно до 500°. Для кривых нагревания (фиг. 79) псиломеланов, изученных Флейшером, характерны экзотермическое повышение при 703—756° и эндотермический прогиб при 805—839°.

Нахожд. Довольно распространен. Под названием «псиломеланов» в большинстве случаев описаны смеси марганцовых минералов, главным образом пиролюзита и псиломелана. Рамсдел [30] все изученные им «псиломеланы» разделил на основании рентгеновских данных на три группы: 1 — собственно псиломелан; 2 — коллоидальный материал, внешне напоминающий собственно псиломелан и, возможно, содержащий его

как одну из составных частей, иногда с пиролюзитом и полуаморфным материалом; 3 — пиролюзит или браунит.

Собственно псилоомелан встречается в малых количествах, имеет различное происхождение. В некоторых гидротермальных рудах марганца наблюдается в ассоциации с цеолитом, опалом, кальцитом и кварцем [31]. Вместе с пиролюзитом, криптомеланом, кварцем, опалом и кальцитом обнаружен в Ла Абунданции (Закатекас, Мексика) [25]. Псилоомелан, которому приписывается позднегидротермальное происхождение, отмечен в щелочных пегматитах Ловозерского массива [32]. В осадочных месторождениях СССР псилоомелан встречается в виде плотных прослоев, оолитов и конкреций. В месторождении Полуночное (Свердловская обл.) он



Фиг. 79. Типы кривых нагрева псиллоомелана
(по Флейшеру)

слагает мелкие колломорфные образования вместе с пиролюзитом, гидроокислами железа и опалом, также обнаруживается среди окисленных карбонатных руд, иногда с гётитом и лепидокрокитом [33]. Встречается в Чиатурском (ГрузССР) [34], Никопольском и Керченском (УССР) [35] месторождениях.

Обнаружен во многих марганцевых и железорудных месторождениях Индии. В Донгари Буцург [36], Карли, Азальпани (обл. Бхандара) [37] и ряде месторождений области Нагпур (шт. Мадхья-Прадеш) [3, 38] псилоомелан ассоциируется с криптомеланом, пиролюзитом, якобитом, браунитом и гаусманнитом. В месторождениях хребта Сулайпат-Бадампахар (Индия) псилоомелан вместе с пиролюзитом, по-видимому, образовались из низкотемпературных коллоидальных растворов [39]. В месторождениях Синяя и Восточной пустыни (ОАР) сопровождается пиролюзитом, манганитом и криптомеланом [40]. Отмечен в ряде месторождений США и Мексики [16, 31].

В зоне окисления месторождений марганцевых руд ассоциируется с пиролюзитом, вернадитом, гётитом, лимонитом и первичными минералами марганца — гаусманнитом, браунитом [41, 42]. В марганцевых шляхах месторождений Центр. Казахстана иногда образует своеобразные текстуры «конус в конусе» [43].

В некоторых месторождениях образовался за счет выветривания марганцевых силикатов и карбонатов. Установлен в древней коре выветривания Южн. Урала [44], в инфильтрационных месторождениях шт. Виргиния (США) как продукт замещения известняков и доломитовых пород [31], а также в болотных отложениях и глинах.

Найден в глубоководных железо-марганцевых конкрециях со дна Тихого океана [45].

Изм. При окислении Mn замещается пиролюзитом с образованием черных сажистых продуктов.

Практ. знач. Вместе с другими марганцевыми минералами входит в состав многих марганцевых руд.

Отл. От сходного оптически криптомелана отличается по порошковой диаграмме, спектральным методом — по наличию линии Ва — 4554,0 Å [36]. В отличие от пиролюзита и манганита окрашивает в розовый или фиолетово-красный цвет горячий водный раствор серной кислоты (1 : 1).

Межплоскостные расстояния псидомелана из Шнееберга [46]

FeK _α -излучение					
hkl	l	d(Å)	hkl	l	d
100	10	9,50	302	10	2,118
020	30	6,93	161; 312	7	2,093
001	7	5,74	322	15	2,021
120	10	5,58	440; 152	10	1,950
200	7	4,73	360	10	1,863
121	10	4,01	520; 402	70	1,820
220	40	3,885	521; 080; 133	15	1,735
040	70	3,465	180	25	1,709
230	40	3,320	303; 072	40	1,634
140; 221	50	3,240	362; 550	70	1,560
041	30	2,970	190; 452; 380	15	1,523
320; 231; 002	70	2,875	532	15	1,495
301; 102	7	2,750	014; 291	60	1,422
150; 022	15	2,660	024; 480	70	1,399
151; 212	70	2,415	622; 134	10	1,353
400; 132	50	2,360	503; 472	10	1,341
060; 222	10	2,313	701; 234	7	1,314
160	50	2,254	314; 730	20	1,296
401	100	2,190	244; 183; 054	7	1,273
411; 142; 061	50	2,150			

Л и т е р а т у р а

1. Vauх G. Min. Mag., 1937, 24, No 157, 521.
- 1a. Mukherjee B. Min. Mag., 1965, 35, No 272, 643.
2. Mukherjee B. Min. Mag., 1959, 32, No 245, 166.
3. Wadsley A. D. Nature, 1952, 170, No 4336, 973; Acta cryst., 1953, 6, 433.
4. Brenet J. Bull. Soc. fr. min., 1954, 77, N° 4—6, 797.
5. Бови С., Тейлор К. Тр. 2-й Международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958. Атомиздат, 1959, 8, 161.
6. Грязнов В. И. ДАН СССР, 1958, 124, № 1, 159.
7. Никитин К. К., Адян Г. А. Бюлл. научно-техн. информации Министерства геол. и охраны недр СССР, 1962, № 5—6 (39—40), 65.
8. Sreenivas B. L., Roy R. Econ. Geol., 1931, 56, No 1, 198.
9. Moenke H. Jenaer Jb., 1960, T. 2, 402; Mineralspektren. Akad. Verlag., Berlin, 1962.
10. Nicholl I., Phillips R. Min. Mag., 1965, 35, No 269, 200.
11. Gray I. M., Millman A. P. Econ. Geol., 1962, 57, No 3, 325.
12. Byström A., Byström A. M. Acta cryst., 1950, 3, 146.
13. Fleischer M., Richmond W. E. Econ. Geol., 1943, 38, No 4, 269.
14. Mouat M. M. Am. Min., 1962, 47, No 5—6, 744.
15. Jouravsky G. Notes et mém. Serv. géol. Maroc, 1959, 17, N° 144, 148 (приведены хим. анализы).
16. Fleischer M. Am. Min., 1961, 45, No 1—2, 176.
17. Вишневский А. С. Геохимия, 1958, № 7, 682.
18. Crittenden M. D., Cuttitta F., Rose H. J., Fleischer Jr. a. M. Am. Min., 1962, 47, No 11—12, 1461.
19. Воскресенская Н. Т., Усевич Т. Д. Геохимия, 1957, № 7, 606; Разенкова Н. И., Галактионова Г. Ф. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 18, 5.

20. Jurain G. C. R. Paris, 1956, 243. N° 15, 1944.
21. Wasserstein B. Econ. Geol., 1943, 38, No 5, 389.
22. Wells R. C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1937, No 878, 92.
23. Grasselly G., Klivényi E. Acta min., petr. Szeged., 1957, 10, 33.
24. Kerr P. Bull. Geol. soc. Am., 1940, 51, No 9, 1359.
25. Levinson A. A. Am. Min., 1961, 46, No 3-4, 355.
26. Nambu M., Okada K., Tanida K. Mineral. J., Japan, 1961, 3, No 4, 255.
27. Naganna C. Acta Univ. Carolinae, geol. monographia II. 1964. 1.
28. Митрофанов С. И. Исследование полезных ископаемых на обогатимость. Госгортехиздат, 1962, 550.
29. Kulp J. L., Perfetti J. N. Min. Mag., 1950, 29, No 210, 239; Kauffman A. J., Dilling E. D. Econ. Geol., 1950, 45, No 3, 222; Heystek H., Schmidt E. R. Trans., proc. Geol. soc. S. Africa, 1953, 56, 149; Роде Е. Я. Кислородные соединения марганца. Изд-во АН СССР, 1952; Naganna C. Proc. Indian Acad. Sci., 1963, 58, No 1, 24.
30. Ramsdell L. S. Am. Min., 1932, 17, No 4, 143.
31. Hewett D. F., Fleischer M., Conklin N. Econ. Geol., 1963, 58, No 1, 1.
32. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959, 485.
33. Андрущенко П. Ф. Тр. ИГи АН СССР, 1954, вып. 150, 1.
34. «Чнатурское месторождение марганца». Под ред. А. Г. Бетехтина. Изд-во «Недра», 1964.
35. Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф., Лебедев Ю. С., Кприченко О. Н. Минералогия железорудной формации Керченского бассейна. Изд-во АН УССР, 1960.
36. Roy S. Econ. Geol., 1959, 54, No 8, 1556.
37. Desbrande S. P. J. Univ. geol. soc. Nagpur, 1956-1958, 1. No 4-5, 12; 1958-1960, 1, No 6-7, 5.
38. Desbrande S. P. Proc. Indian Acad. Sci., 1960, 51, A, No 4, 202.
39. Mucherjee B., Chakravarty K. L. J. Mines, Metals & Fuels, 1959, 7, No 7, 12.
40. Shazly E. M., Saleeb G. S. Econ. Geol., 1959, 54, No 5, 873.
41. Чеботарев М. В. Советская геология, 1958, № 8, 114.
42. Загю Т. Н. Тр. Груз. политехн. ин-та, 1963, № 2 (87), 95.
43. Розина Б. Б. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 4, 483.
44. Бетехтин А. Г. Тр. ИГи АН СССР, 1940, вып. 30, 1.
45. Новые данные П. Ф. Андрущенко.
46. Berry L. G., Thompson R. M. Geol. soc. Am., 1962, Mem. 85, 261.

Рансьеит Rancierite



Назван по месту находки (Лакруа, 1910) [1].

Синон. Кальциевый псиломелан — calcium-psilomelane (Лакруа, 1910); рансперит — rancierite (Леймер, 1859).

Характ. выдел. Мелкие призмочки, зернистые, тонковолокнистые, тонкопластинчатые или скрытокристаллические колломорфные агрегаты.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $a_0 = 8,44$; $c_0 = 9,87$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,169$; $Z = 3$ (Уодсли, для искусств.) [2].

Физ. св. Хрупок. Тв. 3. Уд. в. 3,2-3,3 (вычисл. 4,06). Цв. серебристо-серый, буровато-черный, коричневый, фиолетовый. Черта темно-коричневая. Бл. сильный металлический. В тонких осколках просвечивает коричневым цветом.

Микр. В полир. пл. п. микр. нередко представлен агрегатом зерен со следами спайности по одному направлению. Рансьеит из Полуночного месторождения имеет более высокую отраж. способность, чем вернадит, обладает резкой анизотропией [3].

Хим. Формула достоверно не установлена.

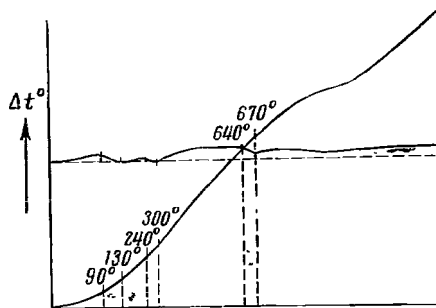
Анализы:	1	2	3	4	5	6
Na ₂ O		2,89	0,13	—	—	—
K ₂ O	0,50	1,38	—	—	—	—
MgO	3,95	—	0,67	—	0,77	0,40
CaO	9,20	8,24	7,52	5,63	6,14	3,04
BaO	—	—	—	—	0,64	—
FeO	—	12,06	—	—	Не обн.	—
MnO	15,05	29,56	8,41	3,02	1,79	13,80
MnO ₂	59,75	31,82	62,69	54,41	70,89	65,79
Al ₂ O ₃	—	0,20	2,09	—	0,22	0,49
Fe ₂ O ₃	—	—	1,46	9,10	1,20	0,90
SiO ₂	—	—	4,26	8,67	0,50	5,07
H ₂ O ⁺	12,40	14,60	12,92	6,26	9,86	8,39
H ₂ O ⁻						
Сумма	100,85	100,75	93,98*	97,97	100,39**	97,88

* В том числе P₂O₅ — 0,13.

** В том числе P₂O₅ — 0,06.

1 — Рансье, анал. Пизани [1]; 2 — Вильруж [4]; 3 — Кызылташ, анал. Ковязина [5]; 4 — Полуночное, анал. Лазаревич [3] (нет уверенности в однородности материала); 5 — Магнитогорский район, анал. Книпович [5]; 6 — Pb-Zn-Mn-месторождение, провинция Цзянсу [6].

Повед. при нагр. Рансьент из Полуночного месторождения [3] дает на кривых нагревания (фиг. 80) три слабых эндотермических прогиба: при 90—130° (выделение слабо связанной воды), при 240—300° (выделение конституционной воды) и при 640—670° (разрушение кристаллической решетки) [3].



Фиг. 80. Кривая нагревания рансьента, Полуночное (по Андрущенко)

Находж. Редкий минерал; возможно, иногда принимается за другие марганцовые минералы. Встречается в осадочных месторождениях марганца, в зоне окисления сульфидных месторождений и в коре выветривания; ассоциируется с гидрогетитом, вернадитом и др.

Первоначально был обнаружен в Рансье (деп. Аръеж, Франция). В СССР установлен: в марганцовых рудах Чнатурского месторождения (ГрузССР) [7]; в месторождении Кызылташ в районе Кыштыма (Челябинская обл.) в трещинах спайности родонита [5]; в Полуночном месторождении (Свердловская обл.) в зоне окисления карбонатных руд в ассоциации с вернадитом [3]; в зоне окисления Са-содержащих родонитов в Улу-Телякском месторождении (Башкирская АССР) [8]. Встречен [9] также в Вильруже (деп. Од, Франция), на Кубе — в провинции Ориенте, в штатах Арканзас и Сев. Дакота (США). Отмечен в зоне окисления свинцово-цингово-марганцевого гидротермального месторождения провинции Цзянсу (Китай) вместе с пиролюзитом, псиломеланом, рамсделлитом [7].

Искусств. Получен из растворов хлоридов кальция и марганца, выдержанных в автоклаве при 80° в течение 6 месяцев [2].

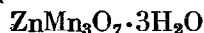
Межплоскостные расстояния рентгена с Кубы [9]

Fe-излучение					
l	$d(kX)$	l	d	l	d
10	7,508	4	2,053	2	1,349
2	3,786	3	1,988	2	1,322
8	3,737	3	1,840	$1/2$	1,277
$1/2$	3,113	5	1,747	$1/2$	1,247
$1/2$	2,956	$5 1/2$	1,649	$3/10$	1,229
9	2,698	$2 1/2$	1,486	$1/2$	1,211
3	2,454	2	1,443	$1/2$	1,165
7	2,331	6	1,416	$7/10$	1,101
1	2,137	3	1,390	$1/2$	1,072

Л и т е р а т у р а

1. Lacroix A. *Minéralogie de la France*, 1910, 4, 24.
2. Wadsley A. D. *Am. Min.*, 1950, 35, No 7—8, 495.
3. Андрущенко П. Ф. Тр. ИГН АН СССР, 1954, вып. 150, 1.
4. Haas J. O. *Bull. Soc. fr. min.*, 1921, 44, 95.
5. Бетехтин А. Г. Зап. Мин. об-ва, 1937, 66, вып. 4, 703.
6. Чэнь У., Чэнь Кэ-жун, Сюе Цзи-юе. *Acta sci. natur. Univ. Nankin*, 1965, 9, No 2, 249.
7. Чнатурское месторождение марганца. Под ред. А. Г. Бетехтина. Изд-во «Недра», 1964.
8. Бетехтин А. Г. Советская геология, 1944, No 1, 83.
9. Fleisher M., Richmond W. E. *Econ. Geol.*, 1943, 38, No 4, 282.

Халькофанит Chalcophanite



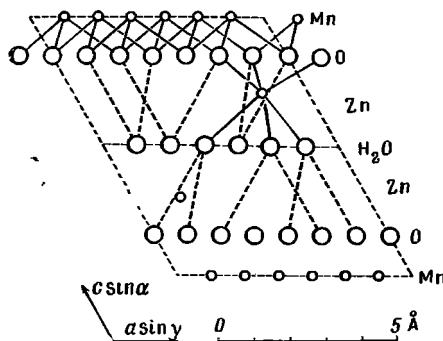
Назван от греческих слов *χαλμος* (хальмос) — медь и *φανερός* (фанерос) — видимый, благодаря легко заметному изменению цвета при прокаливании (Мур, 1875) [1].
Синон. Халькофан — chalcophane, гидрофранклинит — hydrofranklinite (Рёпер, по Дана, 1892).

Характ. выдел. Мелкие кристаллы, друзы, плотные, зернистые, пластинчато-волокнистые и игольчатые выделения, нередко патечные корочки.

Структ. и морф. крист. Трикл.

с., псевдотригональный. $C_2^1 - P\bar{1}$;
 $a_0 = 7,54$; $b_0 = 7,54$; $c_0 = 8,22$ Å;
 $\alpha = 90^\circ$; $\beta = 117^\circ 12'$; $\gamma = 120^\circ$; a_0 :
: b_0 : $c_0 = 1,000$: 1 : 1,090; $Z = 2$
(Уодсли, 1953) [2]. Структура слоистая: слой из молекул воды, сгруппированных в открытые двойные кольца, переслаиваются с двойными слоями кислорода; шесть из семи атомов О соединены атомами Mn в октаэдрической координации. Атомы Zn соединены с триадами О, ограничивающими пустоты в слоях Mn, и с триадами молекул воды, располагаются выше или ниже пустот в марганцевых слоях (фиг. 81).

Слой H_2O и Mn связаны при помощи слабой водородной связи. Последовательность слоев следующая: $\text{Mn}-\text{O}-\text{Zn}-\text{H}_2\text{O}-\text{Zn}-\text{O}-\text{Mn}$.



Фиг. 81. Структура халькофанита в проекции на плоскость (010) (по Уодсли)

Пинакоид. кл.: $a : b : c = 1,000 : 1 : 1,090$; $\alpha = 90^\circ$; $\beta = 117^\circ 12'$; $\gamma = 120^\circ$ (по рентгеновским данным).

Согласно измерениям Мура [1], халькофанит тригональный с $a : c = 1 : 3,5267$.

Формы (углы и символы вычислены для триклинной сингонии по измерениям Мура) [1, 2]:

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	55°48'	31°51'	m 110	111°36'	90°00'
b 010	0 00	90 00	s 101	-124 22	40 42
mc (110) : (001) = 72°45'		bc (010) : (001) = 72°45'		mb (110) : (010) = 111°36'	
sc (101) : (001) = 72 23		ms (110) : (101) = 111 24		sb (101) : (010) = 111 36	

Кристаллы с грубой горизонтальной штриховкой, напоминающие октаэдры или таблитчатые по (001).

Физ. св. Сп. совершенная по (001) [3]. Тонкие пластинки гибки. Тв. 2—2½. Микротвердость 90—228 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ [4]. Уд. в. 3,7—4,0 (вычисл. 3,83) [1]. Цв. голубовато-черный, красновато-черный до железно-черного. Черта бледная шоколадно-коричневая. Бл. металлический. В тонких осколках — бурое просвечивание.

Микр. В прох. свете красновато-коричневый, почти непрозрачный по N_g (по N_p темно-красный). Двуосный (—), $2V$ малый. $n_g > 2,72$ (Li); $n_p \sim 2,72$ (Li) (Ларсен); вычислены: $n_g = 2,70$; $n_p = 1,75$ [5].

В полир. пл. в отраж. свете белый, сероватый до темно-серого. Отраж. способность по Найчолу и Филиппсу [5] (в %):

λ , $\text{м}\mu$	430	470	520	580	610
R	10,8—33,5	10,6—32,2	10,0—28,5	9,4—25,7	9,5—24,6

Отраж. способность (в %), по Грэю и Миллэну [6], в сечении, параллельном удлинению:

λ , $\text{м}\mu$	470	520	575	600	700
R_p	19,5	18,4	15,1	14,7	12,2
R_g	26,2	26,5	23,7	23,2	20,8

По Вуяновичу [7] (направление сечения неизвестно):

λ , $\text{м}\mu$	520	600	700
R_p	10	9	9,5
R_g	29	26,5	26,5

Сильное двуотражение [3, 6—8] от светло-серого до темно-серого. Резко анизотропен. Цветные эффекты незначительные: от серовато-голубого (иногда с фиолетовым и коричневым оттенками) до серовато-коричневого. Погасание часто волнистое. Внутренние рефлекссы темно-красные, особенно легко обнаруживаются в иммерсии.

Угол вращения плоскости поляризации для различных длин волн [9]:

λ , $\text{м}\mu$	470	520	589	620	650	589 в иммерсии
A_r	16,41°	15,10°	14,52°	14,1°	13,80°	22,9°

Под микроскопом наблюдались двойники [10].

Хим. Теор. состав: $\text{ZnO} - 20,54$; $\text{MnO}_2 - 65,83$; $\text{H}_2\text{O} - 13,63$. Zn частично замещается Mn и Fe^{2+} [2].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
K ₂ O	—	—	—	Не обн.	—	—
CaO	—	—	—	» »	—	—
BaO	—	—	—	» »	—	—
ZnO	21,70	20,80	18,25	17,1	18,60	18,19
MnO	6,58	4,41	—	6,1	—	0,22
FeO	—	—	10,00	—	0,60	—
Al ₂ O ₃	—	—	—	0,3	—	0,39
Fe ₂ O ₃	0,25	—	—	1,9	—	0,32
MnO ₂	59,94	61,57	58,48	61,3	67,64	65,39
H ₂ O	11,58	12,66	11,85	13,0	12,50	13,09
H. о.	—	—	0,25	0,5	—	—
SiO ₂	—	—	—	—	—	1,88
Сумма	100,05	99,44	98,83	100,2	99,34	99,48
Уд. в.	3,903	—	4,012	—	3,92	3,70

1—3 — Стерлинг-Хилл: 1 — среднее из двух анализов кристаллов, анал. Мур [1]; 2 — патечный, пересчитано после исключения 1,27% лимонита, анал. Мур [1]; 3 — «гидрофранклинит», анал. Пенфилд [11]; 4 — Табацимби [8]; 5 — Яньево, анал. Миленкович [7]; 6 — Бачан [12].

Диагн. исп. Растворяется в HCl с выделением хлора, в H₂SO₄ (раствор розовый).

В закр. тр. выделяет воду. П.п.тр. зерна слегка оплавляются по краям, цвет меняется от золотисто-бронзового до медно-красного.

Царская водка, конц. HNO₃, конц. HCl, KCN, FeCl₃ не действуют. Травится HF. От SnCl₂ становится серовато-коричневым. От H₂O₂ вскипает.

Повед. при нагр. До 140° выделяется большая часть воды, до 200° полностью дегидратируется [12].

Находк. Редкий вторичный минерал. Впервые найден в Посейке (Стерлинг-Хилл, шт. Нью-Джерси, США) в виде корочек в пустотах брекчии, состоящей из кварца, франклинита и др.; ассоциируется с виллемитом и цинкитом [1]. По Муру, является продуктом изменения франклинита, который сначала превращается в гидротеролит, а затем в халькофанит. В Уулфтоуне близ Ледвилла (шт. Колорадо, США) образует корочки пластинчатых кристалликов на гетеролите. В Табацимби (Южно-Африканская республика) наблюдался в ассоциации с псиломеланом, браунитом и лимонитом [8]. В Югославии, в Яньево около Приштина, халькофанит встречен в железно-марганцевой пляне вместе с церусситом, англезитом, псиломеланом, пиролюзитом, лимонитом и кварцем [7]; около Рапка и Златова халькофанит обнаружен в зоне окисления в кварцевых жилах с псиломеланом, пиролюзитом и лимонитом [13]. Наблюдался в Бачане (Виктория, Австралия) [11] и в Брокен-Хилле (Новый Южный Уэльс, Австралия) в пустотах среди пиролюзита [10]. В Тироди (Индия) встречается в коре выветривания глубоко метаморфизованных пород с пиролюзитом, псиломеланом и яacobситом [14].

Искусств. Получен при нагревании в течение шести месяцев при 80° (Mn, Na) Mn₃O₇ · nH₂O с 1% растворами хлоридов Zn и Mn [11].

Отл. В отличие от манганита при нагревании становится золотисто-бронзовым до медно-красного [15]. В полпр. шл. сходен лишь с графитом, от которого легко отличим по реакциям травления.

Межплоскостные расстояния халькофанита из Стерлинг-Хилла (США)*

Fe-излучение, $D = 90$ мм

l	d	l	d	l	d	l	d
100	6,88	32	2,697	18	1,783	11	1,391
9	6,25	42	2,550	5	1,749	5	1,316
38	4,06	53	2,451	4	1,705	8	1,270
42	3,50	23	2,391	4	1,676	5	1,258
10	3,30	70	2,224	9	1,655	5	1,228
2	3,21	18	2,115	33	1,586	5	1,197
5	3,09	6	2,008	12	1,557	2	1,178
21	3,03	6	1,966	20	1,513	4	1,167
7	2,985	28	1,894	13	1,497	2	1,113
30	2,760	7	1,836	33	1,421	7	1,069

* ASTM, 7—174.

Л и т е р а т у р а

- Moore N. F. Am. Chem., 1875, 6, 1.
- Wadsley A. D. Nature, 1953, 172, No 4389, 1103; Acta cryst., 1955, 8, 165; Graig D. P., Wadsley A. D. J. chem. phys., 1954, 22, 346.
- Orcel J., Pavlovitch S. Bull. Soc fr. min., 1932, 54, 108.
- Young B. B., Millman A. P. Trans. Inst. mining, metallurgy, 1963—64, 73, pt. 7, 448.
- Nichol I., Phillips R. Min. Mag., 1965, 35, No 269, 200.
- Gray I. M., Millman A. P. Econ. Geol., 1962, 57, No 3, 325.
- Vujanović V. N. Jb. Min., Monatsh., 1954, H. 1—2, 40.
- Villiers J. E. Trans., proc. Geol., soc. S. Africa, 1945, 48, 17.
- Samson E. N. Ore microscopy. N. Y.—L., 1961.
- Lawrence L. J. J. a. Proc. Roy. soc. New South Wales, 1961, 95, pt. 1, 13.
- Penfield S. L., Kreider D. A. Am. J. Sci., 1894, 48, 141.
- Wadsley A. D. Am. Min., 1950, 35, No 7—8, 485.
- Павлович Ст. Гласник природ музеја српске земље, 1948, ser. A, кн. 1, 81.
- Deshpande S. P. Current Science, 1959, 28, No 10, 406.
- Thiel G. A. Econ. Geol., 1924, 19, No 2, 108.

Бёрнессит Birnessite

 $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Na}, \text{K})_x (\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{2+}) (\text{O}, \text{OH})_2?$

Назван по месту находки около Бёрнесса (Шотландия) (Джонс, Милн, 1956) [1].

Минерал аналогичен искусственному $\delta\text{-MnO}_2$ или «марганцовистому манганиту» — manganous manganite. Возможно, бёрнесситом является минерал без названия (unnamed mineral), описанный Сэмсоном и Уодсли [2] (марганцовый минерал типа псиломелана, по Шубниковой) [3].

Ишиганеит (исиганеит) — ishiganeite (Кави и Танака) — смесь бёрнессита и криptomелана [4].

Характ. выдел. Мелкие зерна, кристаллики, плотные и землистые выделения, иногда корочки.

Структ. и морф. крист. Для «марганцовистого манганита» определена гексаг. с., $a_0 = 5,82$; $c_0 = 14,62$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 2,512$ (Бузер и др., 1954) [5]; по-видимому, структура слоистая с различной степенью упорядоченности. Предположение о том, что «марганцовистый манганит» и $\delta\text{-MnO}_2$ являются криptomеланом с неупорядоченной структурой, не подтвердилось [5.6].

Физ. св. Тв. $1\frac{1}{2}$. Уд. в. ~ 3 . Цв. черный.

Микр. Почти непрозрачен. В прох. свете темно-коричневый. По-видимому, одноосный (—). $n_o = 1,73$; $n_e = 1,69$ [1]. Прямое погасание. Под электронным микроскопом кристаллы тонкопластинчатые и игольчатые. [7].

Хим. Формула точно не установлена. Согласно анализу, отношение $Mn^{4+} : Mn^{2+} = 3,38 : 1$ и $Mn : O = 1,78$. Для искусств. марганцовистого манганита отношение $Mn : O$ колеблется от 1,74 до 1,96. Возможно, что Ca, Mg и щелочные элементы занимают свободные места в решетке минерала по аналогии с марганцовыми минералами слоистой структуры [8]. Коэффициент x в формуле отражает колебания в отношениях $Mn^{4+} : Mn^{2+}$ или $O : OH$.

Анализ бёрнессита из Камингтона (шт. Массачусетс, США), анал. Ито [8]: $Na_2O - 0,16$; $K_2O - 0,09$; $MgO - 0,23$; $CaO - 1,05$; $MnO - 16,07$; $Al_2O_3 - 0,83$; $Fe_2O_3 - 0,86$; $SiO_2 - 2,62$; $MnO_2 - 66,66$; $H_2O - 10,83$; прочие — 1,47; сумма — 100,87.

Прочие: $Li_2O \sim 0,005$; $CuO - 0,14$; $SrO - 0,01$; $NiO - 0,01$; $Sc_2O_3 - сл.$; $MoO_3 - 0,005$; $(ZrO_2 + TiO_2 + Nb_2O_5) - 1,29$; $SO_3 - 0,14$; к Al_2O_3 отнесены $(Y, Yb)_2O_3$.

Повед. при нагр. На кривой нагревания имеются эндотермические прогибы при 120, 260, 540, 680 и 950° [7]. В первые стадии нагревания образуется криptomелан, переходящий в аморфное вещество, затем гаусманнит (эндотермический эффект при 600—750°, по Окада) [9]. При нагревании некоторых образцов криptomелан, как промежуточный продукт, не образуется, другие не дают эффекта при 600—750°.

Наход. Редкий вторичный минерал, частью, возможно, низкотемпературный гидротермальный [10]. Впервые был обнаружен в марганцовых стяжениях из флювиогляциальных отложений около Бёрнесса (Шотландия) [1]. В США найден в Камингтоне (шт. Массачусетс) и Стерлинг-Хилле (шт. Нью-Джерси). В Камингтоне бёрнессит заполняет трещины и образует корочки в линзах или прослоях, содержащих родонит, родохрозит, тефроит, сплессартин, аллеганит, куммингтонит. В Стерлинг-Хилле ассоциируется с халькофанитом и продуктами выветривания франклини-то-виллемитовых руд [8]. Обнаружен среди марганцовых руд ряда месторождений Мексики; ассоциируется с пирролизитом [10].

Отмечен в марганцовых желваках со дна Атлантического и Тихого океанов, в болотных отложениях Норвегии [11]. Предположительно описан из пегматитов Татарки в Енисейском крае (Красноярский край) и г. Непхи (Ловозеро) [12].

Межплоскостные расстояния бёрнессита из Камингтона [8]

Fe-излучение, Mn-фильтр, $D = 114$ мм

l	d	l	d
10	7,31	7	2,44
5	3,60	8	1,418

Л и т е р а т у р а

- Jones L. H. P., Milne A. A. *Min. Mag.*, 1956, 31, No 235, 283.
- Samson H. R., Wadsley A. D. *Am. Min.*, 1948, 33, No 11—12, 695.
- Шубникова О. М. Тр. ИГиН АН СССР, 1953, вып. 144, 46.
- Hariya Y. *Am. Min.*, 1963, 48, No 7—8, 952.
- Buser W., Graf P., Feitknecht W. *Helv. chim. acta*, 1954, 37, 2322.
- Feitknecht W., Marti W. *Helv. chim. acta*, 1945, 28, 129.
- Hariya Y. *J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol.*, 1961, 45, No 6, 219.
- Frondel C., Marvin U. B., Ito J. *Am. Min.*, 1960, 45, No 7—8, 871.
- Oka K. *J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol.*, 1961, 46, No 2, 48.
- Levinson A. A. *Am. Min.*, 1962, 47, No 5—6, 790.
- Glemser O., Gattow G., Meisiek H. *Zs. anorg., allgem. Chem.*, 1961, 309, H. 1—2, 1.
- Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 17, 15.

Ва д — wad. СобираТЕЛЬНЫЙ термин неизвестного происхождения. Применяется для обозначения мягкого, нередко землистого, материала с низким уд. весом, представляющего водную двуокись марганца с переменным количеством других окислов. Многие виды представляют собой коллоиды или в различной степени раскристаллизованные метаколлоиды — тонкие смеси различных гипергенных марганцовых минералов. Химический состав видов изучен недостаточно. Литературные данные по видам и номенклатура их разноречивы.

В зависимости от характера выделений и состава описывались под разными названиями, утратившими значение.

Болотная марганцовая руда, болотный марганец — bog manganese, землистый марганец — earthy manganese, черный вад — black wad (Кируэн, 1784), черно-бурый камень — Schwarzbraunstein частично, марганцовая пенка — Manganschauh teilweise (Карстен, 1808), оуатит — ouatite (Аюи, 1841), гроруалит (гроройлит) — groroilite (Бертье, 1832), крейтгонит — craightonite (Хедл, 1882), марганцовый графит (манганграфит) — mangangraphite (по Честеру, 1896), черная стеклянная голова — schwarzer Glaskopf частично, пенистый вад — Schaumwad и афровад — Aphrowad (Кёхлин, 1911), марганцовая чернь — Manganschwärze (Кёхлин, 1911), марганцовая охра — Manganocker (Штрунц, 1941).

Манганомелан — manganomelane частично (Клокман, 1922) и манганогель — Manganogel (Штрунц, 1941) — аморфная (коллоидная) окись марганца.

Целагит — pelagite (Чёрч, 1876) и галоболит — halobolite — современные марганцовые конкреции с морского дна.

Лампадит — lampadite (Аюи, 1841) — медистый вад — cupreous wad, медистый марганец — Kupfermangan (Лампадиус, 1817) (лампадит из Златоустовского р-на, Дзержкаган, КазССР, содержит до 25,49% CuO [1]), медная марганцовая руда — Kupfermanganerz (Брайтхаупт, 1818), марганцово-медная чернь — Mangankupferschwärze, пелоконит — pelosonite (Рихтер, 1831), лепидофейт — lepidophäite (Вайсбах, 1880), любецкит (любекит) — lubeckite (Морозевич, 1918).

Тунперит — tunnerite (Корню, 1909), цинково-марганцовая руда — Zinkmanganerz (Брунхлемер, 1893), цинкдибраунит — zindibraunite (Ненадкевич, 1911) содержат до 23,28% ZnO .

Вакерродит — wackenrodite (Адам, 1869) — до 30,08% PbO . Виды с переменным количеством Fe_2O_3 , иногда доминирующим над окислами Mn , описывались под названиями: рейссахерит (рейсахерит) — reissacherite (Хайдингер, 1856), рабдионит — raddionite, rhabdionite (Кобель, 1870), аномалит — anomalite (Кёниг, 1876), бростенит — brostenite (Пони, 1900), скемматит — skemmatite (Форд и Брэдли, 1913).

Асболан — asbolane (Брайтхаупт, 1847) содержит до 17% CoO наряду с Ni , Cu и др.; описан также под другими названиями: асболит — asbolite, кобальто-марганцовая руда — Kobaltmanganerz (Кронстедт, 1758), кобальтовая чернь — black cobalt, землистый кобальт — earthy cobalt, айталит — aithalite (Адам, 1869), кобальтид — cobaltide (по Честеру, 1896), сажистый кобальт — cobaltgraphite (по Честеру, 1896), частью кобальтовая охра — cobalt ochre, кобальтомелан — cobaltomelane (Гинзбург и Рукавишникова, 1951); асболан, содержащий Li наряду с Co , — какохлор — Kakochlor (Брайтхаупт, 1832); асболан с повышенным количеством Cu — купроасболан — cuproasbolane (Леенхер, 1938), богатый Al — алюмокобальтомелан — alumosobaltomelane (Гинзбург и Рукавишникова, 1951), содержащий много Co или Ni : кобальтоникелемелан — cobaltnickelmelane (Гинзбург и Рукавишникова, 1951), никелькобальтомелан — nickelsobaltomelane (Гинзбург, 1960), никельасболан — nickelasbolane (Димитров, 1942, по Хю), никелемелан — nickelmelane (Гинзбург и Рукавишникова, 1951); бурьктальскит — buryktalskite (Гинзбург, 1960).

Болдырев [2] (1928) для видов применял следующие названия в зависимости от соотношения $\text{MnO} : \text{MnO}_2$: гидроманганозит — hydromanganosite, гидрогаусманнит — hydrohausmannite (не гидрогаусманнит Файткнехта и Марти, 1945), гидробраунит — hydrobraunite, гидроманганит — hydromanganite, гидроксидбраунит — hydroxybraunite и гидропирролизит — hydropyrolusite (не гидропирролизит Бетехтина).

Землистые агрегаты — рыхлые или плотные; нередко натеки, конкреции, почковидные выделения, налеты, дендриты.

Тв. обычно не превышает 4, нередко пачкает пальцы. Уд. в. 2,8—4,4. Часто имеет малый объемный вес вследствие большой пористости. Цв. от темно-шоколадно-бурого до синевато-черного и черного. Черта черная, коричневатая-черная или красновато-коричневая. Бл. тусклый.

Оптические свойства не изучены.

Для состава вадов характерны большие колебания. Содержат различные количества К, Ва, Сu, Zn, Fe, Pb, Co, Ni, H₂O: вероятно, Mn, Ni и Co находятся в различных степенях окисления. Описаны вады, содержащие до 10% ВаО, 3% и более К₂O, до 3,60% Na₂O и до 1% Li₂O. Отмечается радиоактивность некоторых вадов [3, 4]. Встречены вады, обогащенные вольфрамом (до 28% WO₃); в ваде (рейссахерите) из Тироля установлено 1,32% ThO₂.

Сложный состав, по-видимому, частично объясняется процессами хемосорбции на поверхности коллоидных частиц (как известно, коллоидная двуокись марганца энергично адсорбирует катионы).

В полпр. пл. вады травятся кислотами с потемнением поверхности. От действия FeCl₂ образуется темное пятно. В отличие от землистых пиролюзита и манганита окрашивают в розовый или розовато-фиолетовый цвет смесь равных количеств серной кислоты и воды при нагревании.

Кривые нагревания вадов различны. Природа остановок на кривых нагревания не изучена.

Вады встречаются довольно часто и являются типичными для коры выветривания. Также наблюдаются в морских, болотных и озерных отложениях. Встречены в большинстве месторождений степной части Казахской ССР, где наиболее часто наблюдаются в зоне окисления рудных тел, залегающих в основных породах; богатые Сu вады (лампадиты) обнаружены в месторождениях Джезказган, Беркара, Шунтыкуль, частью в ассоциации с малахитом поздней генерации; в месторождении Бесъюку вад сопровождается пироморфитом, вульфенитом, малахитом, кварцем, халцедоном [5]. В Каджаране и Агараке (Армения) — с малахитом [6].

В месторождениях г. Высокой и Меднорудянка (Свердловская обл.) вад (лампадит) встречен вместе с малахитом, хризokolлой и псиломеланом на контакте известняка с выветрелыми магнетитовыми рудами [7]. Отложение вада наиболее характерно для средних и поздних стадий развития зоны окисления [5].

Асболаны характерны для месторождений коры выветривания серпентинитов Урала [7—12]; высокое содержание никеля и пониженное содержание кобальта характерны для асболанов месторождений третичного и контактного типов. В месторождениях «плацеобразной» коры выветривания асболаны содержат повышенное количество Со. В Халиловском месторождении (Оренбургская обл.) асболаны встречаются среди продуктов полного разложения серпентинитов в тесной ассоциации с железными охрами, хризопразом и гарниеритом [10].

Th-содержащий вад (рейссахерит) обнаружен в Зальцбурге (Тироль, Австрия) [3] в отложениях горячих источников с температурой воды 46—49°. W-содержащий вад встречен в отложениях горячих источников Боливии и штата Невада (США) [13].

Л и т е р а т у р а

1. Чухров Ф. В. Рудные месторождения Джезказгано-Улутавского района в Казахстане. Изд. ИГН АН СССР, 1940.
2. Болдырев А. К. Курс описательной минералогии. Изд-во КУБУЧ, 1928, вып. 2, 97.
3. Dittler E., Abrahamczik E. Zbl. Min., 1938, A, Nr 7, 201; Masche H., Vamberger M. Sitzungsber. Akad. Wiss., Wien, 1914, 123, 325.
4. Гинзбург И. И. Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, № 2, 313.
5. Данные Ф. В. Чухрова, 1950.
6. Акопян Н. А. Изв. АН АрмССР, сер. геол., геогр., 1957, 10, № 1, 3.
7. Станкевич В. И. Марганцевые месторождения Урала и перспективы их использования. Свердловск, Гос. н.-техн. изд-во по черн. и цветн. металл., 1933, 34.

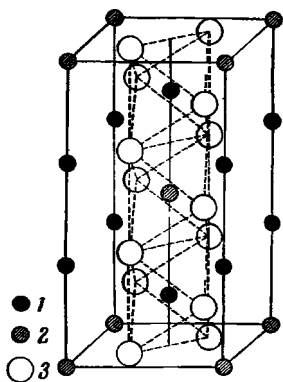
8. Левина С. Д. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, 1948, 23, 151.
9. Осадчук М. И., Ульянов Д. Г. Тр. ВИМС, 1940, вып. 167, 44.
10. Грицаенко Г. С. Зап. Мин. об-ва, 1944, 73, вып. 2—3, 116.
11. Ульянов Д. Г. Тр. ВИМС, 1940, вып. 167, 5.
12. Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд-во АН СССР, 1951.
13. Кегг Р. Ф. Bull. Geol. soc. Am., 1940, 51, No 9, 1360.

СТРУКТУРА ТИПА РУТИЛА

ГРУППА ОРДОНЬЕЗИТА

		Сингония	a_0	c_0	Уд. в.
Бистрёмит	$MgSb_2(O,OH)_6$	Тетраг.	4,68	9,21	5,7
Ордоньезит	$ZnSb_2O_6$	Тетраг.	4,67	9,24	6,6
Трипугит	$FeSb_2O_6?$	Тетраг.	4,63	9,14	5,7

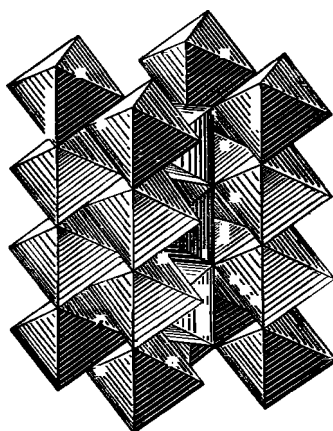
Структура [1] минералов этой группы, как и структура тапиолита — $Fe(Ta,Nb)_2O_6$ ($a_0 = 4,75$; $c_0 = 9,2$; уд. вес $> 7,3$), трирутилового типа (c_0 в три раза больше, чем у рутила). Атомы Sb (Ta, Nb), как и



Фиг. 82. Структура ордоньезита и тапиолита

(по Бистрёму и др.)

1 — Sb (Ta, Nb); 2 — Zn (Fe, Mg); 3 — O



Фиг. 83. Структура тапиолита (ордоньезита)

(по Белову)

атомы Zn (Mg, Fe), находятся в центрах кислородных октаэдров, соединенных в ряды таким образом, что вдоль оси c два SbO_6 (TaO_6)-октаэдра чередуются с одним ZnO_6 (FeO_6)-октаэдром (фиг. 82). Октаэдры связаны между собой общими ребрами и вершинами, образуя в отличие от танталита (колумбита) (см. стр. 303), прямые колонки (фиг. 83).

Трирутиловая структура проявляется не всегда [2, 3]. Высказано предположение, что у рассматриваемых минералов первоначально структура была монорутиловой с атомами различной валентности на местах, занятых атомами Ti в решетке рутила, а затем вследствие мозаичной перестройки она стала трирутиловой [4].

Л и т е р а т у р а

1. Byström A., Hök B., Mason B. Ark. kemi, min., geol., 1941, 15 B, H. 1, No 4, 1
2. Noll W. Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1949, 1, H. 5—6, 592.
3. Hutton C. O. Am. Min., 1958, 43, No 1—2, 112.
4. Quodling F. M. J. a. Proc. Roy. soc. New South Wales, 1957, 91, pt. 4, 197.

Бистрёмит *Byströmite*
 $MgSb_2(O,OH)_6$

Назван по имени шведского кристаллохимика А. Бистрёма, который изучил структуру синтетического соединения $MgSb_2O_6$ (Мэйсон, Виталиано, 1952) [1].

Синон. Байстромит.

Характ. выдел. Плотные и тонкозернистые выделения.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^{14} - P4_2 / mnt$. $a_0 = 4,68$; $c_0 = 9,21 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 1,968$ для минерала (оригинала хим. анализа) [1]; $a_0 = 4,64$; $c_0 = 2,23 \text{ \AA}$ для синтетического $MgSb_2O_6$ [2]. $Z = 2$. Структура трирутилового типа. Изоструктурен с тапшолитом, трирутиитом, ордоньезитом и с некоторыми искусственными антимонатами и танталатами. Порошкограмма минерала отличается от порошкограммы синтетического $MgSb_2O_6$ меньшей четкостью линий.

Физ. св. Сп. не обнаружена [1]. Тв. 7. Уд. в. 5,70 [1] (вычисл. 5,80 для оригинала хим. анализа; 6,08 для $MgSb_2O_6$). Цв. светло-голубовато-серый. Черта светло-серая. Прозрачен.

Инфракрасный спектр искусственного $MgSb_2O_6$ [3] характеризуется полосами поглощения (в $см^{-1}$): 790,6 (средней интенсивности), 719,4 (сильная), 641,0 (сильная), 606,1 (сильная), 574,7 (сильная), 516,8 (средней интенсивности).

Микр. [1]. Мельчайшие зернышки прозрачные или мутные, состоят из субмикроскопических частиц. Осноть и оптический знак неизвестны.

Для прозрачных зерен: $n_g = 1,860-1,871$; $n_p = 1,855-1,862$; для мутных зерен: $n_g = 1,908-1,915$; $n_p = 1,904-1,908$. Двупреломление прозрачных зерен 0,005—0,009, мутных — 0,004—0,007. Колебания показателей преломления, возможно, зависят от колебаний химического состава.

Под электронным микроскопом изредка наблюдались зерна с грубыми квадратными и прямоугольными поперечными сечениями.

Хим. Теор. состав для формулы $MgSb_2O_6$: MgO — 11,08; Sb_2O_5 — 88,92. Анализ бистрёмита из рудника Ла-Фортуна (Эль-Антимонио), anal. Колер [1]:

	MgO	CaO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Sb	O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Н. о.	Сумма
1	6,65	1,44	0,08	0,03	67,15	21,9	2,60	0,17	0,25	100,27
2	7,43	—	—	—	68,03	22,34	2,20	—	—	100,00

1 — бистрёмит с примесью стибиконита; 2 — тот же анализ за исключением примеси стибиконита (пересчет на 100%).

Мэйсон отмечает присутствие примеси стибиконита (анализ 1), но содержание кальция в минерале и низкий уд. вес (3,9) указывают, что более вероятно примесь гидроромейта.

Дефицит магния, по Мэйсону, компенсируется замещением части кислорода гидроксильной группой.

Наход. [1]. Встречен только в кварцевых жилах в Эль-Антимонио (Сопора, Мексика) — в тесных срастаниях со стибиконитом, заместившим антимонит.

Образуется ли бистрёмит одновременно со стибиконитом или является продуктом его изменения при воздействии Mg-содержащих растворов, не установлено.

Искусств. [2]. $MgSb_2O_6$ получен нагреванием на воздухе при 1000° в течение 18 час смеси MgO и Sb_2O_3 в стехиометрических отношениях.

Отл. Отличается от стибиконита по порошкограмме и химически.

Межплоскостные расстояния бистрёмита из Эль-Антимонио [1]

<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>
x	30	5,93	211	30	2,04	330	10	1,10
100	40	4,63	x	20	1,81	316; 413	30	1,06
101	70	4,19	213	90	1,73	420	10	1,04
110	100	3,32	220	40	1,65	109	10	1,00
x	30	3,09	x	10	1,55	219; 310	20	0,919
x	40	2,96	006	20	1,54	336; 503	30	0,894
112	30	2,69	310	40	1,48	426	10	0,864
103	90	2,57	116; 303	40	1,39	309	10	0,836
200	50	2,34	206	10	1,28	323	20	0,832
113	20	2,25	323	30	1,19	329	10	0,804
210; 202	30	2,08	226	20	1,13	516	20	0,786

x — линии стибиконита.

Л и т е р а т у р а

- Mason B., Vitaliano C. Am. Min., 1952, 37, No 1—2, 53.
- Buström A., Hök B., Mason B. Ark. kemi, min., geol., 1941, 15 B, N. 1, N:o 4, 1.
- Bayer G. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1962, 39, N. 11, 537.

Ордопъезит *Ordoñezite* $ZnSb_2O_6$

Назван по имени мексиканского геолога Э. Ордопъеза (Суитцер и Фошар, 1955) [1].

Синон. Ордопезит.

Характ. выдел. Друзы кристаллов (до 2 мм), иногда сталактиты.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^{14} - P4_2/mnm$. $a_0 = 4,67$; $c_0 = 9,24$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,979$ у минерала [1]; $a_0 = 4,67$; $c_0 = 9,26$ Å у искусственного $ZnSb_2O_6$ [2]. $Z = 2$.

Структура трирутилового типа. Изоструктурен с бистрёмитом, трипугитом и тапиолитом. Расстояния Zn—O = 2,01 и 2,03 Å; Sb—O = 2,00 и 1,98 Å; O—O 2,54, 2,79 и 3,04 Å [1].

Дитетраг.-дипирамид. кл. $D_{4h} - 4/mnm (L_4 4L_2 5PC)$. $a : c = 1 : 1,9797$ [1].

Наблюдавшиеся формы:

	φ	ρ		φ	ρ
<i>c</i> 001	—	0°00'	<i>s</i> 101	90°00'	63°12'
<i>m</i> 110	45°00'	90 00			

Кристаллы дипирамидального облика (фиг. 84, 1). Часты двойники по (103) (фиг. 84, 2), аналогичные наблюдаемым у тапиолита.

Физ. св. Сп. отсутствует. Изл. раковистый. Тв. $6\frac{1}{2}$. Уд. в. 6,632 (вычисл. 6,657 для минерала [1], 6,75 для искусств. $ZnSb_2O_6$ [2]). Цв. от светло- до темно-коричневого, также бесцветный, сероватый, темный оливково-желтый, желтовато-оливковый до темно-оливкового. Бл. алмазный. Прозрачен.

Инфракрасный спектр [3] искусственного $ZnSb_2O_6$ характеризуется полосами поглощения (в $см^{-1}$): 790,6 (средней интенсивности), 699,3 (сильная), 632,9 (средняя), 589,9 (сильная), 540,5 (средняя), 496,95 (средняя).

Микр. [1]. Одноосный (+).
 $n > 2,0$.

Хим. Теор. состав: ZnO — 20,40; Sb_2O_5 — 79,90. Анализ ордоњезита из рудника Сантин (анал. Суитцер): ZnO — 20,07; Sb_2O_5 — 80,49; сумма 100,56.

Спектроскопически определены: Al, Si (0, n%), Mg, Sn, Fe, Na, Cu (0, 0n%), Ca, Mn, Li, Zn, Ti (0, 00n%).

Диагн. исп. В кислотах не растворяется, в раствор может быть переведен после сплавления с перекисью натрия [1].

Находк. Установлен в музейных образцах оловянных руд из рудника Сантин (Гуанахуато, Мексика); содержится в прожилках, секущих риолит, тесно ассоциируется с касситеритом и гематитом, которые выделились ранее, чем ордоњезит; сопровождается также кристобалитом, кварцем, гяалитом и монтмориллонитом.

Искусств. Получен в виде тонкого белого порошка после прогревания при температуре около 900° в течение 40 час тщательно перемешанной смеси окиси цинка и трехокси сурьмы, взятых в стехиометрическом отношении [2].

Межплоскостные расстояния ордоњезита из рудника Сантин [1]
CuK α -излучение, $D = 114,59$ мм

hkl	Γ	$d(\text{Å})$	hkl	Γ	$d(\text{Å})$	hkl	Γ	$d(\text{Å})$
100	10	4,58	210; 202	20	2,23	116	40	1,39
101	20	4,11	114	10	1,90	303; 205	60	1,38
110	90	3,26	213	100	1,72	206	30	1,28
112	10	2,65	220	50	1,64	314	10	1,24
103	80	2,55	006	30	1,54	323	60	1,19
200	40	2,31	310	50	1,47			

Л и т е р а т у р а

- Switzer G., Foshag W. Am. Min., 1955, 40, No 1—2, 64.
- Byström A., Hök B., Mason B. Ark. kemi, min., geol., 1941, 15 B, N. 1, No 4, 1.
- Вауер G. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1962, 39, N. 11, 527.

Трипугиит Tripuhyite $FeSb_2O_6$?

Назван по месту находки — Трипуги в шт. Минас-Жераис, Бразилия (Хусак, Прайор, 1897) [1].

Флайолотит (флажолотит) — flajolotite, по Мэйсону [2], является трипугиитом, в котором атомы кислорода частично замещены гидроксильными группами [2].

Характ. выдел. Тонкозернистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $a_0 = 4,63$, $c_0 = 9,14$ Å для минерала; $a_0 = 4,62$, $c_0 = 9,19$ Å для синтетического FeSb_2O_6 .

Структура трипугилового типа. Изоструктурен с бистрёмитом, ордоньезитом и тапиолитом.

Физ. св. Тв. около 7. Уд. в. требует уточнения: 5,6—5,8 (вычисл. 6,69 для FeSb_2O_6). Цв. тусклый зеленовато-желтый до темно-коричневого или черного. Черта канареечно-желтая до темно-коричневой с зеленоватым оттенком.

Инфракрасный спектр [3] искусств. FeSbO_4 характеризуется полосами поглощения (в см^{-1}): 724,6 (средней интенсивности), 671,1 (сильная), 531,9 (сильная); для FeSb_2O_6 данных нет.

Микр. Мелкие зерна в проходящем свете имеют яркий канареечно-желтый цвет. Не плеохроичен. Для зеленовато-желтых зерен трипугита из Бразилии [4]: $n_g = 2,33$; $n_m = 2,20$; $n_p = 2,19$; $n_g - n_p = 0,14$; аномально двусосный (+), $2V$ малый; дисперсия очень сильная, $r < v$. Трипугит из Эль-Антимонио (Мексика) почти непрозрачен.

Хим. Формула FeSb_2O_6 (теор. состав: FeO — 18,17; Sb_2O_5 — 81,83) дается на основе близости к структуре тапиолита. Прайор [1] для анализа 1 вывел формулу $\text{Fe}_2\text{Sb}_2\text{O}_7$; Мэйсон и Виталиано [2] дают формулу FeSbO_4 (теор. состав: Fe_2O_3 — 33,04; Sb_2O_5 — 66,96) с учетом дефицита атомов металлов — $\text{Fe}_{1-y}\text{Sb}_{1-x}(\text{O}, \text{OH})_4$.

Анализы:

	1	2	3	4
MgO	—	0,002	0,2	—
CaO	0,82	0,012	—	—
FeO	27,70*	23,685	—	—
Al_2O_3	1,40	0,188	2,3	—
Fe_2O_3	—	4,820	23,6	31,4
SiO_2	1,35	0,160	—	—
TiO_2	0,86	—	2,1	—
SnO_2	—	0,012	—	—
Sb_2O_5	66,68	71,176	70,3	63,5
H_2O	—	—	1,5	5,1
Сумма	98,81	100,055	100,0	100,0
Уд. в.	5,8		5,6	5,1

* Анализ выполнен из навески 0,2475 г; степень окисления железа не определялась.

1 — Трипуги, Минас-Жераис, анал. Прайор [1]; 2 — Минас-Жераис [5]; 3 — Эль-Антимонио, анал. Котер [2], пересчитано на 100% после исключения примеси кварца (36,0%); 4 — «флайолотит», Хамман Н'Байл [6].

Диагн. исп. В HCl и HNO_3 не растворяется. В пламени бунзеновской горелки не сплавляется, но темнеет и выделяет пары сурьмяных окислов; остаток состоит главным образом из красной окиси железа.

Наход. Очень редок. Встречен в гравии, содержащем киноварь, в Трипуги (Минас-Жераис, Бразилия) [1, 5] в виде отдельных зерен совместно с дербилитом и льюиситом; предполагается, что источником трипугита являются слюдяные сланцы. В месторождениях Эль-Антимонио (Сонора, Мексика), в Лосазьо (Испания) и вблизи Таско (Гереро, Мексика) встречен совместно со стибиконитом [2]. В виде землистых выделений, слагающих крупные желваки (флайолотит), найден в ассоциации с кальцитом,

надоритом и целестином в зоне окисления месторождения свинцово-цинковых руд Хамман Н'байл на юге Джебель-Надора (Константина, Алжир) [7].

Искусств. FeSb_2O_6 получен нагреванием сульфата железа и трехоксида сурьмы на воздухе при 1000° в течение 20 час [8].

Межплоскостные расстояния трипузита из Эль-Антимонио (Мексика) [2]
CuK α -излучение

hkl	Γ	d (Å)	hkl	Γ	d (Å)	hkl	Γ	d (Å)	hkl	Γ	d (Å)
101	20	4,23	220	50	1,64	226	20	1,12	510	10	0,908
110	100	3,28	006	30	1,52	330	10	1,09	336	10	0,888
103	90	2,56	310	40	1,47	316	20	1,06	503	20	0,885
200	40	2,32	116	20	1,39	413	20	1,05	426	20	0,857
113	20	2,24	303	30	1,38	420	10	1,03	309	10	0,849
210; } 202 } 213 }	10	2,08	206	10	1,28	109	10	0,993	523	30	0,827
			323	20	1,19	406	10	0,921	329	10	0,797
	90	1,72	400	10	1,16	219	20	0,914	516	20	0,782

Л и т е р а т у р а

1. Hussak E., Prior G. T. Min. Mag., 1897, 11, 302.
2. Mason B., Vitaliano C. J. Min. Mag., 1953, 30, No 221, 100.
3. Bayer G. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1962, 39, H. 11, 537.
4. Larsen E. U. S. Geol. Surv. Bull., 1921, No 679, 145.
5. Távorca E. Anais Acad. Brasil. cie., 1955, 27, 7.
6. Flajolot. Zs. Dtsch. geol. Ges., 1872, 24, 49.
7. Lacroix A. Minéralogie de la France, 1910, 4, 509.
8. Yström A., Hök B., Mason B. Ark. kemi. min., geol., 1941, 15 B, H. 1, No 4, 1.

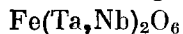
Ж у ж у й и т (жуйжуйт, ююит) — jujuite [1] — сомнительный, недостаточно изученный минерал, возможно, являющийся трипузитом. Плотные или порошковатые массы, частью с примесью опала, халцедона и минералов эффузивных пород. Изл. раковистый. Тв. $4\frac{1}{2}$. Уд. в. 4,15—4,7. Цв. темно-коричневато-фиолетовый или черный. Бл. стеклянный. Слабо анизотропен. Анализ жужуйита с примесью халцедона: MnO — 0,02; Fe_2O_3 — 65,20; Sb_2O_5 — 18,59; SiO_2 — 11,70; H_2O^+ — 0,77; H_2O^- — 3,40; сумма—99,68; анализ жужуйита из другой жилы показал 21,63 Sb (28,8 Sb_2O_5).

Встречен вместе с опалом в тонких прожилках с полосчатой или брекчиевидной текстурой в дацитовых лавах Аргентины.

Назван по месту находки (F. Ahlfeld. Econ. Geol., 1948, 43, No 7, 598).

Тапиолит $\text{Fe}(\text{Ta},\text{Nb})_2\text{O}_6$ Тетраг. с. a_0 4,75 c_0 9,2 Уд. в. 7,0—7,8

Тапиолит Tapiolite



Назван по имени древнефинского божества (Норденшельд, 1863).

Синон. Таммелатанталит — tammela-tantalite (Норденшельд, 1840), скогблит — skoghblite (Норденшельд, 1855; Брэггер, 1897) [6], полирутил — Poly-rutil (Махачки, 1953) [7].

Хьельмит (хильемит, хильмит, шельмит) — hjelmite (Норденшельд, 1864) — тапиолит или смесь его с шрохлором и др.

Разнов. Моссит?

Наряду с тапиолитом, в котором тантал существенно доминирует над ниобием, Брэггер (1906) [1], на основе анализа минерала из района Мосса в Норвегии, выделил особый минеральный вид — моссит; он предложил минералы ряда «тапиолит — моссит», в которых $\text{Ta} > \text{Nb}$, называть тапиолитами, а при отношении $\text{Ta} : \text{Nb}$, близком к 1 : 1 (минерал из

Мосса). и при $Nb > Ta$ применять название мооссит; в распоряжении Брёггера был всего один штуф с этим минералом. Симпсоном был описан манганомоссит, оказавшийся, однако, колумбитом [2].

Брандт на основе экспериментальных исследований показала, что рутиловая структура тапиолита возможна лишь при содержании ниобиевой молекулы не выше 25% [3]; такое же заключение сделано Моро и Трамазюром [4]. Если учитывать эти данные и лишь приблизительное определение в мооссите Nb и Ta (см. анализ 9), можно выразить сомнение в достоверности существования в природе ниобиевого минерала (мооссита) даже с отношением $Nb : Ta = 1 : 1$. Вернее рассматривать мооссит как богатую ниобием разновидность тапиолита, на что указывал еще Шэлер [5], и отказаться от допущения существования ряда «мооссит — тапиолит», аналогичного ряду колумбит — танталит.

Характ. выдел. Кристаллы и округлые выделения.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^{14} - P4_2 / mnt$.

a_0 (Å)	c_0	$a_0 : c_0$	Месторождение	Автор
4,754	9,23	1 : 1,941	Гринбушэс	} Гольдшмидт [8]
4,721	9,14	1 : 1,936	Моэс	
4,752	9,230	1 : 1,942	Месежана	Тавора, Пейсото [9]
4,764	3,090	1 : 0,649	Скогбёле	Михеев
4,753	3,092	1 : 0,650	Скогбёле, природный	} Хатон [10]
4,752	9,204	1 : 1,937	То же, прокаленный	
4,750	9,208	1 : 1,938	Южн. Уэстленд	
4,763	9,268	1 : 1,945	Казахстан	Сидоренко [11]
4,753	3,084	1 : 0,649	Таммела, природный	} Ворма [12]
4,747	9,183	1 : 1,934	То же, прокаленный	
4,754	9,250	1 : 1,946	Конго	Моро, Трамазюр [4]
4,679	9,16	1 : 1,957	$FeTa_2O_6$	Бистрём и др. [13]
4,756	9,195	1 : 1,933	»	Моро, Трамазюр [4]

$Z=2$. Изоструктурен с бистрёмитом и ордоньезитом (описание структуры см. на стр. 238). Упорядоченная структура тапиолита трирутиловая (c_0 в 3 раза больше, чем у рутила), но в природе встречаются тапиолиты, элементарная ячейка которых, будучи неупорядоченной, отвечает ячейке рутила, и лишь после нагревания в вакууме структура становится упорядоченной, трирутиловой (см. таблицу) [10, 12, 4].

Дитетраг.-дипирамид. кл. $D_{4h} - 4 / mnt (L_4^4L_2^5PC)$. $a : c = 1 : 0,6464$ (Норденшельд).

Обычные формы [6, 14—21]:

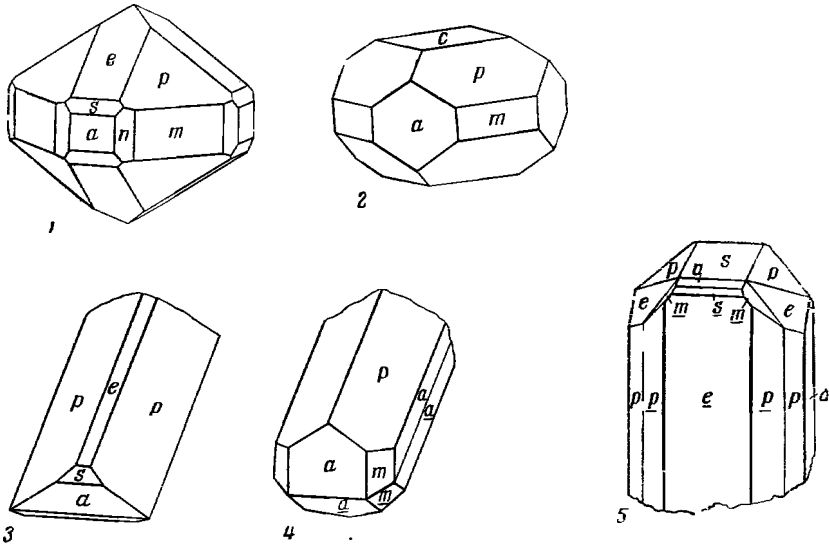
	φ	ρ		φ	ρ
c 001	—	$0^\circ 00'$	e 101	$90^\circ 00'$	$32^\circ 53'$
a 100	$90^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	s 301	$90^\circ 00'$	$62^\circ 43'$
m 110	$45^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	p 111	$45^\circ 00'$	$42^\circ 26'$
n 320	$56^\circ 18'$	$90^\circ 00'$			
na (320) : (100) = $33^\circ 42'$			pa (111) : (100) = $58^\circ 32'$		
pp (111) : (111) = $57^\circ 00'$			pp (111) : (111) = $95^\circ 08'$	ee (101) : (101) = $65^\circ 45'$	
				ee (101) : (011) = $45^\circ 09'$	

Редкие формы: (305), (203), (201), (114), (112), (331), (323), (523), (823).

Сомнительная форма (9.6.10), приводимая Брёггером для мооссита [6], видимо, отвечает (323), наблюдавшейся Касасопа [17].

Гониометрическое отношение осей Норденшельда отличается от рентгеновского в 3 раза меньшим значением c (отвечает неупорядоченной структуре) и приводит к более простым символам. Пэлэч (Дана, 1951) и Перменжа [19] применили рентгеновскую установку; формула перехода от символов Пэлэча и Перменжа к символам по Норденшельду и другим авторам: $100/010/00\ 1/3$.

Одиночные кристаллы обычно дигипирамидального облика (фиг. 85, 1, 2), реже короткопризматические, удлиненные по оси c . Двойники по e (101) (при установке по Норденшельду) преобладают над одиночными



Фиг. 85. Кристаллы тапюлита

1 — Сев. Ангарф (по Перменжа); 2 — Ева (по Рудовской); 3—5 — двойники:
3 — Топсхем (по Уорену), 4 — Мосс (по Брэггеру), 5 — Сев. Ангарф (по Перменжа)

кристаллами (простые и полисинтетические). Кристаллы, слагающие двойники, большей частью удлинены вдоль ребра p (111) : p (111) (см. фиг. 85, 3—5). Иногда неделимые двойников имеют общую грань a (100); при этом угол между другими гранями a близок к 115° (см. фиг. 85, 4); реже грань p (111) общая, кристаллы удлинены вдоль ребра e (101) : p (111) и угол между a (100) одного неделимого и e (101) другого близок к $171\frac{1}{2}^\circ$ (см. фиг. 85, 5); некоторые двойники имеют сердцевидную форму [16] подобно двойникам ильменорутила. Отмечались также двойники по (106) [16]. II. микр. у тапиолита из Сев. Ангарфа наблюдались двойники механического происхождения, закон которых не установлен (по 322?) [19].

Встречаются параллельные сростки кристаллов. Отмечались ориентированные сростания с колумбитом [22] (закон сростания не установлен).

Физ. св. Сп. по (110) несовершенная [19]. Хрупок. Изл. неровный до раковистого. Тв. $6-6\frac{1}{2}$. Микротвердость $796-824$ кг/мм² при нагрузке $100-200$ г [23]. Уд. вес $7,0-7,8$ (вычисл. $8,506$ для $FeTa_2O_6$ при параметрах ячейки по Бистрёму и др.). Уд. вес, по-видимому, варьирует в зависимости от состава.

Предположение Перменжа [19] о применимости формулы $d = 5,59 + 0,03 t$, где t — содержание Ta_2O_5 в %, требует проверки, так как уд. веса анализированных образцов (см. анализы) не указывают на понижение уд. веса только при возрастании содержания Nb.

Цв. черный, при изменении минерала переходит в бурый. Черта бурая, буро-черная, буро-серая. Бл. полуметаллический, алмазовидный, смоляной. Прозрачен до просвечивающего красновато-бурым цветом.

Немагнитен; при разделении электромагнитом попадает в слабоэлектромагнитную фракцию. Диэлектрическая проницаемость 9,57 [41].

Инфракрасный спектр сходен с таковым танталита [41].

Микр. В пл. в прох. свете желтовато-бурый, красновато-бурый. Сильный плеохроизм: по *Ne* темно-бурый, красно-бурый до почти непрозрачного, по *No* светло-бурый до темно-бурого; $Ne > No$. Одноосный (-).

n_e	n_o	$n_e - n_o$	Месторождение	Автор
2,42	2,27	0,15 (Li)	Верхняя Вьенна	Ларсен
2,53	2,33	0,20 (Na)	Южв. Уэстленд	Хатон [10]
2,45	2,33	0,12	Казахстан	Чэнь Де-цзянь [41]

В полир. пл. в отраж. свете серо-белый со слабым голубоватым или сиреневым оттенком. Отраж. способность (%):

<i>Re</i>	<i>Ro</i>	Месторождение
18,5	16,9	Сев. Ангарф [49]
17,55	15,05	Ена [21]
18,9	15,4	Казахстан [41]

Двуотражение сильное. Резко анизотропен с сине-серыми [49], красновато-бурыми [22], коричневатыми и зелено-синими [41] цветными эффектами. Внутренние рефлексы бурые и красно-бурые, особенно в иммерсии.

Угол вращения плоскости поляризации отраженного света $A_r = 1,17^\circ$ при $\lambda 470 \text{ м}\mu$; $1,84^\circ$ при $520 \text{ м}\mu$; $2,02^\circ$ при $546 \text{ м}\mu$; $2,28^\circ$ при $589 \text{ м}\mu$; $2,32^\circ$ при $620 \text{ м}\mu$ и $2,17^\circ$ при $650 \text{ м}\mu$ [24]. В шлифах очень характерно наличие двойников — простых и полисинтетических.

Хим. Теор. состав для FeTa_2O_6 : FeO — 13,99; Ta_2O_5 — 86,01. Ta всегда в большей или меньшей степени замещен Nb. По данным Брандт [3], максимально возможное содержание ниобиевой молекулы в тапиолите — 25% (около 14% Nb_2O_5). Однако тапиолит из Казахстана (анализ 7) содержит 16,23% Nb_2O_5 , а минерал из Марокко (анализ 8) — 21,2% (метод разделения Nb и Ta не указан). Fe в небольшой степени изоморфно замещается Mn.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
MgO	He обн.	0,10	—	—	0,15	—	0,14	—	—
CaO	» »	1,96	—	—	—	—	He обн.	—	—
MnO	0,62	1,49	—	0,42	0,88	1,02	2,66	0,10	He обн.
FeO	13,62	10,69	15,60	14,84	13,68	11,62	13,05	15,5	16,62
Fe_2O_3	—	0,83	—	—	—	3,46	—	—	—
TR_2O_3	—	—	—	—	0,07	—	—	—	—
SiO_2	—	—	—	—	—	0,65	—	0,20	—
TiO_2	0,22	0,18	—	1,38	сл.	0,58	2,56	сл.	—
SnO_2	He обн.	0,34	0,59	0,32	0,53	0,05	0,98	*	0,18
Nb_2O_5	2,56	1,37	3,90	5,18	9,19	8,42	16,23	21,2	} 82,92*
Ta_2O_5	83,00	82,55	78,58	77,23	75,16	73,37	63,30	62,5	
H_2O^+	0,07	0,31	—	—	—	} 0,09	0,02	—	—
H_2O^-	He обн.	—	—	—	—		0,05	—	—
H. o.	—	—	1,29	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,09	99,82	99,96	99,37	99,66	99,23	99,00**	99,5	99,72
Уд. в.	—	7,45	7,22	7,19	7,762	7,30	7,09—7,12	7,50	6,45

* Ta_2O_5 около 52%; Nb_2O_5 около 31%.

** В том числе ZrO_2 0,01.

1 — Кресано (Тичино, Италия) [17]; 2 — Табба-Табба (Зап. Австралия) [16]; 3, 4 — Касгер (Южн. Дакота, США) [23, 26]; 5 — Розендаль (Киминго, Финляндия) [18]; 6 — Ениское м-ние (Мурманская обл.), анал. Казякова [21]; 7 — КазССР, анал. Дэрэфеева [41]; 8 — Сев. Ангарф (Марокко), анал. Сипшоский [49]; 9 — Мосс (Норвегия) — «моссит», анал. Тезен [6].

Диагн. исп. Разлагается сплавлением с KHSO_4 .

П. п. тр. не плавится.

Травится только концентрированной HF.

Нахожд. Относительно редок. Встречается в гранитных пегматитах в ассоциации с колумбитом, танталитом, бериллом, турмалином, альбитом (клевеландитом), сподуменом, фосфатами марганца и железа и др.

Обнаружен в одной из пегматитовых жил Енского пегматитового поля на Кольском п-ове вместе с турмалином, светлой слюдой и акцессорными циртолитом, ортитом, ксенотимом, фергусонитом, пирохлором и др. [21]; в КазССР встречен в жиле альбитизированного пегматита с колумбитом, бериллом, турмалином, гранатом и др. [11].

За рубежом наблюдались в различных районах как в пегматитах, так и в россыпях. В месторождениях Розендаль и Скогбёле пегматитового поля Кимито (Финляндия) [18] выделился в более позднюю стадию, чем танталит; установлен также в пегматитах Спиттала (Каринтия, Австрия) [22], Кресчано (Тичино, Италия) [17], в Месежана около г. Форталеза (Бразилия), в различных пегматитах Марокко (Сев. Ангарф и др.) [19]. Встречен в черных песках Южн. Уэстленда в Новой Зеландии [10] (сопровождается гранатом, монацитом и др.) и в россыпях золото-оловорудного поля Пилбара в Зап. Австралии [16].

Изм. Отмечалось замещение тапиолита колумбитом и микролитом.

Искусств. Получен Бистрёмом и др. при прокаливании смеси металлических Fe и Ta [12]; при замене тантала ниобием образуется ромбическая модификация FeNb_2O_6 —колумбит [3].

Синтезирован путем сплавления при $1040\text{--}1060^\circ$ в атмосфере азота Fe_2O_3 и Ta_2O_5 , взятых в отношении 1 : 2; также на воздухе из смеси расплавленных FeCl_2 и KTaO_3 [4]. Параметры решетки синтетического продукта несколько варьируют и зависят от условий синтеза [4].

Отл. Сходен с рутилом (особенно с ильменорутилом), колумбитом и танталитом. От рутила отличается более высоким уд. весом, от колумбита и танталита — наличием двойников. В полир. шл. более слабая отражательная способность, менее четко выраженные внутренние рефлексы и цветной эффект анизотропии отличают тапиолит от рутила, наличие характерных двойников — от колумбита (танталита).

Разнов. М о с с и т — mossaite — с высоким содержанием ниобия (см. анализы 7—9). Впервые название предложено для минерала из пегматита района Мосс в Норвегии [1].

Синон. Ниобиевый тапиолит — niobium tapiolite (Шэлер, 1914), ниоботапиолит — niobotapiolite (Рудовская, 1964) [21].

Межплоскостные расстояния тапиолита из Скогбёле *

CuK_α -излучение, $D = 114,59$ мм

hkl	Γ	$d(\text{Å})$	hkl	Γ	$d(\text{Å})$	hkl	Γ	$d(\text{Å})$
110	100	3,35	202	20	1,2985	510	10	0,933
101	90	2,58	321	40	1,212	412; 213	20	0,929
200	50	2,37	400	10	1,189	431; 501	40**	0,910
111	20	2,27	410	<10	1,154	332	40ш	0,9065
210	10	2,12	222	20	1,139	422	30	0,877
211	90	1,75	330	20	1,121	303	10	0,864
220	50	1,678	411	30ш	1,080	521	30	0,8495
002	20	1,546	312	30ш	1,079	440	10	0,841
310	50	1,503	420	10	1,063	530	10	0,8155
301	50	1,441	103	10	1,008	512	—	0,800
112	50	1,405	402	10	0,9435	600	<10ш	0,7325

* ASTM, 12—189.

** Очень широкая линия.

Л и т е р а т у р а

1. Brögger W. Skrift. Vidensk. selsk., Christiania, Math.-nat. Kl., 1906, No 6, 50.
2. Simpson E. S. Annual Rep. chem. branch, Dept. Mines, West. Australia, 1922, 11; Hutton C. O. Am. Min., 1959, 44, No 1—2, 9.
3. Brandt K. Ark. kemi, min., geol., 1943, 17 A, H. 3, No 15, 1.
4. Moreau J., Gramasure G. Ann. Soc. géol. Belg., 1965, 88, Bull. No 5—6, 301.
5. Schaller W. T. U.S. Geol. Surv. Bull., 1912, No 509, 9.
6. Brögger W. Skrift. Vidensk. selsk., Christiania, Math.-nat. Kl., 1897, No 7, 50; Zs. Krist., 1899, 31, 315.
7. Machatschky F. Spezielle Mineralogie. Wien, 1953, 118.
8. Goldschmidt V. M. Norske Vidensk. Akad. Oslo, Skrift., Math.-nat. Kl., 1926, 1, 17.
9. Тавора Е., Рейхото F. Ann. Acad. Brasil. cie., 1951, 23, No 4, 449.
10. Hutton O. Am. Min., 1958, 43, No 1—2, 112.
11. Чэнь Де-цян, Сидоренко Г. А. Минеральное сырье, 1962, вып. 4, 116; Чэнь Де-цян. Acta geol. sinica, 1963, 43, No 3, 281.
12. Vormaa A. C. R. Soc. géol. Finlande, 1965, 37, 169.
13. Buström A., Hök B., Mason B. Ark. kemi, min., geol., 1941, 15 B, H. 1, No 4, 1.
14. Warren C. H. Zs. Krist., 1899, 30, 600.
15. Mäkinen E. Bull. Comm. géol. Finl., 1913, No 35, 87.
16. Simpson E. S. Min. Mag., 1916, 18, No 84, 107.
17. Casasolra S. Schweiz. min., petr. Mitt., 1938, 18, H. 1, 441.
18. Pehrman G. Medd. Åbo Akad., Geol.-min. inst., 1945, No 26, 41.
19. Permingeat F. Bull. Soc. fr. min., 1955, 78, No 1—3, 123.
20. Guodling F. M. J. a. Proc. Roy. soc. New South Wales, 1957, 91, pt. 4, 197.
21. Рудовская Л. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 3, 356; Геохимия, минералогия и генетические типы м-ний редких элементов. Изд-во АН СССР, 1964, 438.
22. Meixner H. N. Jb. Min., Monatsh., 1951, H. 9, 204.
23. Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963, 105.
24. Cameron E. N. Ore microscopy. N.Y.—L., 1961, 274.
25. Headden W. P. Proc. Colorado sci. soc., 1906, 8, 177 (по Дана, 1944).
26. Headden W. P. Am. J. Sci., 1922, 3, 293.

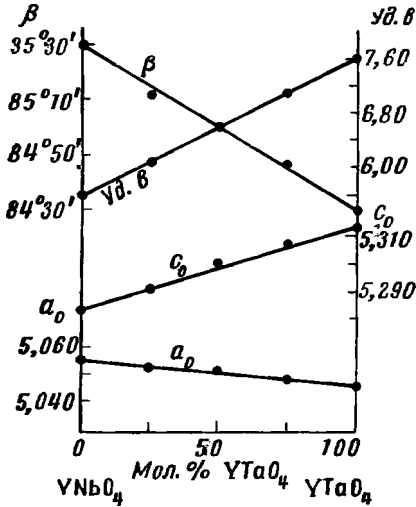
СТРУКТУРА ТИПА ШЕЕЛИТА

ГРУППА ФЕРГУСОНИТА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Фергусонит	α -фергусонит	Тетраг.	5,16	—	10,91	—	5,6—6,0
	β -фергусонит	Монокл.	5,13	10,91	5,21	91° 50'	
Форманит		Монокл.? (метамиктный)	—	—	—	—	6,2

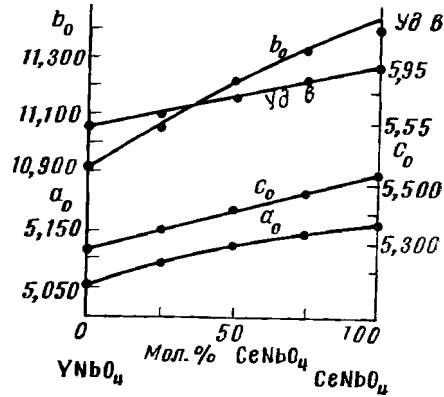
Минералы группы относятся к одному изоморфному ряду: в ферманите $Ta > Nb$, в фергусоните $Nb > Ta$. Форманит наблюдался лишь в метамиктном состоянии, фергусонит обычно тоже метамиктен и только на Среднем Урале [1], в Средней Азии [2] и в Якутии [3] встречен неметамиктный, оптически анизотропный фергусонит: на Урале и в Якутии — тетрагональная α -модификация, в гранитах Средней Азии — моноклинный β -фергусонит. Прокаливание α -фергусонита и метамиктных фергусонитов при температуре выше 800° вызывает образование моноклинной модификации. Структура тетрагонального α -фергусонита аналогична структуре шеелита. Соответственно фергусонит является ниобатом вттрия [4, 5].

Экспериментально доказана непрерывность изоморфных рядов YNbO_4 — YTaO_4 , YNbO_4 — CeNbO_4 , YNbO_4 — YbNbO_4 [6, 7]; ниобаты редких земель от La до Lu изоструктурны с YNbO_4 , тогда как среди танталатов лишь



Фиг. 86. График зависимости значений параметров ячейки (в кХ) и удельного веса от состава в изоморфном ряду YNbO_4 — YTaO_4

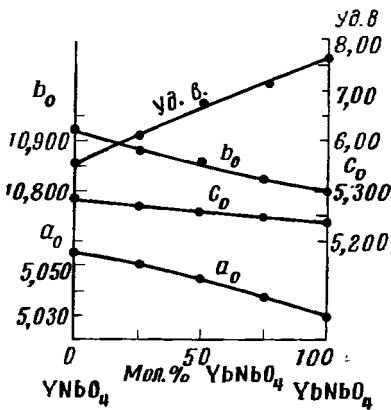
(по Комкову)



Фиг. 87. График зависимости значений параметров ячейки (в кХ) и удельного веса от состава в изоморфном ряду YNbO_4 — CeNbO_4

(по Комкову)

соединения редких земель от Nd до Er образуют моноклинные структуры типа фергусонита [7, 8]. Параметры моноклинных ячеек прокаленных минералов несколько варьируют в зависимости от состава. По Комкову [6], в ряду YNbO_4 — YTaO_4 значение a_0 несколько уменьшается, c_0 возрастает по мере замещения Nb на Ta, значение b_0 не зависит от соотношения содержаний Nb и Ta (фиг. 86); по Келеру [7], параметры a_0 и b_0

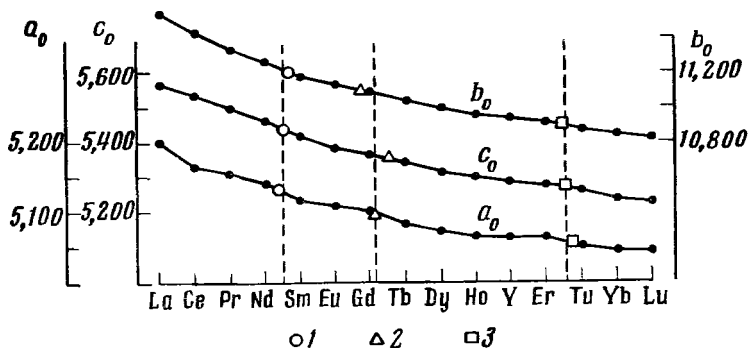


Фиг. 88. График зависимости значений параметров ячейки (в кХ) и удельного веса от состава в изоморфном ряду YNbO_4 — YbNbO_4

(по Комкову)

YTaO_4 существенно меньше, c_0 — немного меньше, чем соответствующие параметры YNbO_4 .

По экспериментальным данным a_0 и c_0 ниобатов увеличиваются при замене Y на Ce (фиг. 87) и понижаются в соответствии с замещением Y

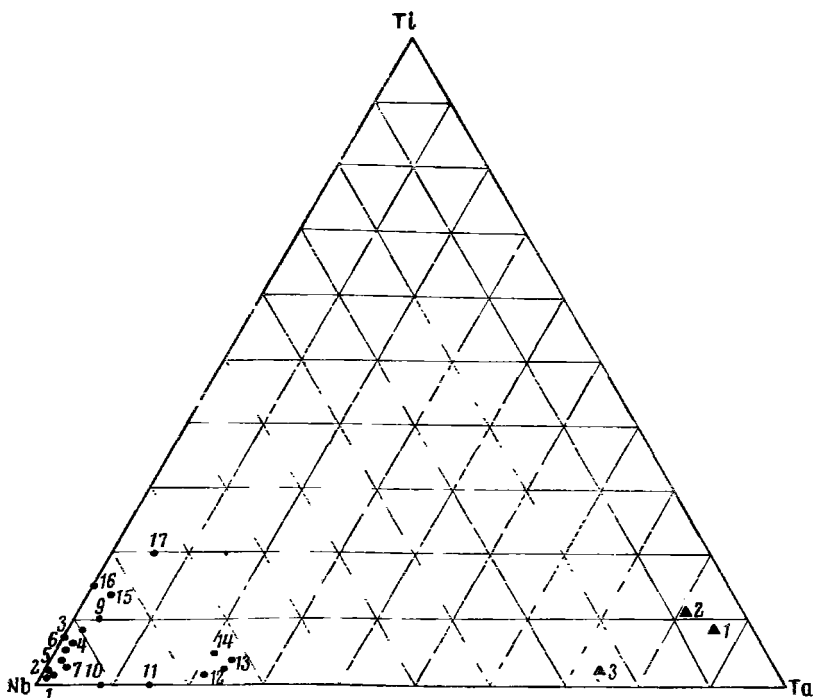


Фиг. 89. График зависимости значений параметров ячейки (в Å) ниобатов со структурой фергусонита от природы TR

(составлен Александровым по данным Келера)

1 — цериевый фергусонит, Ильменские горы (анализ 16); 2 — цериево-иттриевый, КазССР (анализ 4); 3 — иттриевый, Средний Урал (анализ 1)

на Yb (фиг. 88); значение b_0 понижается при замене Y на Yb и возрастает при замещении Y на Ce; величина угла β практически зависит лишь от соотношения Nb и Ta и резко понижается пропорционально возрастанию содержания Ta [4]. Параметры элементарных моноклинных ячеек ниобатов и танталатов редких земель закономерно уменьшаются с возрастанием порядкового номера редкоземельного элемента, величина β существенно не изменяется [7] (фиг. 89).



Фиг. 90. Соотношение содержания Nb, Ta и Ti в фергусонитах и форманитах

● — фергусонит; ▲ — форманит; цифры отвечают номерам химических анализов (стр. 255—256 и 261)

Для природных фергусонита и форманита характерно высокое содержание редких земель иттриевой группы, тогда как редкие земли цериевой группы обычно содержатся в меньшем количестве, и лишь в фергусоните из Ильменских гор $\Sigma\text{Ce}_2\text{O}_3$ преобладает над $\Sigma\text{Y}_2\text{O}_3$ [9].

В природе фергусонит относительно распространен, тогда как форманит исключительно редок. Соотношение содержания Nb, Ta и Ti в этих минералах показано на фиг. 90, на основе надежных современных анализов (без учета анализов прошлого столетия и ряда заведомо неверных анализов); как видно, промежуточные минералы ряда фергусонит — форманит в природе не встречены.

Л и т е р а т у р а

1. Комков А. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 6, 655.
2. Горжевская С. А., Сидоренко Г. А., Сморчков И. Е. Сб. «Геология месторождений редких элементов». Госгеолиздат, 1961, вып. 9, 28.
3. Проценко Е. Г. Тр. Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 262.
4. Комков А. И. Кристаллография, 1959, 4, вып. 6, 836.
5. Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. Изд-во АН СССР, 1947, 206.
6. Комков А. И. Матер. ВСЕГЕИ, 1959, вып. 26, 78.
7. Keller C. Zs. anorg., allgem. Chem., 1962, 318, H. 1—2, 89.
8. Щербина В. В. Геохимия, 1965, № 1, 3.
9. Макарович Б. А., Минеев Д. А., Александров В. Б. Тр. Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 252.

Фергусонит *Fergusonite* $\text{Y}(\text{Nb}, \text{Ta})\text{O}_4$

Назван по имени шотландского физика Р. Фергусона (Хайдингер, 1826).

Синон. Фергусонит, фергузонит, желтый иттротанталит — yellow yttrotalite дубурый иттротанталит — brown yttrotalite (Берцелиус, 1815), рётзерфордит, рёзерфордит, разерфордит — rutherfordite (Шепард, 1850, 1852), брагит — bragite (Форбес и Даль, 1855), тирит — tyrite (Кенгот, 1856), сипилит — sipylite (Мала, 1881; Гольдшмидт, 1924).

Разнов. Ризёрит.

Характ. выдел. Сплошные выделения, зернистые агрегаты, отдельные зерна и кристаллы.

Структ. и морф. крист. Большой частью в природе наблюдается метамиктный рентгеноаморфный фергусонит; редко полностью или частично нематамиктный. Диморфен (Гинзбург и др., 1960) [1]:

α -фергусонит — тетраг. с. C_{4h}^6 — $I4_1a$; $Z = 4$.

β -фергусонит — монокл. с. (псевдотетрагональный), C_{2h}^6 — $I2/a$? $Z = 4$.

По составу и свойствам неразличимы.

У метамиктного рентгеноаморфного фергусонита при нагревании (см. ниже) сначала восстанавливается тетрагональная кристаллическая решетка; после прогревания выше 900° дает рентгенограмму моноклинной модификации [2—4].

Согласно Комкову, порошкограмма прогретого фергусонита, приведенная Бартом [5], соответствует не тетрагональной модификации, а моноклинной; порошкограммы прокаленных образцов, приведенные Берманом [6] и Пелла [7], отвечают тетрагональному фергусониту.

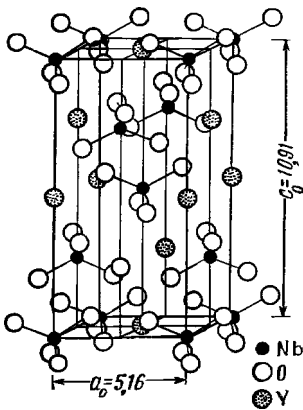
Параметры элементарных ячеек кристаллического (нематамиктного) фергусонита из месторождений СССР и частично метамиктного с Мадагаскара (в Å):

Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Отношение осей	Месторожде- ние	№ хим. анализ.	Ссылка
Тетраг.	5,16	—	10,91	—	1 : 2,11	Ср. Урал	1	[8]
»	5,18	—	10,96	—	1 : 2,12	Мадагаскар	—	[9]
»	5,15	—	10,77	—	1 : 2,09	Якутия	2	[10]
Монокл.	5,13	10,91	5,21	91° 50'	0,470 : 1 : 0,478	Ср. Азия	7	[11]

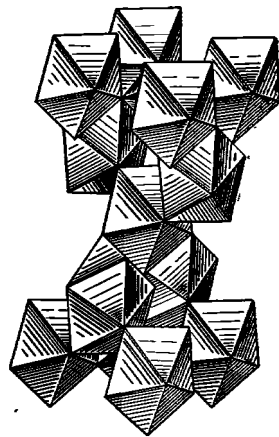
Параметры ячеек прокаленных метамиктных и нематамиктных фергусонитов и аналогичных по составу синтетических ниобатов (в Å):

Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Месторождение	№ хим. анализа	Ссылка
Тетраг.	5,18	—	5,48	—	Онтарио	—	[6]
»	5,184	—	5,489	—	Япония	—	[12]
Монокл.	5,06	10,91	5,28	94° 30'	Ср. Урал	1	[8]
	5,07	10,93	5,31	94 12	Ср. Азия	7	[11]
	5,137	11,21	5,445	94 24	Ильмены	16	[13]
	5,112	11,08	5,349	94 31	КазССР	4	[13]
	5,065	10,942	5,293	94 30	YNbO ₄	—	[2]
	5,065	10,943	5,293	94 32	»	—	[14]
	5,07	10,94	5,34	95 18	»	—	[15]
	5,040	10,820	5,247	94 30	YbNbO ₄	—	[2]
	5,043	10,842	5,237	94 27	»	—	[14]
	5,168	11,423	5,534	94 30	CeNbO ₄	—	[2]
	5,165	11,415	5,539	94 33	»	—	[14]

В структуре тетрагонального фергусонита, изоструктурного с шеелитом [5], ближайшими соседями атомов Y (Yb) являются 8 атомов O, расположенных в восьми вершинах сложного полиэдра; четыре расстояния Y—O равны 2,30 Å, четыре других — 2,34 Å (фиг. 91 и 92). Атомы Nb (Ta) окружены четырьмя O по вершинам несколько сжатых вдоль оси c тетраэдров, при Nb—O около 1,89 Å.



Фиг. 91. Структура фергусонита
(по Барту)



Фиг. 92. Структура фергусонита
(по Белову)

Структура моноклинной модификации близка к структуре тетрагональной модификации, но вследствие сдвига вдоль плоскости $(3\bar{1}0)$ и смещения атомов вдоль оси c тетраэдры NbO_4 и многогранники YO_8 несколько искажены [2].

Тетраг.-дипирамид. кл. $C_{4h} - 4/m(L_4PC)$; $a : c = 1 : 1,464$ (Хайдингер).

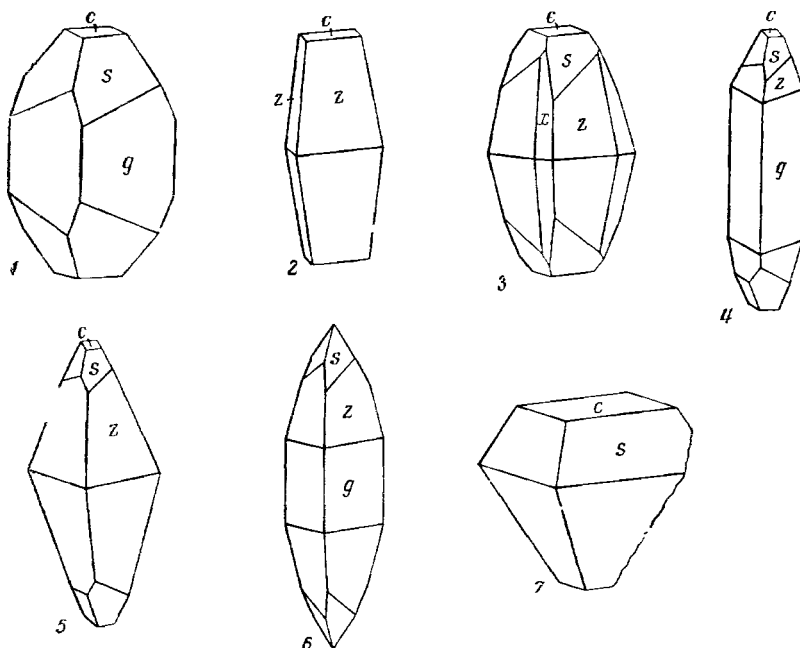
Формы [16—22]:

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	—	$0^\circ 00'$	x 131	$18^\circ 26'$	$77^\circ 49'$
n 350*	$30^\circ 58'$	$90 00$	t 241*	$26 34$	$81 19$
g 230	$33 41$	$90 00$	u 352*	$30 58$	$76 49$
s 111	$45 00$	$64 13$	v 351*	$30 58$	$83 19$
			z 231	$33 41$	$79 16$
ss (111) : $(\bar{1}\bar{1}1) = 79^\circ 06'$			zz (231) : $(3\bar{2}1) = 88^\circ 01'$		
ss (111) : $(111) = 51 34$			zz (231) : $(23\bar{1}) = 21 27$		

* Наблюдались лишь на кристаллах из Японии [19].

Установка Хайдингера (1825) отличается от рентгеновской установки Комкова поворотом на 45° вокруг оси c : $1,464 \times \sqrt{2} = 2,071$ (по Комкову, 2,12).

Кристаллы (фиг. 93) боченковидные, линзовидные, веретенообразные, реже призматические или таблитчатые по (001) , обычно несовершенные; грани часто деформированы, корродированы, матовы, ребра закруглены, кристаллы бывают покрыты корочками неопределенных продуктов изменения.



Фиг. 93. Кристаллы фергусонита

1, 2 — Кикертаусок, Гренландия; 1 — по Моосу, 2 — по Хайдингеру; 3 — Хёввей, Норвегия (по Шай); 4, 5 — Раномафана, Мальгашская республика (по Лакруа); 6 — Кэйвы, СССР (по Белькову); 7 — Охари, Япония (по Омори и Хасегава)

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (001) довольно отчетливая. весьма несовершенная по (111). Изл. раковистый до неровного. Хрупок. Тв. $5\frac{1}{2}$ — 7 (у неметамиктного уральского $6\frac{1}{2}$ — 7) [23]. Микротвердость 683—897 кГ/мм^2 при нагрузке 100—200 г, по Лебедевой; 689—757 при 100 г, по Янгу и Милмэну [24]. Уд. в. 5,6—6,0 (вычисл. для YNbO_4 — 5,58), возрастает по мере увеличения содержания тантала (см. фиг. 86); при изменении минерала уд. вес заметно понижается. Цв. черный, бурочерный, буро-серый, зеленовато-бурый (также зависит от степени изменения минерала). Черта бурая, зеленовато-бурая, у уральского — розовато-серая. Бл. смоляной, матовый, в изломе стеклянный, полуметаллический до алмазовидного. В тонких осколках просвечивает бурым или темно-бурым цветом.

Теплота образования YNbO_4 ΔH_{298} (—) 463,4 ккал/моль ; энтропия $\Delta S_{298} = 93,85$ $\text{кал/град} \cdot \text{моль}$; изобарный потенциал (химическое сродство) ΔZ (в ккал/моль): (—) 435,25 при 300°K, (—) 407,4 при 500°, (—) 350,8 при 900° [24а].

Диэлектрическая проницаемость у фергусонита варьирует от 4,96 до 4,0, у ризёрита — от 4,39 до 4,19 [25].

Флотируется олеиновой кислотой при pH 6, также смесью нафтенсульфокислот; для подавления сопутствующих минералов вмещающих пород применяется кремнефтористый натрий [26].

Инфракрасный спектр характеризуется полосой поглощения в области 833—714 см^{-1} и максимумом пропускания около 950 см^{-1} [27].

Микр. В шл. в прох. свете бурый, оранжево-желтовато- или красновато-бурый, светло-желтоватый, часто неоднородно окрашен. Обычно изотропен (результат метамиктности). Иногда в массе изотропного минерала различимы анизотропные участки [7, 9, 28, 29]; у норвежского [30] и одного из японских [7] фергусонитов наблюдались анизотропные ядра и изотропные наружные зоны. Одноосный (—). Оптические свойства анизотропного неметамиктного тетрагонального фергусонита с Урала: $n_g \gg n_m = 2,28$; $n_p = 2,18$ (Na); $n_g - n_p$ около 0,08 [23] и Якутии: $n_o = 2,28$; $n_e = 2,18$; $n_o - n_e = 0,08$ [10]; уральский двуосен с $2V = 34^\circ$ [23], что обусловлено, по мнению Комкова [8], некоторой разупорядоченностью структуры. Показатели преломления:

Местонахождение	n	Автор
Берингер-Хилл, США	2,19±0,02	Ларсен
Бокспут, Африка	2,05	Барт и Берман [28]
Ризёр, Норвегия	2,08	
Виргиния	2,06 (Na)	
Виргиния	2,061 (Hg)	
Нааги, Япония	2,15—2,19 (Na)	
Адуй, Урал	~2,15	Пелла [7]
Сибирь	2,19±0,05	Барсагов [31]
Приполярный Урал	2,00	Петрова и др. [32]
		Голдин, Маркова [33]

У уральского под микроскопом наблюдались полисинтетические двойники по двум взаимно-перпендикулярным направлениям; N_p неделимых совпадают [23].

В полир. шл. в отраж. свете светло-серый, кремово-серый, иногда неоднороден по окраске. Уральский неметамиктный фергусонит [8] отчетливо анизотропен, характеризуется сильными светло-буроватыми внутренними рефлексами.

Отраж. способность метамиктного фергусонита (в %): в синем свете — 23,2, в зеленом — 18,4, в желтом — 14,2, в оранжевом — 14,3, в красном — 13,7 [34].

Хим. Теор. состав для $YNbO_4 \cdot Y_2O_3$ — 45,95; Nb_2O_5 — 54,05. Ниобий замещается Ta, Ti. Содержание Y обычно колеблется в пределах 63—75% от общей суммы Y + TR; Y замещается редкоземельными элементами, главным образом Yb, в меньшей степени Dy, Gd, Er, также Nd, Ce, Sm (см. ниже) [35—41]. Ca, Th и U замещают Y в незначительной степени. Содержание CaO составляет 1—3%, UO_2 1—4% (иногда до 8%); ThO_2 0,5—5%); содержание Ta_2O_5 незначительно в природных фергусонитах, но иногда достигает 4—9%; указание на большее содержание Ta_2O_5 в «желтом иттротанталите» из Иттерби и в «синилите» требует проверки.

Соотношение содержаний Ta и Nb, согласно Комкову [3], может быть оценено на основе значения угла β , вычисленного по порошкограмме прокаленного образца.

Содержание в фергусонитах титана, замещающего ниобий, невелико (обычно меньше 2% TiO_2 — до 10 ат. % от суммы Nb + Ta + Ti) и лишь в ризёрите (анализ 17) содержится 6% TiO_2 (свыше 20 ат. %). Замена пятивалентного Nb на четырехвалентный Ti вызывает вхождение в решетку U^{4+} и Th^{4+} вместо части Y^{3+} . Нередко фергусониты содержат воду (часто до 2%, иногда до 8%), особенно при вхождении в решетку Ti; частично вода входит в минерал при его изменении.

Отмечалось содержание He и N [29, 42], Sc [18, 35, 43], Sr, Be [10], B [44].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	—	—	—	—	1,66	—	—	—	1,03
MgO	сл.	0,19	—	—	0,37	—	0,47	—	He обн.
CaO	1,40	0,36	0,24	1,67	2,55	2,28	3,20	3,00	2,20
MnO	—	0,03	—	—	0,10	—	—	—	0,51
FeO	0,36	—	—	—	—	—	—	—	—
PbO	—	0,03	1,22	0,90	0,41	0,07	—	—	0,64
Al_2O_3	—	—	He обн.	0,25	0,65	—	1,55	—	0,76
Fe_2O_3	—	0,86	0,10	0,40	0,43	0,34	1,09	0,84	1,83
ΣY_2O_3	42,60	} 45,16*	} 41,85	} 35,35	} 33,72	} 33,04	} 35,20	} 38,83	} 39,12
ΣCe_2O_3	He обн.								
SiO_2	0,14	2,37	He обн.	0,16	0,58	5,07	2,67	2,97	0,57
TiO_2	0,50	0,63	2,24	1,70	1,24	1,34	0,81	1,28	2,42
ZrO_2	0,93	—	—	0,51	—	—	—	—	0,05
SnO_2	—	—	—	—	—	—	0,84	—	—
ThO_2	—	1,08	1,43	4,50	1,33	4,53	6,80	3,14	2,48
UO_2	—	—	} 4,13	} 9,36**	} 7,71	} 5,53**	} 1,60**	} 1,58	} 2,42**
UO_3	—	—							
Nb_2O_5	51,65	46,16	45,66	42,77	44,51	42,48	40,98	40,38	38,95
Ta_2O_5	2,50	0,72	0,36	0,71	0,89	1,01	1,71	0,65	2,62
H_2O^+	0,22	1,13	2,70	1,66	2,01	He опр.	3,20	1,02	0,24
H_2O^-	—	0,2 ¹	—	—	0,03		—	—	0,23
F	—	—	—	—	—	—	—	0,76	—
Сумма	100,30	98,92	99,93	99,94	99,62	96,78	100,12	100,68	100,40
$-10 = F$								0,32	
								100,36	
Уд. в.	5,82	5,99	—	—	5,444	5,254	5,12	—	5,160

* В том числе около 40% Y_2O_3 .

** U_3O_8 .

	10	11	12	13	14	15	16	17
MgO	0,05	0,10	—	He обн.	0,08	0,52	0,06	—
CaO	1,23	2,59	2,10	0,08	0,05	2,90	0,69	1,93
MnO	0,15	сл.	—	0,05	0,10	сл.	сл.	—
FeO	0,78	—	—	—	—	—	—	2,61
PbO	—	—	—	—	0,05	0,63	0,19	0,20
Al ₂ O ₃	—	0,31	—	0,12	0,33	He опр.	0,21	0,81
Fe ₂ O ₃	—	0,46	0,72	0,50	0,88	0,94	0,62	1,20
ΣY ₂ O ₃	35,03	39,66	27,54	43,16	43,43	10,17	11,96	36,28
ΣCe ₂ O ₃	2,97		4,06	1,00	1,20	15,76	12,93	2,88
CeO ₂	—	—	—	—	—	9,08	9,26	—
SiO ₂	1,44	0,09	—	0,70	0,52	—	—	—
TiO ₂	—	0,18	0,26	0,98	1,23	4,12	4,25	6,00
ZrO ₂	сл.	0,40	0,89	—	0,22	—	—	—
SnO ₂	0,98	—	0,26	0,09	—	He опр.	0,29	0,01
ThO ₂	2,51	2,84	4,85	0,88	0,48	11,67	12,88	сл.
UO ₂	4,68	1,12	2,12	2,40	1,66	He обн.	He обн.	0,10
UO ₃	—	—	—	0,84	1,54	—	—	—
Nb ₂ O ₅	39,30	38,08	34,79	30,90	30,62	40,51	41,18	36,21
Ta ₂ O ₅	6,25	11,04	17,03	17,32	14,60	1,31	0,44	4,00
H ₂ O ⁺	4,00	2,11	—	1,01	2,22	He опр.	—	7,11
H ₂ O ⁻	—	0,03	—	0,22	0,26		0,99	—
П. п.	—	—	5,26	—	—	—	3,17	—
F	—	0,48	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,77*	99,49	99,88	100,25	99,47	(97,61)	99,12	100,47**
—O = F ₂	—	0,20	—	—	—	—	—	—
		99,29	—	—	—	—	—	—
Уд. в.	4,97	5,414	4,98	5,681	5,469	—	5,20	4,179

* В том числе BeO — 0,40.

** В том числе N+He—0,90; CO₂—0,23.

1 — анизотропный α-фергусонит; Средний Урал, содержит примесь циркона (около 1%) и колумбита (около 2%), анал. Книпович [23]; 2 — анизотропный α-фергусонит, Якутия, анал. Казакова [10]; 3 — СССР, анал. Быкова [45]; 4 — Акжайлы (КазССР), анал. Быкова [13]; 5 — СССР, анал. Казакова [46]; 6 — Сибулянка (Иркутская обл.), анал. Книпович [47] (по-видимому, материал был не совсем чистым); 7 — β-фергусонит; Средняя Азия, анал. Сокова [46]; 8 — Сибирь (в оригинале — сумма 99,68) [32]; 9 — Кейвы (Мурманская обл.), анал. Волкова [22]; 10 — Роде (Норвегия), анал. Вломстранд [16]; 11 — Сибирь, анал. Казакова (в оригинале сумма 99,19) [46]; 12 — Амбатогитселли (Мальгашская республика), анал. Пизани [48]; 13 — Охари (преф. Мияги, Япония), анал. Омори [21]; 14 — Хайямадаки (преф. Фукусима, Япония), анал. Омори [20]; 15 и 16 — первичный фергусонит, Ильменские горы (Челябинская обл.), анал. Макарович [13]; 17 — ризерит, Ризер (Норвегия), среднее из четырех анализов Хаузера [42].

См. также новые анализы фергусонита из разных месторождений Японии (по-видимому, не всегда чистого) [18, 29, 49] и с Мадагаскара [48, 50].

Состав редких земель, по данным Гинзбурга и Горжевской [39] варьирует в зависимости от условий образования фергусонита. Акцессорный фергусонит гранитов отличается наиболее высоким содержанием Yb и Dy и иногда несколько повышенным содержанием Ce; фергусонит из гранитных урано-редкоземельных пегматитов характеризуется резко выраженным максимумом Yb, более слабым — Dy, из гранитных сильно альбитизированных сподуменовых пегматитов — двумя максимумами: Dy и Nd (Nd > Ce); у фергусонита из амазонитовых пегматитов, наряду с максимумами Dy или Y, резко выражен максимум Ce; фергусонит метасоматических пневматолито-гидротермальных образований, связанных с альбитизацией нефелиновых сиенитов, по составу редких земель близок к фергусониту из альбитизированных гранитов: Nd > Ce и Dy > Yb; при развитии процессов альбитизации и последующего окварцевания обра-

зуется фергусонит с одним резким максимумом Dy. За последние годы обнаружены фергусониты с четко выраженным максимумом Gd и Gd + Sm (в гранитных пегматитах Беломорья) [40, 13], Yb + Nd + Ce (в хрусталоносных пегматитах КазССР) [13], Er + Yb (в метасоматических телах щелочных гранитоидов КазССР) [13]. В Ильменских горах в метасоматических образованиях впервые обнаружена цериевая разновидность фергусонита (анализы 15 и 16), в составе которой элементы цериевой группы преобладают над суммой иттрия и элементов группы иттрия [13]. Состав TR в некоторых фергусонитах (в % к их сумме, не считая Y):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
La	0,8	3,3	5,7	1,5	0,9	2,6*	1,3*	0,6	3,3	5,8
Ce	2,4	11	14	2,3	1,9	5,8	2,4	1,3	15,0	35,8
Pr	0,1	2,6	1,1	0,8	1,4	1,8	0,8	—	5,3	7,3
Nd	0,5	8	3,3	3,6	4,2	3,7	3,1	0,6	15,8	22,6
Sm	1,7	8	7	12	21,6	3,3	3,8	0,6	8,6	8,0
Eu	—	0,5	1	0,8	0,9	—	0,9	0,1	0,7	0,7
Gd	6,6	11	13	41,0	29,6	6,3	10,0	3,4	9,9	5,1
Tb	1,5	2,2	2,3	6,0	5,2	4,7	2,0	0,6	2,0	0,6
Dy	21	10	13	21,0	23,5	28,7	23,2	9,9	9,2	5,8
Ho	5	2,6	3	2,3	3,3	5,1	5,6	5,1	3,3	0,7
Er	20	11	14	5,0	4,7	23,6	21,5	24,7	9,2	3,7
Tm	3,4	1,7	2,7	0,9	0,9	2,5	3,0	3,4	1,3	0,1
Yb	31	24	16	2,3	1,9	9,5	18,2	45,3	13,8	3,7
Lu	5,8	4,2	3,5	0,3	—	2,3	4,1	4,5	2,6	0,7
№ хим. анализа	—	7	—	—	—	8	2	1	4	16
Ссылка	[36]	[36]	[36]	[40]	[40]	[32]	[40]	[13]	[13]	[13]

* Пересчитано; в оригинале приведены проценты к сумме TR + Y.

1 — Эвье (Норвегия); 2 — 10 — СССР: 2 — β-фергусонит; 3 — 5 — из гранитных пегматитов Кольского п-ва; 6 — Сибирь; 7 — α-фергусонит, Якутия; 8 — α-фергусонит, Средний Урал; 9 — Казахстан; 10 — первый, Ильменские горы.

У фергусонита pH суспензии колеблется в пределах 7,7—6,8, у ризерита 7,2—7,0 [25].

Диагн. исп. Нерастворим в HCl и HNO₃, разлагается при кипячении в конц. H₂SO₄ и HNO₃; на холоду — в HF с выделением трудно растворимого фторида иттрия; полностью разлагается при сплавлении с KHSO₄.

П. п. тр. не плавится или оплавляются тонкие края зерен. После прокаливания светлеет, становится непрозрачным [46].

В полир. шл., по Барсанову [51], очень трудно поддается травлению HF; по данным сотрудников ИМГРЭ [46], HF действует быстро, при этом образуется молочно-белая пленка; от кипящей H₂SO₄ появляется слабое коричневое пятно; иногда травится смесью NH₄F + HCl, образуется бурое или радужное пятно.

Повед. при нагр. Метамиктный фергусонит при нагревании и рекристаллизации, как и многие метамиктные минералы, светится. Температура перехода из метамиктного в кристаллическое состояние (тетрагональную модификацию) варьирует в зависимости от условий нагревания и природы образцов [4, 8, 9, 12, 52, 53 и др.]. Неметамиктный тетрагональный фергусонит, так же как и метамиктный минерал, восстановивший свою тетрагональную структуру, переходит при дальнейшем нагревании в моноклинную модификацию.

Комков [8] отмечает, что в пределах 750—1200°, в зависимости от продолжительности нагревания и характера образца, могут образоваться

тетрагональная или моноклинная модификация или смесь их, но нагревание до 1200° в течение 30 мин приводит всегда к образованию моноклинной модификации.

В интервале температур $120-220^{\circ}$ на кривых нагревания имеется широкий и неглубокий эндотермический прогиб, обусловленный выделением воды; резкий экзотермический пик в пределах $600-800^{\circ}$ связан с переходом из метамиктного в кристаллическое состояние (у некоторых фергусонитов этому пику предшествует незначительное экзотермическое повышение в пределах $460-575^{\circ}$); переход в моноклинную модификацию имеет место при температурах $820-950^{\circ}$. При $1120-1180^{\circ}$ отмечается дополнительный экзотермический максимум, природа которого не выяснена. На кривых нагревания неметамиктных фергусонитов (α - и β -фергусонитов) экзотермический пик, свойственный метамиктным фергусонитам, отсутствует.

Показатели преломления в результате нагревания несколько понижаются [28].

Наход. [39, 46]. Распространен в пегматитах гранитного типа, но значительные скопления редки. Встречается как аксессуарный минерал крупнозернистых гранитов пегматоидной структуры и альбитизированных гранитов. Установлен в некоторых гранитных массивах СССР и Китайской Народной Республики (содержит много Yb) [54, 33 и др.].

Наиболее характерен для гранитных микроклино-плагноклазо-биотитовых редкоземельных пегматитов, в которых иногда наблюдается в виде довольно крупных кристаллов в ассоциации с гадолинитом, ортитом, монацитом, ксенотимом и др. В СССР обнаружен (минералогические находки) в некоторых пегматитах Урала: в бассейне р. Адуй [31], на Среднем Урале [23]; в Ильменских горах: в гранитном пегматите в Блюмовской копи и на горе Фирсовой [55] и др., а также в зоне развития сиенитов среди метасоматических образований (цериевый фергусонит в ассоциации со слюдой, актинолитом, апатитом, цирконом, сфеном, монацитом) [13].

Содержится в некоторых альбитизированных сподуменовых пегматитах при отсутствии в них колумбита (фергусонит беден Yb, среди редких земель преобладают Dy и Nd). Отмечается в небольшом количестве также в альбитизированных пегматитах, генетически связанных со щелочными гранитами [22, 10 и др.], сопровождается гадолинитом, чевкинитом, иттриалитом и др. (наряду с Dy и Yb, иногда много Ce); в виде мелких редких выделений фергусонит совместно с циртолитом, ильменитом, приоритом и др. встречается в альбититах щелочных интрузивных комплексов [32].

В ряде пегматитов Норвегии и Швеции, разрабатываемых на полевой шпат, извлекается попутно (содержит много Yb, относительно много Dy и очень мало Ce).

Изм. В общем относительно стойкий минерал и при разрушении вмещающих пород попадает в россыпи. При изменении светлеет, по-видимому, присоединяет воду, покрывается буровой корочкой; продукты изменения не изучены.

Искусств. Синтезируется сплавлением окислов Y_2O_3 или TR_2O_3 и Nb_2O_5 (Ta_2O_5) в требуемых соотношениях. Установлены непрерывные изоморфные ряды $YNbO_4-TRNbO_4$ и $YNbO_4-YTaO_4$ [3, 14, 15].

Отл. Характерна форма кристаллов; при их отсутствии от других титано-танталатов и ниобатов отличим лишь на основе применения разных методов. Надежно определяется по рентгенограмме порошка минерала, прокаленного при температуре не ниже 900° в течение 30 мин (для гарантии полного перехода в моноклинную модификацию) [8].

Разнов. Ризёрит (ризорит)—*risörite* (Хаузер, 1908) [42]—обогащен титаном. Желто-бурый, зеленовато-бурый. Метамиктен. См. анализ 17. Встречен в гранитном пегматите Ризёр около Арендаля (Норвегия).

Межплоскостные расстояния фергусонита со Среднего Урала [8]*

FeK_{αβ}-излучение, $D = 85,95$ м.м

Анизотропный Тетрагональный			Прокаленный при 1000° Моноклиный			Анизотропный Тетрагональный			Прокаленный при 1000° Моноклиный		
hkl	Γ	d (к.А)	hkl	Γ	d	hkl	Γ	d	hkl	Γ	d
112β	4	3,33	—	4	3,41	116β	1	1,793	161β; 123β	1	1,780
—	—	—	121β	3	3,23	—	—	—	20Z	5	1,752
112	10	3,03	121	10	3,12	—	—	—	242β; 123β	1	1,700
—	—	—	121	10	2,95	312β	2	1,723	—	—	—
004	4	2,72	040	5	2,72	—	—	—	321β	1	1,657
—	—	—	002	4	2,63	—	—	—	161	6	1,639
200	5	2,58	200	3	2,52	116	8	1,627	—	—	—
114	1	2,18	141	2	2,15	—	—	—	161; 123	9ш	1,616
—	—	—	042β	4	2,08	312	9	1,563	321	5	1,568
204β	3	2,06	240β	3	2,04	224	5	1,517	242; 123	8ш	1,554
—	—	—	150	1	1,999	—	—	—	321	7	1,502
204	9	1,876	202; 042	10	1,892	—	—	—	24Z	4	1,473
220	6	1,822	240	8	1,853	—	—	—	170	2	1,493
—	—	—	161β	1	1,806	008	2	1,361	080	3	1,361

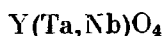
* Оригинал анализа 1.

Л и т е р а т у р а

- Гинзбург А. И., Горжевская С. А., Ерофеева Е. А., Сидоренко Г. А. *Геохимия*, 1960, № 1, 11.
- Комков А. И. *Кристаллография*, 1959, 4, вып. 6, 836.
- Комков А. И. *Зап. Всес. мин. об-ва*, 1959, 88, вып. 6, 655; *Матер. ВСЕГЕИ*, 1959, вып. 26, 78.
- Сидоренко Г. А., Горжевская С. А. *Сб. «Геология месторождений редких элементов»*. Госгеолтехиздат, 1960, вып. 10, 132.
- Barth T. *Norsk geol. tidsskr.*, 1926, 9, H. 1, 23.
- Bergman J. *Am. Min.*, 1955, 40, No 9—10, 825.
- Pellas P. *Bull. Soc. fr. min.*, 1954, 77, No 1—3, 461.
- Комков А. И. *Зап. Всес. мин. об-ва*, 1957, 86, вып. 4, 432.
- Fauquier D. C. R., *Paris*, 1963, 257, No 25, 3957.
- Прощенко Е. Г. *Тр. Мин. музея АН СССР*, 1965, вып. 16, 262.
- Горжевская С. А., Сидоренко Г. А., Сморгчов И. Е. *Сб. «Геология месторождений редких элементов»*. Госгеолтехиздат, 1961, вып. 9, 28.
- Kitadai Y. *J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol.*, 1961, 45, No 3, 89.
- Макарошкин Б. А., Минеев Д. А., Александров В. Б. *Тр. Мин. музея АН СССР*, 1965, вып. 16, 252.
- Keller C. *Zs. anorg., allgem. Chem.*, 1962, 318, H. 1—2, 89.
- Ferguson R. B. *Canad. Mineralogist*, 1957, 6, pt. 1, 72.
- Brögger W. *Skrift. Vidensk. selsk., Christiania, Math.-nat. Kl.*, 1906, No 6, 31.
- Lacroix A. *Minéralogie de Madagascar*. Paris, 1922, 1, 372.
- Kimura K. *Japanese J. Chem.*, 1925, 2, No 3, 81.
- Imori S., Hata S. *Sci. Papers Inst. phys. chem. Res., Tokyo*, 1938, 34, 504 (по реферату *N. Jb. Min.*, 1939, 1, 95).
- Omorik K., Hasegawa S. *J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol.*, 1957, 41, No 1, 1.
- Omorik K., Hasegawa S. *J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol.*, 1957, 41, No 6, 241.
- Бельков И. В. *Сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ва»*. Изд-во АН СССР, 1958, вып. 1, 134.
- Педфедов Е. И. *Информ. сб. ВСЕГЕИ*, 1956, № 3, 82.
- Лебедева С. И. *Определение микротвердости минералов*. Изд-во АН СССР, 1963, 105; Young B. B., Millman A. P. *Bull. Inst. mining, metallurgy*, 1964, No 689, 437.

- 24а. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», М., 1965, 37.
25. Ерофеева Е. А. Сб. «Геология месторождений редких элементов». Госгеолтехиздат, 1960, вып. 10, 152.
26. Бергер Г. С. Флотруемость минералов. Госгортехиздат, 1962, 179; *Light D. Canad. Mining. a. metall. Bull.*, 1962, 55, No 597, 30.
27. Солнцева Л. С. Минеральное сырье, 1961, вып. 3, 83.
28. Barth T., Bergman H. *Chem. d. Erde*, 1930, 5, 37.
29. Такубо Я. Мем. Coll. sci. Kyoto univ., 1939, Ser. B, 14, No 4, 337.
30. Vogt T. *Zbl. Min.*, 1911, 373.
31. Барсанов Г. П. ДАН СССР, 1945, 47, № 6, 443.
32. Петрова Е. А., Сидоренко Г. А., Иванова Т. И. Сб. «Геология месторождений редких элементов». Госгеолтехиздат, 1961, вып. 9, 161.
33. Голдин Б. А., Маркова Г. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, 92, вып. 3, 353.
34. Graue M., Millman A. P. *Econ. Geol.*, 1962, 57, No 3, 334.
35. Wylie A. W. *Am. Min.*, 1954, 39, No 7—8, 667.
36. Семенов Е. И., Баринский Р. Л. Геохимия, 1958, № 4, 314.
37. Павленко А. С., Вайнштейн Э. Е., Туранская Н. В. Геохимия, 1959, № 4, 291.
38. Butler J. R., Hall R. *Min. Mag.*, 1960, 32, No 248, 392.
39. Гинзбург А. И., Горжевская С. А. Сб. «Геология месторождений редких элементов». Госгеолтехиздат, 1960, вып. 10, 144.
40. Рудовская Л. Н. Геохимия, 1964, № 6, 529.
41. Костин Н. Е., Волженкова А. Я. Геохимия рудных м-ний, 1965, № 1, 95.
42. Hauser O. *Zs. anorg. Chem.*, 1908, 60, 230.
43. Борсенко Л. Ф. Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 4, 53.
44. Øftedal I. *Norsk geol. tidsskr.*, 1964, 44, N. 3, 441.
45. Калита А. П. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16, 116.
46. Геохимия, минералогия и генетические типы м-ний редких элементов. Изд-во «Наука», 1964, 2, 419.
47. Калинин П. В. Тр. ВИМС, 1939, вып. 150, 235.
48. Lacroix A. *Bull. Soc. fr. min.*, 1915, 38, 130.
49. Nasegawa S. *J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol.*, 1961, 46, No 2, 57; Kawai T. *J. Chem. soc. Japan*, 1960, 81, 1053.
50. Behier J. *Ann. Géol. de Madagascar*, 1960, F. 29, 36.
51. Барсанов Г. П. Тр. Мин. музея АН СССР, 1957, вып. 8, 8.
52. Горжевская С. А. Сб. «Геология месторождений редких элементов». Госгеолтехиздат, 1960, вып. 10, 137.
53. Orsel J. C. R., Paris. 1953, 236, No 10, 1952; Kurath S. F. *Am. Min.*, 1957, 42, No 1—2, 91.
54. Руб М. Г. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 33, 251; Бельков И. В. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ва». Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1962, вып. 3, 5; Сморчков И. Е., Цейтлин С. Г., Батырева Н. Н. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 99, 61; Яхovich В. В., Червинская А. Д. Мин. сб. Львовск. ун-та, 1964, № 18, вып. 2, 145.
55. Барсанов Г. П. Зап. Мин. об-ва, 1944, 73, вып. 2—3, 101.

Форманит Formanite



Назван по имени австралийского геолога Ф. Формана (Дана, 1944). Впервые описан в 1909 г. Симпсоном как фергусонит [1].

Характ. выдел. Зерна, несовершенные кристаллы, их сростки.

Структ. и морф. крист. Метамиктный, рентгеноаморфный, после прокаливания дает рентгенограмму моноклинного фергусонита. Константы ячейки синтетического $Y\text{TaO}_4$ (в А) [2]:

a_0	b_0	c_0	β	$a_0 : b_0 : c_0$	Автор
5,07	10,94	5,34	95°18'	0,463 : 1 : 0,488	Фергусон
5,056	10,942	5,323	95 30	0,462 : 1 : 0,486	Комков
5,056	10,893	5,239	95 31	0,464 : 1 : 0,481	Келер

$Z = 4$. Об изменении величины параметров ячейки в зависимости от состава см. на стр. 249, фиг. 86.

Структурно подобен фергусониту.

Кристаллы таблитчатого облика (фиг. 94), обычно не пригодны для гониометрического изучения [3].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Изл. раковистый. Очень хрупок [3]. Тв. 6. Микротвердость 772—870 $\kappa\Gamma / \text{мм}^2$ при нагрузке 100 г [4]. Уд. вес австралийского 6,236, сибирского — 6,17 (вычисл. для YTaO_4 7,56 при параметрах по Комкову). Цв. бурый или черный с бурым оттенком. Черта у сибирского бледно-желтая. Бл. на поверхности граней металлический, на изломе жирный, смоляной. Непрозрачен [1], в тонких краях просвечивает светло-коричневым цветом.

Теплота образования $\text{YTaO}_4 \Delta H_{298} (-) 472,12 \text{ ккал/моль}$; энтропия $\Delta S_{298} 91,7 \text{ ккал/град}\cdot\text{моль}$; изобарный потенциал (химическое сродство) ΔZ (в ккал/моль): $(-)$ 444,61 при 300°K, 426,27 при 500°, 389,59 при 900° [5].

Микр. В пл. в прох. свете минерал из Австралии бесцветен или светло-зеленовато-бурый, из Сибири — светло-бурый, частью с желтоватым или с оливково-зеленым оттенком. Изотропен (метамиктен). $n = 2,14$ [3].

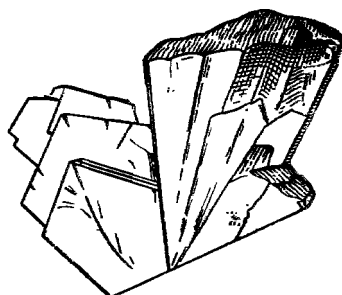
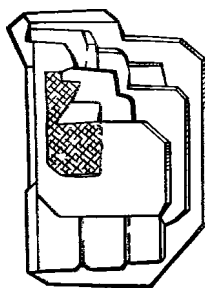
В полир. пл. в отраж. свете изотропен. Отраж. способность форманита из Австралии (в %) [6]: в синем свете — 19,1; зеленом — 15,2; оранжевом — 12,7; красном — 12,1. Внутренние рефлексии слабые, желтоватые [3].

Хим. Теор. состав для $\text{YTaO}_4 \cdot \text{Y}_2\text{O}_3 - 33,83$; $\text{Ta}_2\text{O}_5 - 66,17$. Та замещается Nb и отчасти Ti (изоморфизм $\text{YTaO}_4 - \text{YNbO}_4$ неограничен; см. выше). Y замещается другими редкоземельными элементами, а также U, Th и Ca.

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
MgO	—	—	0,12	U_3O_8	—	0,30	—
CaO	2,18	—	1,01	TiO_2	2,20	2,50	0,38
MnO	0,87	—	0,21	Nb_2O_5	2,15	2,70	9,50
FeO	сл.	—	0,39	Ta_2O_5	55,51	49,4	47,46
Fe_2O_3	—	<0,1	—	H_2O^+	—	—	2,68
Y_2O_3	23,00	21,2	20,58	H_2O^-	—	—	0,17
$\Sigma \text{Ce}_2\text{O}_3$	0,94	12,0	12,62	П. п.	3,36	—	—
$\Sigma \text{Er}_2\text{O}_3$	8,38						
ThO_2	1,02	0,13	0,56	С у м м а	100,79	(88,23)	99,33
UO_2	—	—	3,65	У д. в.	6,236	—	6,17
UO_3	1,18	—	—				

1 и 2 — Зап. Австралия, anal. Симпсон, в 1909 г. [1] описан как фергусонит, в сводке 1951 г. [7] отнесен к иттриганталиту: 1 — Куллигонг; 2 — Марбл-Бар; 3 — Сибирь, anal. Казакова [3].



Фиг. 94. Сrostки кристаллов форманита, Сибирь (по Корнеговой)

Состав TR (без иттрия) (в % к общей их сумме):

	1	2	3		1	2	3
La	—	1,21	1,4	Tb	2,0	1,84	2,8
Ce	2,46	2,41	3,5	Dy	10,3	11,7	24
Pr	1,31	1,53	0,7	Ho	—	3,23	4
Nd	7,57	6,70	2,7	Er	12,5	15,3	13
Sm	6,72	9,62	11	Tm	2,42	4,38	2,1
Eu	—	—	1,7	Yb	42,6	27,1	14
Gd	7,52	9,39	16	Lu	4,55	5,55	3

1 — Куглгонг [8]; 2 — Марбл-Бар [9]; 3 — Сибирь [3].

Диагн. исп. В полир. пл. мгновенно травится HF [3].

Повед. при нагр. Нагревание до 600° не приводило к рекристаллизации метамиктного минерала; прогретый до 600—800° форманит дал нечеткие линии тетрагональной фазы, после прокаливания выше 800° — отчетливую рентгенограмму моноклинного фергусонита [3].

Нахожд. Очень редок. Наблюдался в Зап. Австралии в оловоносных россыпях Куглгонг (в сопровождении монацита, эвксенита и гадолинита) и в россыпях района Марбл-Бар [1]. В коренном залегании встречен в СССР в пегматитах Сибири в ассоциации с монацитом и гадолинитом, генетически связан с процессами альбитизации пегматитов [3].

Искусств. Получается сплавлением Y_2O_3 с Ta_2O_5 (Nb_2O_5), взятых в стехиометрических отношениях [2].

Межплоскостные расстояния форманита из Сибири [3] *

Г	d (кХ)	Г	d	Г	d	Г	d
3	3,47	2	2,145	7ш	1,567	2	1,153
1	3,29	2	2,094	5	1,500	3	1,140
10	3,13	7	1,900	2	1,474	2	1,114
3	3,024	2	1,877	3	1,367	2ш	1,085
9	2,933	5	1,845	2	1,322	5	1,043
6	2,723	2	1,825	2	1,289	1	1,036
3	2,638	1	1,780	1	1,260	1	1,023
1	2,581	3	1,747	1	1,244	2—3	1,002
2	2,511	1	1,725	6	1,216		
1	2,377	7ш	1,641	6	1,188		

* Оригинал анализа 1, прокаленного при 800°.

Л и т е р а т у р а

1. Simpson E. G. Proc. Austral. assoc. adv. sci., Brisbane, 1909, 12, 310.
2. Ferguson R. B. Canad. Mineralogist, 1957, 6, pt. 1, 72; Комков А. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 6, 655; Keller C. Zs. anorg., allgem. Chem., 1962, 318, Н. 1—2, 89.
3. Корнетова В. А., Казакова М. Е. ДАН СССР, 1964, 154, № 2, 359.
4. Young B. V., Millman A. P. Bull. Inst. mining, metallurgy, 1964, No 689, 437.
5. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», М., 1965, 37.
6. Gray I. M., Millman A. P. Econ. Geol., 1962, 57, No 3, 334.
7. Simpson E. S. Minerals of Western Australia. Perth, 1951, 2, 280.
8. Wylie A. W. Am. Min., 1954, 39, No 7—8, 667.
9. Butler J. R., Hall R. Min. Mag., 1960, 32, No 248, 392.

Кохелит — kochelite (Вебский, 1865). Кристаллические корочки, реже несовершенные столбчатые кристаллики, по форме напоминающие кристаллики циркона с округлыми гранями. Тетраг. с. Тв. 3—3^{1/2}. Уд. в. 3,74 (вызывает сомнение). Цв. буро-желтый, медово-желтый. Бл. матовый до жирного. Анализ: СаО — 2,10;

Al_2O_3 — 1,41; Fe_2O_3 — 12,48; Y_2O_3 — 17,22; UO_3 — 0,43; ThO_3 — 1,23; SiO_2 — 4,49; ZrO_2 — 12,81; Nb_2O_5 — 29,49; H_2O — 6,52; п.л. 11,82; сумма 100,00; содержит Nb_2O_5 и, по-видимому, PbO (анализировался материал, содержащий примеси). Наблюдался совместно с фергусонитом, ильменитом, монацитом и ксенотимом в пегматитовой жиле и в граните района Кохел в Силезии (Польша).

Возможно, является фергусонитом. (W e b s k y M. Zs. Dtsch. Ges., 1865, 17, 566; 1868, 20, 250).

СТРУКТУРА ТИПА КАЛЬЦИРТИТА

Кальциртит $Ca(Ca, Zr)_2Zr_4(Ti, Fe)_2O_{16}$ Тетраг. с. a_0 15,30 c_0 10,20 Уд. в. 5,0

Кальциртит Calzirtite



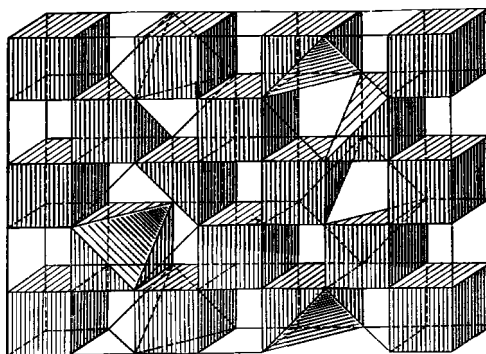
Назван по составу (Ca—Zr—Ti) (Здорик, Сидоренко, Быкова, 1961) [1]. Впервые упоминается как неизвестный минерал Булахом и Абакумовой [2].

Характ. выдел. Кристаллы и их сростки ($3 \times 4 \times 1$ мм), округлые зерна (около 0,5 мм в поперечнике).

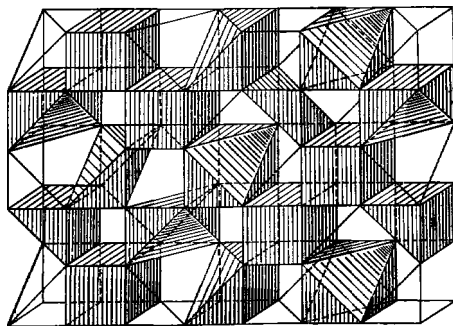
Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^{20} - I4_1 / acd$; $a_0 = 15,30$; $c_0 = 10,20$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 0,667$, $Z = 8$ (Пятенко, Пудовкина, 1961) [3].

Структура [3] является производной от структуры типа $CaF_2 - CeO_2$. Атомы Ti (Fe) окружены шестью O по октаэдрам; большая часть атомов Zr характеризуется координационным числом 7, остальные атомы Zr — координацией 8 (располагаются в кубах, как и атомы Ca). В направлении оси c кубы с атомами Ca чередуются с пустыми кубами; в слое, параллельном (100), к такой Ca-колонке примыкают две колонки из чередующихся пустых и заполненных Zr-семивершинников (фиг. 95, 1). К слою этого типа в направлении оси a примыкает слой (фиг. 95, 2), сложенный колонками из Zr-семивершинников и колонками из чередующихся Ti (Fe)-октаэдров и Ca-Zr-кубов, которые проложены пустыми семивершинниками; Ca и Zr в кубах размещены статистически (Пятенко и Пудовкина) [3].

Дитетраг.-дипирамид. кл. $D_{4h} - 4 / mmm (L_4 4L_2 5PC)$; $a : c = 1 : 0,6648$ (Булах) [2, 4].



1



2

Фиг. 95. Структура кальциртита
(два типа слоев — 1, 2)
(по Пятенко и Пудовкиной)

Формы [4, 5]:

	φ	ρ	φ	ρ
<i>c</i> 001	—	0° 00'	<i>z</i> 123	26° 34' 26° 22'
<i>a</i> 100	90° 00'	90 00	λ 121	26 34 56 04
<i>m</i> 110	45 00	90 00	<i>w</i> 231	33 42 67 21
<i>d</i> 302	90 00	44 55	<i>y</i> 112	45 00 25 11
			<i>p</i> 332	45 00 54 40
<i>dm</i> (302): (110) = 60° 03'		<i>lb</i> (121): (010) = 42° 05'	<i>dd</i> (302): (032) = 59° 54'	
<i>ya</i> (112): (100) = 72 29		<i>la</i> (121): (100) = 68 13	<i>pp</i> (332): (332) = 70 28	
<i>pa</i> (332): (100) = 54 47		<i>wb</i> (231): (010) = 39 51	<i>yy</i> (112): ($\bar{1}$ 12) = 35 01	
<i>zb</i> (123): (010) = 63 36		<i>wa</i> (231): (100) = 59 14	$\lambda\lambda$ (121): ($\bar{1}$ 21) = 43 35	
<i>za</i> (123): (100) = 78 32				

Кристаллы с р. Котуй [4] и с Алдана [1] резко отличны по облику от кристаллов из Гулинского месторождения [5]. В первых двух местах одиночные кристаллы очень редкие, дипирамидально-призматические (фиг. 96, 1), базопинакоид на них не развит; в Гулинском массиве кристаллы характеризуются значительным развитием *c* (001), облик их дипирамидальный или короткопризматический (см. фиг. 96, 2 и 3). В Гулинском массиве установлены двойники прорастания по (111), сходные с двойниками лопарита (см. фиг. 96, 4). Аналогичные двойники наблюдались и у восточно-саянского кальцитрита [6], тогда как в шлихе с р. Котуй распространены двойники с дв. осью, почти точно перпендикулярной к (032); частью это уплощенные по общей для обоих неделимых грани *a* (100) (см. фиг. 96, 5), двойники прорастания, похожие на монокристаллы (см. фиг. 96, 6 и 7) и различные лишь под микроскопом. Наиболее обычны сложные двойники (тройки) псевдокубического развития (см. фиг. 96, 8 и 9) [4].

Физ. св. Сп. наблюдалась лишь в шлифах минерала с Вост. Саяна [5]. Изл. первонный или раковистый. Хрупок. Тв. 6—7. Микротвердость алданского — в пределах 625—1035 $\kappa\Gamma / \text{мм}^2$, существенно зависит от направления [4]; на грани *a* (100) кристалла с р. Котуй [4]—1200 \pm 170 $\kappa\Gamma / \text{мм}^2$. Уд. вес. 4,97—5,09, (вычисл. 5,09 при Са : Zr = 1,8 : 5,2 и Ti : Fe = 10 : 1). Цв. темно-бурый до почти черного, у бразильского желтовато-бурый, желтовато-зеленый и темно-зеленый [7]. Черта бурая. Бл. полуметаллический, на гранях — алмазный, в изломе жирный. Полупрозрачен до прозрачного.

Диэлектрическая постоянная 5,03 [4].

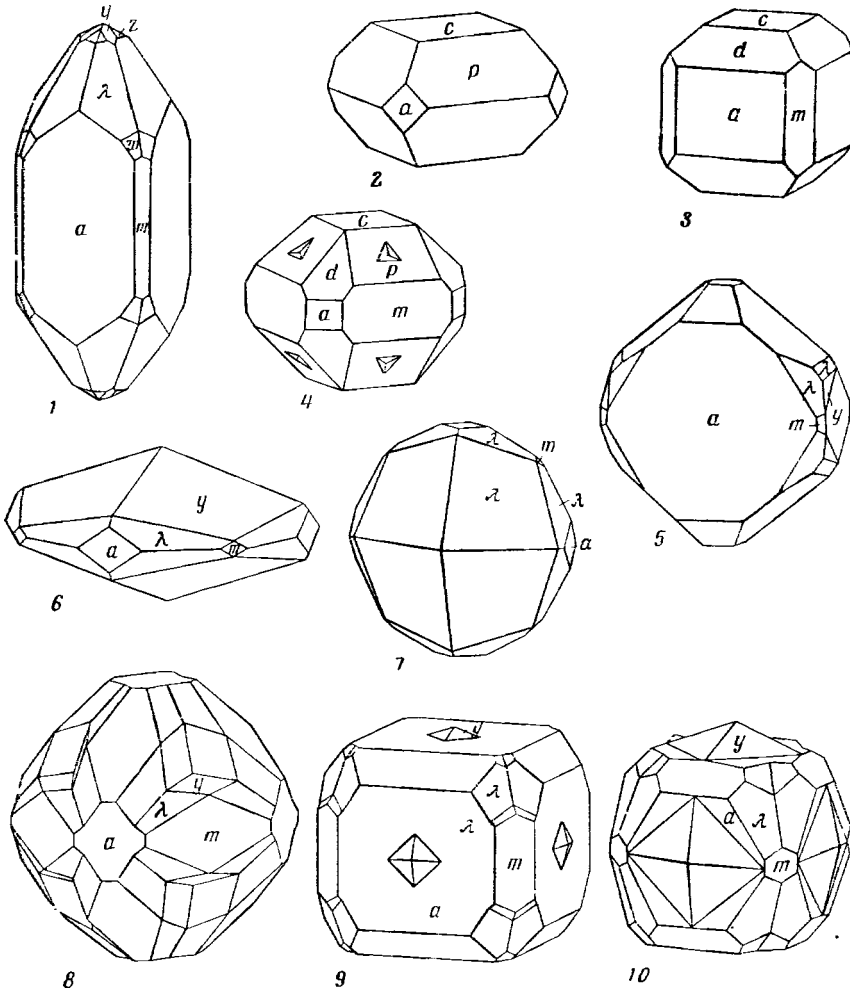
В катодных лучах обнаруживает оранжево-красное свечение, после прокаливания минерала переходящее в яркое огненно-красное. В ультрафиолетовых лучах не светится [4].

Микр. В шл. в прох. свете темно-бурый, почти черный, бурый, светло-серовато-бурый, бледно-зеленоватый до почти бесцветного; распределение окраски иногда неравномерное. Не плеохроирует. Одноосный (+).

n_e	2,36 > n_e > 2,30	2,25	2,27	
n_o	2,27 > n_o > 2,19	2,20	2,21	2,16—2,19
$n_e - n_o$	0,07 — ξ 0,08	Около 0,05	Около 0,05	
Месторождение	Вост. Сибирь	Себль-Явр	бассейн р. Котуй	Сибирь
Ссылка	[1]	[4]	[4]	[5]

В полир. шл. [4, 7] в отраж. свете светло-серый. Отраж. способность (в %): $R_e = 16,4$; $R_o = 15,0$. Двуотражение наблюдается лишь в иммерсии (отчетливо). Сильно анизотропен. Характерны яркие красновато-бурые и желтовато-бурые внутренние рефлексы.

Хим. Формула по данным хим. анализа — $\text{CaZr}_3\text{TiO}_9$ (теор. состав: СаО — 11,09; TiO₂ — 15,80; ZrO₂ — 73,11). На основе рентгеноструктур-



Фиг. 96. Кристаллы кальциррита

1—3— одиночные кристаллы: 1 — р. Котуй (по Булаху), 2, 3 — Гулинский массив (по Жабину и др.); 4—7 — двойники: 4 — Гулинский массив (по Жабину и др.), 5—7 — р. Котуй (по Булаху); 8—10 — сложные двойники, р. Котуй (по Булаху, Кухаренко и др.)

ного изучения [3], формула $\text{Ca}(\text{Ca}_{0,8}\text{Zr}_{1,2})\text{Zr}_4(\text{Ti, Fe})_2\text{O}_{16}$. Предположительно железо представлено Fe^{2+} . Содержание Nb, замещающего Ti, повышено в минерале из Гулинского месторождения (анализ 3).

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
CaO	11,26	10,5	11,30	ThO ₂	—	0,3	—
FeO	—	1,86	—	Nb ₂ O ₅	0,10	0,2	3,64
Fe ₂ O ₃	1,64	He обн.	1,52	H ₂ O	—	—	0,62
SiO ₂	0,41	—	He обн.	П. п.	0,17	—	0,06
TiO ₂	16,04	15,3	14,40				
ZrO ₂	70,12	71,0	68,44	Сумма	100,18	100,46	99,98
HfO ₂	0,44	1,3	—	Уд. в.	4,90	5,09	5,01

1 — Алдан, Вост. Сибирь, anal. Быкова, содержание HfO₂ определено рентгеновским методом [1]; 2 — Себель-Авр, данные рентгеноспектрального анализа [1] Шевагеевского, FeO₂ — определена химически [4]; 3 — Гулинский массив, anal. Быкова [5].

Полуколичественным спектральным анализом в кальцитрите с Алдана обнаружены сотые доли процента Mn, Rb, Ce, Y, Sr, тысячные — Sn и Sb.

Диагн. исп. [1]. Частично растворяется при нагревании в конц. H_2SO_4 , H_3PO_4 и HCl.

П. п. тр. не плавится, в окислительном пламени светлеет.

Нахожд. По-видимому, распространенный и характерный минерал щелочных ультраосновных массивов и связанных с ними карбонатитов; возможно, принимается за другие минералы. Обнаружен в разных районах СССР. В Вост. Сибири — в метасоматических кальцито-форстерито-магнетитовых породах в ассоциации с дизаналитом и апатитом [1]. В Себель-Яврском массиве на Кольском полуострове в шпреуштейнизированных ийолитах — с шёрломитом, магнетитом, биотитом и сфеном, в карбонатно-амфиболовых породах (составляет до 2—3% от объема породы) — со щелочным амфиболом, флогопитом, доломитом, анкеритом, меланитом и сфеном, содержится и в кальцитовых карбонатах этого месторождения. Установлен также в других щелочно-ультраосновных массивах Кольского полуострова и в шлихе из бассейна р. Котуй на Северо-Востоке Союза [4]. В тесной ассоциации с магнетитом, церовскитом и апатитом наблюдался в Гулинской интрузии щелочных ультраосновных пород в Сибири [5]. Обнаружен в почвах, элювиальных и аллювиальных отложениях в районе

Межплоскостные расстояния кальцитрита из Вост. Сибири [1]
Fe-излучение, $D = 144$ мм

hkl	l	d (кX)	hkl	l	d (кX)
200	4	7,55	860; 336	9	1,537
002	2	5,12	10.2.0	1	1,507
112	1	4,66	664	4	1,471
022	1	4,22		1	1,463
400; 321	2	3,86	008 β	1	1,409
141; 132	4	3,487	775	2	1,385
240	1	3,396	880; 934	3	1,355
332 β	6	3,261	936 β	2	1,294
332	10	2,945	008; 12.0.0	4	1,273
004β; 600β	2	2,818	12.6.0 β	2	1,261
251	1	2,742		1	1,232
004; 600	6	2,552	936; 082; 992	7	1,170
143; 114	1	2,511	12.6.4 β	1	1,154
620	2	2,413	12.6.0	5	1,139
352	3	2,335	9.5.6	2	1,118
631	2	2,250		1	1,067
262; 523	4	2,177	12.6.4	5	1,039
044; 640	1	2,123		1	1,025
721	1	2,068		2	0,9953
660 β	5	1,999		2	0,9834
125; 642	3	1,958		6	0,9807
820; 732	2	1,859		1	0,9513
825	1	1,832		1	0,9339
660; 064	10	1,801		1	0,9177
624	1	1,756		2	0,8979
860 β	1	1,698		1	0,8800
525	2	1,656		2	0,8709
664 β	1	1,631		6	0,8597
136; 930	3	1,600		1	0,8545
734	1	1,580	0.0.12	4	0,8481

пироклорового месторождения Тапира в шт. Минас-Жераис (Бразилия) в прорастании с гематитом и горсейкситом [7].

Изм. Кальцитит в ийолите Себль-Яврского массива частью замещен тонкозернистым желтовато-серым веществом (предположительно это смесь сфена и кальцита) [4].

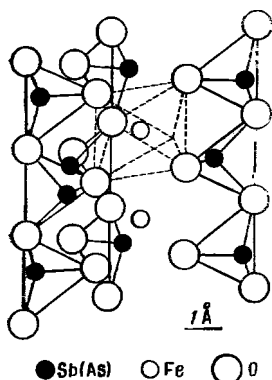
Отл. [4]. От макроскопически несколько сходного перовскита отличается более светлой окраской и более сложной формой кристаллов. Монокристаллы сходны с кристаллами циркона, отличимы на основе точных оптических констант. Простые двойники напоминают или кристаллы бадделеита (лишены характерной для последних штриховки) или кристаллы лопарита (отличие по рентгенограммам). В шлифах частью напоминает касситерит, оба минерала одноосны (+), но касситерит не типичен для карбонатитов и щелочно-ультраосновных пород.

Л и т е р а т у р а

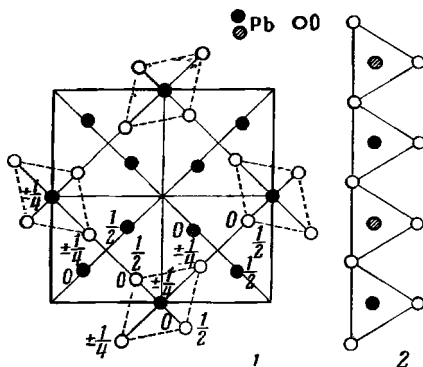
1. Здорик Г. Б., Сидоренко Г. А., Быкова А. В. ДАН СССР, 1961, 137, № 3, 681.
2. Булах А. Г., Абакумова Н. Б. Материалы годичной сессии ученого совета по результатам работ 1958 г. ВСЕГЕИ, 1960, 132.
3. Пятенко Ю. А., Пудовкина З. В. Кристаллография, 1961, 6, № 2, 196.
4. Булах А. Г., Шевалеевский И. Д. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 1, 14.
5. Жабина А. Г., Пудовкина З. В., Быкова А. В. ДАН СССР, 1962, 146, № 6, 1399.
6. Гайдуклова В. С., Эгель Л. Е., Сидоренко Г. А. Бюлл. научно-техн. информации Министерства геол. и охраны недр СССР. Гостеолиздат, 1962, № 2, 18.
7. Veep v. d. A. H. Min. Mag., 1965, 35, No 271, 544.

СТРУКТУРА ТИПА СУРИКА

В структуре сурика — $Pb^{4+}Pb_2^{2+}O_4$ [1], в аналогичных структурах шафарцикита — $FeSb_2O_4$ [2], тришкента — $CuAs_2O_4$ [3] и ряда искусственных соединений ($SnPb_2O_4$, $ZnSb_2O_4$, $MgSb_2O_4$, $NiAs_2O_4$ и др.) атомы Pb^{2+} (As, Sb) окружены тремя атомами О. Группы SbO_3^{3-} , AsO_3^{3-} и PbO_3^{4-} , имеющие по две общие вершины, слагают цепи (SbO_2^- , AsO_2^- , PbO_2^{2-}), параллель-



Фиг. 97. Структура шафарцикита (тришкента)
(по Цеману)



Фиг. 98. Структура сурика
(по Бистрему и Вестрену)

1 — проекция на (001). Цифрами указана высота расположения атомов; пунктиром намечены контуры PbO -октаэдров; 2 — цепь PbO_2 ; атомы Pb попеременно расположены перед и за O -треугольниками

ные оси c ; кислородные треугольники расположены параллельно (110); атомы Pb^{2+} (As, Sb) попеременно находятся по одну или по другую сторону треугольников. Атомы Pb^{4+} (Cu, Fe) располагаются между цепочками, окружены шестью O по октаэдрам; при этом октаэдры CuO_6 , FeO_6 и $Pb^{4+}O_6$, в свою очередь, образуют цепи в направлении оси c , находятся друг над другом, имея по два общих ребра с соседними октаэдрами (фиг. 97 и 98).

Л и т е р а т у р а

1. V y s t r ö m A., W e s t g r e n A. Ark. kemi, min., geol., 1943, 16 B, N:o 14, 1.
2. Z e m a n n J. Tscherm. min., petr. Mitt., 1951, 2, H. 2, 166.
3. Z e m a n n J. Tscherm. min., petr. Mitt., 1951, 2, H. 4, 417.

ГРУППА ТРИПШКЕНТА

		Сингония	a_0	c_0	Уд. в.
Трипшкент	$CuAs_2O_4$	Тетраг.	8,59	5,56	4,49
Шафарцикит	$FeSb_2O_4$	Тетраг.	8,59	5,92	5,49

Трипшкент Trippskente



Назван по имени польского минералога П. Трипшке, впервые нашедшего минерал (Рат и Дамур, 1880) [1].

Характ. выдел. Мелкие кристаллы (0,5 — 1,5 мм) [1, 2].

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^{13} - P4_2/mbc$. $a_0 = 8,57$; $c_0 = 5,66 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,660$ (Пабст, по Дана, 1951); $a_0 = 8,59$; $c_0 = 5,56 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,647$ (Цеман, 1951) [3]; $Z = 4$. Изоструктурен с шафарцикитом и суриком.

Расстояния $Cu - O_I = 2,31 \text{ \AA}$, $Cu - O_{II} = 1,93$; $As - O_I = 1,89$; $As - O_{II} = 1,69$; $O_I - O_I = 2,78$; $O_I - O_{II} = 2,98$; $O_{II} - O_{II} = 2,78$ и $2,68$ [2].

Дитетраг.-дипирамид. кл. $D_{4h} - 4/mmm (L_4 4L_2 4PC)$. $a : c = 1 : 0,916$ (Рат) [1, 2].

Формы:

		φ	ρ		φ	ρ
c	001	—	$0^\circ 00'$	u	112	$45^\circ 00'$ $32^\circ 56'$
a	100	$90^\circ 00'$	90 00	v	331	45 00 75 34
m	110	45 00	90 00	y	314	71 34 35 54
o	111	45 00	52 20	x	312	71 34 55 22

uy (314) : (134) = $21^\circ 23'$ uv (112) : (112) = $45^\circ 13'$ oo (111) : (111) = $68^\circ 45'$

xx (312) : (132) = $43^\circ 11'$ uv (112) : (112) = $65^\circ 52'$ oo (111) : (111) = $104^\circ 40'$

Мало достоверна z (24.5.20) Рата, она близка к (514).

Здесь для кристаллов трипшкента принята установка Рата по аналогии с установкой кристаллов шафарцикита. Рентгеновская установка, а также установка Гольдшмидта ($a : c = 1 : 0,6477$), принятая в справочнике Дана, отличаются от установки Рата поворотом кристалла на 45° вокруг оси c ($0,6477 \times \sqrt{2} = 0,916$). Формула перехода от установки Гольдшмидта к установке Рата: $110/110/002$, от установки Рата к установке Гольдшмидта: $1/2 \ 1/2 0 \ 1/2 \ 1/2 0/00 \ 1/2$. Сопоставление символов главных форм по Гольдшмидту и Дана (Г) и по Рату (Р):

Г	a	100	a (m)	110	u	101	o	201	x	211
Р	m	110	a	100	u	112	o	111	x	312

Кристаллы толстотаблитчатые по (001) (фиг. 99).

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. совершенная по (100), менее совершенная по (110) (в установке Рата). При раскалывании получают гнущиеся асбестовидные волокна. Мягок. Тв. 1—3. Уд. вес 4,8 (Пабст, по Дана, 1951), вычисл. 4,49 [3]. Цв. синевато-зеленый до фиштакково-зеленого, как у эпидота. Бл. алмазный. Черта светло-голубая.

Теплота образования CuAs_2O_4 $\Delta H_{298} = (-) 193,6$ ккал/моль; энтропия образования $\Delta S_{298} = 47,06$ кал/град · моль; изобарные потенциалы образования (в ккал/моль): $(-) 179,49$ при 300°K ; $(-) 170,07$ при 500° и $(-) 151,23$ при 900° [4].

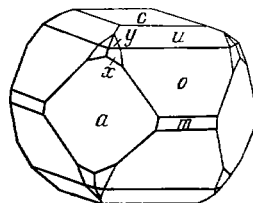
Микр. В пл. в прох. свете синевато-зеленый. Плеохроизм слабый. Одноосный (+). $n_e = 2,12$; $n_o = 1,900$; $n_e - n_o = 0,22$ (Ларсен и Берман).

Хим. Согласно качественным определениям Дамура [1, 2], содержит только CuO и As_2O_3 . Формула установлена Цеманом [3] на основе определения структуры минерала. Теор. состав: $\text{CuO} - 29,19$; $\text{As}_2\text{O}_3 - 70,81$.

Диагн. исп. Легко растворяется в HCl и в HNO_3 с образованием синего раствора.

П. п. тр. на угле дает металлическую медь. При нагревании в закр. тр. цвет меняется от голубовато-зеленого до изумрудно-зеленого, затем переходит в бурый, желто-зеленый; плавляется в зеленый плак. При нагревании в закр. тр. выделяет As_2O_3 , оседающую на холодных стенках трубки в виде мелких октаэдров.

Нахожд. Найден в очень малом количестве только в месторождении Копьяпо (Чили) в друзах куприта с малахитом, халькопиритом и оливинитом.



Фиг. 99. Кристалл трипшкeita, Копьяпо (по Рату)

Л и т е р а т у р а

1. Rath G., Damour A. Bull. Soc. fr. min., 1880, 3, 175.
2. Damour A., Rath G. Zs. Krist., 1881, 5, 245.
3. Zemann J. Tscherm. min., petr. Mitt., 1951, 2, H. 4, 417.
4. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хим. средство) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 37.

Шафарцикит Schafarzikite



Назван по имени венгерского минералога Ф. Шафарцика (Креннер, 1921) [1], первоначально Креннером на основании качественных определений был принят за фосфат с формулой: $n\text{FeO} \cdot \text{P}_2\text{O}_5$.

Синон. Шафарчикит.

Характ. выдел. Кристаллы величиной до 1 мм.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^{13} - P4_2/mbc$. $a_0 = 8,59$; $c_0 = 5,92\text{A}$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,689$; $Z = 4$ (Цеман) [2].

Изоструктурен с трипшкситом и суриком. Расстояния: $\text{Fe} - \text{O}_I = 2,05$; $\text{Fe} - \text{O}_{II} = 2,03$; $\text{O}_I - \text{O}_I = 2,96$; $\text{O}_I - \text{O}_{II} = 2,90$ и $3,02$; $\text{Sb} - \text{O}_I = 2,20$; $\text{Sb} - \text{O}_{II} = 1,87$; $\text{O}_{II} - \text{O}_{II} = 2,96$ и $2,77$.

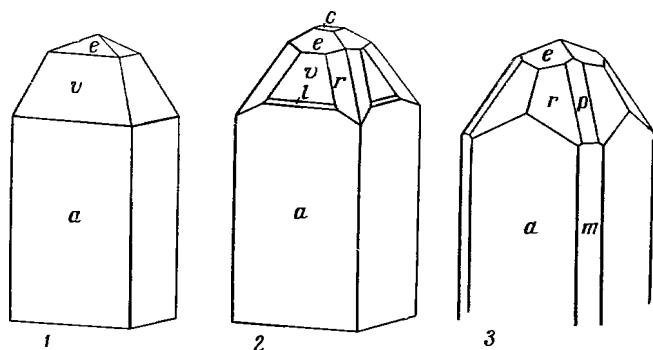
Дитетраг.-дширамид. кл. $D_{4h} - 4/mmm (L_44L_25PC)$; $a : c = 1 : 0,979$ (Креннер) [1].

Формы [1, 3]:

	Φ	ρ		Φ^{-1}	ρ		
<i>c</i>	001	—	0° 00'	<i>v</i>	201	90° 00'	62° 57'
<i>a</i>	100	0° 00'	90 00	<i>l</i>	301	90 00	71 12
<i>m</i>	110	45 00	90 00	<i>p</i>	111	45 00	54 10
<i>e</i>	102	90 00	26 05	<i>r</i>	312	71 34	57 09

$$\begin{aligned}
 vv (201) : (021) &= 78^\circ 04' & pp (111) : (\bar{1}\bar{1}\bar{1}) &= 69^\circ 57' & rr (312) : (132) &= 44^\circ 03' \\
 vv (201) : (\bar{2}01) &= 125 54 & pp (111) : (\bar{1}\bar{1}1) &= 108 20 & rr (312) : (\bar{3}\bar{1}2) &= 30 48
 \end{aligned}$$

Кристаллы призматические (фиг. 100), головки кристаллов большей частью плохо образованы.



Фиг. 100. Кристаллы шафарцикита, Чернек

1, 2 — по Креннеру; 3 — по Токоди

Токоди на основе измерения двух кристаллов вывел несколько иное отношение осей ($a : c = 1 : 0,9538$); гониометрическое отношение осей Креннера близко отвечает рентгеновским данным, которые требуют поворота кристаллов на 45° вокруг оси c (c_0/a_0 Цемана $0,689 \times \sqrt{2} = 0,974$). Соотношение символов граней в морфологической установке Креннера и Токоди (К-Т) и в рентгеновской установке Цемана (Ц):

К-Т	001	100	110	111	102	201	301	312
Ц	001	110	010	201	112	221	331	211

Формула перехода от рентгеновской установки Цемана к установке Токоди — Креннера $110/110/002$.

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (110) совершенная, по (100) ясная (обусловлена цепочечной структурой минерала), по (001) проявляется слабо. Тв. $3\frac{1}{2}$. Уд. в. 4,3 [3] (вычисл. 5,49). Цв. красный, красновато-коричневый. Бл. металлический. Неупруг. В тонких пластинках желтый.

Теплота образования FeSb_2O_4 $\Delta H_{298} = (-) 232,2$ ккал/моль; энтропия $\Delta S_{298} = 82,2$ ккал/град · моль; изобарные потенциалы (в ккал/моль): при 300°K $(-)$ 207,54; при 500° $(-)$ 191,1; при 900° $(-)$ 158,22 [4].

Микр. В пл. в прох. свете желтый, желто-коричневый. Плеохроизм сильный: по Ne — коричнево-желтый, по No — соломенно-желтый. Одноосный (+). n значительно выше 1,74; двуупреломление около 0,1 [3].

Хим. Теор. состав: $\text{FeO} - 19,77$; $\text{Sb}_2\text{O}_3 - 80,23$. Формула предложена Цеманом на основании близости рентгеновских данных шафарцикита с данными для синтетического соединения FeSb_2O_4 , изоструктурного с ZnSb_2O_4 . Единственный анализ шафарцикита (микроанализ), выполненный Хюбером ($\text{FeO} - 38,2$; $\text{Sb}_2\text{O}_3 - 61,3$; сумма 99,5) [5] и приводящий к формуле $5\text{FeO} \cdot 2\text{Sb}_2\text{O}_3$, Цеман считает ошибочным.

Находж. Обнаружен только в сурьмяном руднике Пернек (Чехословакия) на антимоните в тесной ассоциации с кермезитом совместно с сенармонитом и валентинитом; более поздними минералами по отношению к шафарцикиту являются кальцит и арагонит [1].

Искусств. FeSb_2O_4 был получен при нагревании смеси Sb_2O_3 и FeO в стеклянной трубке в отсутствие воздуха при 450—500° [6].

Л и т е р а т у р а

1. К р е п п е р I. A. Zs. Krist., 1921, 56, 198.
2. Z e m a n n I. Tscherm. min., petr. Mitt., 3 Folge, 1954, 2, H. 2, 166.
3. Т о к о д у L. Zs. Krist., 1925, 62, H. 1—2, 123.
4. Л е т н и к о в Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хим. средство) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 37.
5. Н у е б е р Н. Zbl. Min., 1932, A, 337.
6. S t ä h l S. Ark. kemi, min., geol., 1943, 17 B. H. 2, N:o 5, 1.

Сурик Pb_3O_4 Тетраг. с. a_0 8,82 c_0 6,56 Уд. в. 8,9

Сурик Minium



Название минимум отвечает древнему названию киноварной краски; для ее подделки употребляли «красный свинец» — Pb_3O_4 , за которым и сохранилось это название; сурик — также название краски.

Синон. Красный свинец — read-lead, частично минимум; нем. Mennige.

Характ. выдел. Плотные или порошковатые агрегаты микроскопических чешуек.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^{13} - P4_2/mbc$ (Бистрём) [1].

a_0 (Å)	8,824	8,806	8,893	8,82	8,86	8,806	8,815
c_0	6,564	6,564	6,52	6,57	6,67	6,564	6,565
$a_0 : c_0$	1:0,744	1:0,745	1:0,733	1:0,745	1:0,751	1:0,745	1:0,745
	Брокен-Хилл	Ледвил	Искусственная Pb_3O_4				
	[2]	[3]	[4]	[1]	[5]	[6]	[7]

$Z = 4$. Изоструктурен с трипшкзитом и шафарцикитом, с SnPb_2O_4 и рядом других искусственных соединений (см. стр. 267); расстояния $\text{Pb}^{4+} - \text{O} = 2,16$; $\text{Pb}^{2+} - \text{O} = 2,21$ и $2,7$ Å; $\text{O} - \text{O} = 3,29$ в треугольниках в направлении оси c и $3,13$ Å в других направлениях [1, 8].

Кристаллы не наблюдались.

Физ. св. и физ.-хим. конст. Тв. 2—3. Уд. в. сурика из Брокен-Хилла $8,2 \pm 0,2$, у искусственного 8,9 — 9,2 (вычисл. 8,79 при параметрах по Скинеру и Мак Брайеру [2], 8,95 при параметрах по Бистрёму [6]). Цв. ярко-красный или буровато-красный, иногда с желтоватым оттенком. Черта оранжево-желтая. Бл. матовый или жирный.

Теплота образования Pb_3O_4 $\Delta H_{298} = (-)175,6$ ккал/моль; энтропия $\Delta S_{298} = 73,3$ ккал/град · моль; изобарные потенциалы (в ккал/моль): при 300° К (-)147,6; при 500° (-)139,0; при 700° (-)130,4 [9]; молекулярная теплоемкость 35,14 ккал/град · моль [10].

Микр. В пл. в прох. свете сильный плеохроизм: по Ng почти бесцветный, по Nr темно-коричневато-коричневый. Оптический знак не установлен. Удлинение (-), погасание прямое. Характерна аномальная зеленая интерференционная окраска. $n = 2,42$ (Li) (Ларсен и Берман). Двупреломление слабое.

В полир. пл. в отраж. свете [11] розовато-желтовато-серый (влияние внутренних рефлексов); лишь в контакте с галенитом заметен синеватый оттенок. Отраж. способность (вычисленная) для красного света 17,2% в воздухе, 5,2% в иммерсии; в синей части спектра коэффициент поглощения существенно возрастает.

Хим. Теор. состав: Pb — 90,67; O — 9,33. Анализ сурика из рудника Брокен-Хилл (Австралия): Pb — 89,94; Fe — 0,2; Zn — <0,1; CO₂ — не обн. [2]. Минерал из рудника Ледвилл (шт. Колорадо, США) содержит: Pb₃O₄ — 91,39; Fe₂O₃ — 0,80; V₂O₅ — 0,52; н. о. — 7,51; сумма 100,22 (анал. Хоукинс) [12]. Спектральный анализ сурика из Кургашинокана показал наличие следов Fe, Mn, Si, Cu и Mo [13].

Диагн. исн. Растворим в избытке HCl с выделением Cl; разлагается разбавленной HNO₃ с образованием Pb(NO₃)₂ и коричневого осадка PbO₂.

Легко плавится. В закр. тр. выделяет кислород. При нагревании чернеет, но по охлаждении принимает первоначальную окраску.

Повед. при нагр. Температура разложения 500° [10].

Нахожд. Редкий вторичный минерал свинцовых месторождений. Образуется корки на галените или церуссите, реже полностью замещает эти минералы (иногда с сохранением следов спайности галенита). Образует псевдоморфозы по галениту, церусситу и реже по кальциту; известен также как продукт изменения самородного свинца. Сопровождается галенитом, церусситом, массивкотом, лимонитом и другими вторичными минералами. В ряде рудников образовался в связи с подземными пожарами.

В СССР наблюдался по р. Илыч (Коми АССР) [14] в каменноугольных известняках — в прожилках кальцита и в виде плотных корочек на галените; в Юльевском прииске Пластовского района (бывш. Кочкарский район Челябинской обл.) в тальково-глинистой породе [15]; на Алтае — в Змеиногорском [16, 17] (частично с баритом) и Заводинском (налеты — в трещинках оруденелого порфира) месторождениях; в свинцово-цинковом месторождении Кургашинокан (УзбССР) [13] — в виде тонких кристаллических корочек на свинецсодержащем псиломелане, облегающем выделение вульфенита; также в зоне окисления свинцово-цинковых месторождений Ачисай (КазССР) [18], Тегюхе (Приморский край) [19], свинцовых месторождений Тувинской АО [20] и др. Встречен в ряде свинцовых месторождений ГДР, ФРГ, Шотландии, Италии, во многих месторождениях США, Мексики, Австралии и других стран [21].

Межплоскостные расстояния сурика из Ледвилла, Колорадо [3]

Cu-излучение, Ni-фильтр

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d	I	d
110	3	6,19	440; 043; 342	1	1,558	1/2	1,096
121	10	3,36	152; 143	2	1,528	1	1,075
220	3	3,10	351; 060	1	1,473	1	1,065
112	7	2,89	224; 160	1	1,451	1	1,037
130	7	2,78	134; 161; 442	5	1,412	1	1,023
022	6	2,63		1/2	1,373	3	0,980
231; 222	2	2,27		2	1,344	3	0,968
141	2	2,03		2	1,312	3	0,948
240	2	1,969		1/2	1,287	1	0,926
123	6	1,914		1	1,264	1	0,913
042	4	1,831		2	1,244	1/2	0,897
332	8	1,749		2	1,166	2	0,878
341	1/2	1,698		2	1,145	4	0,861
004; 250; 233	2	1,637		1	1,130	2	0,816
114; 251	3	1,590		1/2	1,114		

Искусств. Образуется при нагревании PbO на воздухе до красного каления; при более низкой температуре — значительно медленнее. Мелкие чешуйки получены в результате нагревания $PbCO_3$ в расплавленной смеси нитратов K и Na ; также при нагревании Pb или $PbCO_3$ с концентрированным раствором KOH .

Л и т е р а т у р а

1. Byström A., Westgren A. Ark. kemi, min., geol., 1943, 16 B, N:o 14, 1.
2. Skinner B. J., McBriar E. M. Min. Mag., 1958, 31, No 242, 947.
3. Berry L. G., Thompson R. M. Geol. soc. Am., 1962, Mem. 85, 219.
4. Straumanis M. Zs. phys. Chem., 1942, 52 B, 127.
5. Gross S. T. J. Am. chem. soc., 1941, 63, No 4, 1168.
6. Byström A. Ark. kemi, min., geol., 1945, 20 A, N:o 11, 1.
7. Swanson H. E., Cook M. I., Evans T. I. a. E. N. U. S. Nation. Bur. Stand., 1960, circ. 539, 9, 64.
8. Byström A. Ark. kemi, min., geol., 1948, 25 A, N. 5, N:o 13, 1.
9. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хим. сподство) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 36.
10. Кей Дж., Лэбн Т. Таблицы физических и химических постоянных. Перевод с англ. Физматгиз, 1962, 127 и 179.
11. Grafenauer S. N. Jb. Min., Abhandl., Festband Ramdohr, 1960, 94, 2-te Hälfte, 1187.
12. Dawson J., Hawkins J. Am. J. Sci., 1890, 39, 42.
13. Голованов И. М. Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1959, вып. 13, 80.
14. Мамонтов В. П. Геологические исследования и полезные ископаемые в районе Ухта-Печора-Камской железной дороги. СПб., 1911, 137.
15. Еремеев П. В. Горный журн., 1887, 3, 290.
16. Филипенко П. П. Минералогия Зап. Алтая. Изв. Томск. ун-та, 1915, 62, 148.
17. Миклашевский. Горный журн., 1871, 2, 202.
18. Бездека И. И. Тр. Туркест. научн. об-ва, 1923, 1, 293.
19. Мирнов В. И. Проблемы Советской геологии, 1935, 5, № 2, 190.
20. Козлов М. Т. Тр. Воронежск. ун-та, 1957, 60, вып. 3, 31.
21. Mellor J. W. A comprehensive treatise on inorganic and theoretical chemistry. London, 1927, 7, 672.

ГРУППА ИЛЬМЕНИТА

		Сингония	a_h	c_h	Уд. в
Гейкилит	$MgTiO_3$	Триг.	5,080	13,895	4,03
Пирофанит	$MnTiO_3$	Триг.	5,136	14,336	4,58
Ильменит	$FeTiO_3$	Триг.	5,103	14,068	4,79
Сенаит	$(Fe, Mn, Pb) TiO_3$	Триг.	—	—	5?
[Давидит]	$(Fe^{2+}, La, Ce, U)_2(Ti, Fe^{3+})_5O_{12}$	Триг.	10,40	20,88	~4,5

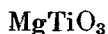
Гейкилит, пирофанит и ильменит изоструктурны, относятся к большой группе минералов с общей формулой ABO_3 ; имеют структуру типа корунда и гематита, в которой роль атомов $Al(Fe)$ попеременно играют атомы $A (Fe^{2+}, Mg, Mn^{2+})$ и $B (Ti)$. Сенаит близок к ильмениту и пирофаниту, от которых отличается содержанием 10—12% PbO ; природа его требует уточнения. Давидит, внешне сходный с ильменитом, резко отличается от него по составу, отнесен к группе ильменита условно. Штрунц (1966), наряду с ильменитом, различает кричтонит и мозит и выделяет их с сенаитом и давидитом в особую группу минералов с формулой $A_2B_5O_{12}$.

Ильменит, гейкилит и пирофанит большей частью содержат изоморфные примеси (Mg и Mn^{2+} в ильмените, Mn^{2+} и Fe^{2+} в гейкилите, Mg и Fe^{2+} в пирофаните); гейкилит связан переходами с разновидностью ильменита — пикроильменитом, пирофанит — с манганильменитом. В ильмените

обычно содержится Fe_2O_3 , частично в виде твердого раствора, но большей частью в виде включений гематита — продукта распада твердого раствора.

Из минералов группы широко распространен лишь ильменит. За последние годы выяснилась и распространенность давидита, который, по-видимому, в ряде мест принимался за ильменит.

Гейкилит Geikielite



Назван по имени английского геолога А. Гейки (Флетчер, 1892) [1].

Синон. Гейкелит, гикелит, уитманит — whitmanite (Мёрдок, 1948) [2].

Характ. выдел. Кристаллы, пластинки и сплошные массы.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $C_{3i}^2 - R\bar{3}$; $a_h = 5,080$; $c_h = 13,895 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 2,735$; $Z = 6$; $a_{rh} = 5,482 \text{ \AA}$; $\alpha = 55^\circ 12'$; $Z = 2$ (Уайз для гейкилита из Калифорнии) [3]; $a_h = 5,054$; $c_h = 13,898 \text{ \AA}$; $a_{rh} = 5,54$; $\alpha = 54^\circ 39'$ (Уайков для MgTiO_3) [4].

Изоструктурен с ильменитом.

Ромбоэдр. кл. $C_{3i} - \bar{3} (L_3C)$; $a : c = 1 : 1,3806$ (Мёрдок и Фэхи) [2].

Морфологическое отношение осей отличается от рентгеновского в два раза меньшим значением c ($1,3806 \times 2 = 2,7612$).

Обычные формы [2, 5]:

	φ	ρ		φ	ρ
c	0001	—	$0^\circ 00'$	R	0111 $0^\circ 00'$ $57^\circ 54'$
ζ	2025	$60^\circ 00'$	32 31	s	0221 $0^\circ 00'$ $72^\circ 35'$
r	1011	60 00	57 54		
rr	$(1011) : (1101) = 94^\circ 23'$			ss	$(0221) : (2\bar{2}01) = 111^\circ 25'$

Редкие и недостоверные формы:

2130	5054	0334	2132	8443	6173	7187
5058	0112	2136	2131	5.2.7.12	7189	

Кристаллы таблитчатые по (0001).

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (1011), отдельность по (0001) [5]. Тв. около 5. Уд. в. 3,8 — 4,05 (вычисл. 4,03); изоморфная примесь Fe повышает уд. вес. Изл. полураковистый. Цв. красновато-бурый, красный (у минерала из Калифорнии) до черного, более темный при повышенном содержании FeO. Черта буровато-красная. В тонких осколках просвечивает коричневатокрасным цветом.

Теплота образования MgTiO_3 $\Delta H_{298} = (-)375,6 \text{ ккал/моль}$, энтропия $\Delta S_{298} = 70,33 \text{ ккал/град} \cdot \text{моль}$, изобарные потенциалы образования (в ккал/моль): при 300° K $(-)354,5$; при 900° $(-)312,3$ [6].

Микр. В пл. в прох. свете темно-красный. Слабая абсорбция, $N_o < N_e$. Одноосный $(-)$. $n_o = 2,31$; $n_e = 1,95$ у цейлонского (Ларсен), 2,35 и 1,98 у кавказского [7].

Хим. Теор. состав: $\text{MgO} - 33,54$; $\text{TiO}_2 - 66,46$; обычно содержит немного Fe и иногда Mn, которые изоморфно замещают Mg; по составу связан переходами с пикроильменитом: отношение $\text{MgO} : \text{FeO}$ изменяется от 8 : 1 в гейкилите до 2 : 1 в пикроильмените; содержит примесь Fe_2O_3 (до 7%).

Анализы:

	1	2	3	4	5
MgO	31,8	29,41	28,50	25,79	21,57
CaO	—	—	—	—	0,32
MnO	0,4	—	—	—	1,27
FeO	1,4	2,03	6,34	10,09	12,30
NiO	—	—	—	—	0,27
Al ₂ O ₃	1,3	—	—	—	1,22
V ₂ O ₅	—	—	—	—	0,25
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0,65
Fe ₂ O ₃	—	7,32	1,93	0,25	2,82
SiO ₂	0,9	—	—	—	0,85
TiO ₂	64,9	60,66	63,77	63,94	57,52
Сумма	100,7	99,42	100,54	100,07	99,83*
Уд. в.	3,71	3,98	3,99	4,01	4,1
Fe/Mg/Mn	0,5/98/1,5	2/98/0	7/93/0	12/88/0	16/82/2

* В том числе H₂O+ — 0,17; P₂O₅ — 0,17; CO₂ — 0,45.

1 — Риверсайд (шт. Калифорния, США), анал. Фэхи [2] (первоначально рассматривался как особый минерал — уигманит); 2—4 — Цейлон: 2 — среднее из двух анализов, анал. Кепел [5], 3 и 4 — анал. Крук и Дюнон [8]; 5 — р. Б. Зеленчук (Ставропольский край), анал. Кавтор [7].

Диагн. исп. При испытании ведет себя как ильменит.

Находж. Редок. В СССР наблюдался совместно с хромовым хлоритом в трещинах хромитовых руд из серпентинизированных дунитов бассейна р. Зеленчук (Ставропольский край) [7] и в хромитовом месторождении на г. Верблюжке (Челябинская обл.) [9] на контакте пегматитов со змеевиками. В известняках, подвергшихся метасоматозу, встречен в шт. Калифорния (США): в Йенсене, близ Риверсайда с кальцитом, бруситом и шпинелью, частью с диоксидом, форстеритом, ширитом и пирротином [2]; в горах Санта-Лусия — в тесной ассоциации с рутилом и шпинелью, также с флогопитом, клиногуммитом и форстеритом [3]. Распространен в россыпях Цейлона (Балангода, Раквана) наряду с пикроильменитом, цирконом, шпинелью и др.

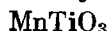
Изм. Подобно ильмениту замещается лейкоксеном.

Искусств. Получен в виде кристалликов при сплавлении MgCl₂ с TiO₂ [10].

Л и т е р а т у р а

1. Fletcher L. Nature, 1892, 46, 620.
2. Murdoch J., Fahey J. J. Am Min., 1949, 34, No 11—12, 835.
3. Wise W. Am. Min., 1959, 44, No 7—8, 879.
4. Wusckoff R. W. Crystal structures, 2-th ed., 1964, 2, 420.
5. Сущинский П. П. Zs. Krist., 1903, 37, 59.
6. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хим. средство) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 37.
7. Efremov N. Am. Min., 1954, 39, No 3—4, 395.
8. Crook T., Jones B. M. Min. Mag., 1906, 14, 160.
9. Кашин С. А. Сб. «Хромиты СССР». Изд-во АН СССР, 1937, 1, 277.
10. Rosnjak E., Barth F. W. Zs. Krist., 1934, 88, 275.

Пирофанит Pyrophanite



Название от греч. πυρ (пир) — огонь и φανος (фанос) — блестящий (сияющий), по окраске и сильному блеску (Хамберг, 1890) [1].

Характ. выдел. Кристаллы, тонкие пластинки, чешуйки.

Структ. и морф. крист. Триг. с. C_{3i}^2 — $R\bar{3}$.

a_h	c_h	$a_h : c_h$	a_{rh}	α	Месторождение	№ хим. анализа	Автор
5,128	14,280	1 : 2,785	5,606	54°25'	Бурпала	3	Портнов [2]
5,145	14,36	1 : 2,791	5,63	54°15'	Суолуайв	2	вычислено по данным Семенова [3]
5,137	14,28	1 : 2,780	5,608	54°30'	Оямада	—	Окамото и др. [4]
5,131	14,29	1 : 2,785	5,609	54°26'	Стокё	4	Нойман и Бергстёл [5]
5,127	14,24	1 : 2,777	5,594	54°32'	Стокзунд	5	
5,136	14,336	1 : 2,796	5,63	54°16'	MnTiO ₃	—	Барт [6]
5,137	14,283	1 : 2,780	5,610	54°30'	MnTiO ₃	—	Уайков [7]

$Z = 2$ (для ромбоэдр. ячейки). Изоструктурен с ильменитом и гейкилитом.

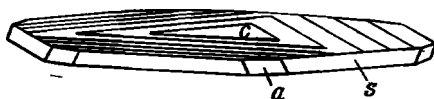
Ромбоэдр. кл. $C_{3i} - \bar{3} (L_3C)$. $a : c = 1,369$ (Хамберг) [1].

Формы:

	φ	ρ		φ	ρ
c 0001	—	0°00'	d 10 $\bar{1}2$	60°00'	38°19'
a 11 $\bar{2}0$	30°00'	90 00	s 02 $\bar{2}1$	0 00	72 27
dd (10 $\bar{1}2$) : (1102) = 64°58'			ss (02 $\bar{2}1$) : (2 $\bar{2}01$) = 111°59'		

Морфологическое отношение осей отличается от рентгеновского вдвое меньшим значением c ($1,369 \times 2 = 2,738$).

Кристаллы тонкопластинчатые. На (0001) обычна штриховка по трем направлениям, параллельным ребрам (0001) : (10 $\bar{1}2$) (фиг. 101).



Фиг. 101. Кристалл пиррофанита, Вермланд (по Хамбергу)

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. у минерала из Швеции довольно отчетливая по (02 $\bar{2}1$) и менее совершенная по (10 $\bar{1}2$) [1], пиррофанит из Сев. Прибайкалья характеризуется совершенной сп. по (0001) [2]. Тв. 5—6. Уд. в. 4,4—4,6 (вычисл. 4,58); вхождение Fe повышает, а вхождение Mg понижает уд. вес. Цв. темно-красный, буровато-красный, киноварно-красный [8], кроваво- и малиново-красный до желтоватого и зеленовато-желтого [4]; пиррофанит из Южн. Норвегии черный [5]. Черта охряно-желтая, иногда со слегка зеленоватым оттенком, у норвежского темно-красновато-бурая. Бл. металлический [1], полуметаллический [2], алмазовидный [8]. В тонких листочках просвечивает.

Минерал из Японии при разделении электромагнитом попадает в слабо электромагнитную или в немагнитную фракцию [9].

Теплота образования $MnTiO_3$ $\Delta H_{298} = (-)320,4$ ккал/моль, энтропия $\Delta S_{298} = 62,0$ ккал/град · моль; изобарные потенциалы образования (в ккал/моль): при 300° К (-)301,8; при 500° (-)289,4; при 900° (-) 264,6 [10].

Микр. В пл. в прох. свете темный кроваво-красный, желтовато-красный [1], буро-красный [2]; также оранжево-желтый [11] и зеленовато-желтый [9]. Различно окрашенные зерна (иногда зональные) наблюдались в одном шлифе; шведский пиррофанит [1] и минерал из Уэльса [11] не плеохроируют, прибайкальский буровато-красный по No , желтовато-бурый по Ne [2]. Одноосный (-). Показатели преломления и дву-

преломление очень высокие: у минерала из Сев. Прибайкалья $n_o = 2,46$; $n_e = 2,07$; $n_o - n_e = 0,39$ [2]. Сильная дисперсия светопреломления: $n_o = 2,4414$ (Li) и $2,4810$ (Na) [1]. В полир. пл. отраж. способность 18,5% [2].

Хим. Теор. состав: MnO — 46,96; TiO₂ — 53,04. Марганец изоморфно замещается Mg, Fe, а также Zn [2] и TR [8, 9]; для ловозерского минерала отмечено частичное замещение Ti на Nb [8]. Вопрос о характере вхождения SiO₂, а также Sb₂O₃ в минерал из Вермланда остается открытым (Sb-содержащие минералы в том же месторождении не встречены).

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
Na ₂ O	—	—	0,63	—	—	—
MgO	—	0,34	He опр.	—	—	0,50
CaO	—	0,30	—	—	—	0,33
MnO	46,92	42,98	41,67	41,00	35,09	21,40
FeO	—	1,39	—	6,60	13,23	8,30
ZnO	—	—	1,82	—	—	—
Al ₂ O ₃	—	0,85	—	—	—	0,25
Fe ₂ O ₃	1,16	—	2,26	—	—	—
Sb ₂ O ₃	0,48	—	He опр.	—	—	13,62
TR ₂ O ₃	—	0,60	—	—	—	—
SiO ₂	1,58	1,50	2,43	—	—	—
TiO ₂	50,49	49,95	50,93	51,50	51,75	54,64
Nb ₂ O ₅	—	2,05	—	—	—	0,63
Сумма	100,63	99,96	93,74	99,10	100,07	99,67
Уд. в.	4,537	4,40	4,55	—	4,68	5,54

1 — Вермланд, анал. Хамберг [1]; 2 — р. Суолуайв, Ловозерские тундры, анал. Федорова [8]; 3 — Бурпала, Сев. Прибайкалье, с примесью эгирина, анал. Кузнецова [2], автор подчеркивает отсутствие примеси сфалерита; 4 — о-в Стокё (Норвегия), анал. Бергстёл, флуоресцентный рентгеновский анализ [3]; 5 — Стоксунд (Норвегия), анал. Бруун [5]; 6 — Вавибед, Ловозерские тундры, анал. Кухарчик (манганильменит, по Семенову) [8].

Состав TR в оригинале анализа 2 (в % к сумме TR): La — 14,5; Ce — 24; Pr — 3,2; Nd — 14,5; Sm — 6,5; Eu — 0,8; Gd — 8,9; Tb — 0,4; Dy — 4; Ho — 0,8; Er — 2,4; Y — 20 [8].

Диагн. исп. При обычных температурах очень слабо растворим в кислотах.

Нахожд. Мало распространен, встречается в некоторых метаморфических марганцовых месторождениях, реже в пегматитах щелочных массивов. Впервые наблюдался в марганцовом месторождении Харстиг в Вермланде (Швеция) в заполненных кальцитом пустотах среди руды совместно с ганомиллитом [1]. Широко распространен в марганцовых месторождениях Японии [9, 12], где встречается совместно с манганозитом, пирохритом, родонитом, гранатом, родохрозитом, аллеганитом, алабандином и др. Установлен в марганцовом месторождении Беналт в Карнарвоншире (Уэльс) совместно с пеннантитом [11]. Предположительно отмечен в шт. Минас-Жерайс (Бразилия) с родохрозитом в составе квелузита [13].

В щелочных пегматитах встречен в СССР в Ловозерском массиве (в верховьях р. Суолуайв) в друзах с натролитом в титанито-апатитовом пегматите, содержащем катаплеит, рамзаит, анкилит [3, 8]; в пегматитах щелочных сиенитов массива Бурпала в Сев. Прибайкалье наблюдается в центральных и приконтактных частях жил в пустотах и трещинах среди выделений микроклина; находится в тесном сростании с эгирином, сопровождается катаплеитом и сейдозеритом [2]. Указания на находки пирофанита в Ильменских горах недостоверны [14]. Встречен в Южн. Норвегии в пегматитовых жилах нефелиновых сиенитов района Лангезунд совместно с

нефелином, згирином, лепидомеланом, лейкофаном или (на о-ве Ловен) с катаплеитом, томсонитом, розенбушитом [5]; распространен также в нордмаркитах и пуласкитах района Осло и в связанных с ними пегматитах, сопровождается полевым шпатом, кварцем, амфиболом, пироксеном, титанитом и магнетитом [5].

Изм. При изменении дает буровато-черные образования типа лейкоксена, богатые TiO_2 и водными окислами Mn.

Искусств. Получается в виде гексагональных чешуек в результате сплавления $MnCl_2$ или MnO с TiO_2 в запаянной трубке при 1200° [6].

Отл. От ильменита отличим лишь по химическому составу; от сходных в шлифах рутила и прайдерита — по отрицательному оптическому знаку, от рутила — по облику кристаллов, по парагенезису, более низким показателям преломления; у прайдерита показатели преломления ниже, чем у пирофанита.

Л и т е р а т у р а

1. Hamberg A. Geol. för. förhandl., 1890, 12, 598.
2. Портнов А. М. ДАН СССР, 1963, 153, № 1, 187.
3. Семенов Е. И. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ва». Изд-во АН СССР, 1959, вып. 1, 102.
4. Okamoto J., Sakurai K., Kato A. Kobutsugaki Zasshi, 1959, 4, 307.
5. Neumann H., Bergstøl S. Norsk geol. tidsskr., 1964, 44, H. 1, No 25, 39.
6. Rosnjak E., Barth F. W. Zs. Krist., 1934, 88, 265.
7. Wusckoff R. W. Crystal structures, 2-th ed., 1964, 2, 420.
8. Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16, 176.
9. Lee D. E. Am. Min., 1955, 40, No 1—2, 32; Stanford univ. publ., geol. ser., 1955, 5, 41.
10. Лётников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хим. свойства) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 37.
11. Campbell Smith W., Claringbull G. F. Min. Mag., 1947, 28, No 197, 108.
12. Higawataki F. Bull. Geol. Surv. Japan, 1961, 12, No 8, 1.
13. Derby O. Am. J. Sci., 1908, 25, 215.
14. Данные А. И. Симонова, 1949.

Ильменит Ilmenite



Назван по местности — Ильменским горам на Урале (Купффер, 1827).

Синон. Кричтонит (криктонит, крайтонит, крихтонит) — crichtonite (Бурнон, 1810) — название, применяемое и в настоящее время для чистого ильменита. Штрунд (1966) рассматривает кричтонит, а также мозит как минералы с формулами $(Fe^{2+}, Fe^{3+})(Ti, Fe^{3+})_5O_{12}$ и $(Fe^{3+}, Ca, Mg)_2Ti_5O_{12}$.

Титанистый железняк — Titaneisen, Titaneisenerz, менакканит (менакконит, менаханит) — menachanite (Грегор, 1791), мапакканит — mapaccanite, сидеротитан — siderotitanium (Клапрот, 1797), грегорит — gregorite (Пари, 1818), черная титановая руда — Schwarztitanerz (Брайтхаупт, 1823), гацлотипит — haplotypite (Брайтхаупт, 1830), мозит (мосит) — mohsite (Леви, 1827), кибделофан — Kibdelophan (Кобель, 1832), частично базаномелан — Basanomelan (Кобель, 1838), титаноферрит (титаноферрит) — titanoferrite (Чепмен, 1843), параколумбит — paracolumbite (Шепард, 1851), парайльменит — parailmenite (Пизани, 1864), туенит — thuenite (автор?, до 1892, по Честеру).

Титано-железная слюда — Titaneisenglimmer — листоватые выделения (Хофман, 1897).

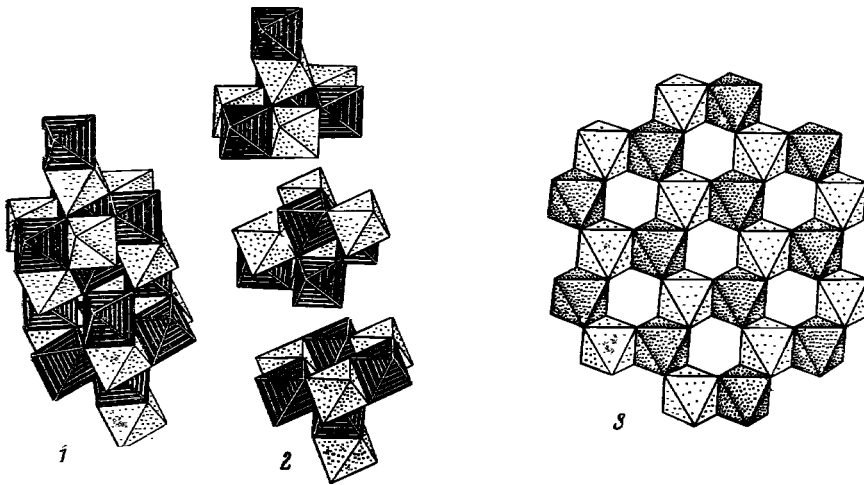
Богатые Fe ильмениты из равных месторождений, возможно, представлявшие ильмениты с включениями магнетита и гематита, описаны под названиями: гистатит — hystatite (Брайтхаупт, 1830), гипостатит — hypostatite (Дана, 1892), واشنطنтонит — washingtonite (Шепард, 1842) и уддевалит — uddevallite (Дана, 1868).

Изерин — Iserin (Клапрот, 1810 и Вернер, 1817) (не изерин Яновского) — богатые Fe_2O_3 ильмениты из Изервизе (Чехословакия). Магнетоильменит — magnetilmenite (Рамдор, 1925) — гипотетический минерал, богатый Fe при высоких температурах и дающий по охлаждению твердый раствор магнетита в ильмените. Гемопльменит — hemoilmenite (Баддингтон, 1961) — ильменит с микровключениями гематита — продукта распада твердого раствора. Ферриильменит — ferrilmenite (Шевалье и др., 1955) представляет член изоморфного ряда гематит — ильменит, близкий к ильмениту, содержит до $1\text{Fe}_2\text{O}_3$ на 3FeTiO_3 .

Разнов. Пикроильменит, манганийльменит.

Характ. выдел. Плотные выделения неправильной формы, зерна часто табличчатые, кристаллы от мелких пластинок до крупных (в несколько десятков сантиметров).

Структ. и морф. крист. Триг. с. $C_{3i}^2 - R\bar{3}$; $a_h = 5,103$; $c_h = 14,068 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 2,757$; $a_{rh} = 5,53 \text{ \AA}$; $\alpha = 54^\circ 49'$; $Z = 2$ (Барт и Позняк для FeTiO_3) [1]; $a_h = 5,084$; $c_h = 14,193 \text{ \AA}$ у ильменита из Аламджакской пнт-



Фиг. 102. Структура ильменита

(по Белову)

1 — структура из октаэдров двух типов; 2 — то же, показаны отдельные слои; 3 — мотив структуры в слое октаэдров, перпендикулярном оси c

рузии, состав которого близок к теоретическому (оригинал анализа) 7 [2, 3]. Изоморфное замещение железа магнием вызывает некоторое уменьшение параметров ячейки [2, 3]: a_h около $5,067 - 5,072$ и $c_h = 13,81 - 13,85 \text{ \AA}$ у якутских ильменитов (пикроильменитов) при содержании 7—9% MgO; вхождение марганца обуславливает некоторое увеличение ячейки. По Михееву и Калининну [2], $a_h = 4,356 + r$, где r — средний размер радиусов ионов октаэдрических катионов.

Структура типа корунда (см. Минералы, т. 2, вып. 2, стр. 63). Fe^{2+} и Ti^{4+} находятся в шестерной координации, занимая поочередно места Al структуры корунда [1] (фиг. 102).

Ромбоэдр. кл. $C_{3i} - \bar{3} (L_3C)$; $a : c = 1 : 1,3846$ (Жокшаров). По данным Доби и Менцера [4], отношение осей зависит от соотношения Fe и Ti и возрастает с увеличением содержания Ti.

Рентгеновское отношение осей отличается от морфологического в два раза большим значением c .

Обычные формы [5]:

		φ	ρ		φ	ρ	
<i>c</i>	0001	—	0°00'	<i>r</i>	10 $\bar{1}$ 1	60°00' 57°58'	
<i>a</i>	11 $\bar{2}$ 0	30°00'	90 00	<i>l</i>	50 $\bar{5}$ 2	60 00 75 57	
<i>m</i>	10 $\bar{1}$ 0	60 00	90 00	π	11 $\bar{2}$ 3	30 00 42 42	
<i>e</i>	01 $\bar{1}$ 2	0 00	38 38	<i>n'</i>	22 $\bar{4}$ 3	30 00 61 33	
<i>s</i>	02 $\bar{2}$ 1	0 00	72 38	χ	4483	30 00 74 50	
<i>P</i>	05 $\bar{5}$ 1	0 00	82 52	<i>U</i>	5.5. $\bar{1}$ 0.3	30 00 77 46	
<i>U</i>	10 $\bar{1}$ 4	60 00	27 47	' <i>n</i>	$\bar{2}$ 4 $\bar{2}$ 3	—30 00 61 33	
ζ	20 $\bar{2}$ 5	60 00	32 36	' χ	4843	—30 00 74 50	
<i>rr</i> (10 $\bar{1}$ 1) : (1101) = 94°23'				<i>n'n'</i> (22 $\bar{4}$ 3) : (4223) = 99°11'			
<i>ee</i> (01 $\bar{1}$ 2) : (1102) = 65 28				<i>n'n</i> (22 $\bar{4}$ 3) : (2423) = 52 10			
<i>ss</i> (02 $\bar{2}$ 1) : (2201) = 111 2)				<i>PP</i> (0551) : (5501) = 118 29			
				<i>ll</i> (0552) : (5502) = 114 38			

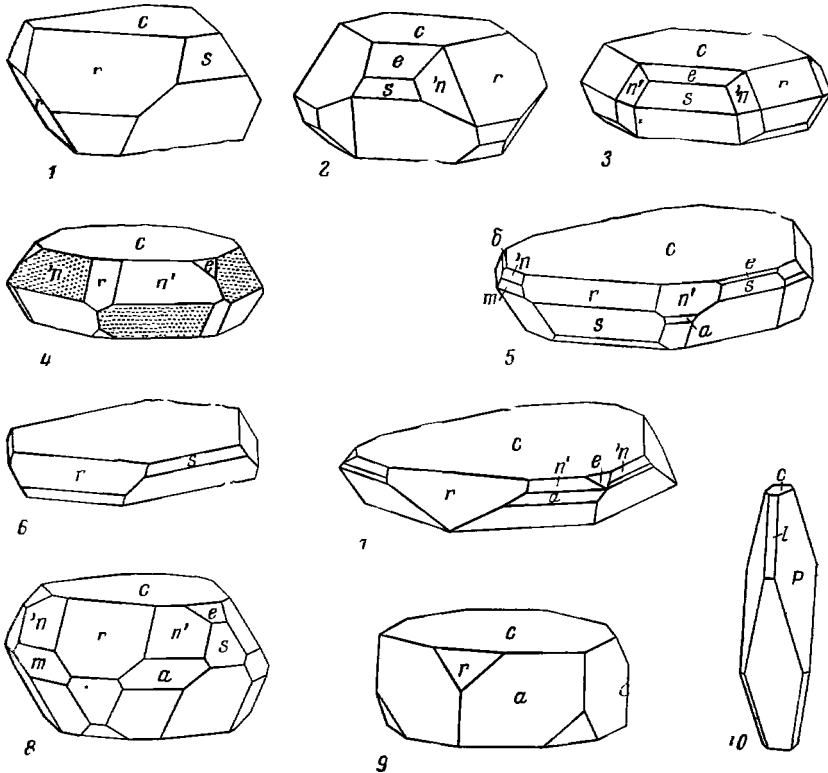
Редкие и недостоверные формы:

21 $\bar{3}$ 0	30 $\bar{3}$ 4	02 $\bar{2}$ 7	05 $\bar{5}$ 7	0552	7.7. $\bar{1}$ 4.6	12 $\bar{3}$ 1	23 $\bar{5}$ 2
41 $\bar{5}$ 0	30 $\bar{3}$ 1	0.3.3.10	03 $\bar{3}$ 4	11 $\bar{2}$ 6	8.8. $\bar{1}$ 6.3	36 $\bar{9}$ 2	6.4. $\bar{1}$ 0.5
10 $\bar{1}$ 2	40 $\bar{4}$ 1	0.7.7.20	04 $\bar{4}$ 5	11 $\bar{2}$ 5	2467	24 $\bar{6}$ 1	21 $\bar{3}$ 1
40 $\bar{4}$ 7	0.3.3.11	0.5.5.13	03 $\bar{3}$ 2	5.5. $\bar{1}$ 0.24	12 $\bar{3}$ 2	2.3.5.14	3142

Кристаллы от толстотаблитчатых до пластинчатых по (0001) (фиг. 103, 1—9), реже наблюдаются кристаллы ромбоэдрического облика, образованные (10 $\bar{1}$ 1) или более острыми ромбоэдрами (криттонит, см. фиг. 103, 10). Двойники по (0001) и (10 $\bar{1}$ 1), иногда полисинтетические, часто наблюдаются в шлифах. Двойникование в некоторых ильменитах обусловлено механическими воздействиями. Скольжение по (0001) при t [10 $\bar{1}$ 0] и по (10 $\bar{1}$ 0), реже по (5054), (2021), (1122), (5.5. $\bar{1}$ 0.3) и (2112) [6]. В шлифах установлены ориентированные сростания с гематитом, корундом [7], хромитом [8]. Наблюдаются ориентированные сростания с магнетитом, (111) и (111) которого || (0001) и (2021) ильменита. В сростаниях с рутилом: (100) и [001] рутила || (0001) и [10 $\bar{1}$ 0] или (10 $\bar{1}$ 0) и [0001] ильменита [7]. Отмечались также ориентированные сростания с перовскитом, авгитом, гиперстеном, слюдой.

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. не выражена; наблюдается отдельность по (0001) и по (10 $\bar{1}$ 1) как результат двойникования. Изл. от раковистого до полураковистого. Тв. 5—6. Микротвердость (в $кГ/мм^2$) 593—734 при нагрузке 100 г, по Лебедевой; 557—825 при нагрузке 50 г и 501—752 при нагрузке 100 г, по Янгу и Милмэну [9]. Более хрупок, чем кварц, в связи с чем попадает в более мелкие фракции песков [10]. Уд. вес 4,6—4,8 (см. хим. анализы); вхождение Fe^{3+} увеличивает, а Mg и Mn^{2+} уменьшают уд. вес (вычисл. уд. в. для $FeTiO_3$ 4,79). При лейкоксенизации ильменита уд. вес его понижается [11]. Цв. железно-черный, иногда с буроватым или со стально-серым оттенком. Черта черная, иногда буровато-черная. Бл. металлический или полуметаллический. Непрозрачен. Лишь в самых тонких осколках слабо просвечивает красновато-буроватым цветом.

Большинство природных ильменитов слабо магнитны, колебания магнитных свойств зависят от содержания Fe_2O_3 , входящей в состав минерала, от соотношения FeO и Fe_2O_3 [12] (иногда магнитность обусловлена включениями магнетита). Уд. магнитная восприимчивость и уд. вес возрастают в соответствии с увеличением содержания Fe_2O_3 ; вхождение MgO понижает магнитность минерала [3, 13—15]. Зависимость от состава маг-



Фиг. 103. Кристаллы ильменита

1—3— Ильменские горы: 1— по Доби и Мельцеру, 2, 3 — по Кокшарову; 4— Винценталь, Швейцария, по Дана; 5—7— Хибинские тундры, по Лабунцову; 8— Крагерё, Норвегия, по Доби и Мельцеру; 9— Литчфилд, шт. Коннектикут, по Дана; 10 — Изер, Франция, по Леви

нитной восприимчивости κ (в 10^{-6} CGSM) и уд. веса ильменита (пикроильменита) из кимберлитовых пород Якутии [3]:

κ	960	368	241	188	143	113	87	68
Уд. в.	4,680	4,634	4,625	4,610	4,590	4,580	4,570	4,560
Fe ₂ O ₃	27,68	18,27	22,38	17,48	18,30	18,85	16,72	10,00
FeO	25,20	26,28	26,28	25,56	27,00	26,48	28,80	30,24
MgO	4,86	5,60	6,44	8,30	6,43	6,66	7,92	9,78

Изерины Чехословакии (FeO — 27,4; MgO — 3,0; Fe₂O₃ — 33,6) ферромагнитны [16], ильменит с Мадагаскара, бедный Fe₂O₃, парамагнитен при комнатной температуре [17], кричтонит из Бур д'Уазан (Франция) и синтетические FeTiO₃ и MnTiO₃ при температуре ниже 68° К становились антиферромагнитными [18]. Чистый FeTiO₃ парамагнитен, по мере увеличения содержания Fe₂O₃ магнитность синтетических ильменитов возрастает, достигая максимального значения при соотношении Fe₂O₃ : FeTiO₃ = 1 : 2, по Шевалье и Болфа [16]; по Райтлеру и Болфа [17], в серии соединений состава $x\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot (1-x)\text{FeTiO}_3$ при $0 < x < 1/3$ магнитность возрастает с увеличением x : при $x = 1/3$ соединения ферромагнитно. Точка Кюри меняется в зависимости от состава [18].

Магнитная восприимчивость минерала существенно понижается при его лейкоксенизации [11]. Магнитность ильменита, по Новикову и др. [19],

возрастает при нагревании на воздухе до 800° , в результате дальнейшего нагревания минерал становится немагнитным. Карноу и Пэрри [12] отмечают, что при нагревании на воздухе до 400° магнитные свойства ильменита не меняются, у минерала, нагретого выше 600° , магнитная восприимчивость после охлаждения выше, чем у исходного.

Термоэлектрические свойства ильменита (пикроильменита) из кимберлитовых трубок Якутии также зависят от состава минерала: по мере возрастания содержания Fe^{3+} сначала уменьшаются положительные значения термо-э.д.с., а затем устанавливаются отрицательные ее значения [20].

Флотируется собирателями типа жирных кислот — олеиновой, смоляной и нефтяными кислотами, легким нефтяным маслом, также алкилсульфатом натрия и др. в кислой среде; успеху флотации способствует предварительная кислотная обработка [21].

Теплота образования FeTiO_3 $\Delta H_{298} = (-)295,3$ ккал/моль, энтропия образования $60,16$ ккал/град-моль, изобарные потенциалы образования (в ккал/моль): при 300°K $(-)$ 277,26; при 500° $(-)$ 265,21; при 900° $(-)$ 241,11 [21a].

Инфракрасный спектр характеризуется полосами поглощения (в см^{-1}): 1000 (средней силы), 970,9 (средней) и 625 (сильная) [22].

Микр. В пл. в прох. свете слабо просвечивает (темно-бурый). Одноосный $(-)$. $n > 2,5$. Двупреломление очень сильное. При $\lambda = 8000-12000 \text{ \AA}$ $n = 2,81$ [23].

В полир. пл. в отраж. свете — серовато-белый со слегка буроватым оттенком. Отраж. способность при разных длинах волн для ильменита из Ильменских гор (в %; измерения с помощью спектрального фотометра) [24]:

λ , $\text{m}\mu$	470	486	546	589	650	656
R_o	20,6	20,4	20,1	20,2	20,4	20,4
R_e	17,3	17,1	17,0	17,4	18,0	18,1
R_o	7,7	7,6	7,5	7,6	7,7	7,7
R_e	5,4	5,3	5,4	5,8	6,1	6,1

Двуотражение в воздухе слабое, в иммерсии отчетливое, особенно при наличии двойников: R_o — белый, розовато-бурый, R_e — более темный, бурый. Ясно анизотропен. Внутренние рефлексы наблюдаются редко (темно-бурые).

Видимый угол вращения плоскости поляризации A_r при разных длинах волн [25]: при $470 \text{ m}\mu$ — $2,34^{\circ}$, при $546 \text{ m}\mu$ — $2,58^{\circ}$, при $589 \text{ m}\mu$ — $2,36^{\circ}$, при $620 \text{ m}\mu$ — $2,07^{\circ}$.

Весьма обычны двойниковое сложение и характерные структуры распада твердых растворов (включения гематита, магнетита, рутила, хромита и др.) [26—30; 6 и др.]. Иногда наблюдается зональное строение.

Хим. Теор. состав для FeTiO_3 : FeO — 47,34; TiO_2 — 52,66. Состав непостоянный. Обычно содержит Fe_2O_3 , которая изоструктурна с FeTiO_3 ; при обычной температуре смесимость ограничена, искусств. продукты с решеткой ильменита содержат не более 20 мол. % Fe_2O_3 [16], соответственно формула ильменита по Шевалье и Болфа: $(1-x)\text{FeTiO}_3 \cdot x\text{Fe}_2\text{O}_3$ при x от 0 до $1/3$. По Михееву [2], формула минералов ряда ильменит — гематит: $\text{Fe}_{1-x}^{2+}\text{Fe}_{2x}^{3+}\text{Ti}_{1-x}\text{O}_3$, где x количество атомов Fe^{3+} , заместивших атомы Fe^{2+} и Ti^{4+} ; общая формула ильменита: $\text{R}_{1-x-y}^{2+}\text{Fe}_{2x+y}^{3+}\text{Ti}_{1-x}\text{O}_3$, где $\text{R}^{2+} = \text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn}^{2+}$, y — число атомов Fe^{3+} , заместивших R^{2+} (при замещении 3R^{2+} на 2R^{3+} остаются незаселенными до $1/3$ октаэдрических пустот). Часто содержание Fe^{3+} связано с примесью гематита или магнетита (распад твердого раствора Fe_2O_3 в FeTiO_3). Иногда наблюдаемый небольшой избыток TiO_2 бывает обусловлен примесью рутила.

Fe^{2+} частично изоморфно замещается Mg и Mn^{2+} , содержание которых существенно колеблется (повышено в магнезиальной и в марганцовой разновидности — пикроильмените и манганильмените). Mg характерен для ильменита кимберлитовых пород.

Во многих ильменитах, особенно связанных со щелочными породами, имеется небольшая примесь Nb , которую раньше при анализе не определяли (например, в многочисленных старых анализах ильменита из Ильменских гор Nb не указывается, а во всех современных анализах он отмечается [31]); максимальное содержание Nb_2O_5 — 3,80% отмечено для одного из ильменитов Вишневых гор [32]. В ряде случаев, однако, присутствие ниобия обязано наличию включений колумбита [28]. Для ильменита из основных пород характерно присутствие V , Cr , Co [3, 14, 15, 33—35], также Ni [14, 33]. Из других примесей наблюдались: Sc — до 0,027% [33, 36]; Zn [27, 33, 37] — до 0,57% ZnO в марганцовом ильмените из гранита Коунрада [38] (анализ 22); Sn — 0,015% в ильмените Далидатского массива на Малом Кавказе [36, 39]; Ba — 0,04% BaO и Sr — 0,004% SrO — в ловозерском марганцовом ильмените [40]; Y — 0,75% Y_2O_3 — в манганильмените с Дальнего Востока [42]; Th — в аксессуарном ильмените из уррита Ловозерского массива [41]; незначительная примесь Cu указывается для ильменита из габбро Гренландии [27].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
MgO	0,43	0,63	0,18	1,82	0,62	Не обн.	1,65	3,60
CaO	—	—	сл.	0,16	0,34	» »	—	—
MnO	2,65	0,25	3,28	2,60	2,07	2,22	0,44	0,92
FeO	40,05	43,93	37,62	38,89	37,50	42,17	42,13	36,89
Al_2O_3	—	—	0,66	1,20	0,39	Не обн.	—	0,63
Fe_2O_3	2,38	2,73	10,18	9,29	12,84	2,70	9,47	6,97
SiO_2	1,16	—	0,81	0,12	—	Не обн.	—	0,49
TiO_2	52,70	52,94	45,94	45,61	43,70	52,80	45,56	50,62
V_2O_5	—	—	0,09	0,06	—	—	—	сл.
Nb_2O_5	—	—	1,12	0,60	2,21	—	—	—
Ta_2O_5	—	—	—	—	0,06	—	—	—

Сумма	99,37	100,48	99,88	100,35	99,73	99,89	99,25	100,12
Ул. в.	4,717	4,531	4,812	4,788	—	—	—	4,576
$Fe^{2+}/Mg/Mn$	92/2/6	97/2/1	91/1/8	87/7/6	92/3/5	95/0/5	92/7/1	84/2/14

	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Na_2O	—	—	—	—	—	0,12	0,10	0,12	0,12
K_2O	—	—	—	—	—	сл.	0,10	0,12	0,12
MgO	0,62	3,27	5,97	8,65	9,00	9,02	11,43	10,67	10,29
CaO	0,46	0,37	—	0,20	—	сл.	сл.	сл.	—
MnO	0,65	0,47	0,13	0,05	—	0,46	0,41	0,25	0,43
FeO	43,30	39,64	38,82	27,57	23,00	27,34	27,60	24,87	23,70
Al_2O_3	сл.	0,17	—	0,33**	—	0,46	—	1,19	1,35
Cr_2O_3	Не обн.	Не обн.	—	—	0,75	0,78	0,05	0,62	0,71
Fe_2O_3	3,92	4,25	11,73	13,71	13,15	13,22	8,16	10,12	11,62
SiO_2	0,57	0,09	—	—	0,40	0,55	0,33	0,38	0,90
TiO_2	50,31	51,19	43,68	49,35	47,95	48,16	51,76	51,99	50,62
V_2O_5	Не обн.	0,32*	—	—	0,20	—	—	—	—

	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Nb ₂ O ₅	—	—	—	—	0,13	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,07	0,03	—	—	—	0,19	—	—	—
П. п.	—	—	—	—	—	—	0,28	0,27	0,70
Н. о.	—	—	—	0,18	—	—	—	—	—
Сумма	99,90	99,80	100,33	100,04	99,58	100,30	100,22	100,60	100,56
Уд. в.	—	—	4,34	4,52	4,58	4,52	4,52	4,45	4,43
Fe/Mg/Mn	97/2/1	86/13/1	78/22/0	64/36/0	64/36/0	62/37/1	57/42/1	56/43/1	56/43/1

* V₂O₅.** Включая Nb₂O₅, V₂O₅ и др.

1 — 11 — собственно ильмениты: 1 — Алтынтау (УзССР), из кварцевой жилы, анал. Книпович [43]; 2 — Поачвумторр (Хибинские тундры, Мурманская обл.) из полевопшатовой жилы, анал. Искюль [5]; 3 — Ильменские горы (Челябинская обл.), копь № 163, анал. Кетов [31]; 4 и 5 — Вишневые горы (Челябинская обл.) [32]; 4 — из нефелин-полевопшатового пегматита, анал. Казакова, 5 — из мивасита, анал. Назаренко, 6 — из десилифицированного пегматита Урала, анал. Казакова [44]; 7 — Аламдынакская интрузия, анал. Бугрова [15]; 8 — из габбро массива Гремыха-Вьртмес (Мурманская обл.), анал. Кузьмичкина [45].

9 — 10 — из габбро массива Скергорд (Вост. Гренландия), анал. Винсент [27]; 11 — из рыхлых песчано-галечных отложений р. Непы, притока Н. Тунгуски (Красноярский край), анал. Лебедева [46]; 12 — 17 — пикроильмениты: 12 — из кимберлитовой трубки Као в Вазутоленде, анал. Кер и Кюрринг [47]; 13 — 19 — из кимберлитов Якутии: 13 — трубка Зарница, анал. Вакланова [48]; 14 — трубка Чомур, анал. Шпидлер [3, 49]; 15 — трубка Нева, анал. Шпидлер [3]; 16 и 17 — трубка Аэрогеологическая, анал. Саблина [3].

	18	19	20	21	22	23	24
MgO	13,27	13,29	17,18	20,36	2,30	—	0,56
CaO	0,01	0,06	—	Не обн.	0,78	—	0,20
MnO	0,14	0,31	1,73	0,24	14,58	14,40	14,73
FeO	23,93	22,35	19,65	14,96	13,87	21,27	28,46
ZnO	—	—	—	—	0,57	—	—
Al ₂ O ₃	0,03	0,05	—	1,04	1,30	—	—
Cr ₂ O ₃	0,04	1,08	—	0,15	—	—	—
Fe ₂ O ₃	9,51	9,87	4,02	4,05	19,40	12,12	4,67
SiO ₂	—	0,40	—	1,02	1,31	0,80	0,11
TiO ₂	52,78	52,28	56,81	58,24	45,62	51,79	51,35
V ₂ O ₅	0,018	0,003	—	сл.	—	—	—
Nb ₂ O ₅	—	—	—	—	0,24	—	—
Сумма	99,866*	99,905**	99,39	100,06	99,97	100,38	100,08
Уд. в.	4,60	4,64	4,325	4,13	—	4,63	4,679
Fe/Mg/Mn	50/50/0	43/51/1	39/59/3	29/70/1	42/12/45	59,0/41	66/0/34

* В том числе NiO — 0,04; CoO — 0,018; H₂O⁻ — 0,03.** В том числе NiO — 0,042; H₂O⁻ — 0,17.

18 — 21 — пикроильмениты промежуточного состава между ильменитом и гейкинитом: 18 — трубка Дальняя [34]; 19 — трубка Новинка [34]; 20 — Прасковье-Евгениевская копь (Челябинская обл.), анал. Цолов [50]; 21 — Верблюжьи горы (Челябинская обл.) [51]; 22 — 24 — манганильмениты: 22 — из гранита, Коунрад (КазССР), анал. Бурова [38]; 23 — Вудсток (Австралия) [32]; 24 — из пегматитов Конклухтияуай, Лововерские тундры (Мурманская обл.), анал. Владимирова [53].

Дополнительно см. новые хим. анализы ильменитов [27—33, 35, 45, 55, 56], изерина [16], пикроильменитов из якутских кимберлитов [2, 3, 13—15, 34, 48, 49, 57], манганильменитов [38, 42, 54, 58].

Диагн. исп. В кислотах не растворяется. Лишь в очень тонком порошке частично растворяется при кипячении в HCl. Разлагается после сплавления с бисульфатами щелочей. В солянокислых и содовых растворах относительно более растворим, чем рутил [59].

В полир. пл. травится только концентрированной HF и смесью HF + H₂SO₄.

П. п. тр. лишь в очень тонких осколках слегка оплавляется по краям. После прокаливания в восст. пл. становится магнитным.

Повед. при нагр. Т-ра плавления 1365° [60]. В результате нагревания в вакууме до 1200° богатый Fe_2O_3 ильменит из Литчфилда (США), содержащий продукты распада твердого раствора, становится однородным; при нагревании на воздухе ильменит распадается на псевдобрукит и рутил или на гематит, рутил, псевдобрукит и др. [61], при нагревании в атмосфере H_2S при 300° образуется смесь рутила и пирита (Грунер) [61].

Нахожд. Широко распространен. Обычно является первичным, ранним минералом, редко вторичным, развивающимся по титаниту при метасоматозе [32]. Обычный акцессорный минерал многих изверженных пород, преимущественно основного, реже кислого состава: габбро, анортозитов, диоритов и др. Иногда в основных породах образует вкрапленные руды, тесно ассоциируется с титаномагнетитом в титаномагнетитовых рудах. Известен также в метаморфических породах, главным образом в их основных разностях — амфиболитах, амфиболовых или пироксеновых гнейсах.

Характерен для щелочных сиенитов, для нефелиновых сиенитов и для их пегматитов, где обычно наблюдается в ассоциации с цирконом. Пикроильменит — типичный минерал кимберлитов [3, 15, 34, 47—49, 57, 62].

Ильменит встречается в кварцевых жилах и в жилах альпийского типа. В виде мельчайших пластинок известен как продукт распада в титаносодержащих минералах, например, в титаномагнетите; иногда заключен в диаллаге, гиперстене, биотите и др. Мелкие эластические зерна ильменита (обычно лейкоксенизированного) встречаются в осадочных породах — песчаниках, мергелях, глинах и бокситах. Будучи довольно устойчивым, ильменит накапливается в россыпях.

Места нахождения ильменита очень многочисленны. В СССР он обычен в связанных с габбро титаномагнетитовых месторождениях Урала, Алтая, Кольского п-ова [30, 45] и др. Обнаружен также в хромитовых месторождениях на Урале [51] и в других областях.

Ильменит встречается в пегматитах нефелиновых сиенитов Хибинских тундр, Ильменских и Вишневых гор, Мариупольского щелочного массива и в др. [5, 31, 32 и др.], в пегматитах Ловозерских Тундр (манганильменит) [53, 54]. В гранитных пегматитах СССР ильменит более редок [43, 44, 63], характерны хорошо образованные кристаллы. Отмечается в составе некоторых кварцевых жил, например в молибдено-вольфрамовом месторождении Караоба в КазССР [55], на Кольском п-ове, в Енисейском крае и в других районах.

Пикроильменит широко распространен в кимберлитах и пикритовых порфирах Якутии (содержание его в различных трубках неодинаковое, от 0,01 до 0,07 вес. %); намечается прямая зависимость между содержанием в кимберлитах ильменита и крупных выделений слюды и обратная зависимость его содержания от содержания хромшпинелей и хромдиоксида [62].

Ильменит отмечается в составе осадочных пород различных районов СССР [64, 65 и др.], в россыпях иногда содержится в повышенном количестве: россыпи Украины [66], Тургайской впадины [67, 68] и др.

Из иностранных месторождений к наиболее значительным принадлежат ильменитсодержащие жилы в габбро шт. Вашингтон и Нью-Йорк, в перидотитах шт. Кентукки и вкрапленные руды анортозитов шт. Вайоминг в США, в Канаде — линзы и жилы в анортозитах Квебека, в Норвегии жилы в диорите (крупное месторождение Телиес), в Индии — сиенитовые жилы; во Франции, Швейцарии и Италии ильменит наблюдается в жилах альпийского типа.

В россыпях широко распространен в Калифорнии, Бразилии, Англии и в других странах. Наиболее крупные россыпи, богатые ильменитом (с цирконом и др.), известны во Флориде (США), по побережью Траванкура (Индия), в Балангоде на Цейлоне (пикроильменит и гейкилит).

Ильменит наблюдается также в составе некоторых каменных метеоритов с никель-железом, троилитом и хромитом [69].

Изм. Устойчив, при разрушении горных пород попадает в россыпи. Нередко замещается рутилом и гематитом, а также магнетитом; описаны псевдоморфозы рутила и гематита по ильмениту [38, 70—75]. Известны случаи замещения ильменита титанитом, перовскитом, эпинитом, пироклором, давидитом и др. [34, 32]. Весьма обычна лейкоксенизация ильменита — замещение его мелкозернистым агрегатом, состоящим в основном из рутила или анатаза (реже брукита) с примесью окислов железа и др. (см. Минералы, т. II, вып. 2, стр. 300); лейкоксенизация ильменита особенно характерна для осадочных пород и россыпей.

В 1909 г. Палмером [76] был описан а р и з о н и т (arizonite), который рассматривался как минерал с формулой $Fe_2Ti_3O_9$. В дальнейшем [77—83] было доказано, что это смесь окислов железа и титана, развивающихся по ильмениту в процессе его изменения. Тем не менее ряд авторов [84, 85 и др.] применяет это лишнее обозначение для лейкоксенизованного ильменита — для «промежуточных продуктов» перехода ильменита в лейкоксен, а Быков [86] даже называет «проаризонитом» (proarizonite) промежуточный продукт между ильменитом и «аризонитом». Продукт изменения ильменита, промежуточный между ильменитом и рутилом, описан также под названием псевдорутила (pseudorutile) [87].

Песче [88], Эрнсту [77], Цветкову и Щепочкиной (новые данные по изучению системы $Fe_2O_3 - TiO_2$) синтезировать $Fe_2Ti_3O_9$ — «аризонит» не удалось, и только Каркханавала [89] отмечает образование в системе $Fe_2O_3 - TiO_2$ неустойчивой фазы $Fe_2O_3 \cdot 3TiO_2$, по составу отвечавшей «аризониту».

Искусств. Ильменит получен нагреванием до 1200° в течение нескольких часов смеси TiO_2 и FeO в запаянной кварцевой трубке [1], также из смеси Fe_2O_3 и TiO_2 при 1000° в присутствии буры в атмосфере азота [16, 17]. Является одной из фаз системы $Fe_2O_3 - FeO - TiO_2$.

Практ. знач. Ильменит, наравне с рутилом, имеет промышленное значение для получения титана, его соединений, ферротитана, титановой стали.

Отл. В кристаллах похож на гематит, от которого отличается по цвету черты. В сплошных выделениях напоминает магнетит, но в отличие от него обладает значительно менее резко выраженными магнитными свойствами; кроме того, в противоположность магнетиту, при кипячении в HCl в течение 1—3 мин сохраняет свой блеск [14]. В шлихах иногда трудно отличим от хромпикотита (требуется реакция на хром), колумбита-танталита (при длительном прокаливании при 900° ильменит становится матовым), от других черных минералов шлихов — амфиболов, пироксенов и турмалина (после нагревания до 800° легко притягивается магнитом или электромагнитом) [14].

В полир. шл. от магнетита отличается по анизотропии (кроме разрезов по базису), по стойкости при травлении (необходимо, однако, учитывать, что богатые титаном магнетиты нередко плохо поддаются травлению).

Разнов. П и к р о и л ь м е н и т — picroilmenite с частичным изоморфным замещением Fe^{2+} на Mg , содержит 20 и более процентов $MgTiO_3$ (9 и более процентов MgO), является промежуточным минералом между собственно ильменитом (кричтонитом) и гейкилитом. Типичен для ультраосновных пород (кимберлитов и др.), месторождений хромитов. Анализы 12—21.

Назван от греч. πικρος (пикрос — горький) в связи с содержанием магния (Грот, 1898).

Синон. пикротитанит — picrotitanite (Дана, 1868), пикрокричтонит — picrocrichtonite (Лакруа, 1901).

М а н г а н и л ь м е н и т — manganilmenite (Симпсон, 1929) содержит 13% и более MnO (анализы 22—24), промежуточный минерал между собственно ильменитом и широфанитом.

Иттроманганойльменит (yttromanganoilmenite) — манганильменит, содержащий 0,75% Y₂O₃ (Ложникова и Яковлева, 1961) [42] — лишнее название.

Силикоильменитом — silicoilmenite, на основе микроскопического изучения шлифов ильменита из Ильменских гор, Пилипенко [90] предварительно обозначил красно-бурые зерна, образующие ориентированные прорастания с типичным ильменитом, а также пегматитовые прорастания ильменита силикатом (микроклином?); красно-бурые зерна предположительно принимались им за твердый раствор силикатного вещества в ильмените, однако остались неизученными.

Межплоскостные расстояния ильменита из Квинси, Массачусетс*

Мо-анткатод, K_α-излучение

hkl	l	d(kX)	hkl	l	d	hkl	l	d
111	1	4,5	211; 632	3	1,63	442	2	1,485
110	4	3,70	310	7	1,504	321	2	1,447
211	10	2,74	211	7	1,465	420	2	1,411
110	9	2,53	422	2	1,375	522; 532	3	1,069
210; 120	3; 1	2,23	432; 342; 433	1	1,347	400; 430	1	1,050
		2,025	220	3	1,270	321; 521; 531	2	1,000
220	6	1,865	411; 330	1	1,242	411; 321; 511	1	0,980
321	8	1,720	310	2	1,205			

* По Михееву.

Л и т е р а т у р а

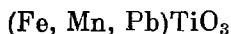
1. Barth T. F. W., Rosnjak E. Zs. Krist., 1934, 88, 265.
2. Михеев В. И., Калинин А. И. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1961, 38, вып. 2, 73.
3. Милашев В. А., Крутойярский М. А., Рабкин М. И., Эрлих Э. Н. Тр. Н.-и. ин-та геологии Арктики, 1963, 126, 155.
4. Doby G., Melczeg G. Zs. Krist., 1904, 39, 526 (гонометрические данные, хим. анализы).
5. Лабунцов А. Н. Тр. Мин. музея АН СССР, 1926, вып. 1, 35 (гонометрия, анализы); Лабунцов А. Н., Искюль Е. В. Сб. «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр». Изд-во АН СССР, 1937, 160 (детальная характеристика).
6. Chakravarty P. S. Am. Min., 1961, 46, No 7—8, 969.
7. Mügge O. N. Jb. Min., 1903, B.-Bd. 16, 384; Vultée J. Fortschr. Min., 1952, 29—30, H. 2, 329.
8. Mukherjee S. Quart. J. geol., mining, metallurg. soc. India, 1961, 33, No 4, 191.
9. Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963, 105; Young V. B., Millman A. P. Bull. Inst. mining, metallurgy, 1964, No 689, 437.
10. Мусатова Э. И., Чайка В. М. Сб. «Морфология, свойства и генезис минералов». Изд-во «Наукова думка», 1965, 106.
11. Гребенникова О. Т. Зап. В.-Сиб. отд. Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 4, 50 (диагностика в шлихах).
12. Curnov S. E., Raggy L. G. J. a. Proc. Roy. soc. New South Wales, 1955, 89, pt. 1, 64.
13. Францессон Е. В. Геология и геофизика, 1962, № 6, 89.
14. Эрлих Э. Н. Тр. Н.-и. ин-та геологии Арктики, 1959, 65, вып. 13, 106.
15. Бобревич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А., Красов Л. М., Смирнов Г. И., Юркевич Р. К. Алмазные месторождения Якутии. Госгеолтехиздат, 1959, 525 стр.; Смирнов Г. И. Тр. Якутск. фил. Сиб. отд. АН СССР, сер. геол., 1961, сб. 6, 71.

16. Chevallier R., Volfa J., Mathieu S. Bull. Soc. fr. min., 1955, 78, No 4—6, 307, и 1955, 78, No 7—9, 365 (синтез, анализы, магн. свойства синтетических ильменитов и изерина).
17. Reithler J. C., Volfa J. Bull. Soc. fr. min., 1963, 86, No 1, 68.
18. Bizette H., Tsai B. C. R., Paris, 1956, 242, No 17, 2124; Ishika Akimoto S. J. Phys. soc. Japan, 1958, 13, No 11, 1298; Kume S. Proc. Japan Acad., Tokyo, 1955, 31, No 10, 709 (точка Кюри).
19. Новиков В. А., Буханова А. И. Сб. «Кора выветривания». Изд-во АН СССР, 1956, вып. 2, 402.
20. Францессон Е. В. Геология и геофизика, 1963, № 3, 95.
21. Бергер Г. С. Флотированность минералов. Госгортехиздат, 1963, 173; Без автора, Mining J., 1962, 259, No 6638, 435; Фишман М. А., Соболев Д. С. Практика обогащения руд цветных и редких металлов. Гос. н.-техн. изд-во по горному делу, 1963, 4, 420; Плаксин И. Н., Шафеев Р. Ш., Чантурья В. А. ДАН СССР, 1963, 152, № 6, 1405; Недоговоров Д. Тр. ЦНИГРИ, 1963, вып. 54, 79; Чикин Ю. М. Научн. тр. Иркутск. н.-и. ин-та редких металлов, 1963, вып. 11, 155 и др.
- 21а. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хим. родство) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 37.
22. Hunt J. M., Wisherd M. P., Vonham L. C. Analytical Chem., 1950, 22, No 12, 1478; см. также Плаксин И. Н., Солнышкин В. И. ДАН СССР, 1962, 144, № 1, 186; Otori K. Sci. Rep. Tohoku univ., ser. 3, 1964, 9, No 1, 65.
23. Touheau G. Bull. Soc. belge géol., 1961, 70, F. 3, 281, перевод: Тубог Г. Сб. «Физика минералов». Изд-во «Мир», 1964, 415.
24. Gehlen K., Piller H. N. Jb. Min., Monatsh., 1965, H. 4, 97; см. также: Cameron E. N. Am. Min., 1963, 48, No 9—10, 1070; Строна П. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, 93, вып. 1, 69.
25. Cameron E. M. Ore microscopy. L.— N. Y., 1961, 272.
26. Ramdohr P. N. Jb. Min., 1926, B.-Bd. 54, 320; Abhandl. Preus. Akad. Wiss., Math.-natur. Kl., 1839, Nr. 14, 1; Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. Изд-во Иностран. лит-ры, 1962, 932; Roy S., Rao S. Proc. Nation. inst. Sci. India, 1956, Pt. A, 22, No 5, 294 (структуры распада твердых растворов); Volfa J., de la Roche H., Kern R., Capitant M., Phan K. D. Bull. Soc. fr. min., 1961, 84, No 4, 400 (изучение продуктов распада с помощью электронного микровозда); Rao N. K., Rao G. V. Min. Mag., 1965, 35, No 269, 118.
27. Vincent E. A., Phillips R. Geoch., cosm. acta, 1954, 6, No 1, 1 (минераграфия, хим. анализы ильменитов из габбро Скаргорд).
28. Ли А. Ф., Гребенникова О. Т., Ясус Н. С. Зап. В.-Сиб. отд. Всес. мин. об-ва, 1959, вып. 1, 74 (структуры распада, анализы ильменитов из россыпей); Гребенникова О. Т., Басина В. А. Зап. В.-Сиб. отд. Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 3, 138.
29. Бонштедт-Куплетская Э. М. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 122 (минераграфия, анализы ильменитов из месторождений Союза).
30. Кавардин Г. И. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ва». Изд-во АН СССР, 1959, вып. 1, 62 (структуры распада, хим. анализы); Мельник Ю. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 3, 348 (минераграфия, хим. анализ ильменита из Кривого Рога).
31. Данные А. И. Симонова, 1949.
32. Еськова Е. М., Жабин А. Г., Мухитдинов Г. Н. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. Изд-во «Наука», 1964, 213.
33. Агафонова Т. Н. Мин. сб. Львовск. гос. ун-та, 1964, № 18, вып. 2, 235 (из габбро-лабрадоритовых пород Украины).
34. Бобривич 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. Изд-во «Недра», 1964, 190 стр.
35. E-Hippawi E. E. Beitr. Min., Petr., 1964, 9, H. 6, 519 (из россыпей устья Нила).
36. Слепнев Ю. С. Геохимия, 1964, № 3, 242.
37. Геворкян В. Х. ДАН УкрССР, 1964, № 9, 1200.
38. Чухров Ф. В., Шлайн Л. Б. Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 9, 27.
39. Мустафаев Г. В. ДАН АзССР, 1964, 20, № 10, 57.
40. Герасимовский В. И., Беляев Ю. М. Геохимия, 1963, № 12, 1111.
41. Поляков А. И., Кот Г. А. Геохимия, 1965, № 1, 73.
42. Ложникова О. Н., Яковлева С. Я. Рентгенометрический справочник—определитель минералов, содержащих редкоземельные элементы. Изд-во Гиредмет, 1961, 47.
43. Соседко А. Ф. Тр. СОПС, сер. Кара-Калп., 1935, вып. 5, 79.

44. Власов К. А., Кутукова Е. И. Изумрудные коши, Изд-во АН СССР, 1960, 172.
45. Кавардин Г. И. Изв. Карел. и Кольск. фил. АН СССР, 1958, № 4, 3.
46. Колесникова Т. П. Изв. Вост. фил. АН СССР, 1957, № 7, 26.
47. Nicholson P. H., Knorring v. O., Rooke J. M. Am. Min., 1963, 48, No 9—10, 1090.
48. Сб. «Алмазы Сибири». Госгеолиздат, 1957, 78 (хим. анализы, парагенезис, магнитн. свойства).
49. Рабкин М. И., Соловьев Д. С., Крутойрский М. А., Миlashев В. А. Тр. Н.-п. ин-та геологии Арктики, 1958, 97, 21.
50. Попов Т. Горный журн., 1876, 3, 300.
51. Кашин С. А. Сб. «Хромиты СССР». Изд-во АН СССР, 1937, I, 278.
52. Simpson E. S. J. Roy. soc. Western Australia, 1929, 15, 99; Hamberg A. Geol. f6r. f6rhandl., 1890, 12, H. 7, N:o 133, 598.
53. Герасимовский В. И. Тр. ИГН АН СССР, 1939, вып. 18, № 5, 32.
54. Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16, 176.
55. Ермилова Л. П. Минералы молибдено-вольфрамового месторождения Караоба в Центральном Казахстане. Изд-во «Наука», 1964, 61.
56. Viehier J. Ann. géol. de Madagascar, 1960, F. 29, 44 (анализы ильменита из разных месторождений Мадагаскара).
57. Смирнов Г. И. Тр. Якутск. фил. АН СССР, сер. геол., 1959, сб. 4, 47.
58. Otagi K., Hasegawa S. Sci. Rep. Tohoku univ., ser. 3, 1956, 5, No 2 129; J. Japan Assoc. min., petr., econ. geol., 1955, 3, No 3, 91; те же, там же, 1958, 42, 280; Otagi K. Sci. Rep. Tohoku univ., ser. 3, 1958, 6, No 1, 25.
59. Жирнова Н. А. Тр. Всес. н.-п. ин-та керамики, 1934, вып. 43, 34.
60. Щепочкина Н. И. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 11, 1.
61. Greig J. W. Econ. Geol., 1932, 27, No 1, 25; Overholt J. L., Vaux G., Rodda J. L. Am. Min., 1950, 35, No 1—2, 117; Curnow S. E., Parry L. G. Nature, 1954, 174, No 4441, 1101; Karkhanavala M. D., Mohin A. C. Econ. Geol., 1959, 54, No 6, 1095; Gупнер J. M. Econ. Geol., 1959, 54, No 7, 1315.
62. Илупин И. П. Тр. Якутск. фил. Сиб. отд. АН СССР, сер. геол., 1963, сб. 9, 54 (содержание ильменита в якутских кимберлитах).
63. Хасин Р. А., Чернявский В. В. Сб. «Материалы по геологии Монгольской Народной Республики». Гостоптехиздат, 1963, 191.
64. Блинов В. А., Дюбюк К. А., Кузьмина Л. С., Одокий Б. Н. Геология рудных м-ний, 1963, № 1, 109.
65. Беляев В. К. ДАН УкрССР, 1964, № 1, 112.
66. Веклич М. Ф., Кононов Ю. В. ДАН УкрССР, 1957, № 2, 169; Ромоданов А. П., Хатунцева А. Я. ДАН УкрССР, 1957, № 3, 300; Веклич М. Ф. ДАН УкрССР, 1957, № 4, 391 (россыи Вольны); Горошников Б. И., Сахачкий И. И. ДАН СССР, 1958, 119, № 5, 1003 (россыи Донбасса); Сахачкий И. И. Бюлл. научно-техн. информации Министерства геол. и охраны недр СССР. Госгеолиздат, 1959, № 1, 38 и др.
67. Лавров В. В. Вестн. АН КазССР, 1956, № 9, 9.
68. Долгов Ф. Г., Середкин П. П. Сб. «Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области». Изд-во «Недра», 1964, 239.
69. Юдин И. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1956, 85, вып. 3, 403; Метеоритика, 1958, вып. 16, 78; Смышляев С. И., Юдин И. А. Метеоритика, 1964, вып. 25, 121.
70. Юрков Ю. Ю. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4, 121.
71. Зиф Е. Ф. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 12, 57.
72. Пугалова Г. В. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1959, вып. 3, 82.
73. Куковский Е. Г., Кононов Ю. В. Геол. журн. АН УкрССР, 1961, 21, вып. 6, 97.
74. Розина Б. Б. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 3, 284.
75. Karkhanavala M. D., Mohin A. C. Econ. Geol., 1959, 54, No 6, 1095; Hartman J. A. Econ. Geol., 1959, 54, No 8, 1380; Carroll D. Econ. Geol., 1960, 55, No 3, 618; Lund L. E. Econ. Geol., 1961, 56, No 5, 994.
76. Palmer C. Am. J. Sci., 1909, 28, 353.
77. Ernst Th. Zs. angew. Min., 1943, 4, H. 4, 394; Buddington A. T., Lindsley D. H. J. of Petrology, 1964, 5, No 2, 310; Taylor R. W. Am. Min., 1964, 49, No 7—8, 1016.
78. Overholt L., Vaux G., Rodda J. L. Am. Min., 1950, 35, No 1—2, 117.
79. Flinter V. H. Econ. Geol., 1959, 54, No 4, 720; Karkhanavala M. D. Econ. Geol., 1960, 55, No 4, 843; 1960, 55, No 5, 1068.
80. Жердева А. Н., Абулевич В. К. Минеральное сырье, 1960, вып. 1, 26.
81. Wolfa J., Chevalier R., de La Roche H., Kern R. Bull. Soc. fr. min., 1961, 84, N° 1, 33; de La Roche H., Kern R., Wolfa J. Sciences de la terre, Nancy, 1961, 8, N° 3—4, 217.

82. Баранова Н. М., Геворкьян В. Х. Мин. сб. Львовск. ун-та, 1964, № 18, вып. 1, 40.
 83. Геворкьян В. Х., Тананаев М. В. ДАН УССР, 1964, № 10, 1366.
 84. Дядченко М. Г., Хатунцева А. Я. ДАН СССР, 1960, 132, № 2, 435; Сб. «Вопросы минералогии осадочных образований». Изд-во Львовск. ун-та, 1961, кн. 6, 181.
 85. Дядченко М. Г., Цымбал С. Н. Мин. сб. Львовск. ун-та, 1964, № 18, вып. 2, 181; ДАН УССР, 1963, № 12, 1632.
 86. Быков А. Д. ДАН СССР, 1964, 156, № 3, 567.
 87. Teufer G., Temple A. K. Nature, 1966, 211, No 5045, 179.
 88. Pesse V. Gazz. chim. ital., 1931, 61, 107.
 89. Karkhanavala M. D. Proc. 46-th Indian sci. congr. assoc. (Delhi, 1959), pt. 3., Calcutta, 1959, 214; Econ. Geol., 1959, 54, No 7, 1302.
 90. Пилипенко П. П. Минеральное сырье, 1930, № 7—8, 982.

Сенаит Senaité



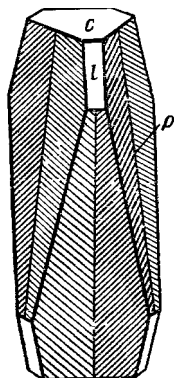
Назван по имени бразильского проф. И. да Коста Сена (Хусак, 1898) [1].

Характ. выдел. Несовершенные кристаллы и округлые выделения.

Структ. и морф. крист. Триг. с. Ромбоэдр. кл. $C_{3i} - \bar{3}(L_3C)$; $a : c = 1 : 1,011$ (Дана, 1944). Формы [1, 2]:

	φ	ρ		φ	ρ
c	0004	—	l	5052	60°00' 71°05'
r	1011	60°00'	z	4041	60 00 77 55
s	2021	60 00	p	0551	0 00 80 17

ss (20 $\bar{2}$ 1) : (2201) = 118°05' ll (5052) : (5502) = 120°01' pp (0551) : (5501) = 117°13'



Фиг. 104. Кристалл сенапта
(по Хусаку)

Кристаллы ромбоэдрические, сходные с кристаллами криттонита из Франции. На гранях p (0551) нередка перистая штриховка (фиг. 104). Обычны двойники по (1120), часто полисинтетические.

Физ. св. Сп. нет. Изл. раковистый. Тв. ≥ 6 . Уд. в. колеблется от 4,2 до 5,3. Цв. черный. Черта коричневаточерная. Бл. полуметаллический. Немагнитен. Очень тонкие пластинки просвечивают оливково-зеленым и темно-зеленым цветом.

Микр. В пл. в прох. свете зеленый до зеленоватобурого, не плеохроирует. Одноосный (—). $n_o = 2,50$ (Li) (по Ларсену).

Хим. По новым данным Штрунца (1966) формула: $(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mn}, \text{Pb})_2(\text{Ti}, \text{Fe}^{3+})_5 \text{O}_{12}$. Анализы сенаита из месторождений Бразилии:

	1	2	3	4	5
MgO	0,29	0,35	—	—	—
MnO	10,29	10,55	17,64	17,52	11,88
FeO	26,90	27,04	21,86	22,12	25,44
PbO	10,95	10,77	9,81	9,43	12,01
TiO ₂	52,32	51,90	50,93	49,71	49,91
ZrO ₂	—	—	0,72	0,96	0,68

Сумма 100,75 100,61 100,96 99,74 99,92

1 и 2 — Датгас, анал. Райтингер [2]; 3 и 4 — Курралиню, анал. Райтингер [2]; 5 — Диамантина, анал. Фрайзе [3].

Диагн. исп. Разлагается HF и горячей H_2SO_4 . П. п. тр. не плавится.

Находж. Встречен в Бразилии в виде плохо образованных кристаллов и округлых зерен в алмазонасных песках округа Диамантина в шт. Минас-Жерайс (месторождения Даттас, Курралинью и др.).

Изм. Замещается буроватым веществом — рутиловым лейкоксеном с примесью лимонита.

Л и т е р а т у р а

1. Hussak E., Prior G. T. Min. Mag., 1898, 12, No 54, 30.
2. Hussak E., Reitingger E. Zs. Krist., 1903, 37, 574.
3. Freise F. M. Chem. d. Erde, 1930, 6, 66.

Давидит Davidite

$(Fe^{2+}, La, Ce, U)_2(Ti, Fe^{3+})_5O_{12}$

Назван по имени австралийского геолога Т. Давида (Маусон, 1906) [1].

Синон. [2]. «Радиоактивный минерал из Мозамбика» — radioactive mineral from Mozambique (Бэнистер и Хорн, 1950) [3], уфертит (уферит) — ufertite (Балашов, 1950) [4—6], мавудзит (мавузит) — mavudzite (Васконселос, 1954) [7], ферутит — ferutite (Назицын, 1956) [8].

Характ. выдел. Сплошные черные выделения, частью округлые зерна, весьма несовершенные кристаллы.

Структ. и морф. крист. Обычно метамиктен, рентгеноаморфен. Давидит из Аризоны в непрокаленном состоянии дает рентгенограммы с диффузными отражениями, четкость которых существенно усиливается в результате двухчасового прогревания минерала при 775° [9, 10]; неметамиктены является лишь давидит с Урала, не содержащий урана и тория [2].

Триг. с. C_3^4 —R3 или C_{3i}^2 —R3 [8—10]. Параметры элементарной ячейки:

a_h	10,36	10,37	10,405*	10,35	10,36	10,36	10,35
c_h	20,85	20,87	20,88	20,74	20,82	20,84	20,91
$a_h : c_h$	1:2,012	1:2,013	1:2,006	1:2,004	1:2,010	2,012	2,020
Страна	Аризона	Аризона и Норвегия	СССР	СССР	СССР	Австралия	Мозамбик
Ссылка	[10]	[9]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]

* Неметамиктный; остальные данные для прокаленных образцов.

$Z = 3$. Структура не определена.

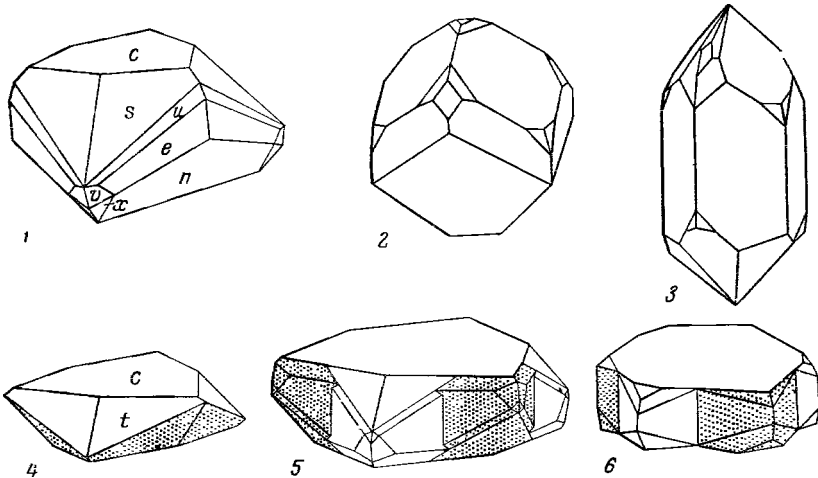
Класс достоверно не установлен. $a : c = 1 : 2,013$ (на основе рентгеновских данных Пабста).

Кристаллы несовершенные. Измерения кристаллов из Тете в Мозамбике выполнены Хорном [3] лишь прикладным гониометром; на кристаллах из Билеру (Южн. Австралия) Пабстом [9] ориентировочно, определены грани двух форм, на несовершенных кристаллах из Бадахоса (Испания) Арибасом [11] установлены грани ряда форм, символы и угловые величины для которых не приведены (поэтому отождествить формы и буквенные обозначения Арибаса и Хорна не удастся). Наблюдавшиеся формы [3, 9] (в установке по Пабсту):

Ниж- ние	Верх- ние	φ	ρ	Ниж- ние	Верх- ние	φ	ρ	
\bar{c}	c	0001	—	0°00'	$-\bar{z}$	1.6.7.12	7°36'	51°47'
	h	2130	40°54'	90 00	$-\bar{y}$	1346	13 54	54 24
	$-\bar{h}$	1230	19 06	90 00	$-\bar{w}$	2463	19 06	53 48
	$-\bar{l}$	2570	16 06	90 00	$-\bar{u}$	6.8.14.9	25 17	72 20
$-\bar{n}$		0112	0 00	49 16	$-\bar{v}$	3473	25 17	78 18
	r	1122	30 00	63 35	s	5.2.7.12	43 54	50 25
	o	2213	30 00	69 34	t	1156	49 06	49 48
\bar{p}		4483	30 00	79 27				

Хорнэм [3] принята иная единичная грань и вычислено $a : c = 1 : 1,37$, близкое к отношению для ильменита; формула перехода от символов Хорна к символам по Пабсту: 100/010/00³/₂. Соппительна форма \bar{x} с ρ около 52°. по Хорну символ ee (2689).

Кристаллы (фиг. 105) из района Тете таблитчатые по (0001), тригонального облика [3]; в Бадахосе, наряду с таблитчатыми, наблюдаются кристаллы пирамидального и призматического облика [11]. Обычны двойники прорастания по (1120).



Фиг. 105. Кристаллы давидита

1, 4, 5— Тете (по Хорну); 2, 3, 6— Бадахос (по Арибасу); 4—6— двойники

Физ. св. Сп. не выражена. Изл. раковистый (или занозистый, как результат большого количества тонких механических примесей). Очень хрупок. Тв. 6—7. Микротвердость (в кг/мм^2) [12]: 774—841 при нагрузке 100—200 г по Лебедевой; 693—762 при 100 г по Янгу и Милмэну; по Арибасу [11], микротвердость варьирует в связи с различной степенью изменения минерала, Кулик [13] отмечает различие в твердости отдельных зон одного и того же зерна. Уд. вес также непостоянен: обычно 4,4—4,6, иногда 4,3 (см. хим. анализы). Цв. свежей поверхности черный, серо-черный, поверхность слегка измененного минерала темно-бурая, иногда с красноватым оттенком. Черта серовато-черная, темно-серая. Бл. стекловидный до металлоидного. Неизрозрачен, просвечивает лишь в тонких осколках бурым цветом.

В большинстве случаев радиоактивен (отмечались радиоактивные ореолы в ильмените вокруг зерен давидита) [14]. Магнитная восприимчивость

100×10^{-6} CGSM при ничтожной величине остаточного намагничивания (50×10^{-6} CGSM) [15].

Флотируется анионными реагентами, наилучшие собиратели — соли олеиновой и нафтеновой кислот [16].

Микр. В шл. в прох. свете практически непрозрачен, местами просвечивает (темно-красовато-бурый). Изотропен (метамиктен). $n > 2,2$ по Уитлу [17], $2,11 \pm 0,03$ по Балашову [6].

В полир. шл. в отраж. свете светло-серый с буроватым оттенком. Отраж. способность непостоянна, изменчива даже в пределах одного и того же зерна (Рамдор): для давидита из СССР 19—21% (в результате изменения минерала понижается) [4—6], для давидита из зарубежных месторождений Уитл [17] указывает 15,9% для красного цвета. По Арибасу [11] (в %): для красного цвета — 15, зеленого — 16,5; того же порядка отраж. способность минерала с о-ва Бьёркё [18] (несколько более высокие значения приведены Грзем и Миллэном [19]). В иммерсии отраж. способность существенно понижается. Изотропен. Внутренние рефлекссы темно-коричневые, слабо заметные (по Рамдору, 1962).

Обычно содержит многочисленные включения ильменита, гематита, рутила, силикатов и других минералов, образовавшихся одновременно с давидитом, в результате его изменения или при распаде твердого раствора. Наблюдалась зональность, выявляемая травлением [13].

Хим. Состав непостоянен, в общем отвечает формуле $A_2B_5O_{12}$; среди элементов группы В значительно преобладает Ti, который изоморфно замещается Fe^{3+} , в меньшем количестве — Cr, а также V (особенно богат хромом минерал из Испании — анализ 4). В группе А количественные соотношения U, TR и Fe^{2+} колеблются: наряду с давидитом, содержащим свыше 9% UO_2 (U_3O_8) и около 6% TR_2O_3 (анализы 1—3), встречен редкоземельный безурановый давидит (анализ 8); по-видимому, имеет место изоморфное замещение $U^{4+} + Fe^{3+}$ на $TR^{3+} + Ti^{4+}$. Содержание Th обычно незначительно, так же как и Ca; часто обнаруживаются Sc [20, 21] и Sr [22] (см. хим. анализы).

В связи с наличием большого количества мельчайших включений других минералов и невозможностью отборки вполне однородного материала данные многочисленных анализов не однозначны; содержание Si, Al, Ca, а также части Ti и Fe обусловлено наличием примесей; трактовка анализов осложняется и отсутствием данных о степени окисления главных элементов — Fe и U.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	
Na ₂ O	—	—	—	0,23	0,03	—	—	0,75	
K ₂ O	—	0,15	—	—	0,08	—	—	0,19	
MgO	—	—	—	0,40	0,73	—	—	0,27	
CaO	0,2	0,3	0,30	—	1,28	0,2	—	0,64	
SrO	0,6	—	0,2	—	0,26	0,1	—	—	
MnO	сл.	—	—	—	0,21	—	1,0	3,08	
PbO	0,8	0,72	0,9	сл.	—	0,3	—	0,21	
FeO	} 26,1	} 16,5	} 30,8	} 7,31	} 7,14	} 14,9	} 17,1	} 9,98	
Fe ₂ O ₃									
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	0,37	—	—	0,30	
Sc ₂ O ₃	0,2	—	0,2	—	} 8,96	} 0,03	} 17,3	} 11,12	
ΣY ₂ O ₃	0,3	—	0,6	} 6,22					} 2,6
ΣCe ₂ O ₃	5,8	5,6	6,1						
Cr ₂ O ₃	4,8	0,17	0,6	10,13	0,87	сл.	—	—	
SiO ₂	—	0,06	—	2,14	1,69	—	0,34	0,09	

	1	2	3	4	5	6	7	8
TiO ₂	46,8	54,5	46,3	52,68	54,37	52,7	52,1	59,54
ZrO ₂	—	0,4	—	—	0,52	—	—	0,56
ThO ₂	0,4	0,07	0,2	—	0,43	0,4	—	Не обн.
UO ₂	9,2	—	8,7	—	3,56	1,5	—	—
U ₃ O ₈	—	9,8	—	4,01	—	—	1,1	Не обн.
V ₂ O ₅	1,3	1,4**	1,5	3,12	0,31	0,2	—	—
Nb ₂ O ₅	—	—	<0,1	—	—	<0,1	—	1,36
H ₂ O ⁺	1,1	0,05	1,2	2,13	0,17	0,9	1,63	0,61
H ₂ O ⁻	—	—	—	1,17	Не обн.	—		0,11
H. о.	1,0	—	2,4	1,08	—	2,0	—	—
Прочие*	1,8	—	0,5	—	—	1,6	—	—
Сумма	100,4	99,92	100,5	99,94	99,82	99,83	100,07	99,90
Уд. в.	4,41	4,46	4,50	—	4,42	—	—	4,60

* Al₂O₃ преимущественно, также, вероятно, ZrO₂, Nb₂O₅, Ta₂O₅, BeO и др.

** V₂O₅.

1 и 2 — Тете, Мозамбик: 1 — анал. Хэйтон [20], 2 — анал. Райэн и Мелл [3]; 3 — Раддун-Хилл, Олари, Южн. Австралия, анал. Хэйтон [20]; 4 — Бадахос, Испания [41]; 5 — горы Кихогоа, Аризона, США, анал. Ингамелс [9]; 6 — Маунт-Плезент, Южн. Австралия, анал. Хэйтон [20]; 7 — Гуфтан, Ивельанд, Норвегия, анал. Бруун [23]; 8 — Урал СССР, анал. Казанова [2].

См. также анализы в работах Крука и Блэка [24], Кука [25], Кера и Холзнда [26], Васконселоса [7], Лоуренса и др. [27], Соболевой и Пудовкиной [5], Балашова [6], Уитла [17], Хэйтона [20], Велина и Ойтенбогарта [18] (в некоторых анализах сумма значительно превышает 100,5%, другие — неполные, не во всех случаях указано, насколько тщательно отбирался материал).

Среди редкоземельных элементов преобладают элементы цериевой группы, при этом обычно содержание La более высокое по сравнению с Ce, или они содержатся приблизительно в равных количествах; только в давидите из Норвегии и в «уфертите» из СССР Ce > La. Характерно и относительно высокое содержание тяжелых лантаноидов — Er и Yb. Состав TR (в % к общей их сумме):

La ₂ O ₃	47	53	32	17,3	La	25,5	38
CeO ₂	35	32	28	39,2	Ce	23,5	32
Pr ₆ O ₁₁	0,8	1,2	1,0	1,8	Pr	0,6	1,5
Nd ₂ O ₃	1,4	2,4	4,8	3,8	Nd	2,5	3,6
Sm ₂ O ₃	0,2	0,2	0,5	0,2	Sm	0,3	1,0
Eu ₂ O ₃	0,03	<0,2	0,1	Не обн.	Eu	—	0,1
Gd ₂ O ₃	0,23	<0,3	1,3	сл.	Gd	0,5	2,6
Tb ₄ O ₇	0,17	<1,0	1,0	»	Tb	0,1	0,4
Dy ₂ O ₃	1,4	2,1	3,8	1,5	Dy	1,7	3,0
Ho ₂ O ₃	0,2	—	0,9	0,7	Ho	0,4	0,7
Er ₂ O ₃	2,3	1,3	3,3	2,3	Er	2,1	2,4
Tu ₂ O ₃	0,3	<0,25	—	1,0	Tu	0,3	0,4
Yb ₂ O ₃	2,2	1,3	4,8	9,9	Yb	3,7	2,3
Lu ₂ O ₃	0,3	0,1—0,3	0,5	1,7	Lu	0,4	0,4
Y ₂ O ₃	9,0	7,3	18,0	20,6	Y	~40	~11
М-ние	Раддун-Хилл	Тете	Маунт-Плезент	Ивельанд,	Аризона	Урал	
№ хим. анализа	—	3	6	9	—	8	
Ссылка	[20,28]	[29]	[20]	[23]	[2]	[2]	

Для норвежского минерала Бабаев и Лобанов [30], в отличие от Ноймана и Батлера [23, 29], отмечают преобладание La над Ce (La — 2,89, Ce — 0,83).

Диагн. исп. HCl и HNO_3 действуют очень слабо [3]. Разлагается в кипящей H_2SO_4 ; сплавляется с едким и серноокислым калием [6].

П. п. тр. не плавится, растрескивается [6].

Повед. при нагр. На кривой нагревания (фиг. 106) выражены экзотермические подъемы при $660\text{--}680^\circ$ и (менее отчетливый) около 800° [9, 14, 26]. После длительного прокаливания при $1000\text{--}1200^\circ$ дает четкую порошокраму.

Нахожд. По-видимому, распространенный гипогенный минерал, но трудно диагностируется; за последние десятилетия установлен во многих местах в разных странах. Встречается в метаморфизованных породах, реже в пегматитах.

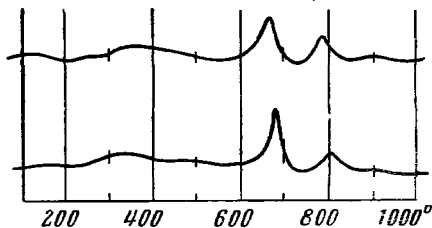
Распространен в Австралии, где наблюдается в различных ассоциациях. Наиболее крупные месторождения промышленного значения в Южн. Австралии (Раднум-Хилл, Маунт-Виктория и др.) [31] представлены линзовидными рудными телами среди метаморфизованных докембрийских пород, сложенными кварцем, слюдой, полевыми шпатами, карбонатами и рудными минералами — гематитом, ильменитом, рутилом, сульфидами и давидитом. Последний образует крупные выделения; отлагался до сульфидов путем замещения гематита, ильменита и рутила [17]. В некоторых месторождениях (Олари, Кроккер-Уэл, Спринг-Хилл, Мэри-Кетлин и др.) [17, 32] давидит наблюдается в трещинах среди гранитов и кварцитов со слюдой, сагенитовым кварцем, апатитом, браннеритом, бетафитом и ильменорутилом; образовался в связи с процессом альбитизации.

Обнаружен в ряде пегматитов Южн. Австралии, также в архейских породах (Билеру, Маунт-Плезент, Брокен-Хилл и др.). Мелкие рассеянные зерна (1—5 м.) давидита в ассоциации с альбитом встречаются в архейских гнейсах Южн. Австралии.

Широко распространен давидит в архейских породах Зап. Квинсленда [27]; встречается в небольших количествах в линзах кальцита совместно с актинолитом, скаполитом, ильменитом и халькопиритом или, наряду с ильменитом и гематитом, образует рассеянную вкрапленность в породах; отмечен также в составе турмалинового пегматита.

Найден в Мозамбике в бассейне р. Мавудзи около Тете [3] в виде крупных выделений и кристаллов в районе развития габбро и норитов, подвергшихся тектоническим воздействиям и скаполитизации. Концентрируется в скаполитовых участках скаполито-кальцитовых тел, отчасти рассеян в массе кальцита; сопровождается рутилом, ильменитом, магнетитом, апатитом. Встречается также в телах крупнозернистых диосидовых пород и в рассеянных выделениях в фельзитовых породах со скаполитом и кальцитом [33].

В Южн. Норвегии в Ивеланде наблюдался в виде удлиненных выделений (20 см в длину) в пегматитовой жиле Туфтан, содержащей ортит, циркон, берилл, гадолинит, торгвейтит, эвксенит и др. [23]; установлен и в некоторых других местах Норвегии в брекчированных зонах пегматитов (Модум и Бриггеборкастет) [23]. В парагенезисе с несколько более ранним торитом и с цирконом давидит, содержащий многочисленные включения рутила, гематита и ильменита, встречен на о-ве Бьёркё около Вестервика в Швеции, в аплитовой жиле среди подвергшихся гранитизации докемб-



Фиг. 106. Кривые нагревания давидита из Тете (по Керу и Холмиду)

рийских кварцитов [18]. Мелкие (меньше 1 мм) кристаллы давидита рассеяны в микросиените, образующем линзы среди турмалинизированного гнейса в районе Бадахоса в Испании [41]. Наблюдался в составе обломков пегматитовых жил в районе Черные Камни в Македонии (Югославия) [34]. Отмечен также в одном образце пегматита из Мальгашской республики [35]. В горах Кихотоа в Аризоне (США) найден на контакте дайки спессартита и кварцевого монцонита в ассоциации с альбитом, эпидотом, хлоритом, кварцем, титанитом и кальцитом [40].

В СССР наблюдался в плагиогнейсах, линзах амфиболитов и плагиоклазитов совместно с ильменитом, хромитом, сфеном, окислами урана и сульфидами; образует сплошные и вкрапленные руды; отлагался метасоматически [15]; обнаружен в скаполито-альбитовых жилах, секущих биотитовые гнейсы и сланцы, в ассоциации с рутилом, гематитом, магнетитом и сульфидами [6, 13]. Не содержащий урана давидит установлен в жиле альбитизированного микроклина среди фенитизированных метаморфических пород на Урале, сопровождается рутилом и слюдой [2, 36].

Изм. Замещается ильменитом, гематитом и рутилом, образующими иногда каемки вокруг выделений давидита; отмечалось образование по давидиту карнотита [27], лейкоксена и «гуммита». В зоне выветривания устойчив, поэтому встречается в россыпях (Австралия).

Искусств. Указывается синтез путем сплавления смеси $UO_2 + 3FeO + Fe_2O_3 + 8TiO_2$ в присутствии La_2O_3 в атмосфере азота при 1300° [37].

Практ. знач. Является главным рудным минералом урановых руд ряда месторождений Австралии.

Отл. Очень трудно диагностируется. От внешне сходного ильменита отличим по сильной радиоактивности, от сходных черных танталатов и ниобатов — по отрицательной реакции с таннином на Nb и Ta [4]. Характерны рентгенограммы прокаленных образцов.

Межплоскостные расстояния прокаленного давидита Урала [2]

<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>
0006	1	3,47		6	2,496*	1.1.2.12	2	1,656
0224	6	3,41	3412; 2243	3	2,433		3	1,627*
	9	3,25*	1344	6	2,257	1562; 4.1.3.10	10	1,605
2025	6	3,06		3	2,191*	4265	1	1,574
3030	4	3,00	3145	5	2,144	3366	3	1,552
1126	9	2,898	1450	2	1,965	5164	1	1,545
1017; 2135	6	2,854	3254	4	1,920	1565; 3.1.4.11	6**	1,513
3033	3	2,742	2355	3	1,856		3	1,485*
1235	3	2,641	4047; 3148	6	1,808	3.2.5.10	2	1,467
2240	1	2,607	4156	4	1,712		3	1,456*
						2570	10	1,443

* Линии рутила.

** Возможно, наложение линий ильменита.

Л и т е р а т у р а

1. Mawson D. Trans. proc. Roy. soc. South Australia, 1906, 30, 191.
2. Жабин А. Г., Воронков А. А., Халезова Е. Б., Казакова М. Е. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 15, 110 (доказана идентичность уферрита, мавудзита-феррита с давидитом).
3. Van nister F. A., Horne J. E. Min. Mag., 1950, 29, No 209, 101.
4. Гецева Р. В., Савельева К. П. Руководство по определению урановых минералов. Госгеолтехиздат, 1956, 132.
5. Соболева М. В., Пудовкина И. А. Минералы урана. Госгеолтехиздат, 1957, 350.
6. Балашов Н. И. Булл. научно-техн. информации Министерства геол. и охраны недр СССР. Госгеолиздат, 1961, № 2, 10.

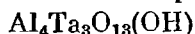
7. Vasconcelos Pinto Coelcho. Rev. junta miss. geogr. e invest. do Ultramar, 1954, 2, N 2, 209 (по реферату Am. Min., 1956, 41, No 1—2, 164).
8. Казлицын Ю. В. Сб. «Кристаллография». Металлургиздат, 1965, вып. 5, 167.
9. Rabst A. Am. Min., 1961, 46, No 5—6, 700.
10. Rabst A., Thomssen R. W. Bull. Geol. soc. Am., 1959, 70, No 12, 1739.
11. Arribas A. Estudio geol., 1963, 19, N° 1—4, 36.
12. Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963, 105; Young B. V., Millman A. P. Bull. Inst. mining, metallurgy, 1964, No 689, 437.
13. Кулик Н. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1965, 94, вып. 1, 114.
14. Ramdohr P., Lawrence L. J. J. Geol. soc. Australia, 1958 (for 1957), 5, pt. 1, 83.
15. Петросян Э. В. Советская геология, 1961, № 11, 69.
16. Фишман М. А., Соболев Д. С. Практика обогащения цветных и редких металлов. Гос.-техн. изд-во по горному делу, 1963, 4, 672.
17. Whittle A. W. G. Econ. Geol., 1959, 54, No 1, 64.
18. Welin E., Uutenbogaardt W. Ark. min., geol., 1963, 3, 277.
19. Gray I. M., Millman A. P. Econ. Geol., 1962, 57, No 3, 325.
20. Hayton J. D. Econ. Geol., 1960, 55, No 5, 1030.
21. Vickery R. C. Australian J. Sci., 1953, 16, 112 (по Chem. Abstr., 48, 2527a).
22. Butler J. R. Econ. Geol., 1961, 56, No 2, 442.
23. Neumann H., Sverdrup T. L. Norsk geol. tidsskr., 1960, 40, N. 3—4, 277.
24. Crook T., Blake G. S. Min. Mag., 1910, 15, 281.
25. Cooke W. T. Trans. proc. Roy. soc. South Australia, 1916, 40, 267.
26. Kerr P. F., Holland H. D. Am. Min., 1951, 36, No 7—8, 563.
27. Lawrence L. I., See G. T., McBride F., Hofer H. Econ. Geol., 1957, 52, No 2, 140.
28. Dixon P., Wylie A. W. Nature, 1951, 167, No 4248, 526.
29. Butler J. R., Hall R. Econ. Geol., 1960, 55, No 7, 1541; перевод: Батлер Дж., Холл Р. Хим. характеристика давидита. Изд. Отд. п-т. информ. ВИМС, 1962, вып. 13.
30. Бабаев О., Лобанов Е. М. ДАН УзССР, 1964, № 4, 22.
31. Dickinson S. V. Mining Mag., 1953, 89, No 5, 265.
32. М. М. Атомная энергия, 1958, 5, вып. 5, 593.
33. Davidson C. F., Bennet J. A. E. Min. Mag., 1950, 29, No 211, 291.
34. Damjanović A., Vukasović M. Radovi Sek. istraž. nukl. i drugih min. sirovina, 1961, 1, N 1, 11.
35. Behier J. Ann. géol. de Madagascar, 1960, F. 29, 32.
36. Еськова Е. М., Жабин А. Г., Мухитдинов Г. Н. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. Изд-во «Наука», 1964, 92.
37. Contag B., Strunz H. Naturwissenschaften, 1961, 48, N. 18, 597.

Сефстрёмит — sefströmite (Крук и Блэк) из Радиум-Хилла (Южная Австралия), описан Моусоном в 1907 г. без названия; в каталогах фирм, торгующих минералами, значился как новый минерал — V-содержащий пльменит. Возможно, является давидитом или смесью метамиктных минералов с ильменитом или рутилом (Crook T., Blake G. S. Min. Mag., 1910, 15, No 71, 281; Bannister F. A., Horne J. E. Min. Mag., 1950, 29, No 209, 112).

СТРУКТУРА ТИПА СИМПСОНИТА

Симпсонит $Al_4Ta_3O_{13}(OH)$ Триг. с. a_0 7,38 c_0 4,51 Уд. в. 6,8

Симпсонит *Simpsonite*

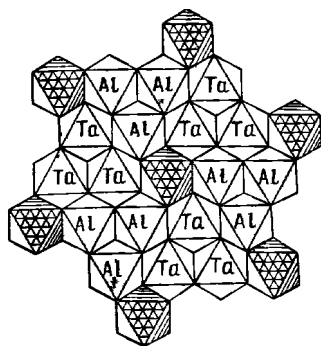


Назван по имени австралийского минералога Э. С. Симпсона (Боули, 1939) [1].
Синон. Калогерасит (калогеразит) — calogerasite (Гимарас, 1944) [2].

Характ. выдел. Невершенные кристаллы, их агрегаты неправильной формы.

Структ. и морф. крист. Триг. с. C_3^1 — P3 [3]. $Z = 1$ [3].

a_h	c_h	$a_h : c_h$	Страна	Автор
7,376	4,514	1 : 0,612	Бразилия	Кер и Холмс [4]
7,378	4,516	1 : 0,612	СССР	Денисов [5]
7,38	4,51	1 : 0,611	СССР	Борисов, Белов [3]



Фиг. 107. Кристаллическая структура симпсонита

(по Белову); октаэдры Al и октаэдры Ta находятся на разных уровнях, центральный (заштрихованный) октаэдр заселен лишь в алюминиевом слое

Структура (фиг. 107) представляет двухслойную плотнейшую гексагональную упаковку атомов O, половина октаэдрических пустот которой занята атомами Al и Ta [3, 6]. В пределах каждого слоя чередуются группы из 7 октаэдров: центральный октаэдр, через который проходит ось третьего порядка, окружен шестью другими. В одном слое вокруг незаселенного центрального октаэдра расположены три TaO₆-октаэдра (через один в группе из шести октаэдров), в другом слое Al заселяет как центральный, так и три из окружающих его октаэдров (также через один). Слои располагаются друг над другом таким образом, что вдоль оси с заселенные октаэдры чередуются с незаселенными. Октаэдры несколько искажены: расстояния Ta—O = 1,98—2,06, одно расстояние 2,08 Å, Al—O = 1,85—1,93, одно — 1,97 Å; общие ребра O—O TaO₆-октаэдров равны 2,52 Å, в AlO₆-октаэдрах — 2,49 Å. Данные хим. анализов

указывают, что часть положений атомов O занимают группы (OH).

Триг.-пирамид. кл. C₃ — 3 (L₃) [3]; a : c = 1 : 0,6098 [7].

Формы [4, 7]:

	c	φ	ρ		φ	ρ
	0001	—	0°00′	H	1230	19°06′ 90°00′
	a 1120	0°00′	90 00	x	1011	60 00 35 09
	m 1010	60 00	90 00	y	2021	60 00 54 37
				d	2241	0 00 67 40

Недостовверные формы [7]: (1340), (1012), (1122), (3362), (2131).

Кристаллы (фиг. 108) несовершенные (обычно наблюдаются лишь обломки кристаллов), большей частью таблитчатые по (0001), редко короткопризматические. На гранях призм вертикальная штриховка и вдициальные формы. Части взаимно-параллельные сростки кристалликов и двойники прорастания.

Физ. св. У симпсонита из Алто-до-Гиз [7] и из Бикиты [8] несовершенная спайность по призме; по Гимараэсу [2], у «калогерасита» из Алто-до-Гиз сп. по (0001) совершенная; для симпсонита из СССР отмечается совершенная спайность по двум направлениям [5, 9]. Изл. раковистый. Хрупок. Тв. 6¹/₂ — 7¹/₂. Микротвердость минерала из Мумбы 1636 кг/мм² при нагрузке 100 г [10]. Уд. в. 6,6 — 7,3 (вычисл. 6,83). Цв. бледно-желтовато-коричневый, бесцветный, бурый до темно-бурого. В порошке белый. Бл. на свежей поверхности жирный, обычно тусклый.

Характерно свечение в коротких ультрафиолетовых лучах: ярко-голубое у минерала из Родезии [8], голубое или желтое у симпсонита из Бразилии [7, 2], светло-желто-голубое у минерала из СССР [5, 9]; в катодных лучах — светло-голубоватое свечение [5, 9].

Инфракрасный спектр в области 909—714 см⁻¹ характеризуется тремя интенсивными полосами, не свойственными группе TaO₄, что подтверждает правильность формулы минерала [11].

Диэлектрическая проницаемость 4,10 [12].

Микр. В пл. в прох. свете бесцветен. Одноосный (—) (первоначальное указание Боули [1] на положительный знак оказалось неверным) [8].

n_o		2,0402	—	2,045	2,06	2,035	2,036	2,034
n_e	2,06±	1,9944	—	2,005	2,03	1,995	2,004	1,976
$n_o - n_e$		0,0458	0,042	0,040	0,039	0,040— —0,045	0,032	0,058
Место- рожде- ние	Таб- ба- Табба [1]	Алто- до- Гиз [4]	Алто- до- Гиз [2]	Алто- до- Гиз [7]	Бики- та [4]	Бики- та [8]	Мто- ко [13]	СССР [5]

Отраж. способность порядка 12,0 — 12,5% [10].

Хим. Симпсонит трудно отделим от сопутствующих минералов, кроме того, он всегда в той или иной степени изменен, в связи с чем состав его и формула долгое время оставались спорными. Лишь в результате рентгеновского анализа Борисов и Белов [3] и, независимо от них, Кноринг и Хорнунг [13], на основе анализа заведомо чистого материала из пегматита Мтоко, установили формулу $Al_4Ta_3O_{13}(OH)$ (теор. состав: Al_2O_3 — 23,28; Ta_2O_5 — 75,69; H_2O — 1,03). Первые анализы минерала из Табба-Табба (анализы 1 и 2) показали наличие свыше 3% CaO; симпсонит из других месторождений не содержит Ca, что говорит в пользу предположения Мак-Грегора о загрязненности анализированного австралийского материала; однако три дополнительных неполных анализа симпсонита из Табба-Табба снова показали присутствие CaO (4,12—4,48), Na_2O (1,02—1,13) и F (0,81—0,86) [14].

Та в незначительной степени замещается ниобием и предположительно [13] оловом, а незначительная часть групп OH — фтором.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	1,16	0,68	—	—	—	0,39	0,35	—
K_2O	0,24	0,42	—	—	—	0,23	0,13	—
MgO	—	—	—	—	0,01	сл.	сл.	—
CaO	3,40	3,19	—	0,12	0,12	0,32	0,41	сл.
MnO	0,08	0,04	—	—	0,44**	0,03	0,32	—
FeO	0,16	0,44	—	0,16	3,65	0,82	0,60	—
Al_2O_3	16,75	18,64	26,15	25,20	25,06	22,58	3,79	23,85
Fe_2O_3	0,14	0,48	—	—	—	0,11	—	сл.
SiO_2	1,78	2,34	—	1,00	(0,50)	8,01	1,60	—
TiO_2	Не обн.	—	—	0,02	0,05	сл.	0,10	сл.
SnO_2	2,00	1,19	—	—	0,47	0,42	1,45	1,02
ZrO_2	Не обн.	—	—	—	—	0,05	сл.	—
Nb_2O_5	0,33	0,32	Не обн.	1,82	1,61	6,05	1,84	2,14
Ta_2O_5	72,31	71,48	73,53	71,54	67,92	60,01	69,46	71,71
P_2O_5	—	—	—	—	—	0,55	Не обн.	—
H_2O^+	1,35	1,39	—	—	—	0,19	0,12	1,18
H_2O^-	0,20	0,03	—	—	—	0,27	0,32	—
F	0,21	0,38	—	—	—	сл.	сл.	0,17
Сумма	100,53*	101,02	99,68	99,86	99,83	100,03	100,49	100,07
— O = F	0,88	1,60						0,07
	99,65	99,42						100,00
Уд. в.	6,525	6,27	7,10— —7,30	6,70	—	6,7	6,8	6,70

* В том числе PbO — 0,42.

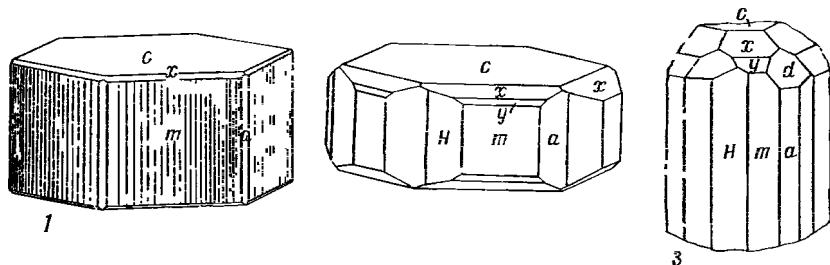
** MnO_2 .

1 и 2 — Табба-Табба, Австралия; 1 — анал. Мёррей [1]; U, TR, Be не обнаружены, 2 — анал. Трайс [1]; 3 и 4 — Алто-до-Гиз, Бразилия; 3 — «калогерсит», среднее из двух анализов Флоренцио [2], 4 — анал. Хофман [4]; 5—7 — Бикита, Южн. Родезия; 5 — анал. Хофман [4], 6 и 7 — анал. Голдинг [8]; 8 — Мтоко, Южн. Родезия, пересчет анализа Кноринга за вычетом около 1% примеси слюды [13].

Неполный анализ минерала из СССР (анал. Горощенко и Никитина) показал: Al_2O_3 — 24,47; Ta_2O_5 — 68,32; Nb_2O_5 — 3,65; сумма — 96,44; W и Sn качественными реакциями не обнаружены [5, 9]. См. также анализ симпсонита из Бикиты (очевидно, материал был не вполне однородным) [15].

Диагн. исп. Нерастворим в HCl и H_2SO_4 ; сплавляется с $KHSO_4$, KOH, NaOH и карбонатами щелочей.

Наход. Редкий минерал литиевых и оловоносных пегматитов. Впервые был обнаружен в пегматите вблизи танталитового месторождения Табба-Табба в Зап. Австралии [1, 14]. В Бразилии встречается в ассоциации с бериллом, танталитом, мангантанталитом, ташиолитом и микролитом



Фиг. 108. Кристаллы симпсонита из Бразилии

1 — Алто-до-Гиз; 2, 3 — Онса (по По)

в каолинизированных пегматитах Алто-до-Гиз (шт. Риу-Гранди-ду-Норти) и Онса (шт. Параиба); в Южн. Родезии — в грейзенизированных оловянно-танталовых пегматитах Бикита [8, 16] и в литиевых пегматитах Бенсон в районе Мтоко [10] в тесной ассоциации со стибитанталитом, также со сподуменом, литиевой слюдой и др. В СССР установлен в пегматитах совместно с микролитом, стибитанталитом и др. [9].

Изм. Обычно покрыт красной или бурой коркой продуктов гипергенного изменения, замещается микролитом (принятым первоначально за особый минерал — «метасимпсонит»).

Отл. Характерна люминесценция в коротковолновых ультрафиолетовых лучах. От сходного по люминесценции шеелита отличается нерастворимостью в HCl, в шлифах — значительно большими показателями преломления.

Межплоскостные расстояния симпсонита из Алто-до-Гиз*
Fe-излучение

hkl	d	hkl	d	hkl	d	hkl	d
10 $\bar{1}$ 0	9	11 $\bar{2}$ 2; 30 $\bar{3}$ 1	23	1,92	20 $\bar{2}$ 3	27	1,36
0001	18	20 $\bar{2}$ 2; 20 $\bar{4}$ 0	18	1,84	41 $\bar{5}$ 1	45	1,33
10 $\bar{1}$ 1	45	31 $\bar{4}$ 0	36	1,76	40 $\bar{4}$ 2	18	1,30
20 $\bar{2}$ 0	18	21 $\bar{3}$ 2; 31 $\bar{4}$ 1	100	1,64	21 $\bar{3}$ 3; 50 $\bar{5}$ 0	55	1,28
11 $\bar{2}$ 1	86	40 $\bar{4}$ 0	9	1,59	32 $\bar{5}$ 2; 50 $\bar{5}$ 1	50	1,22
20 $\bar{2}$ 1	23	30 $\bar{3}$ 2	9	1,54	42 $\bar{4}$ 0	27	1,21
21 $\bar{3}$ 1	18	0003; 40 $\bar{4}$ 1	23	1,50	41 $\bar{5}$ 2; 33 $\bar{6}$ 1	45	1,18
0002	14	10 $\bar{1}$ 3; 32 $\bar{5}$ 0	18	1,46	22 $\bar{4}$ 3; 42 $\bar{6}$ 1	27	1,17
21 $\bar{3}$ 1	68	32 $\bar{5}$ 1; 41 $\bar{5}$ 0	96	1,39	31 $\bar{4}$ 3; 51 $\bar{6}$ 0	37	1,15

* ASTM 3—1134.

Л и т е р а т у р а

1. Bowley H. J. Roy. soc. Western Australia, 1939, 25, 89; Taylor L. E. R. J. Roy. soc. Western Australia, 1939, 25, 93.
2. Guimarães C. P. Mineração e Metallurgia, Rio de Janeiro, 1944, 8, No 44, 135.
3. Борисов С. В., Белов Н. В. ДАН СССР, 1962, 147, № 3, 683.
4. Kerr R. F., Holmes R. J. Bull. Geol. soc. Am., 1945, 56, No 5, 479.
5. Соседко А. Ф., Денисов А. П. ДАН СССР, 1958, 118, № 4, 811.
6. Белов Н. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16, 38.
7. Rough F. H. Bull. Geol. soc. Am., 1945, 56, No 5, 505.
8. MacGregor A. M. Min. Mag., 1946, 27, No 192, 157.
9. Соседко А. Ф. Материалы по минералогии и геохимии гранитных пегматитов. Изд-во АН СССР, 1961, 34.
10. Veer A. H. v. d. Verhandl. Kon. Nederl. geol. mijnbouw. gen., geol. ser., 1963, 22, 61 и 68.
11. Солнцева Л. С. Минеральное сырье, 1961, вып. 3, 83.
12. Ерофеева Е. А. Геология месторождений редких элементов, 1960, вып. 10, 53.
13. Klogring O., Hornung G. Min. Mag., 1963, 33, No 261, 458.
14. Simpson E. S. Minerals of Western Australia, Perth, 1952, 3, 565.
15. Без автора. Mining Mag., 1953, 88, No 1, 57.
16. Tundale-Biscoe R. Trans. Geol. soc. South Africa, 1951, 54, 11.

СТРУКТУРА ТИПА БРАУНМИЛЛЕРИТА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Браунмиллерит	$2\text{CaO} \cdot (\text{Al, Fe})_2\text{O}_3$	Ромб.	5,58	14,50	5,34	3,76

Браунмиллерит Brownmillerite



Искусственное соединение под этим названием установлено в 1928 г. как составная часть цементного клинкера (Хансен, Браунмиллер, Боуге [1]). В природе найден и описан Хентшелем (1964) [2], назван по аналогии с искусственным соединением. Синон. Броунмиллерит.

Характ. выдел. Таблитчатые тетрагональные кристаллы с поперечником до 150 μ и толщиной 15 μ [2].

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{28} — *Imma* [3]; $a_0 = 5,58$; $b_0 = 14,50$; $c_0 = 5,34$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,380 : 1 : 0,368$; $Z = 2$ [4].

Изучена структура искусственно полученных членов изоморфного ряда $2\text{CaO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 - 2\text{CaO} \cdot (\text{Fe}_{0,51}\text{Al}_{0,69})_2\text{O}_3$, к которому принадлежит искусственный браунмиллерит $4\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ [3, 4]. Псевдотетрагональная ячейка (с псевдочетверной осью b) имеет восемь атомов Fe (Al) в двух положениях: четыре атома в октаэдрах и четыре — в тетраэдрах. Межатомные расстояния: Fe—O=1,96—1,97 Å; O—O=2,69 и 2,78 Å (в октаэдрах) и Fe—O=1,85—1,88 Å; O—O=2,93—2,97 и 3,43 Å (в тетраэдрах). Октаэдры и тетраэдры образуют слои, чередующиеся вдоль оси b . Симметрия октаэдрических слоев близка к тетрагональной, тетраэдрических — ромбическая [5]. Fe замещается Al и в октаэдрических, и в тетраэдрических положениях, но преимущественно в последних. В соединении $4\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$, по Смигу [3], Al заселяет все тетраэдры и около половины октаэдров. С возрастанием содержания Al и уменьшением содержания Fe в изоморфном ряду уменьшаются межплоскостные расстояния и размеры элементарной ячейки. Пространственная группа *Imma* сохраняется при колебании атомного отношения Al : Fe от 0,49 до 2,22. При отношении Al : Fe < 0,49 соединения относятся к пространственной группе *Pnma* [3]. Атомы Ca располагаются между октаэдрическими и тетраэдрическими слоями в окружении девяти атомов O. Расстояния Ca—O резко различны: от 2,33 до 3,30 Å [4].

Физ. св. Уд. в. 3,76. Цв. красновато-бурый.

Микр. В пл. в прох. свете плеохроирует: по Np — желто-бурый, по Nm и Ng — красновато-бурый. Двуосный (—). Погасание по диагонали наиболее развитой грани; n_g и $n_m > 2,02$, $n_p < 2,02$.

Хим. Теор. состав для формулы $4CaO \cdot Al_2O_3 \cdot Fe_2O_3$: CaO — 46,16; Al_2O_3 — 20,98; Fe_2O_3 — 32,86. Отдельные определения для минерала из Майена [2]: CaO — 46,2; Fe_2O_3 — 30,5; Al_2O_3 — 17,2; п.п. — 0,5.

Представляет собой промежуточный член ряда твердых растворов между $8CaO \cdot 3Al_2O_3 \cdot Fe_2O_3$ и $2CaO \cdot Fe_2O_3$.

Наход. Впервые обнаружен в ксенолитах мергелистого известняка, заключенных в лейцит-тефритовой лаве Эттрингер Беллерберга близ Майена (ФРГ). В процессе контактово-метасоматической переработки известняков при высокой температуре и низком давлении образовалась характерная ассоциация: кальцит, геленит, ларнит, эттрингит, браунмиллерит, аввиллит, гидрокальцит, портландит, волластонит, диопсид, грюсуляр, пирротин, шинель [2].

Встречен также в Израиле в палеоценовой породе неясного генезиса, сложенной кальцитом, спёрритом (иногда преобладающим), небольшим количеством апатита, шинели, геленита, браунмиллерита и пирита; в мелких секущих прожилках отмечены также байерит, фатерит, портландит, тоберморит, таумасит, местами очень обилен эттрингит [6]. Израильскими авторами отвергается возможность участия контактового или регионального метаморфизма в образовании браунмиллерита и сопровождающих его минералов. Предполагается, что необходимая для их возникновения высокая температура могла быть результатом окисления органического вещества и сульфидов.

Искусств. Соединение $4CaO \cdot Al_2O_3 \cdot Fe_2O_3$ как составная часть цементного клинкера, образуется при спекании сырьевой смеси в печах в интервале температур 1300 — 1450° . Такое же соединение установлено в системе $CaO - Al_2O_3 - Fe_2O_3$ [1,7], кристаллизуется из расплава при 1415° .

Межплоскостные расстояния искусственного браунмиллерита *

hkl	l	$d(\text{Å})$	hkl	l	$d(\text{Å})$	l	$d(\text{Å})$
020	50	7,24	240; 234	30	2,20	40	1,53
040	30	3,63	042; 132	30	2,15	10	1,51
121	10	3,39	161	60	2,04	20	1,50
200	80	2,77	202	80	1,92	10	1,45
002	70	2,67		20	1,86	10	1,42
141	100	2,63		40	1,81	20	1,39
150	20	2,57		20	1,73	10	1,33
102; 060	10	2,43		40	1,57	20	1,32

* ASTM, 11—124.

Л и т е р а т у р а

1. Hansen W. C., Brown miller L. T., Bogue R. H. J. Am. chem. soc., 1928, 50, 396; Am. J. Sci., 1928, 15, 224.
2. Hentschel G. N. Jb. Min., Monatsh., 1964, H. 1, 22.
3. Smith D. K. Acta cryst., 1962, 15, Pt. 11, 1146.
4. Bertaut E. F., Blum P., Sagnières A. Acta cryst., 1959, 12, Pt. 2, 149.
5. Büsse W. Fortschr. Min., 1937, 22, Teil 3, XXXI; Proc. Symposium on the chemistry of cement. Stockholm, 1938, 153.
6. Bendor Y. K., Gross S., Heller L. Nature, 1963, 199, No 4892, 478.
7. Торопов Н. А. Химия цементов. Промстройиздат, М., 1956, 119—124.

ГРУППА КОЛУМБИТА — ТАНТАЛИТА

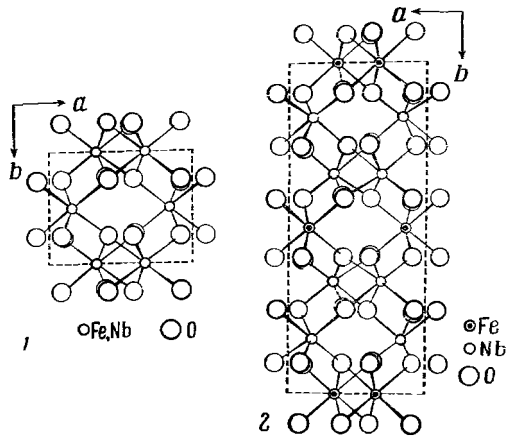
		Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Колумбит	$(\text{Fe, Mn})(\text{Nb, Ta})_2\text{O}_6$	Ромб.	5,73	14,25	5,08	—	5,2
Танталит	$(\text{Fe, Mn})(\text{Ta, Nb})_2\text{O}_6$						8,2
Иксолит	$(\text{Ta, Nb, Sn, Fe, Mn})_2\text{O}_4$	Ромб.	5,73	4,74	5,15	—	7,4
Уоджинит	$(\text{Ta, Nb, Mn, Sn, Fe})_2\text{O}_4$	Монокл.	9,52	11,47	5,10	$91^\circ 18'$	7,8
[Оловотанталит]	$(\text{Ta, Nb, Mn, Sn})_2\text{O}_4$	Монокл.?	9,50	11,50	5,14	$90^\circ?$	7,4

Минералы группы колумбита — танталита очень близки по структуре, составу и физическим свойствам. По химическому составу они являются танталатами и ниобатами Fe и Mn (частью с изоморфной примесью Sn и Mg). Уд. вес высокий — около 7—8 (только у колумбитов 5,2 — 6). Цвет темно-бурый до черного. Не прозрачны. Твердость 6—6 $\frac{1}{2}$. К химическим воздействиям устойчивы.

Широко распространены лишь члены ряда колумбит — танталит, остальные известны в единичных находках. Характеристика уоджинита и оловотанталита чрезвычайно сходны, и, возможно, они относятся к одному минеральному виду (к нему же, может быть, принадлежит «марганцовый танталат» Мак-Грегора — см. описание на стр. 329).

В основе структуры [1—3] минералов группы лежит двухслойная гексагональная упаковка атомов O. Катионы располагаются в октаэдрических пустотах. В одних структурах атомы Fe (Mn) и Nb (Ta) расположены в чередующихся слоях октаэдров (колумбит, танталит, уоджинит), в других распределены статистически (иксолит, псевдоиксолит). Структуры всех минералов группы могут быть выведены из структуры иксолита (фиг. 109). Параметры элементарных ячеек кратны параметрам ячейки иксолита: ячейка колумбита сложена из трех ячеек иксолита, ячейка уоджинита (и оловотанталита?) — из четырех с небольшим искажением ($a_0 = 9,52 = 4,56 \times 2$; $b_0 = 11,47 = 5,73 \times 2$).

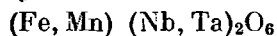
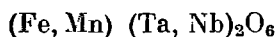
В результате нагревания колумбитов с неупорядоченной структурой — «псевдоиксолитов» происходит упорядочение структуры — переход в собственно колумбит; структура иксолита при нагревании упорядочивается и приближается к таковой уоджинита [2].



Фиг. 109. Структуры иксолита (по Никелу, Роуленду и Адаму) (1) и колумбита (по Стурдиванту) (2)

Л и т е р а т у р а

1. Sturdivant J. H. Zs. Krist., 1930, 75, 88.
2. Nickel E. H., Rowland J. F., McAdam R. C. Am. Min., 1963, 48, No 9—10, 961.
3. Nickel E. H., Rowland J. F., McAdam R. C. Canad. Mineralogist, 1963, 7, pt. 3, 390.

Колумбит *Columbite*Танталит *Tantalite*

Колумбит и танталит—члены одного непрерывного изоморфного ряда. Колумбит — ниобиевый член, танталит — танталовый; промежуточные члены ряда обычно называются колумбит-танталитами или танталит-колумбитами. Предложено также более дифференцированное деление (Кузьменко, 1959):

	Ta ₂ O ₅ (в %)	Nb ₂ O ₅ (в %)	Уд. в.
Колумбит	≤ 20	60—80	5,0—6,0
Танталоколумбит	20—40	40—60	6,0—6,35
Ниоботанталит	40—60	20—40	6,35—7,0
Танталит	60—80	≤ 20	7,0—8,0

Первый образец колумбита найден в 1734 г. Дж. Уинтропом в шт. Коннектикут (США); назван (Хатчетт, 1802; Джемсон, 1805) по химическому элементу — колумбию (ниобию), открытому в этом образце (название элемента происходит от старого названия Америки — Колумбия).

В минерале из Кимпто (Финляндия) Экеберг (1802) открыл новый элемент, названный танталом по ассоциации с мифическим Танталом («танталовы муки»), в связи с трудностями выделения элемента; соответственно минерал был назван танталитом (Экеберг, 1802).

Синон. Полибрукиты — *Polybrookite* (Махачки, 1953) [1] — общее обозначение колумбитов и танталитов.

Синон. колумбита: менгит — *mengite* (Розе, 1829, 1831), ильменит — *ilmenite* (Брук, 1831), колумбат железа — *columbate of iron*, *Columbeisen* (Бедан, 1832), байерин (байэрит) — *baierine*, *baierite* (Бедан, 1832), танталит — *tantalite* (Гелен, 1812), торрелит — *torrelite* (Томсон, 1836), ниобит — *niobite* (Хайдинггер, 1845), гренландит — *greenlandite* (Брайтхаупт, 1858), дианит — *dianite* (Робель, 1860), ферроильменит — *ferroilmenite* (Герман, 1870), германнолит — *hermannolite* (Шепард, 1870).

Синон. танталита: сидеротантал — *Siderotantal* (Хаусман, 1847), *Siderotantalite* (Честер, 1896), ильдефонсит — *ildefonsite* (Хайдинггер, 1845), твердая танталовая руда — *Harttantalergz* (Брайтхаупт, 1847).

Манганомоссит — *manganomossite* (Симпсон, 1923) оказался метамиктным танталит-колумбитом [2].

Оннеродит — *annerödite* (Брэггер, 1881) — сростание колумбита и самарскита Брэггер, 1906) [3].

Тоддит — *toddite* (Эльсворт, 1932) — смесь колумбита и самарскита [4].

Разнов. Псевдоиксолит, ферроколумбит, манганоколумбит, магноколумбит, титаноколумбит; ферротанталит, манганотанталит.

Характ. выдел. Обычно кристаллы различных размеров: от долей миллиметра (в гранитах) до очень крупных (в пегматитах). Известны скопления крупных кристаллов весом до 240—900 кг [5, 6, 7]. Встречаются радиальнолучистые агрегаты («колумбитовые солнца») [8] и сплошные массы. В россыпях — гальки и окатанные зерна в песчаной фракции.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{14} — *Pnca*; Z = 4.

a ₀	b ₀	c ₀	a ₀ : b ₀ : c ₀		№ хим. - анал.	Ссы - ка
5,741	14,267	5,092	0,4024 : 1 : 0,3569	Колумбит, Норвегия	—	[9]
5,78	14,15	5,08	0,4035 : 1 : 0,3590	» Бавария	—	[10]
5,73	14,29	5,12	0,4045 : 1 : 0,3582	»	—	[11]
5,65	14,47	5,02	0,3905 : 1 : 0,3469	Магноколумбит, Куги-Ляль	19	[12]
5,723	14,247	5,075	0,4017 : 1 : 0,3561	Титаноколумбит, Вишневые горы	23	[13]
5,744	14,316	5,072	0,4012 : 1 : 0,3543	» Енисейский кряж	24	[14]

a_0	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$		№ хим. анализ.	Ссылка
5,725	14,31	5,09	0,4001 : 1 : 0,3557	Колумбит **	—	[2]
5,72	4,72	5,10	1,2418 : 1 : 1,0805	Псевдоиксидит	Финляндия	[15]
5,70	14,15	5,05 *	0,4028 : 1 : 0,3565	»	»	
5,74	4,73	5,13	1,2133 : 1 : 1,0845	»	»	
5,72	14,23	5,04 *	0,4005 : 1 : 0,3528	»	»	
5,730	14,238	5,082	0,4024 : 1 : 0,3567	Танталит, Бразилия	—	[16]
5,72	14,76	5,11	0,3875 : 1 : 0,3462	Манганотанталит	—	[11]
5,78	14,44	5,14	0,4002 : 1 : 0,3559	»	Бразилия	[17]
5,72	14,36	5,11	0,3983 : 1 : 0,3559	»	»	[11]
5,74	14,24	5,09	0,4034 : 1 : 0,3574	»	»	[11]
5,766	14,39	5,084	0,4007 : 1 : 0,3534	MnNb ₂ O ₆		[18]
5,752	14,41	5,075	0,3990 : 1 : 0,3521	»		[19]
5,616	13,96	4,992	0,4023 : 1 : 0,3576	FeNb ₂ O ₆		[18]
5,73	14,21	5,04	0,4032 : 1 : 0,3534	»		[19]
5,665	14,18	5,017	0,3995 : 1 : 0,3538	MgNb ₂ O ₆		[18]
5,750	14,41	5,092	0,3990 : 1 : 0,3534	MnTa ₂ O ₆		[18]

* Прокален при 900°.

** Прокален при 1200°.

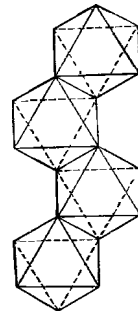
Принятая здесь рентгеновская установка отвечает морфологической установке Шрауфа — Гольдшмидта, отличается от рентгеновской установки Стурдиванта взаимным перемещением осей a и c .

Основу структуры составляет [9] гексагональная двухслойная плотнейшая упаковка атомов O, тройная ось которой совпадает с осью b . Катионы занимают лишь половину октаэдрических пустот; в пределах каждого слоя, в плоскости (010) октаэдры, связанные общими ребрами (фиг. 110), образуют чередующиеся зигзагообразные цепочки пустых и заселенных октаэдров. Цепочки вытянуты параллельно оси c . Атомы Fe (Mn) и Nb (Ta) заселяют октаэдры в определенном порядке: вдоль оси b чередуются два слоя NbO₆-октаэдров и один слой FeO₆-октаэдров (см. фиг. 109, 2 на стр. 303).

При внедрении катионов Nb (Ta) и Fe (Mn) в октаэдрические пустоты происходит некоторое расширение анионной упаковки. Длина ребра октаэдра в плотнейшей упаковке 2,76 Å, среднее же расстояние O—O в FeO₆-октаэдрах — 3,00 Å, в NbO₆-октаэдрах — 2,87 Å. Помимо этого, октаэдры (особенно NbO₆) искажаются за счет сокращения общих ребер. Межатомные расстояния: Nb—O = 1,86, 2,04, 2,05, 2,09, 2,11, 2,12; Fe—O = 2,12, 2,10, 2,14 Å (по 2 расстояния).

Структуру колумбита (тантала), по Байеру [20] и Никелу и др. [21], можно рассматривать как «сверхструктуру» по отношению к элементарной ячейке с параметрами $a_0 = 5,73$, $b_0 = 4,75$, $c_0 = 5,08$ Å, относящейся к той же пространственной группе $Pnca$ (ячейка пксидита).

Среди колумбитов и танталитов встречены минералы с элементарной ячейкой, отвечающей таковой пксидита (втрое меньший параметр b_0 по сравнению с параметром обычных колумбитов-танталитов); это колумбиты и танталиты с неупорядоченной структурой



Фиг. 110. Цепочка из октаэдров в структуре колумбита

(по Стурдиванту)

(статистическое распределение катионов по октаэдрам) — псевдоиксиолит (pseudo-xiolite) по обозначению Никела и др. [21]. В результате прокаливания (при 700° и выше) и медленного охлаждения псевдоиксиолит переходит в упорядоченный колумбит (танталит).

Структура колумбита сходна со структурой брукита, октаэдры TiO_6 брукита заменены двумя сортами октаэдров $Nb(Ta)O_6$ и $Fe(Mn)O_6$ в отношении 2 : 1, в связи с чем в полтора раза увеличивается объем элементарной ячейки. Морфологическое сходство колумбита, брукита и вольфрамита, отмеченное еще Прайором и Брэггером [3, 22], объясняется близостью структур этих минералов — элементарная ячейка брукита составлена из двух ячеек типа иксиолита, а вольфрамит имеет «расщепленную» структуру (Spaltstruktur) типа иксиолита.

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} — m\bar{3}m$ ($3L_23PC$); $a : b : c = 0,4023 : 1 : 0,3580$ (Гольдшмидт, 1913).

Главные формы (Гольдшмидт, 1913 и [3, 5, 14, 17, 18, 23—28]):

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>c</i>	001	—	0°00'	90°00'	90°00'	90°00'
<i>b</i>	010	0°00'	90 00	0 00	90 00	—
<i>a</i>	100	90 00	90 00	—	0 00	90 00
<i>z</i>	150	26 26	90 00	0 00	63 34	90 00
<i>g</i>	130	39 38	90 00	0 00	50 22	90 00
<i>m</i>	110	68 05	90 00	0 00	21 55	90 00
<i>l</i>	012	0 00	10 09	79 51	90 00	0 00
<i>k</i>	011	0 00	19 42	70 18	90 00	0 00
<i>i</i>	101	90 00	41 40	90 00	48 20	41 40
<i>e</i>	201	90 00	60 39	90 00	29 21	60 39
<i>o</i>	131	39 38	54 21	42 58	58 46	41 40
β	121	51 11	48 48	54 24	54 07	41 40
<i>u</i>	111	68 05	43 48	70 18	50 03	41 40
<i>s</i>	221	68 05	62 28	54 24	34 39	60 40
<i>n</i>	211	78 38	61 09	70 18	30 50	60 40

<i>mm</i>	(110) : ($\bar{1}\bar{1}0$) = 43°50'	<i>ua</i>	(111) : (100) = 50°03'	<i>sa</i>	(221) : (100) = 34°39'
<i>gg</i>	(130) : ($\bar{1}\bar{3}0$) = 79 16	<i>ub</i>	(111) : (010) = 75 02	<i>sb</i>	(221) : (010) = 70 40
<i>kk</i>	(011) : (0 $\bar{1}\bar{1}$) = 40 36	<i>uu</i>	(111) : ($\bar{1}\bar{1}1$) = 79 54	<i>na</i>	(211) : (100) = 30 50
<i>ll</i>	(012) : (0 $\bar{1}\bar{2}$) = 159 42	<i>uu</i>	(111) : ($\bar{1}\bar{1}1$) = 29 57	<i>nb</i>	(211) : (010) = 80 03
<i>ee</i>	(201) : (2 $\bar{0}\bar{1}$) = 58 42	<i>ob</i>	(131) : (010) = 51 16		

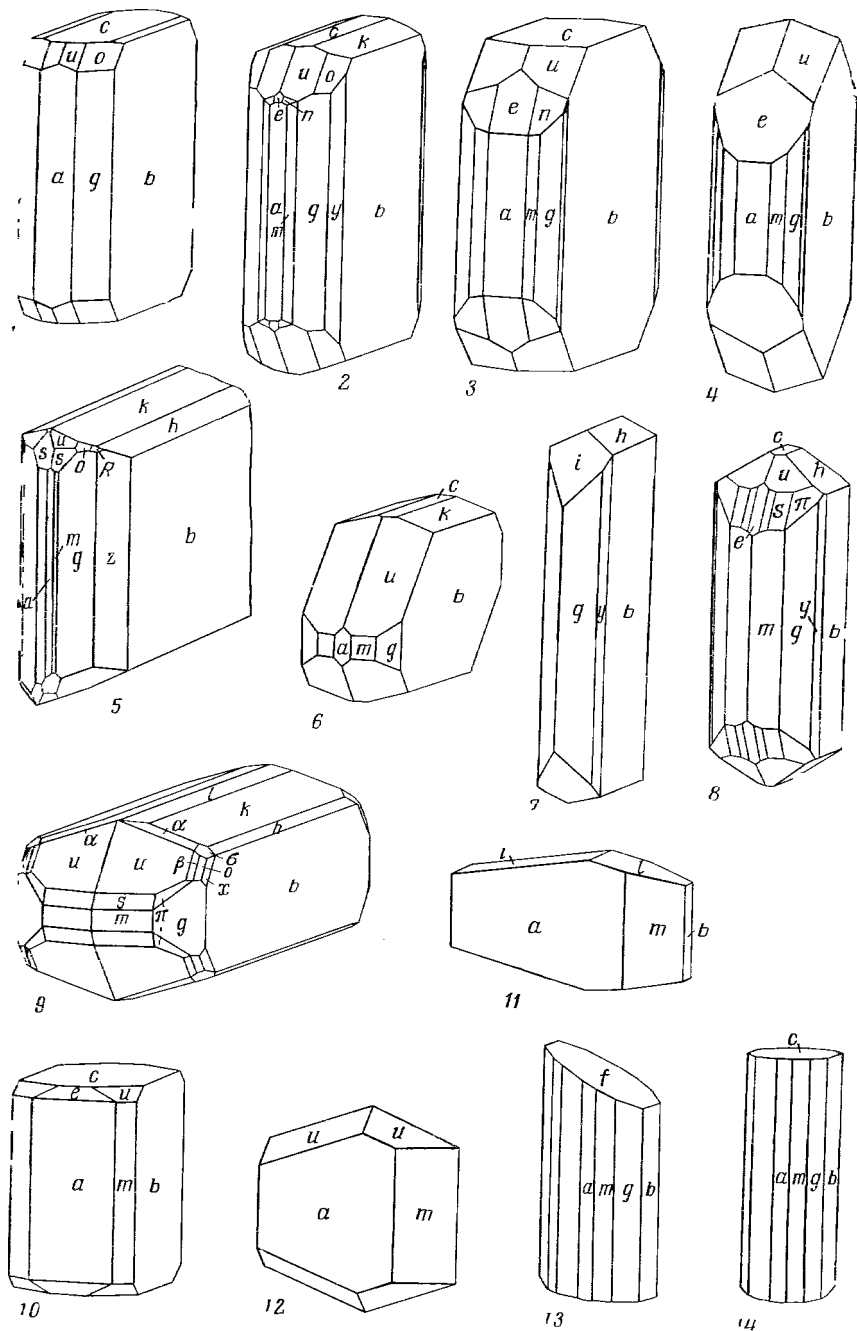
Второстепенные формы:

<i>d</i>	170	λ	083	<i>x</i>	161	χ	359
<i>y</i>	160	<i>h</i>	021	<i>R</i>	141	π	231
<i>V</i>	140	σ	163	α	133	<i>r</i>	991
<i>f</i>	032		162	<i>t</i>	241	φ	411
μ	085						

Недостовверные формы: (190), (031), (041), (102), (302), (113).

Кроме распространенной установки Шрауфа — Гольдшмидта (1913), принятой здесь, а также Дана (1944), употреблялись установки Гольдшмидта (1886), Шрауфа (1864), Дана (1892), Грота (1882, 1889) и др. Формула перехода от установки Дана (1892) к установке Шрауфа—Гольдшмидта: $0\frac{1}{3}0/100/00\frac{1}{3}$. Соотношение всех установок приведено Тэйлором [29].

Кристаллы чаще всего таблитчатые по *b* (010) — от толсто- до тонко-таблитчатых (фиг. 111, 1—8) [3, 25, 28], обычно удлинены вдоль оси *c* с хорошо развитой зоной вертикальных призм [3, 17, 24], изредка

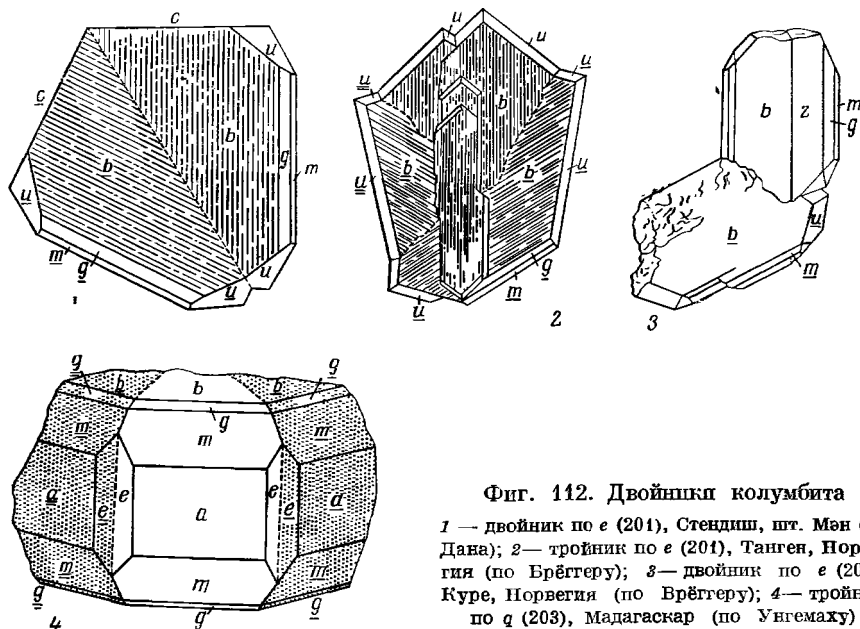


Фиг. 111. Кристаллы колумбита и танталита

1 — Боденмайс (по Шрауфу); 2 — Мидлтаун (по Шрауфу); 3, 4, 10 — Норвегия (по Брёггеру); 5 — Липовка, Урал (по Бонштед); 6, 9 — Гренландия (по Шрауфу); 7, 8 — Казахстан (по Подольскому); 11, 12 — титаноколумбит, Енисейский край (по Яковлевой); 13, 14 — манганотанталит, Голконда (по Пекора и др.)

удлинен вдоль оси a (см. фиг. 111, 9) [28]; известны также кристаллы псевдотетрагонального облика (см. фиг. 111, 10) с равным развитием пинакоидов $a(100)$ и $b(010)$ [3]. Встречаются игольчатые кристаллы, удлиненные по оси c , шестоватые, копьевидные, кристаллы неправильного псевдомоноклинного облика (см. фиг. 111, 11—13) [14, 17].

Двойники по $e(201)$ наиболее обычны — грани $b(010)$ индивидуальных, оси c под углом 60 или 120° [3, 24] (по Белову, характерное



Фиг. 112. Двойники колумбита

1 — двойник по $e(201)$, Стендиш, шт. Мэн (по Дана); 2 — тройник по $e(201)$, Танген, Норвегия (по Врёггеру); 3 — двойник по $e(201)$, Куре, Норвегия (по Врёггеру); 4 — тройник по $q(203)$, Мадагаскар (по Унгемаху)

двойникование для кристаллов с гексагональной упаковкой — цепочки октаэдров, расположенные в одной плоскости, ориентируются по отношению друг к другу под углом 60 или 120° , соответственно трем возможным направлениям); при этом образуются сердцевидные или коленчатые двойники и тройники (фиг. 112, 1—4), значительно более редки двойники по (203) [24]. Очень редки двойники по (150) и (501) (грань (501) не встречалась) [3].

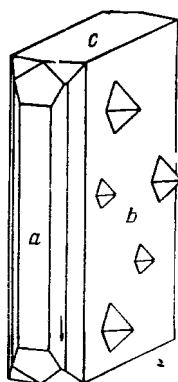
На гранях $b(010)$ — наиболее развитых (параллельных слоям структуры) часто наблюдается тонкая штриховка вдоль оси c ; в двойниках она проявляется в виде перистой штриховки, позволяющей различать отдельные индивиды двойников. Часто наблюдаются субпараллельные сростки кристаллов [30—34]. Отмечаются ориентированные сростания колумбита с самарскитом [35, 36] — оннеродит (см. стр. 333) [37]. Известны эпитаксические нарастания кристаллов уранинита на грань (010) колумбита (фиг. 113): одна L_4 уранинита перпендикулярна (010) колумбита, а две другие L_4 совпадают с осями a и c (a_0 уранинита близка к a_0 и c_0 колумбита) [38]. В шлифах отмечались ориентированные сростания колумбита с касситеритом (Рамдор), танталита — с тапидолитом [39].

Физ. св. Сп. ясная по (010) , менее ясная по (100) . Изл. раковистый, полураковистый до неровного. Хрупки. Тв. 6 (колумбит), $6-6\frac{1}{2}$

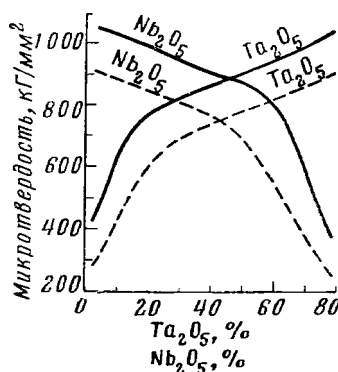
(танталит). Микротвердость увеличивается с увеличением содержания Та [40]:

Содержание Ta_2O_5 (в %)	Микротвердость (в кг/мм ²)	
	пределы колебаний	наиболее вероятные значения
1—12	240—640	350—425
12—40	420—900	725—800
40—60	635—930	800—875
60—80	700—1070	875—950

Предлагалось использовать это различие для диагностики минералов ряда колумбит — танталит (фиг. 114). Уд. в. колеблется в пределах 5,2 — 8,2; он линейно увеличивается с увеличением содержания Ta_2O_5 и не зависит от отношения $MnO : FeO$. Диаграмма, составленная Кузнецовым



Фиг. 113. Эпитаксиальное нарастание уранинита на колумбите (по Штрувцу)

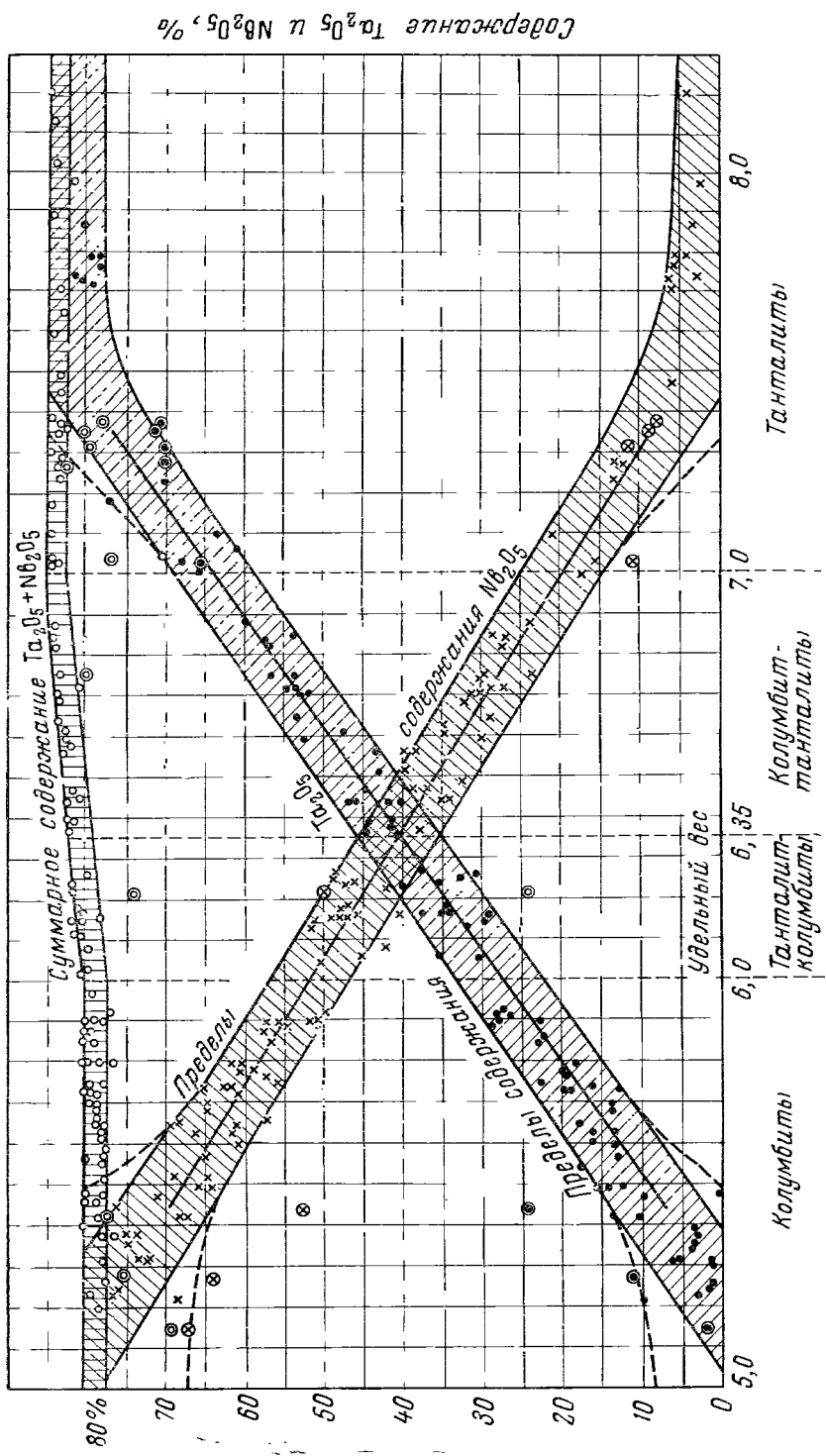


Фиг. 114. Зависимость микротвердости минералов ряда колумбит—танталит от содержания Nb_2O_5 и Ta_2O_5 (по Лебедевой)

(фиг. 115) [41], позволяет определять по уд. весу содержание пятиокисей Nb и Та с точностью $\pm 5\%$ в середине поля и $\pm 7\%$ по краям. Вычисл. уд. вес крайних членов рядов при параметрах ячейки Стурдиванта [9]:

$FeNb_2O_6$	$MnNb_2O_6$	$FeTa_2O_6$	$MnTa_2O_6$
5,3690	5,3545	8,1686	8,1542

Уд. вес магноколумбита 5,2 [12], вычисл. для $MgNb_2O_6$ — 5,015; титаноколумбита — 4,882. Цв. железно-черный, серовато или коричневаточерный, красно-коричневый. У марганцовых разновидностей окраска светлее, с бурыми и красными оттенками; по Горжевской, наиболее светлого окрашены и прозрачны марганготанталиты, в которых предполагается значительное содержание Mn^{3+} [11, 42]; магноколумбит черный. Черта от темно-красной до черной; цвет ее зависит от соотношения Fe и Mn: при $Fe > Mn$ черта шоколадных оттенков, при $Mn > Fe$ — сероватых; цвет черты, однако, не позволяет однозначно различать колумбиты и танталиты [8]. Бл. обычно металлический или полуметаллический, реже смоляной; у светлоокрашенных марганцовых разновидностей иногда стеклянный. На гранях часто побежалость. Обычно непрозрачны, просвечивают иногда лишь в шлифах и очень тонких осколках; танталиты, особенно марганготанталиты



Фиг. 145. Зависимость удельного веса танталитов и колумбитов от содержания Nb_2O_5 и Ta_2O_5 (по Кузнецову)

более прозрачны (прозрачный манганотанталит описан под названием альваролита [43]), магноколумбит непрозрачен [42].

Иногда радиоактивны. Радиоактивность обусловлена различными причинами: изоморфной примесью U^{4+} и Th^{4+} ; включениями гипогенных радиоактивных минералов; срастаниями с уранинитом, самарскитом, эвксенитом и др.; наличием прожилков вторичных урановых минералов [2].

Парамагнитны [28, 30]. Значения магнитной восприимчивости находятся в пределах $22,5 - 37,3 \times 10^{-6}$ ед. CGSM [41]. Частичное окисление Fe^{2+} до Fe^{3+} заметно уменьшает магнитность. Диэлектрическая проницаемость колеблется от 5,35 до 12,9, определяется соотношением Fe и Mn, заметно понижена у марганцовых разностей — от 4,15 до 7,50 [41].

Не люминесцируют. Инфракрасные спектры колумбита и танталита характеризуются широкой полосой поглощения в области $900-500 \text{ см}^{-1}$ с тремя слабыми максимумами: 830, 700 и 570 см^{-1} [20].

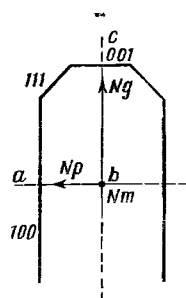
В спектре танталита последний максимум выражен очень слабо. Спектры колумбита и танталита близки к таковым вольфрамиты, отличаются отсутствием максимума при 900 см^{-1} [44].

Ивановой получены спектры танталита с максимумами при 880 и 1090 см^{-1} (Матнас, 1961).

Колумбит флотируется олеатом натрия при pH 6—7. Для отделения сопутствующих минералов (широхлора, апатита, кальцита) флотация вначале проводится при $\text{pH} > 10$ с депрессией колумбита серноокислым аммонием и жидким стеклом. По разработанной Бергером и др. технологической схеме танталит флотируется с использованием олеиновой кислоты после предварительного отделения слюды; полученный концентрат, содержащий танталит, касситерит, берилл, сподумен, подвергается обработке серной кислотой, после чего танталит и касситерит флотируются алкилсульфатами [45].

Микр. В пл. в прох. свете колумбиты и танталиты густоокрашены: красные, бурые, желтые, красновато-бурые. Железистые разности непрозрачны, марганцовистые обычно просвечивают и более светлоокрашены. Титановый колумбит почти непрозрачен [13, 14]. Достаточно прозрачные выделения обычно отчетливо плеохроируют от желтого и светло-желтого до темно-красно-коричневого; схема абсорбции у оптически положительных разностей $Ng > Np$, у отрицательных $Np > Ng$. Двусный (+), реже (—). Значения $2V$ сильно колеблются по величине и по знаку; причины этого не выяснены. Погасание прямое. У колумбита и танталита пл. опт. осей (010), $Np = a$, $Nm = b$, $Ng = c$ (фиг. 116); погасание прямое; у магноколумбита пл. опт. осей (010), $Np = c$, $Nm = b$, $Ng = a$. Угол между направлениями погасания отдельных индивидов в двойниковых сростках 25° [42].

По Горжевской [42], оптические свойства определяются соотношением Fe и Mn и их валентностью. Однако (по Бацанову) сравнение соответствующих ионных рефракций Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn, Nb^{5+} , Ta^{5+} показывает, что оптические свойства рассматриваемых минералов зависят лишь от соотношения Fe и Mn и не зависят от их валентности [46]. Указания на уменьшение светопреломления и увеличение дупреломления с повышением содержания Ta не достоверны.



Фиг. 116. Оптическая ориентировка колумбита-танталита

	n_g	n_m	n_p	$2V$, дисперсия	М-ние	Ссылка
Колумбит	2,53	2,45	2,40	$\sim +75 r > v$	—	Трёгер
Танталит	2,41	2,30	2,24	$+75 r > v$	—	Трёгер
Танталит	2,43	2,32	2,26	(+) большой	Южн. Дакота	Дана, 1944
Манганотанталит	2,25	2,17	2,15	(+)средний	Коннектикут	[48]
Манганотанталит ?	2,34	2,25	2,19	(+)	Амелия Коурт Хаус	Дана, 1944
Манганотанталит	2,43	—	2,26	$\sim +70$	—	[49]
Манганотанталит	2,29	2,25	2,22	(+)	—	Ларсен и Берман
«Альваролит»	2,3	2,255	2,250	$+ (38-40)$	Мивас-Жераис	[43]

Отдельные измерения оптических констант см. также в работах [12, 13, 27, 47, 50, 51].

В инфракрасных лучах (8000—12000 Å), по Тубо [52], двупреломление: у танталита — 0,114; у колумбита — 0,125; у колумбита-танталита от 0,134 до 0,1387; у колумбита-танталита: $n = 2,23$; $2V = 48^\circ 18'$ и $n = 2,11$; $2V = 52^\circ 28'$ (данные, подтверждающие состав изученных минералов, не приведены).

В полир. пл. в отраж. свете серовато-белые со слабым коричневатым оттенком. Отраж. способность умеренная, близка к таковой магнетита (в %, без учета двуотражения): — для зеленых лучей — 15, для оранжевых — 17, для красных — 14 (вычисл. 16,5 при $n_m = 2,38$); в иммерсии сильно понижается.

Отражательная способность, двуотражение, анизотропия варьируют.

R_g , %	R_p , %	ΔR , отн. %		Анизотропия	Nb_2O_5	Ta_2O_5	$\frac{FeO}{MnO}$
18,45	16,85	9	1	Очень слабая	32,4	46,2	1,65
20,95—16,90	17,95—15,50	6—14	2	»	65,5—45,1	10,0—31,5	1,6
19	16,15	15	3	Слабая	14,5	62,2	1,5
23,90—21,70	19,55—17,90	12—21	4	Сильная	67,4—56,3	19,0—21,2	1,15
25—18	16,70	10	5	Слабая до сильной	63,4—52,5	14,1—23,9	0,6
18,50—16,45	15,70—14,60	11—18	6	То же	22,7—14,0	51,0—57,4	0,46
19,55—14,00	16,85—12,70	9—14	7	Сильная	37,1—27,5	39,7—46,4	0,09
20,10—17,45	16,30—12,85	13—26	8	»	28,0—0,7	50,6—83,4	0,03
$\sim 16,2$	$\sim 15,3$	3	9	Слабая			

1—8 — по Горжевской [42]. В проходящем свете для тех же образцов установлен отчетливый плексхоризм и значения $2V$ от -55 до -35° (у манганотангалита № 8 $2V$ от $+52$ до $+60^\circ$; 9 — по Пермеяна [53], в оригинале $\Delta R_{abc} = 0,9\%$).

У титанового колумбита с Енисейского кряжа $R = 16-18\%$ [14]. Двуотражение обычно низкое, в иммерсии и на границе зерен отчетливое. Эффект анизотропии слабый до сильного, более отчетливый в иммерсии. О характере внутренних рефлексов данные противоречивы [8, 39, 49, 54, 55]. По Рамдору и Горжевской [42], у ниобиевых разностей внутренние рефлексивы заметны редко, у танталовых — обнаруживаются чаще и обычно светлее, у манганотанталитов сильные; цвет рефлексивов от темно-красного до светло-бурого и желтого, соответствует цвету порошка минерала.

Трудно полируются, наблюдаются сильно пористые участки.

Угол вращения плоскости поляризации у колумбита $1,4^\circ$, у танталита $1,2^\circ$; дисперсия угла вращения (для красных и голубых лучей) варьирует от $0,3$ до $1,4^\circ$ вне зависимости от отношения Nb : Ta, но увеличивается с возрастанием отношения FeO : MnO; у Mn-разностей дисперсия очень слаба [56].

В шлифах обычны разрезы хорошо образованных кристаллов, реже наблюдаются двойники по разным законам, ксеноморфные зерна, поликристаллические агрегаты [57]. Кристаллы часто имеют зональное или блочное строение, представляют сростки или прорастания субиндивидов [39], что обнаруживается при травлении.

Наблюдаются ориентированные сростания с касситеритом (Рамдор), чаще—мелкие включения последнего в колумбите и тонкие взаимные прорастания колумбита и касситерита [58]; иногда колумбит отмечается в касситерите как продукт распада твердого раствора (Рамдор). Известны включения тапиолита в танталите [56], субмикроскопические сростания колумбита и тапиолита [39]. Часто в шлифах обнаруживаются включения в колумбите уранинита, настурана, самарскита и других радиоактивных минералов [4]; вокруг таких включений обычны ореолы изменения [57].

Хим. Теор. состав для крайних членов ряда: FeNb_2O_6 : FeO — 21,28, Nb_2O_5 — 78,72; MnNb_2O_6 : MnO — 21,07; Nb_2O_5 — 78,93; FeTa_2O_6 : FeO — 13,99, Ta_2O_5 — 86,01; MnTa_2O_6 : MnO — 13,83, Ta_2O_5 — 86,17.

Конечные члены в чистом или почти чистом виде сравнительно редки, чаще других отмечается манганотанталит. К колумбитам относят минералы, в которых Nb > Ta, к танталитам — Ta > Nb. В ферроколумбите и ферротанталите Fe : Mn > 3 : 1, в манганоколумбите и манганотанталите Mn : Fe > 3 : 1. Имеющиеся в литературе указания на ограниченную смесимость ниобиевых и танталовых членов [8, 58, 59] недостаточно обоснованы [60].

По Кузнецову [60], в минералах, близких к колумбитовому концу ряда Fe > Mn, в средней части ряда не намечается преобладания Fe или Mn, в танталитовом конце преобладают марганцовые разности, что, очевидно, объясняется одновременным увеличением концентрации Ta и Mn к концу процесса образования пегматитов. Количество изоморфных примесей Ca и Mg бывает значительным лишь в колумбитах и танталитах из пегматитов линии скрещения; содержание CaO достигает 4,4%, содержание MgO доходит до 9% (магноколумбит). Примесь Sn очень характерна, но, по-видимому, не является изоморфной: образцы со значительным содержанием SnO₂ содержат касситерит [48, 61, 62, 63] или оказываются иксиолитом, уджинитом, оловотанталитом [64, 65, 66]. При высокой температуре, по-видимому, возможно замещение Nb на Sn [67]; об этом свидетельствуют и структуры распада колумбита в касситерите (Рамдор). Содержание TiO₂ достигает 10—12% (обычно 0,3—1,8%); колумбиты с наиболее высоким содержанием TiO₂ характерны для щелочных пород (в титановых колумбитах из Вишневых гор и Енисейского края отношение Nb : Ti около 3 : 1 [43, 44]). Содержание WO₃ достигает 6,49% (обычно не более 1%); в колумбите из пегматитов Ивеланда рентгеноспектральным анализом установлено 13% WO₃, возможно, в виде примеси вольфрамита [35]. Содержание U отмечается редко (0,5—0,9% U₃O₈). Содержание ThO₂ доходит до 3,44% [68]. Иногда обнаруживается примесь TR₂Q₃ (0,7 — 2%) [68]. Анализы см. на следующей странице.

Диагн. исп. К химическим воздействиям очень устойчивы, нерастворимы при обычной температуре в кислотах и щелочах. При нагревании

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
MgO	0,07	—	0,52	—	0,42	—	—
CaO	0,66	—	0,31	—	—	0,88	—
MnO	11,29	8,86	12,09	13,50	4,55	9,09	9,20
FeO	7,65	10,24	9,25	5,62	13,54	8,28	6,37
Al ₂ O ₃	—	0,31	0,47	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0,86
TR ₂ O ₃	2,12*	0,12	—	—	—	—	—
SiO ₂	—	0,46	0,48	He обн.	—	—	2,18
TiO ₂	—	0,28	0,84	0,76	—	—	2,42
ZrO ₂	0,67	—	—	—	0,34	—	—
SnO ₂	0,16	—	He обн.	0,76	0,34	0,13	3,63
UO ₃	0,18	—	» »	—	—	—	—
Nb ₂ O ₅	76,26	77,20	64,70	61,00	51,53	40,37	36,90
Ta ₂ O ₅	0,83	2,68	11,45	17,80	28,55	41,14	38,50
WO ₃	—	—	—	—	0,76	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	0,01	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—
П. п.	0,33	—	—	—	0,16	—	—
Сумма	100,22	100,15	100,12	99,44	100,19	99,89	100,06
Уд. в.	5,262	5,3—5,5	5,63	5,460	6,151	6,376	6,05
Nb : Ta	143,0	48,33	9,35	5,75	2,97	1,62	1,58
Fe : Mn	0,67	1,14	0,76	0,41	2,94	0,90	0,68

* В том числе Y₂O₃ — 1,78; CeO₂ — 0,34.

	8	9	10	11	12	13	14	15
MgO	0,51	—	0,19	—	0,23	0,28	—	9,00
CaO	2,09	—	0,25	—	Сл.	He опр.	—	—
MnO	5,86	10,95	11,65	10,79	3,28	2,12	16,25	0,17
FeO	7,43	5,06	2,58	9,81	17,33	18,43	1,89	2,21
Al ₂ O ₃	0,46	—	—	—	—	He опр.	—	1,12
Fe ₂ O ₃	2,90	—	—	—	—	—	—	0,30
SiO ₂	1,24	0,18	0,36	1,14	—	0,06	—	0,46
TiO ₂	3,67	1,16	0,40	0,73	—	0,95	—	4,61
ZrO ₂	He обн.	0,50	0,78	—	0,13	He опр.	—	—
SnO ₂	Сл.	—	0,40	He обн.	0,73	0,84	0,32	—
UO ₂	0,23	—	—	—	—	—	—	—
Nb ₂ O ₅	23,48	23,63	8,61	3,00	77,97	72,99	47,22	70,59
Ta ₂ O ₅	51,64	57,95	74,31	74,00	—	3,86	34,27	10,45
WO ₃	—	—	—	—	0,13	0,10	—	0,86
H ₂ O ⁺	} 0,34	0,41	0,75	—	—	0,32	—	—
H ₂ O ⁻		0,02	0,05	—	—	0,02	—	—
Сумма	100,02*	99,86	100,33	99,47	99,92**	99,97	(99,95)	99,77
Уд. в.	6,17	6,604	7,29	—	5,395	—	6,170	5,17
Nb : Ta	0,75	0,67	0,19	0,066	—	34,25	2,30	10,42
Fe : Mn	1,24	0,45	0,22	0,895	5,24	8,53	0,11	(0,91)***

* В том числе PbO — 0,17.

** В том числе PbO — 0,12.

*** Величина отношения Mg : (Mg + Mn + Fe).

	16	17	18	19	20	21	22	23	24
MgO	—	—	—	0,09	—	—	0,49	0,48	1,41
CaO	—	—	—	0,92	—	—	—	He обн.	1,15
MnO	0,81	1,14	1,42	14,45	12,68	14,85	7,82	10,60	2,05
FeO	14,00	14,05	13,90	0,87	0,16	0,01	11,10	9,17	17,47
Al ₂ O ₃	—	—	—	0,22	—	ст.	0,16	1,40	0,91
Fe ₂ O ₃	—	—	—	0,14	—	—	—	—	He опр.
TR ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0,04	1,89	1,74
SiO ₂	—	—	—	0,62	0,05	—	0,66	1,10	0,77
TiO ₂	—	—	—	0,13	0,20	He обн	6,78	10,57	12,82
ZrO ₂	—	—	—	0,32	—	—	—	—	—
SnO ₂	0,68	0,58	0,70	1,30	0,05	—	—	—	—
UO ₂	—	—	—	—	—	—	1,14	—	—
UO ₃	—	—	—	0,12	—	—	—	—	—
Nb ₂ O ₅	6,23	6,24	7,54	21,32	0,95	0,23	61,74	62,44	59,39
Ta ₂ O ₅	78,20	78,35	76,34	57,81	84,80	85,15	11,00	1,70	2,50
H ₂ O ⁺	—	—	—	1,19	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,04	—	—	—	0,14	—
П. п.	—	—	—	—	—	—	—	0,55	—
Сумма	99,92	100,36	99,90	99,54	98,99	100,24	100,63	100,04	100,21
Уд. в.	7,773	7,789	7,384	6,725	7,92	7,27	5,69	—	—
Nb: Ta	0,13	0,13	0,16	0,61	0,02	0,00	(0,14)*	(0,22)*	(0,26)*
Fe: Mn	17,64	12,12	9,65	0,06	0,01	0,00	1,40	0,85	8,38

* Отношение Ti: (Ti + Nb + Ta).

1—4— колумбиты: 1—Минера-Хил, Андлтаун (шт. Делавэр, США) [69], 2—СССР [70], 3—УССР, анал. Стеценко (по данным Юрка, 1956), 4—Варугреск, анал. Кайзер и Бергрен [71]; 5—7—танталоколумбиты: 5—Хэдэм (шт. Коннектикут, США), анал. Бломстранд [61], 6—м-ние Эта (Южн. Дакота, США), анал. Хиден [72], 7—м-ние Нуэво Аргентина (Аргентина), анал. Мари [73]; 8 и 9—ниоботанталиты: 8—УССР, анал. Назаревич (по данным Юрка, 1956), 9—СССР, анал. Горощенко [27]; 10—11—танталиты: 10—СССР, анал. Горощенко [27], 11—Варугреск (Швеция), анал. Кайзер и Бергрен [71]; 12—13—ферроколумбиты: 12—м-ние Ивигут (Гренландия), анал. Бломстранд [61], 13—из молодых гранитов Лируэй-Хилс (Нигерия), SiO₂ и SnO₂ отчасти связаны с примесью кварца и маселерта [74]; 14—манганоколумбит, Элз-Крик, Пеннингтон Каунти (шт. Южн. Дакота, США), анал. Хиден, в оригинале сумма 99,93 [72], 15—мангноколумбит, Куги-Ляль (Шамир, анал. Столярва [72]; 16—18—ферротанталиты: 16—17—ущелье Гривли Вир, Пеннингтон (шт. Атабама, США), анал. Хиден [72], 18—Таммета (Финляндия) [75]; 19—21—манганотанталиты: 19—СССР, анал. Горощенко [27], 20—м-ние Жа-Тотора (Аргентина), анал. Мари [73], 21—альваро шт. округ Саминас, Минас-Жераис (Бразилия) [43]; 22—титаносодержащий колумбит, УССР, анал. Стеценко, в оригинале сумма 100,13 (по данным Юрка, 1956); 23—24—титаноколумбит: 23—Зилсейский край [14], 24—Вишневые горы, в оригинале сумма 100,2 [13]

в конц. H₂SO₄ частично растворяется, выделяя серовато-белую Nb₂O₅, сохраняющую цвет при действии раствора SnCl₂ [76].

В полир. шл. травятся HF. Указания об отношении к травлению колумбитов и танталитов разноречивы [8, 49, 60, 77] и не вполне достоверны. Согласно Сергеевой, выделения обычно состоят из различно травящихся участков; степень травления не зависит от отношений Nb: Ta и Fe: Mn в минерале и лишь в небольшой мере зависит от ориентировки зерен; существенное влияние на травление, по-видимому, оказывают различные неоднородности в природных кристаллах (включения посторонних веществ и маточного раствора, неравномерное распределение изоморфных примесей, наличие участков с неупорядоченной структурой и т. п.) [78]. По Новикову [32], колумбит травится парами H₂SO₄.

П. п. тр. не изменяются. Порошок колумбита в смеси с KOH + KNO₃ сплавляется в сине-зеленый непрозрачный перл (реакция на Mn); перл бурый в окислительном пламени приобретает фиолетовый цвет (также реак-

ция на Mn). С фосфорно-натровой солью — стекловидный перл, окрашенный железом (горячий — желто-зеленый, холодный — бледно-желтый). Для обнаружения Nb колумбит сплавляется со смесью $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_7$, NaF и K_2CO_3 в течение 15—20 сек, полученный перл в ультрафиолетовых лучах обнаруживает люминесценцию, обусловленную Nb [79]. Колумбит в вольтовой дуге горит ярким белым пламенем; после выгорания Fe и Mn остается серебристый королек Nb [80].

Повед. при нагр. При прокаливании на воздухе до 1200° Fe^{2+} и Mn^{2+} частично окисляются до Fe^{3+} и Mn^{3+} , в связи с чем несколько уменьшаются параметры элементарной ячейки, а также магнитная восприимчивость [41]. С окислением Mn, возможно, связан переход окраски в более светлую и увеличение прозрачности манганотанталитов. Выделяются три типа кривых нагревания [41]: 1) близкие к прямой линии, характерны для манганотанталитов, в которых весь Mn предположительно содержится в форме Mn^{3+} ; 2) кривые с пологим подъемом в интервале $300\text{—}1000^\circ$, свойственны танталитам и манганотанталитам, у которых $\text{Mn} > \text{Fe}$; 3) кривые с четким подъемом в интервале $200\text{—}1100^\circ$, типичны для колумбитов, в которых значительную роль играют Fe^{2+} и Mn^{2+} .

Колумбиты-танталиты с неупорядоченной структурой — псевдоокислиты при нагревании до 700° и выше приобретают структуру колумбита [21]; по Моро и Трамазиу [49], некоторые образцы неупорядоченного колумбита после нагревания обнаруживают структуру распада твердого раствора; основная масса их, по-видимому, представлена обычным упорядоченным колумбитом, включения (продукты распада) не идентифицированы.

Нахожд. Минералы ряда колумбит — танталит, особенно ниобиевые члены ряда, широко распространены в природе и отмечаются значительно чаще других ниобатов и танталатов [60, 84, 82].

Образуются при кристаллизации гранитных магм, при автотасоматическом изменении гранитоидов и при формировании пегматитов; колумбит встречается, кроме того, в карбонатитах, изредка в щелочных пегматитах и в некоторых гидротермальных кварцевых жилах.

Будучи устойчивыми при выветривании, минералы накапливаются в россыпях.

В гранитах колумбит является акцессорным минералом; наибольшие (до промышленных) его концентрации характерны для биотитовых гранитов, образовавшихся в конце формирования некоторых многофазных интрузий [26, 83, 84, 85]. По представлениям советских ученых, образование колумбита связано с автотасоматическим изменением гранитов; исследователи месторождений Нигерии указывают, что колумбит отлагался до кристаллизации главной массы породообразующих минералов. Обычные спутники акцессорного колумбита гранитов: магнетит, ильменит, гранат, касситерит, циркон, ксенотим и др. Колумбитсодержащие биотитовые граниты в СССР известны в Тувинской АССР [83], в Кабардино-Балкарской АССР [86], в Кочетавской обл. (КазССР) [26] и других местах. Крупнейшие месторождения выветрелых колумбитоносных биотитовых гранитов находятся в Нигерии (Плато Джос); на этот район приходится около 95% мировой добычи колумбита (не считая СССР) [33, 84, 85]. Значительно измененные альбитизированные и мусковитизированные граниты с колумбитом, амазонитом, бериллом и литиевыми слюдами известны в Сибири [87], в Казахстане [26, 88]; колумбит совместно с бериллом, стрюверитом, топазом, турмалином и др. встречен в измененных гранитах Читинской обл. [89]; колумбитоносные граниты известны в Испании (Лаге Корона) [90] и других странах.

В СССР колумбит встречен также в метасоматически измененных субщелочных кварцевых сиенитах совместно с лепидолитом, торитом, малакопом, топазом и касситеритом [70], в Уганде — в составе некоторых щелочных гранитов [91]. Танталит как аксессуарный минерал гранитоидов редок и отмечается иногда лишь в метасоматически измененных породах.

В гранитных пегматитах минералы ряда широко распространены; колумбит (нередко в промышленных концентрациях) встречается в пегматитах различных типов, тогда как танталит характерен лишь для редкометаллических, особенно для литиевых пегматитов (основной промышленный тип эндогенных месторождений танталита).

В редкометаллических пегматитах часто присутствуют ниобиевые и танталовые члены ряда, представленные разновременными выделениями. К образованиям ранних стадий относятся колумбит и его разновидности, сосредоточенные в кварцево-микроклиновых зонах пегматитовых тел: продукты поздних стадий представлены танталитом (манганотанталитом), концентрирующимся в зонах замещения пегматитов в ассоциации с альбитом, лепидолитом, сподуменом, бериллом, поллуцитом, амблигонитом, рубеллитом [27, 34, 92, 93, 94]. Отмечается общая тенденция к возрастанию отношения $Ta:Nb$ в ходе пегматитового процесса [82]. Минералогические находки в редкометаллических пегматитах отмечены на Урале в коях Мокруша, Аквамариновая, Изумрудные [95, 96]; амазонитовые пегматиты Ильменских гор содержат колумбит в сопровождении альбита (клевеландита), ильменпуртила, самарскита (иногда в виде ориентированных сростаний) и др. Редкометаллические пегматиты с колумбитом известны в Европейской части СССР [27, 97], в Казахстане [34], Сибири [14]. Пегматиты с колумбитом и танталитом имеются во Франции в районах Шантлуба и Центрального Плато [98], с манганоколумбитом — в Италии (Олджаска) [99], с колумбитом, танталитом и манганотанталитом — в Южн. Родезии [100], в США (штат Мэн, район Новой Англии) [51, 101, 102]. В оловоносных пегматитах колумбит является характерным минералом зон альбитизации и мусковитизации; нередко образует мельчайшие включения в касситерите; ассоциируется с топазом, флюоритом, иногда с танталитом и манганотанталитом, обнаружен в некоторых оловоносных пегматитах Казахстана [34, 103], Забайкалья [104]. Наряду с касситеритом танталит-колумбит добывается в Серра-ди-Арга в Португалии [105] и Северном Лугулу в Конго [30], в штатах Минас-Жераис и Парайба в Бразилии [17, 106, 107].

В мусковитовых и кварцево-полевошпатовых пегматитах колумбит присутствует в виде гнездообразных скоплений в зонах развития поздних замещающих минеральных ассоциаций, сопровождается шерлом, гранатом, бериллом, апатитом и др. Такие пегматиты широко распространены во многих странах и нередко служат объектами попутной добычи колумбита. Они известны в Европейской части СССР [27], в Южн. Дакоте (США) в районе Блэк-Хиллс (в пегматитах встречаются скопления колумбита весом до 900 кг [5, 7, 94]), в шт. Колорадо (США) — месторождения Эйт Майл [108], Хрустальные горы [109], Уиллоу Крик [102] и др., в ряде районов Канады [68], в Марокко [53, 110], в Мозамбике (Альто-Лигонья) [93], Танганьике и Юго-Зап. Африке [111, 112] и др.

В редкоземельных пегматитах колумбит встречается в ассоциации с уранинитом (пегматиты Баварии, ФРГ) [10, 38, 62], с самарскитом, эвксенитом, фергусонитом, гадолинитом, таленитом (пегматиты Южн. Норвегии и Швеции) [3, 31, 71, 92, 113, 114].

Для щелочных пегматитов минералы ряда колумбит — танталит не типичны. Обогащенный титаном колумбит встречается в ассоциации с цирконом, флюоритом, апатитом, ферриторитом, монацитом, эпшинитом, зксенитом, бастнезитом в арфведсонито-полевошпатовой пегматитовой жиле в Енисейском кряже (Красноярский край) [14]. Совместно с гематитом, магнетитом, ильменитом, ильменорутилом, бериллом, турмалином, касситеритом, шеелитом, пирохлором и др. колумбит наблюдался в кварцево-полевошпатовых жилах, связанных с сиенитами, на Среднем Тимане (Коми АССР) [81]. В Вишневых горах (Челябинская обл.) колумбит, обогащенный титаном, обнаружен в кварцевых прожилках среди фенитизированных пород [13, 115]; образовался по пирохлору и ферсмиту [115].

В карбонатитах встречается только ферроколумбит, образующийся исключительно по пирохлору; как промежуточный продукт колумбитизации пирохлора встречается ферсмит [116]. В месторождениях Вост. Сибири колумбит связан с наиболее поздними анкеритовыми и сидеритовыми карбонатитами.

В месторождениях Танганьики колумбит в сопровождении пирохлора, апатита, касситерита, сфена и др. приурочен к зонам развития железистых карбонатитов (Мбея); он также наблюдается в кальцитовых карбонатитах, акцессорные минералы которых отличаются повышенной железистостью (Нгуалла) [117].

Аллопильные россыпи являются важными промышленными месторождениями колумбита и основными — танталита; эти минералы добываются попутно с касситеритом, монацитом, золотом. Такие россыпи известны в Конго (Сев. Лугулу) [30], Нигерии [118], Британской Гвиане [119], Зап. Австралии [120], Корею [121] и др.

Изм. Колумбит и танталит устойчивы, сохраняются в россыпях. Часто наблюдающаяся побелость и некоторое изменение поверхности зерен являются следствием частичного окисления Fe^{2+} и Mn^{2+} [122].

Искусств. Соединения состава $FeNb_2O_6$ и $MnNb_2O_6$, имеющие структуру колумбита, были получены нагреванием смесей соединений Fe или Mn и Nb_2O_5 при 1200° в течение 10 и 6 час соответственно; $MnTa_2O_6$ со структурой колумбита синтезирован при нагревании смеси с соотношением $Mn:Ta = 1:2$ в течение 7 час при 1070° [18], искусственный аналог магноколумбита $MgNb_2O_6$ — нагреванием смеси $MgO + Nb_2O_5$ при $1000-1200^\circ$ в течение суток [18, 20].

Практ. знач. Колумбит и танталит — основные виды сырья для получения ниобия и тантала, находящихся широкое и разнообразное применение в сталелитейной, электротехнической, металлообрабатывающей и других отраслях промышленности. Кроме чистого металлического ниобия из колумбита получается феррониобий, идущий на легирование сталей.

Отл. По облику кристаллов близки к самарскиту, но последний обычно в проходящем свете (как и эпшинит) вследствие метамиктности является изотропным. Обликом кристаллов отличаются от тетрагонального тапиолита, а также от ильменита и вольфрамита.

По Рамдору, под микроскопом в отраженном свете от магнетита отличаются меньшей отражательной способностью, цветом, анизотропностью и наличием внутренних рефлексов, от вольфрамита — менее отчетливой анизотропией и прямым погасанием. У касситерита меньшая отражательная способность, более светлые внутренние рефлексы и значительно сильнее понижается отражательная способность в иммерсии. Уранинит изотропен. Тапиолит одноосный, имеет иное двойниковое строение, более четкое двуотражение и сильный эффект анизотропии. Иксиолит, оловотанталит и уоджинит отличаются по порошкограммам.

Межплоскостные расстояния колумбит-танталита из Тинтона,
Южн. Дакота (США) [21]CuK α -излучение, $D = 114,6$ мм

<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>
020	12	7,13	032	3	2,236	331	2	1,672
110	4	5,30	231	4	2,207		1	1,608
130	48	3,66	132	5	2,084	133	8	1,534
040	9	3,57	241	3	2,043	190	1	1,516
131	100	2,96	202	5	1,898	262	4	1,484
200	10	2,86	260	9	1,831	203	14	1,465
002	6	2,53	152; 171	4	1,796	191; 332	12	1,454
201	12	2,49	330	14	1,772	400	1	1,432
060	12	2,38	062	12	1,735		1	1,393
151	1	2,279	261	22	1,721	401	2	1,380

Разнов. Псевдоиксиолит — pseudo-ixiolite (Никел и др. [21]), структура неупорядоченная, отличается статистическим распределением атомов Fe, Mn, Nb, Ta по кислородным октаэдрам, в связи с чем размер b_0 элементарной ячейки втрое меньше, чем в упорядоченном колумбите. На порошковой диаграмме отсутствуют линии с $d > 3,65$ Å. При нагревании структура упорядочивается. Встречается довольно часто.

Разнов. колумбита (Nb $>$ Ta):

Ферроколумбит — ferrocolumbite (Симпсон, 1928) [123].

Отличается высоким содержанием FeO — до 18,43% (анализы 12 и 13). Чисто железистый колумбит обычно развивается по пирохлору. Распространен в карбонатах [116].

Манганоколумбит — manganocolumbite. Впервые установлен Хиденом, 1891 [72] в пегматитах Блэк-Хиллс (США). Назван Футом (1896) [124]; важную роль играет форма f (032), редкая у обычных колумбитов. Максимальное содержание MnO — 16,25% (анализ 14).

Синон. Манганиобит — manganoniobite (Штрунц, 1957).

Магноколумбит — magnocolumbite (Матнас и др., 1963 [12]); отличается высоким содержанием MgO — 9,00%. Двухвалентные катионы представлены почти одним Mg, с чем связано некоторое уменьшение параметров ячейки и низкий уд. вес — 5,17. Установлен в копиях Кути-Ляль (Памир) в небольшом количестве в пегматитах, ассимилировавших магнезитовые мраморы.

Синон. Магнезиоколумбит — magnesiocolumbite [82].

Титаноколумбит — titanocolumbite (Еськова, Жабин, Мухоминов, 1964 [13]); обогащен TiO $_2$ (до 12,82%), отношение Ti : (Ti + Nb + Ta) до 0,26 ($\frac{1}{4}$ всех атомов Nb и Ta замещена Ti). Анализы 23 и 24. Кристаллы клиновидного облика. Редок, встречен в щелочных пегматитах Вишневых гор [13] и Енисейского края [14].

Разнов. танталита (Ta $>$ Nb):

Ферротанталит — ferrotantalite. Впервые установлен в пегматитах Блэк-Хиллс (Южн. Дакота, США) Хиденом [72], назван Симпсоном [123]. Содержит до 14% FeO (анализы 16 и 17). Встречается много реже, чем танталит и манганотанталит.

Манганотанталит — manganotantalite (Норденшельд, 1877 [125]). Отличается высоким содержанием MnO — до 14,45% (анализы 19, 20).

Встречается часто, характерен для поздних стадий пегматитового процесса.

Синон. Альваролит—alvarolite (Флоренцио, 1952)[43]. Анализ 21. Идентичность с манганотанталитом установил Тавора (1955).

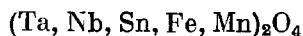
Л и т е р а т у р а

1. Machatschki F. Spezielle Mineralogie auf geochemischer Grundlage. Wien, 1953.
2. Hutton O. C. Am. Min., 1959, 44, No 1—2, 9.
3. Brögger W. C. Skrift. Vidensk. selsk., Christiania, Math.-nat. Kl., 1906, No 6, 53.
4. Heinrich E. W. Am. Min., 1962, 47, No 11—12, 1363.
5. Blake W. P. Am. J. Sci., 1884, 28, No 167, 340.
6. Headden W. P. Proc. Colorado sci. soc., 1905, 8, 57.
7. Hess F. U. S. Geol. Surv. Bull., 1908, No 380, 131.
8. Корнетова В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 12, 37.
9. Sturdivant J. H. Zs. Krist., 1930, 75, 88.
10. Tenneyson Ch. N. Jb. Min., Monatsh., 1958, H. 6, 121.
11. Горжевская С. А., Грекулова Л. А., Сидоренко Г. А. Мин. сб. Львовск. ун-та, 1964, № 18, вып. 3, 257.
12. Матиас В. В., Россовский Л. Н., Кумскова Н. М., Шостацкий А. Н. ДАН СССР, 1963, 148, № 2, 420.
13. Еськова Е., Жабина А., Мухитдинов Г. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. Изд-во «Наука», 1964, 145.
14. Свешникова Е. В., Жабина А. Г., Яковлевская Т. А., Александров В. Б. Тр. Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 266.
15. Vogta A. C. R. Soc. géol. Finlande, 1965, No 37, 169.
16. Тавора Е. Anais Acad. Brasil. cie., 1955, 27, No 1, 7.
17. Pesa W. T., Switzer G., Barbosa A. L., Myers A. T. Am. Min., 1950, 35, No 9—10, 889; Marques P. A. de Almeida Rolff Rev. escola mines, 1949, 14, No 3, 13 и 1953, 18, No 5, 13 (по рефератам Chem. Abstr., 46, 386c и 49, 1489b).
18. Brandt K. Ark. kemi, min., geol., 1943, 47A, H. 3, No 15, 1; Turnock A. C. Canad. Mineralogist, 1966, 8, pt. 4, 461.
19. Moreau J., Tramasure G. Ann. Soc. géol. Belg., 1965, 88, Bull. No 6, 301.
20. Bayer G. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1962, 39, H. 11, 35; Laves F., Bayer G., Panagos A. Schweiz. min., petr. Mitt., 1963, 43, H. 1, 217.
21. Nickel E. H., Rowland J. E., McAdam R. C. Am. Min., 1963, 48, No 9—10, 961.
22. Prior G. T. Min. Mag., 1903, 13, No 61, 217.
23. Eakle A. S. Bull. department geol. Univ. of California, 1907, 5, No 6, 87.
24. Ungemach H. Bull. Soc. fr. min., 1916, 39, 25.
25. Бояшtedт Э. М. Изв. Российской АН, 1925, 513.
26. Подольский А. М. Сб. «Металлогеническая специализация магматических комплексов». Изд-во «Недра», 1964, 268.
27. Соседко А. Ф. Материалы по минералогии и геохимии гранитных пегматитов. Госгеолтехиздат, 1961, 33.
28. Schrauf A. Sitzungsber. Akad. Wiss., Wien, 1861, 44, 464.
29. Taylor E. D. Am. Min., 1940, 25, No 1—2, 123.
30. De Kun N. Ann. Soc. géol. Belg., 1959, 82, Mém., F. 2, 81.
31. Milch L. Min. Mitteilungen, Schweizerbart. Stuttgart, 1900.
32. Новиков В. А. Советская геология, 1945, № 6, 87.
33. Jacobson R. R. E., Sawley A., MacLeod W. N. Geol. Surv. Nigeria, Occas. Paper, 1951, No 9.
34. Пяталова Р. В. Изв. АН КазССР, 1960, сер. геол., вып. 2, 60.
35. Jfrlykke H. Norsk geol. tidsskr., 1935, 14, H. 3—4, 211.
36. Григорьев Д. П. Зап. Мин. об-ва., 1945, 74, вып. 1, 57.
37. Нудельман С. Л., Сидоренко Г. А. Рентгенография минерального сырья, 1963, вып. 3, 66.
38. Strunz H. Aufschluss, 1961, 12, H. 4, 81.
39. Meixner H. N. Jb. Min., Monatsh., 1951, H. 9, 204.
40. Лебедева С. И., Разенкова Н. И. Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 7, 113; Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1961, 63.
41. Кузнецов В. И. Цветные металлы, 1945, № 6, 6.
42. Горжевская С. А. Геология м-вий редких элементов, 1966, вып. 30, 32.

43. Florencio W. Anais Acad. Brasil. cie., 1952, 24, 261 (по реферату Am. Min., 1954, 39, No 1—2, 159).
44. Моенке Н. Jenaer Jb., 1960, 2, 411; Mineralspektren, Berlin, 1962, 2.
45. Бергер Г. С. Флюорированность минералов. Госгортехиздат, 1962, 173.
46. Бацанов С. С. Структурная рефрактометрия. Изд. МГУ, 1959, 56.
47. Schüller A. Die Eigenschaften der Minerale. Berlin, 1954, 2.
48. Foуе W. G. Am. Min., 1929, 14, No 2, 75.
49. Барсанов Г. П. Зап. Мин. об-ва, 1945, 74, вып. 4, 285.
50. Гайдукова В. С. Тр. ВИМС, 1960, вып. 1, 114.
51. Landes K. K. Am. Min., 1925, 10, No 3—4, 355.
52. Тубо Г. Сб. «Физика минералов». Перевод с англ., нем. и франц. Изд-во «Мир», 1964, 415.
53. Permgieat F. Bull. Soc. fr. min., 1955, 78, N° 1—3, 123.
54. Schneiderhöhn H., Ramdohr P. Lehrbuch der Erzmikroskopie. Berlin, 1933, 2.
55. Искюль Е. В., Курбатов С. С. Тр. Ленингр. об-ва ест., отд. мин., геол., 1935, 64, вып. 1, 47.
56. Hutchinson R. W. Am. Min., 1955, 40, No 5—6, 432.
57. Ramdohr P. Abhandl. Dtsch. Akad. Wiss., 1958, Nr 4, 3.
58. Барсанов Г. П. Тр. Мин. музея АН СССР, 1957, вып. 8, 3.
59. Гинзбург А. И. Сб. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд-во АН СССР, 1946, 36; Геохимия, 1956, № 3, 74.
60. Кузнецов В. И. Научн. зап. Львовск. политехн. ин-та, 1959, вып. 53, 196.
61. Фиолетова А. Ф. Тр. ИГи АН СССР, 1940, вып. 17, сер. мин.-геохим., 33.
62. Strunz H., Tenpysen Ch. Aufschluss, 1961, H. 12, 313.
63. A mark K. Geol. för. förhandl., 1941, 63, H. 3, N: o 426, 295.
64. Nickel E. H., Rowland J. E., McAdam R. C. Canad. Mineralogist, 1963, 7, pt. 3, 390.
65. Nordenskiöld A. E. Beskrifning öfter dei Finland funna mineralier, 1863, Helsingfors; Simpson E. S. Australian Ass. Adv. Sci., 1909, 12, 310; Хвостова В. А., Максимова Н. В. ДАН СССР, 1962, 148, № 2, 424.
66. Матиас В. В. Геология месторождений редких элементов, 1961, вып. 9, 30.
67. Кузнецов В. И. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1947, № 1, 3.
68. Ellsworth H. V. Canada Geol. Surv., Econ. Geol. ser., 1932, No 11, 230.
69. Gordon S. G. Acad. natur. sci., Philadelphia, Spec. publ., 1922, No 1, 130.
70. Рудрина М. А. Минеральное сырье, 1963, вып. 7, 109.
71. Quensel P., Berggren T. Geol. för. förhandl., 1938, 60, H. 2, 216.
72. Headden W. P. Am. J. Sci., 1891, ser. 3, 41, 89.
73. Mari Eduardo A. An. Soc. cient. argent., 1962, No 1—2, 32.
74. Chadwick L. G. Colonial geol., min. res., 1951, 2, N 4, 308.
75. Mäkinen E. Bull. Comm. géol. Finl., 1913, N 35.
76. Данные А. И. Симонова. 1949.
77. Superseanu C. Rev. Min., 1957, 7, 140 (по реферату Chem. Abstr., 1957, 51, 13666g).
78. Сергеева Н. Е. Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., 1960, № 2, 38.
79. Mitchell Betty J. Proc. Conf. Ind. Appl. X-ray anal., 6-th, 1957, 253 (по реферату Chem. Abstr., 1958, 52, 12654f).
80. Негман Р., Castellier S. Bull. Serv. géol. Congo Belge et Ruanda-Urundi, 1946, N° 2, f. 1, 73.
81. Кузьменко М. В. Тр. ИМГРЭ, 1960, вып. 4, 142.
82. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Изд-во «Наука», 1964, 2, 441.
83. Павленко А. С., Вайнштейн Э. С., Кахана М. М. Геохимия, 1958, вып. 6, 558.
84. John T. U., Paulo K. L. Geol. Mag., 1954, 91, No 3, 245.
85. Williams F. A., Mehan J. A., Paulo K. L., John T. U., Ruston H. G. Econ. Geol., 1956, 51, N 4, 303; Апельцин Ф. Р., Фельдман Л. Г. Колумбитоносные граниты. Госгеолтехиздат, 1958.
86. Ляхович В. В., Нонешникова В. И. Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 7, 182; Ляхович В. В., Червинская А. П. Там же, 156.
87. Беус А. А., Северов Э. А., Ситин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, 1962, 108—112 и 178—188.
88. Масгутов Р. В. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1956, вып. 25, 107.
89. Новые данные В. В. Дистлера.
90. Parga-Rondal I., Perez-Mateos J. Notas, comuns. inst. geol., min. Espana, 1952, N 27, 119 (по реферату Chem. Abstr., 47, 4806g).
91. K porring O. Nature, 1960, 188, No 4746, 204.

92. Svedrup T. Norges geol. undersök., 1959, Nr 241, 158 и 173.
93. Hutchinson R. W. Econ. Geol., 1956, 51, No 756, 79.
94. Page L. R. and others. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1953, No 247, 58.
95. Власов К. А., Кутукова Е. И. Изумрудные копи. Изд-во АН СССР, 1960, 1.
96. Ферсман А. Е. Изв. Российской АН, сер. А, 1925, 10.
97. Матнас В. В., Бондарева А. М. ДАН СССР, 1957, 112, № 1, 124; Боровик-Романова Т. Ф., Соседко А. Ф. Геохимия, 1957, № 5, 368; Солодов Н. А. Геохимия, 1958, № 8, 749.
98. Lascoix A. Minéralogie de la France, 1910, 4, 614.
99. Gramascioli C. M. Atti Soc. ital. sci. natur., 1957, 96.
100. Knorring O., Hornung G. Min. Mag., 1963, 33, No 261, 458.
101. Cameron E. N., Larrabee D. M., Mc Nair A. H., Page J. J., Stewart G. W., Shainin V. E. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1954, No 255.
102. Schaller W. T. U. S. Geol. Surv. Bull., 1941, No 490, 96.
103. Деонисян И. И. Советская геология, 1939, 9, № 3, 109.
104. Артемьев Б. Н. Изв. АН СССР, 1933, № 8, 1125.
105. Coteloneiva J. M. Estud. notas e trab. serv. fomento min., 1954, 9, No 1—4, 113 (по реферату РЖ, Геол., 1955, № 10, 15328); Mem. e Not. Univ. Coimbra, Mus. e labor. min., geol., 1954, N 36, 1.
106. Mather W. B. Trans. Am. Inst. Mining Met. Engrs., 1954, No 199, Tech. Pub., 3869—Min Mining Eng., 6, No 9, 897 (по реферату Chem. Abstr., 48, 13565g).
107. de Moraes L. J. Bol. N 28, do S. F. P. M. Rio de Janeiro, 1938 (по реферату N. Jb. Min., 1939, 2, 403); Leao J. Estudos Econ., Rio de Janeiro, 1939, 243 (по реферату N. Jb. Min., 1940, 2, 628).
108. Heinrich E. W. Am. Min., 1948, 33, No 7—8, 420.
109. Thurston W. R. U. S. Geol. Surv. Bull., 1955, No 1011, 50 и 69.
110. Coisset P., Permingeat F. Protect. repub. fr. Maroc. Dir. prod. ind. et mines, Div. mines et geol., Serv. géol., Notes et mém., N° 85, Notes serv. géol., 1951, 5, 237 (по реферату Chem. Abstr., 49, 4464h).
111. Mining J., 1954, 242, No 6188, 64.
112. Cameron E. N. Trans. Am. Inst. Mining Met. Engrs. No 202, Techn. Pub. 4075-I in Mining Eng., 1955, 7, No 9, 867.
113. Björlykke H. Am. Min., 1937, 22, No 4, 241.
114. Quensel P. Ark. min., geol., 1957, 2, N. 1—2, nr. 2, 9.
115. Жабин А. Г. Тр. ИМГРЭ, 1960, вып. 4, 74.
116. Гайдуклова В. С., Здорик Т. Б. Геология месторождений редких элементов, 1962, вып. 17, 86; Пожарницкая Л. К. Там же, 70 и 117.
117. James T. C., McKie D. Min. Mag., 1958, 31, No 242, 889.
118. Dixey F. Bull. Imp. inst., London, 1945, 43, No 4, 300.
119. Echo mines et metallurg., 1955, N 3476, 36.
120. Hobson R. A., Matheson R. S. Bull. Geol. Surv. W. Australia, 1949, No 102 (по реферату Chem. Abstr., 46, 67d); Ellis H. A. 5-th Empire min., metallurg. congress Australia a. New Zealand, 1953, 1, 182.
121. Imori S., Hata S. Sci. Papers Inst. phys. chem. Res, Tokyo, 1938, 34, 1010.
122. Требования к материалам разведки и опробования при подсчете запасов россыпных месторождений. Изд. ЦНИГРИ, 1960, вып. 49, 10.
123. Simpson E. S. Am. Min., 1928, 13, No 9, 466.
124. Foot H. W. Am. J. Sci., 1896, 1, ser. 4, 460.
125. Nordenskiöld A. E. Geol. för. förhandl., 1877, 3, N. 10, N: o 38, 284.
126. Arzruni A. Verhandl. Min. Ges. St. Petersburg, ser. 2, 1887, 23, 181.

Иксиолит Ixiolite



Назван по имени Иксиона — героя греч. мифологии (А. Норденшельд, 1857) [1], впервые описан в 1820 г. Н. Норденшельдом под названием кимитотанталит.

Синон. Иксионит — Ixionit (Хинце), кимитотанталит — Kimito-Tantalit (Н. Норденшельд, 1820), иксионолит — ixiolite (Уик, 1887; Арруни, 1887), касситеротанталит — cassiterotantalite (Хаусман, 1847), финботанталит — finbotantalite (Кёхлин, 1928). Некоторые музейные образцы «иксиолита» оказались смесями тапиолита с касситеритом [2], иксиолита с тапиолием или с танталитом; иксиолит из Австралии, описанный Симпсоном, представляет удлиннит (см. стр. 325).

Характ. выдел. Кристаллы и кристаллические зерна (от десятых долей до нескольких сантиметров) — изометричные, иногда округленные, неправильные.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{14} — *Pca*.

a_0	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	Месторож- дение	№ хим. анализа	Автор
5,731	4,742	5,152	1,208 : 1 : 1,086	Скогбёле	2	Никел и др. [3]
5,738	4,747	5,163	1,201 : 1 : 1,088	»	—	»
5,70	4,76	5,10	1,197 : 1 : 1,971	Калба	3	Хвостова, Мак- симова [4]

$Z=2$. Структура, по Никелу и др. [3], очень близка к таковой колумбита (см. стр. 305). Элементарная ячейка имеет ту же симметрию, что и у колумбита, но меньший размер по оси b ; расположение атомов Fe и Nb неупорядочено.

Ромбо-дипирамид. кл. D_{2h}^{14} — mmm ($3L_23PC$). $a : b : c = 1,208 : 1 : 1,086$ (по рентгеновским данным Никела и др.).

Формы [1, 5, 6]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
c	001	—	0°00'	50°00'	50°00'	0°00' 90°00'
b	010	0°00'	90 00	0 00	90 00	— 0 00
a	100	90 00	90 00	—	0 00	90 00 90 00
t	130	15 26	90 00	0 00	74 34	90 00 15 26
m	110	39 37	90 00	0 00	50 23	90 00 39 37
e	012	0 00	28 30	61 30	90 00	0 00 61 30
p	112	39 37	35 11	61 30	68 27	24 12 63 39

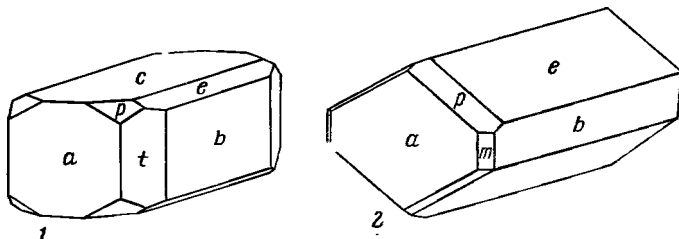
mm (110) : (110) = 79°14' ee (012) : (012) = 57°00' pb (112) : (010) = 63°39'

tt (130) : (130) = 30 52 pa (112) : (100) = 68 27

Морфологическая установка Норденшельда $a:b:c = 0,5508 : 1 : 1,2460$ [1] и Вернадского и Ферсмава (0,545 : 1 : 1,201) [5] отличается от принятой здесь рентгеновской установки Никела и др. обратным расположением осей a и c и меньшим значением a гониометрических установок ($0,545 \times 2 = 1,090$); формула перехода от гониометрических установок (Γ) к рентгеновской (P): 001 / 010 / 200. Соотношение принятых здесь буквенных обозначений и символов форм:

P	c (001)	b (010)	a (100)	t (130)	m (110)	e (012)	p (112)
Γ	a (100)	b (010)	c (001)	t (031)	n (011)	m (110)	p (111)

Кристаллы призматические, несколько удлинены вдоль оси a (фиг. 117). Грани их матовые, мало пригодны для измерения. Двойники — полисинтетические, наблюдались в шлифах [4], закон не установлен.



Фиг. 117. Кристаллы иксиолита

1 — Финляндия (по Норденшельду); 2 — Ильменские горы (по Вернадскому и Ферсману); перечерчены в установке Никела и др.

Указание Норденшельда на наличие двойников по (103) в его установке — (302) в новой установке — недостоверно; вероятно, это двойники тапиолита.

Физ. св. Сп. не отмечалась. Изл. полураковистый до неровного. Хрупок. Тв. 6—6¹/₂. Микротвердость 860—947 кг/мм² [4]. Вычисл. уд. в. 7,392 (из анализа 1 при $a_0 = 5,731$, $b_0 = 4,742$, $c_0 = 5,152$ Å). Цв. черно-серый до стально-серого. Черта бурая. Бл. полуметаллический или смоляной. В тонких осколках просвечивает буро-красным цветом.

Микр. [4]. В шл. в прох. свете плеохроирует в желтоватых тонах. Двуосный (+). $n_g = 2,20$; $n_p = 2,15$.

В полир. шл. в отраж. свете серый. Отраж. способность (вычислен.): $R_g = 14$, $R_p = 13,3\%$. Внутренние рефлексы желтые до темно-красных.

Наблюдаются полисинтетические двойники.

Хим. Состав сильно колеблется. Содержание ($Nb_2O_5 + Ta_2O_5$) около 72%; преобладает Ta_2O_5 . Характерно высокое содержание Sn. По-видимому, Ca, W, Zr входят в состав минерала. Присутствие Al_2O_3 и SiO_2 , возможно, связано с примесью полевого шпата.

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
CaO	—	0,11	0,24	Nb ₂ O ₅ } Ta ₂ O ₅ }	72,51	10,50	12,80
MgO	—	—	0,30				
MnO	7,32	5,40	9,35	WO ₃	—	0,30	—
FeO	7,38	8,08	3,70	H ₂ O ⁺	—	0,16	—
Al ₂ O ₃	—	0,16	0,90	H ₂ O ⁻	—	0,08	—
SiO ₂	—	0,12	0,75	<hr/>			
TiO ₂	—	0,38	2,35	Сумма	100,00	99,63	100,29
ZrO ₂	—	0,60	—	Уд. в.		7,392	6,9
SnO ₂	12,79	12,27	9,30				

1 — Скогбёле, анал. Норденшельд [1]; 2 — Скогбёле, анал. Мак-Адам [3]; 3 — Калбинский хребет, анал. З. Н. Вурова [4].

Диагн. исп. Кислоты почти не действуют.

Повед. при нагр. После прокаливания до 950° на порошкограмме иксиолита появляются новые линии с $d > 3,65$, свидетельствующие об упорядочении структуры; межплоскостные расстояния прокаленного минерала несколько меньше, чем у непрокаленного. Порошкограммы прокаленных иксиолитов сходны с таковыми оловотанталита и удджинита [3].

Находж. Очень редок, встречен лишь в трех месторождениях. Находки связаны с гранитными пегматитами. Впервые найден в пегматитах Скогбёле в округе Кимито (Финляндия), где зерна иксиолита образуют вкрапленность в массе калиевого полевого шпата; наблюдались его срастания с тапиолитом [1, 6]. Найден в СССР в тесной ассоциации с бериллом в кварцево-клевеландитовой пегматитовой жиле в Калбинском хребте [4]; всего два кристалла обнаружены в образцах из Ильменских гор [5].

Искусств. Соединение состава $FeNbO_4$ с ячейкой иксиолита ($a_0 = 5,005$; $b_0 = 5,613$; $c_0 = 4,647$ Å) получено при нагревании до температуры 1085—1380° смеси равных молекулярных количеств Fe_2O_3 и Nb_2O_5 [7] с последующей закалкой.

Отл. По облику кристаллов и физическим свойствам очень близок к минералам ряда колумбит—танталит. Вследствие неупорядоченности структуры порошкограмма иксиолита беднее линиями, чем порошкограммы колумбитов-танталитов (отсутствуют линии с $d > 3,65$ Å).

Межплоскостные расстояния иксиолита из Скогбёе [3]

CuK α -излучение, $D = 114,6$ м.м

hkl	I	d(Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
110	32	3,65	112	9	2,104	113	12	1,554
111	100	2,98	121	1	2,017	130	1	1,521
200	5	2,87	202	4	1,915	222	1	1,490
002	13	2,57	220	6	1,826	203		
201	20	2,51	310	13	1,772	131	29	1,459
020	5	2,37	022	17	1,746	312		
012	2	2,265	221	24	1,722	401	1	1,380

Л и т е р а т у р а

1. Nordenskiöld A. E. Ann. Phys., 1857, 101, 625.
2. Å mark K. Geol. för. förhandl., 1941, 63, H. 3, N: o 426, 295.
3. Nickel E. H., Rowland J. F., McAdam R. C. Am. Min., 1963, 48, No 9—10, 961.
4. Хвостова В. А., Максимова Н. В. ДАН СССР, 1962, 148, № 2, 424.
5. Вернадский В. И., Ферсман А. Е. Изв. Российской АН, сер. 6, 1910, 4, № 7, 511.
6. Brögger W. Skrift. Vidensk. selsk., Christiania, Math.-nat. Kl., 1897, N: o 7, 12.
7. Roth R. S., Waring J. L. Am. Min., 1964, 49, No 3—4, 242.

Уоджинит Wodginite

(Ta, Nb, Mn, Sn, Fe) $_2$ O $_4$

Назван по месту находки (Никел и др., 1963) [1]. Впервые описан Симпсоном под названием иксиолит [2].

Синон. Воджинит.

Характ. выдел. Зерна (от долей миллиметра до 10 м.м) [1], кристаллы (1—25 м.м) [3].

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^6 - C2/c$ или $C_s^4 - Cc$ [1].

a_0	b_0	c_0	β	$a_0 : b_0 : c_0$	
9,522	11,468	5,104	91°18'	0,830 : 1 : 0,445	(Уоджина, анализ 1) [1]
9,475	11,423	5,095	91 02	0,830 : 1 : 0,446	(Манитоба, анализ 2) [1]
9,46	11,50	5,14	90 53	0,823 : 1 : 0,447	(Руанда, анализ 3) [3]

$Z=8$. Структура очень близка к структуре иксиолита и колумбита: ячейка равна четырем ячейкам иксиолита или $4/3$ ячейки колумбита. Содержит 16 катионов разной валентности и 32 кислородных атома. О характере распределения катионов по О-октаэдрам нет определенных данных.

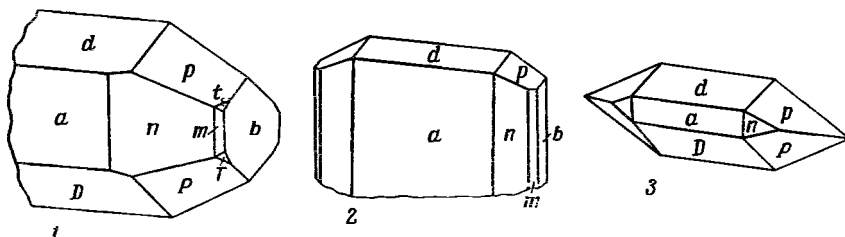
Учитывая возможные пространственные группы, можно предположить некоторую упорядоченность: 16 катионов ячейки объединяются или в две группы по четыре эквивалентных положения и одну группу из восьми эквивалентных положений ($C2/c$), или в четыре группы по 4 эквивалентных положения (Cc). На упорядоченность структуры указывает и близость порошкограммы прокаленного иксиолита к порошкограммам уоджинита и оловотанталита (появление линий с $d > 3,65$ Å). Возможно, упорядоченное расположение катионов связано с окислением (Mn, Fe) $^{2+}$ до (Mn, Fe) $^{3+}$ [1, 4].

Призмат. кл. $C_{2h} - 2/m(L_2PC)$; $a : b : c = 0,8226 : 1 : 0,4469$; $\beta = 90^\circ 53'$ (Бургиньон и Мелон, по рентгеновским данным) [3].

Наблюдавшиеся формы [3]:

	φ	ρ	φ_2	ρ_2
<i>a</i>	100	90°00'	90°00'	90°00'
<i>m</i>	110	48 35	90 00	90 00
<i>n</i>	310	73 37	90 00	90 00
<i>d</i>	101	90 00	27 53	27 53
<i>D</i>	101	-90 00	25 49	-25 49
<i>p</i>	111	49 49	34 42	27 53
<i>P</i>	111	-47 15	33 22	-25 48
<i>t</i>	241	30 03	64 10	45 56
<i>T</i>	241	-28 59	63 55	-44 42

Кристаллы призматические, удлинены по оси *b*, некоторые незначительно уплощены по (100) (фиг. 118).



Фиг. 118. Кристаллы уоджинита, Руанда
(по Бургиньону и Мелону)

Физ. св. [1]. Сп. несовершенная. Тв. $5\frac{1}{2}$ —6. Уд. в. 7,19—7,36 (вычисл. соответственно приведенным выше параметрам 7,69 [1] и 7,81 [3]). Цв. красновато-бурый до черного. Непрозрачен, просвечивает в тонких осколках.

Микр. В пл. в прох. свете плеохроирует от темно-желтого до красновато-коричневого.

В полир. пл. в отраж. свете серовато-белый, очень сходен с колумбитом и танталитом. Двухотражение не заметно. Слабо анизотропен.

Хим. Состав отвечает формуле A_2O_4 , где А — в основном Та, Nb, Sn, Mn. Частью Sn^{4+} , по-видимому, изоморфно замещает (Та, Nb) $^{5+}$; в минерале из Руанды большая часть его присутствует в виде касситерита (см. анализ 3) [3].

Анализы:

	1	2	3	4
MgO	0,37	—	—	—
CaO	0,42	—	—	—
MnO	10,87	9,04	5,0	5,5
FeO	1,34	1,87	5,3	5,9
SiO ₂	—	0,60	4,2	—
TiO ₂	—	2,39	0,2	—
SnO ₂	8,92	13,20	4,8	—
Nb ₂ O ₅	7,63	1,35	13,1	14,5
Ta ₂ O ₅	70,49	70,05	67,1	74,1
П. п.	0,18	—	—	—
Сумма	100,22	98,50	99,7	100,0
Уд. в.	7,36	7,19	7,3	—

1 — Уоджинита [2]; 2 — Берник Лэйк, анал. Мак-Адам [1]; 3 — Руанда, анал. Керман и Корниль, SiO₂ — обусловлена примесью кварца и полевого шпата, SnO₂ — примесью касситерита [3]; 4 — пересчет анализа 3 на 100% после исключения примесей.

Находж. Очень редок. Находки уоджинита связаны с литиевыми пегматитами, для которых характерно сильное развитие процессов замещения. Впервые обнаружен и описан под названием иксиолита в главном рудном теле танталитового месторождения Уоджина (Зап. Австралия) [2, 1]. В сложном зональном пегматитовом теле у Берник Лэйк (пров. Манитоба, Канада) уоджинит найден в грубозернистом частично серицитизированном микроклин-пертите и в малоизмененном мелкозернистом аплите. В том же пегматитовом теле встречаются литиевые слюды, сподумен, поллуцит, амблигонит, берилл, апатит, турмалин, родохрозит, танталит, тапиолит, касситерит, микролит; уоджинит содержит большое количество включений полевого шпата и слюды; часто наблюдается в сростаниях с тапиолитом и микролитом [1].

В виде хорошо образованных кристаллов обнаружен в литиевых пегматитах в долине Мюзэмб (Руанда) [3].

Искусств. Соединение $(\text{Mn}_{0,8}\text{Fe}_{0,2})\text{Ta}_2\text{O}_6$, дающее дифракционную картину уоджинита, синтезировано Тёрноком [1] (условия синтеза не указаны).

Отл. От минералов ряда колумбит — танталит и от иксиолита отличим лишь по порошкограмме.

Межплоскостные расстояния уоджинита из Уоджины [1]

Со-антигатаод, Fe-фильтр, $D = 114,6$ мм								
hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
110	11	7,22	311	1	2,60	421	2	2,004
020	4	5,71	002	21	2,55	312	1	1,966
200	11	4,76	041	29	2,50	312	1	1,933
111	2	4,21	240	1	2,45	042	11	1,906
111	3	4,16	330			440	14	1,831
021	10	3,81	112	10	2,40	242; 332	1	1,780
220	70	3,67	400	10	2,38	260	27	1,774
130	2	3,60	022	4	2,268	402	13	1,760
221	100	3,00	241	8	2,200	332	1	1,747
221	70	2,95	222	8	2,113	441		1,733
311	1	2,66	421	1	2,030	402	III	1,721

Л и т е р а т у р а

1. Nickel E. H., Rowland I. F., McAdam R. C. *Canad. Mineralogist*, 1963, 7, pt. 3, 390.
2. Simpson E. S. *Australian Assoc. Adv. Sci.*, 1909, 12, 310; *Minerals of Western Australia*. Perth, 1952, 3, 654.
3. Bourguignon P., Mélon J. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 1965, 88, Bull. N° 5—6, 291.
4. Nickel E. H., Rowland I. F., McAdam R. C. *Am. Min.*, 1963, 48, No 9—10, 961.

Оловотанталит Olovotantalite



Возможно идентичен с уоджинитом.

Назван по составу (Матиас, 1961) [1]. **Синон.** Tin-tantalite (Никел и др., 1963) [2].

Характ. выдел. Кристаллы размером 0,5—1 мм и выделения неправильной формы, реже псевдоморфозы по симпсониту.

Структ. и морф. крист. Монокл. с.? (Матиас, по оптическим данным) или ромб. с.? (Никел и др. на основе индирования порошкограммы Матиаса). $a_0 = 9,50$; $b_0 = 11,50$; $c_0 = 5,14$ Å; $\beta = 90^\circ$ (Никел и др.) [2]. $Z=8$?

Кристаллы изометрические (гонометрически не изучены). Лауэграммы указывают на блочное строение. Двойники установлены только в шлифах.

Физ. св. [1]. Сп. по двум плоскостям, совершенная и менее совершенная, заметна только в шлифах. Тв. $5\frac{1}{2}$ —6, микротвердость 660 кг/мм². Уд. в. 7,4. Цв. темно-коричневый до черного. Бл. на гранях стеклянный, в изломе жирный. Обычно непрозрачен, в мелких кристаллах и осколках просвечивает.

Инфракрасный спектр оловотанталита подобен спектру танталита [1]. Диэлектрическая постоянная 4,84 [1].

Микр. [1]. В шл. в прох. свете густоокрашен, отчетливо плеохроирует от желтого до светлого красновато-коричневого, $Np > Ng$. Двуосный (+), Np —в плоскости менее совершенной спайности; угол между трещинками совершенной спайности и $Np=26$ — 28° ; $n_g=2,28$; $n_p=2,19$; $n_g-n_p=0,09$; $2V=30$ — 40° .

В полир. шл. в отраж. свете серовато-белый, сходен с колумбит-танталитом. Отраж. способность (в%), измеренная при $\lambda=590$ мμ: $Rg=15,9$, $Rp=14,8$; вычисленная по показателям преломления: $Rg=15,2$, $Rp=13,9$. Двухотражение заметное. Сильная анизотропия. Желто-бурые внутренние рефлексы.

Наблюдаются простые и полисинтетические двойники, а также сложные сращения индивидов со структурой леядного узора.

Хим. Помимо главных компонентов — Ta, Nb, Mn и Sn в небольшом количестве содержит примеси Fe, Ti, Ca, Mg. По составу очень близок к уоджиниту: CaO — 0,18; MnO — 13,06; (FeO + Fe₂O₃) — 0,57; TR₂O₃ — 0,17; SiO₂ — 0,20; TiO₂ — 0,50; SnO₂ — 9,06; UO₂ — 0,03; Nb₂O₅ — 12,50; Ta₂O₅ — 62,53; H₂O⁺ — 0,04; H₂O⁻ — 0,06; MgO и ZrO₂ — не обн.; сумма — 98,90 (анал. Дорофеева и Ухина) [1].

Диагн. исп. Разлагается нагретой смесью H₂SO₄ и (NH₄)₂SO₄.

Находж. Обнаружен в СССР в альбитизированных и лепидолитизированных пегматитах (в участках, обогащенных сподуменом). Тесно ассо-

Межплоскостные расстояния оловотанталита из СССР [1]

FeK_α-излучение, $D=57,3$ мм

hkl*	I	d(Å)	hkl	I	d	I	d
010	4	11,1	402	7	1,743	3	1,169
200	1	4,69	441	7	1,723	3	1,153
021	2	3,79		2	1,609	1	1,139
221	7	2,95		6	1,560	4	1,128
040	2	2,88		5	1,540	4	1,117
320	2	2,76		2	1,504	5	1,111
002	4	2,56		3	1,480	5	1,098
041	7	2,51		10	1,468	5	1,091
400	3	2,38		1	1,442	2	1,081
202	1	2,275		1	1,418	5	1,075
241	5	2,21		6	1,387	6	1,043
411	3	2,12		4	1,324	6	1,036
222	4	2,099		1	1,301	1	1,029
132	1	2,077		3	1,281	1	1,017
232	1	1,952		2	1,262	1	1,011
042	6	1,917		5	1,225	6ш	0,003
449	5	1,835		6	1,201	6ш	0,9924
260	8	1,780		6	1,195	3ш	0,9813

* Отражения проиндексированы Никелом и др. [2] в предположении ромбической ячейки с параметрами: $a_0=9,50$; $b_0=11,50$; $c_0=5,14$ Å; $\beta=90^\circ$.

дируется с симпсонитом, реже — с более поздним стибьотанталитом, микролитом. Образует псевдоморфозы по симпсониту.

Практ. знач. Не имеет.

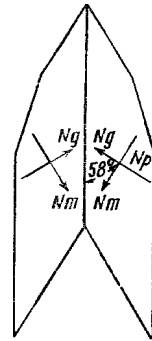
Отл. От микролита отличается более высоким уд. весом, анизотропностью, от симпсонита — облик кристаллов, более высоким удельным весом, окраской, малой прозрачностью; от стибьотанталита и минералов группы колумбита — танталита — по химическому составу и порошкограммам. Отличие от уоджинита требует уточнения.

Для уоджинита, в отличие от оловотанталита, отмечен ряд слабых линий, среди них линии с d 6,05, 5,71, 4,21, 4,16 Å, указывающие на упорядоченность структуры. Однако на порошкограмме оловотанталита слабые линии могли быть пропущены (их интенсивность не выше 10 по 100-балльной шкале, а линии оловотанталита оценивались по 10-балльной шкале). Характерный для уоджинита дуплет 2,95—3,00 Å у оловотанталита представлен одной линией 2,95 Å (раздвоенность этого отражения может быть не обнаружена при съемке в камере с малым диаметром) [1], для уоджинита не отмечены линии 11,4 Å и 1,714 Å.

Л и т е р а т у р а

1. М а т т а с В. В. Геология месторождений редких элементов, 1961, вып. 9, 30.
2. N i c k e l E. H., R o w l a n d J. F., M e A d a m R. C. Canad. Mineralogist, 1963, 7, pt. 3, 390.

М а р г а н ц о в ы й т а н т а л а т — manganese tantalate — $MnTa_2O_6$ (Мак-Греггор, 1946). Моноклинный. Уплотненные и удлиненные кристаллы (меньше 1 мм). Обычны полисинтетические двойники. Сп. неясная. Изл. занозистый или раковистый. Тв. 7. Уд. в. 7,7. Цв. коричневый. Черта светло-желтая. Бл. смоляной до алмазоподобного. Слегка просвечивает. В пл. в проходящем свете желто-бурый. Плеохроизм слабый, по Ng — зелено-желтый, по Nm и Np — буровато-желтый; $Np < Nm < Ng$. Удлинение (+). Np образует угол в 58° с плоскостью срастания двойников (фиг. 119). Двусосный (+). n в пределах 2,10—2,40; $n_g - n_p$ около 0,2; $2V$ около 34° ; $r < v$. Анализ минерала с примесью кварца, слюды и касситерита (анал. Голдинг): $Na_2O - 0,48$; $K_2O - 0,20$; $MgO - 0,24$; $CaO - 1,34$; $MnO - 10,0$; $FeO - 0,69$; $Fe_2O_3 - сл.$; $Al_2O_3 - 1,05$; $SiO_2 - 7,20$; $TiO_2 - сл.$; $ZrO_2 - не обн.$; $SnO_2 - 2,54$; $Nb_2O_5 - 5,04$; $Ta_2O_5 - 71,10$; $H_2O^+ - 0,46$; $H_2O^- - 0,02$; сумма — 100,36. За вычетом примесей состав отвечает общей формуле $MnO \cdot Ta_2O_5$ при частичном замещении Mn на Ca , Fe и Mg .



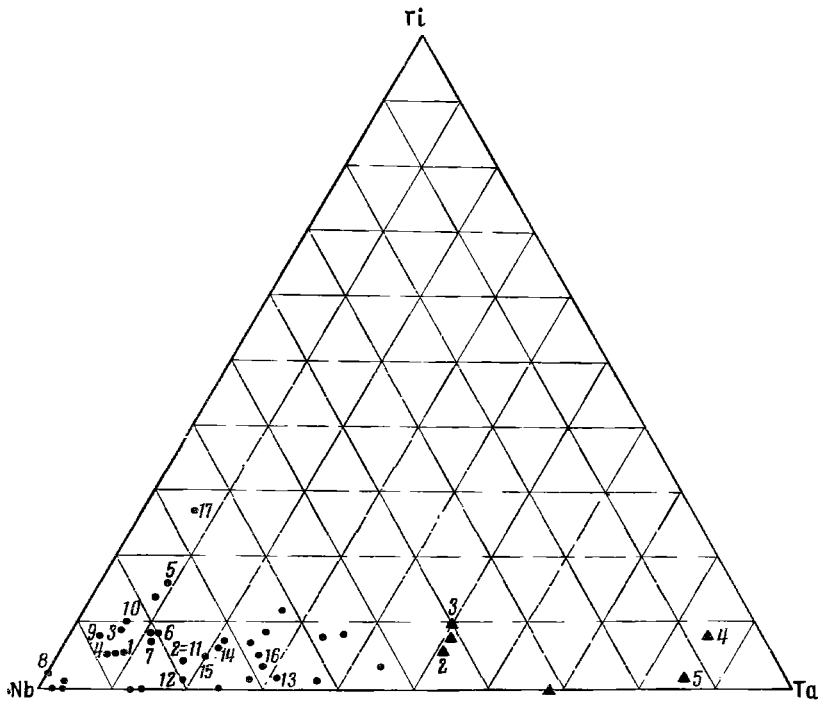
Фиг. 119. Оптическая ориентировка в двойнике марганцевого танталата (по Мак-Греггору)

В виде радиальнолучистых агрегатов уплотненных иголок наблюдался с микролитом и литевой слюдой в грейзене (Бикита в Южи. Родезии).

В отличие от сходного манганотанталита моноклинный. Так как анализировался лишь нечистый материал, вопрос о природе минерала остается нерешенным (M a c G r e g o r A. M. Min. Mag., 1946, 27, No 192, 157).

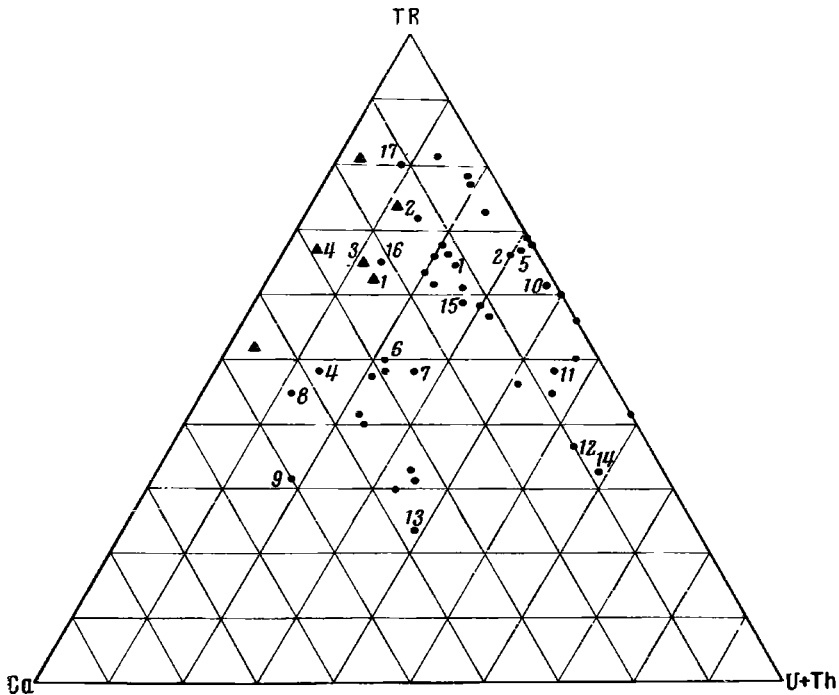
ГРУППА САМАРСКИТА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Самарскит	(Y, TR, U, Ca, Fe ²⁺)(Nb, Ta, Fe ³⁺ , Ti)O ₄	Монокл.	4,82	5,63	5,15	90°	4,8—6,4
Иттриотанталит	(Y, Er, Fe)(Ta, Nb)O ₄	Ромб.?	—	—	—	—	5,6—6,2



Фиг. 120. Соотношение содержания Nb, Ta и Ti в минералах группы самарскита

● — самарскит; ▲ — иттротанталит; цифры отвечают номерам химических анализов (по Бонштедт-Куплетской)



Фиг. 121. Соотношение содержания TR, Ca и (U + Th) в минералах группы самарскита

● — самарскит; ▲ — иттротанталит (по Бонштедт-Куплетской)

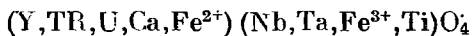
Оба минерала встречаются лишь в метамиктном состоянии, кристаллы их весьма несовершенны (особенно у иттротанталита), гониометрические измерения лишь приблизительны, но в пределах точности измерений угловые значения для самарскита и иттротанталита сопоставимы.

Кристаллы имеют ромбическое развитие; по последним данным Комкова самарскит — псевдоромбический моноклинный минерал со структурой типа вольфрамит (брукита). Для обоих минералов разными авторами получены неоднозначные данные о характере рекристаллизации при прокаливании. Состав их колеблется; очевидно, они относятся к одному изоморфному ряду: ниобий преобладает над танталом в самарските, тантал над ниобием в иттротанталите (фиг. 120), промежуточный состав (по содержанию Nb, Ta и Ti) имеют «иттроколумботанталиты». Существенна роль TR, в самарскитах также урана (отчасти и тория), содержание которого значительно ниже в иттротанталитах (фиг. 121).

Оба минерала легко изменяются, обычно неоднородны.

Остается неясным соотношение с самарскитом писекита, а также фитингофита, не изучавшегося после 1877 г.

Самарскит *Samarskite*



Назван по имени начальника штаба корпуса русских горных инженеров В. Е. Самарского (Розе, 1847).

Синон. Уранотантал — *Uranotantal* (Розе, 1839), уранотанталит — *uranotantalite*, уранониобит — *uranoniobite* (Розе, 1847), частично иттроильменит — *yttrilmenite* (Герман, 1847), эйтландит — *eytlandite* (Адам, 1869), иттроколумбит — *yttrocolumbite* (Лепьер, 1937) [1], иттройнобит — *Yttrioniobit* (Штрунц, 1941), ньюзвит (нуевит, нейвит) — *nevite* (Мёрдок, 1947 и 1951) [2].

Иттроколумботанталит — *yttrocolumbotantalite* (Перменжа, 1951) [4] — промежуточный между самарскитом и иттротанталитом; описан Лепьером как иттроколумбит (см. анализ 16).

Ампангабит — *amrangabeite* (Лакруа, 1942) [3], иначе гидроэксенит — *hydroeuxenite* (Сабо, 1943) [4] — идентичен с самарскитом или является в различной степени измененным самарскитом [5].

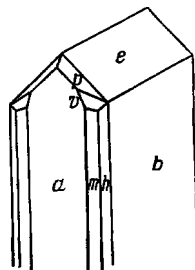
Разнов. Кальциосамарскит, ишнгаваит, хюниинит.

Характ. выдел. Сплошные выделения или несовершенные кристаллы.

Структ. и морф. крист. Метамиктен, рентгеноаморфен. Нагревание до состояния свечения и быстрое охлаждение до комнатной температуры приводит к восстановлению кристаллической структуры [6]. Монокл. с., псевдоромбический. $C_{2h}^5 - P2_1 / c; a_0 = 4,82; b_0 = 5,63; c_0 = 5,15 \text{ \AA}; \beta$ около $90^\circ; a : b : c = 0,856 : 1 : 0,915$ (для оригинала хим. анализа 5, по Комкову [6]). О фазах, получаемых при нагревании до разных температур, см. «Швед. при нагр.».

Структура сходна со структурой вольфрамит, брукита [6], $ScNbO_4, ScTaO_4, InNbO_4, InTaO_4$; характеризуется чередованием слоев из неправильных октаэдров двух типов — AO_6 и BO_6 ; в пределах слоев октаэдры, соединенные общими ребрами, слагают зигзагообразные цепи, которые параллельны оси c ; цепи разных слоев связаны общими вершинами октаэдров [7].

$a : b : c = 0,856 : 1 : 0,915; \beta = 90^\circ$ (по рентгеновским данным Комкова).



Фиг. 122. Кристалл самарскита, Митчел (по Дана, 1892)

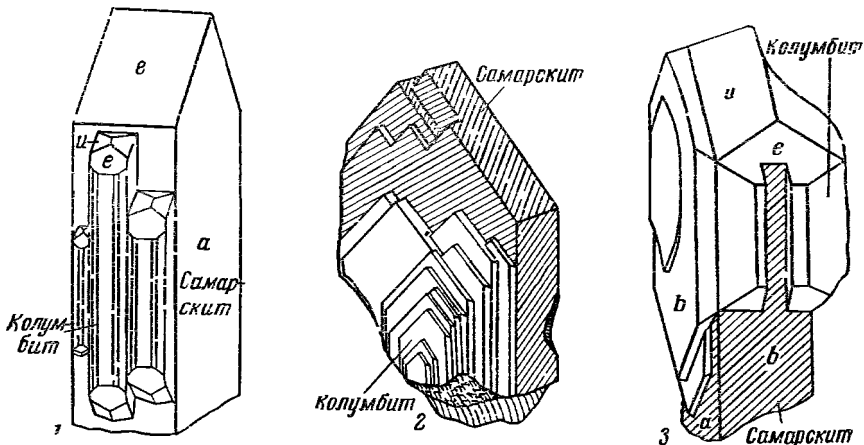
Формы [8—12]:

		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>k</i>	120	30 17	90 00	0 00	59 43	90 00	30 17
<i>m</i>	110	49 26	90 00	0 00	40 34	90 00	49 26
<i>l</i>	320	60 17	90 00	0 00	29 43	90 00	60 17
<i>e</i>	011	0 00	42 28	47 32	90 00	0 00	47 32
<i>x</i>	021	0 00	61 21	28 39	90 00	0 00	23 39
<i>p</i>	122	30 17	46 39	47 32	68 29	28 07	51 06
<i>v</i>	342	41 13	67 39	28 39	52 27	58 02	45 55
<i>z</i>	111	49 26	54 36	47 32	51 45	46 54	57 59
<i>y</i> *	5.2.10	71 06	29 28	79 38	62 16	28 07	80 50

$$ee (011) : (0\bar{1}1) = 84^\circ 56' \quad za (111) : (100) = 51^\circ 45' \quad zb (111) : (010) = 57^\circ 59'$$

* Наблюдалась лишь Омори и др.: (155), согласно их установке.

Обычны только грани *a* (100), *b* (010) и *e* (011). Кристаллы столбчатого развития (фиг. 122, 123, 1 и 2), удлинённые по оси *c*, иногда таблитчатые по



Фиг. 123. Ориентированные сростания самарскита и колумбита

1 — Южн. Норвегия (по Брёггеру); 2, 3 — Ильменские горы (по Григорьеву)

(100) или по (010); обычно несовершенны, грани матовые, часто округлые [13]; нередко кристаллы бывают покрыты «рубашкой» продуктов изменения минерала, вследствие чего измерения кристаллов неточны и лишь ориентировочны.

Дана [8] на основе измерений кристаллов из Сев. Каролины вывел отношение осей $a : b : c = 0,5456 : 1 : 0,5177$; несколько более точны, по-видимому, измерения Брёггера [9], рассчитавшего $0,5547 : 1 : 0,5173$.

Рентгеновская — моноклиновая установка отличается от ранее принимавшейся ромбической установки Дана взаимным перемещением осей *a* и *b*; *z* (121), *m* (110) и *h* (120) старой установки отвечают *z* (111), *k* (120) и *m* (110) принятой здесь рентгеновской установки. Формула перехода от символов по Дана и Брёггеру к новым символам: $0^1/20/100/001$.

Существенно иные (несопоставимые) гониометрические данные приведены Кимурой [13, 14] для весьма несовершенных кристаллов японского ишикаваита ($a : b : c = 0,945 : 1 : 1,147$); при доминирующих гранях *a* (100), обычных *m* (110) и *r* (144); наблюдались также грани *c* (001), *b* (010), *n* (140), *h* (320), *g* (210), *d* (101).

Кристаллы и зерна часто имеют зональное строение.

Характерны ориентированные сростания самарскита с колумбитом (см. фиг. 123), описанные впервые (1881) Брёггером как «оннеродит» (аннеродит, оннеродит — *annergödite*), также обрастания самарскита колумбитом с взаимно параллельной ориентировкой осей обоих минералов [9, 15, 16] (структуры их сходны, характеризуются наличием цепей октаэдров, параллельных оси *c*; значения ρ граней *z* (111) самарскита и *o* (131) колумбита близки). Описаны также дендритовидные радиальнолучистые сростания самарскита, колумбита и монацита [17].

Физ. св. Сп. по (100) (согласно рентгеновской установке) очень несовершенна или отсутствует. Изл. раковистый, у кальциосамарскита частью неровный [18]. Хрупок. Тв. 5—6. Микротвердость 794—897 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ при нагрузке 100—200 г, по Лебедевой [19]; 612—645 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ при 100 г, по Янгу и Милмэну [20]. Уд. в. существенно варьирует: 5,6—5,9 у типичного самарскита, более высокий 6,2—6,4 у обогащенных ураном ишикаваитов, 4,8—5,5 у кальциосамарскитов, 3,9—4,6 у кампангабитов, в различной степени измененных. Цв. смоляно-черный, бархатисто-черный, иногда с буроватым оттенком; часто черное ядро с раковистым изломом бывает окружено одной или несколькими буро-желтыми зонами в различной степени измененного минерала. Черта бурая до темно-бурой, почти черной (у кальциосамарскита серовато-бурая). Бл. на свежем изломе сильный, стеклянный до смоляного (полуметаллического). В тонких осколках просвечивает

Сильно радиоактивен. Притягивается слабым электромагнитом. Диэлектрическая проницаемость колеблется в широких пределах: 6,35—9,5 у типичного самарскита и хлопивита, 4,75—5,86 у кальциосамарскитов и измененных самарскитов [21].

Микр. В пл. в прох. свете бурый различных оттенков (измененный оранжево-желтый). Изотропен (результат метамиктного состояния). $n = 2,1—2,3$ (по Ларсену), у украинского — 1,89 [22].

В полир. пл. в отраж. свете кремово-белый [23]. Отраж. способность (в %): 14,8—16,6, по Соболевой и Пудовкиной [24]; при 470 $m\mu$ — 22,7, при 520 $m\mu$ — 20,2; при 575 $m\mu$ — 16,6; при 700 $m\mu$ — 15,0, по Грэю и Милмэну [25]. Изотропен. Слабые красновато-бурые внутренние рефлекссы заметны в иммерсии.

Хим. Состав сложный, значительно варьирующий, по-видимому, в связи с метамиктностью и различной степенью изменения минерала; в соответствии с различиями состава выделяются разновидности. Формула достоверно не установлена.

Горжевской [21] на основе пересчета хим. анализов предложена общая формула типа $AB_2O_6 - (TR, U, Fe^{2+}, Ca) (Nb, Ta, Fe^{3+})_2O_6$, где $TR = Y, Sm, Gd, Dy$; Комков [6], исходя из структурного сходства самарскита и $ScNbO_4$, считает вероятной формулу типа ABO_4 (в обеих формулах отношение $(A + B) : O = 1 : 2$).

Относительные количества Nb и Ta колеблются; в отличие от иттрианталитита, в самарскитах Nb преобладает над Ta (см. фиг. 1 на стр. 330). Содержание Ti в самарскитах невелико, что резко отличает самарскит от минералов группы эвксенита; лишь хлопивит (анализ 17) содержит около 10% TiO_2 .

Характерно относительно высокое содержание Fe. В группе A существенна роль элементов редких земель и урана. Содержание последнего составляет 4—12% UO_2 в собственно самарскитах, 20% и более в ишикаваитах. Значительное содержание редкоземельных элементов иттриевой группы, относительные количества которых варьируют, резко преобладает Y; характерно необычно высокое содержание Gd, а также Dy; из

элементов цериевой группы значение имеет Sm, отчасти Nd (см. на стр. 336) [26—29].

Обычны небольшие количества Th — до 6—8% ThO₂; исключительно высокое содержание тория (Th:U = 1,03) отмечается для самарскита из Анголы [30]. Содержание CaO большей частью незначительно, в кальцосамарскитах оно достигает 7,5%. Количество Pb и его изотопный состав варьируют (лишь неизменный самарскит пригоден для определения абсолютного возраста [31]). Sn часто содержится в небольшом количестве в самарскитах оловорудных месторождений (до 1,5—2,5% SnO₂), повышено его содержание (5,20%) в одном из самарскитов Забайкалья [27]. По содержанию Mn, обычно не превышающему 2% MnO, резко выделяется богатый танталом самарскит из пегматита Смиловене (Копривштицкий район, Болгария), в составе которого установлено 10,40% MnO при Nb₂O₅—32,30 и Ta₂O₅—37,50% [32]. Иногда содержит Sc (анализ 5).

Часто содержит воду, особенно много воды (до 12%) устанавливается в «ампагабитах» [3, 4].

Отмечались незначительные количества Be, щелочных металлов, Mg, Si, Ge [33] и др., вероятно, во включениях других минералов. Установлено наличие В₂O₃—0,3% [34]. Характерно содержание газов, особенно He (3,41 мг/г He в самарските из Блюмовской копи) [31]; выделение He начинается при нагревании до 800°.

pH суспензии самарскита 7,0 [24].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	0,29	—	0,16	—	0,07	1,88	—	—	—
K ₂ O	0,21	—	0,13	—		—	—	—	—
MgO	0,03	0,02	0,10	0,14	сл.	0,16	0,18	—	0,02
CaO	0,94	0,33	0,26	3,94	0,26	3,14	2,63	6,00	7,56
PbO	2,04	0,338	0,07	0,98	0,15	0,35	1,24	1,98	0,44
MnO	1,60	1,75	2,40	1,38	0,60	0,41	1,02	1,00	0,04
FeO	—	2,11	6,35	2,39	4,80	1,77	0,52	3,54	0,21
Al ₂ O ₃	0,79	—	4,40	0,27	0,24	0,55	0,32	—	0,16
Fe ₂ O ₃	14,77	9,82	3,36	5,57	6,55	5,74	12,55	—	7,67
ΣY ₂ O ₃	13,93	12,47	—	13,39	17,26	14,83	13,05	16,51	11,38
Ce ₂ O ₃	—	0,53	11,00	—	0,21	—	—	—	—
ΣCe ₂ O ₃	0,81	1,55		0,13	0,38	—	1,21	—	1,68
SiO ₂	0,22	0,03	0,38	0,69	0,25	0,60	0,25	—	2,39
TiO ₂	1,62	1,40	2,93	1,60	5,51	2,70	2,18	0,97	2,50
ZrO ₂	—	—	0,11	—	0,56	—	0,32	—	0,02
SnO ₂	1,48	—	—	0,31	0,29	—	0,11	2,60	1,49
ThO ₂	1,21	3,47	6,26	2,23	3,27	0,81	0,36	—	3,34
UO ₂	6,93	7,85	11,34	5,04	8,17	7,87	6,61	—	9,00
UO ₃	—	—	—	7,25	0,33	2,19	6,24	8,0	1,67
Nb ₂ O ₅	44,54	42,00	45,90	45,13	41,95	43,00	39,19	58,27	43,32
Ta ₂ O ₅	8,03	14,73	5,13	6,63	8,04	9,93	9,73	—	2,54
H ₂ O ⁺	—	0,59	—	2,63	0,63	2,86	2,12	2,00	3,24
H ₂ O ⁻	—	0,06	—	0,37	0,05	—	0,22	—	0,40
П. п.	0,29	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,73	99,50*	100,28	100,07	100,06	**98,79	100,05	100,87	99,33***
Уд. в.	5,6	5,696	5,59	5,625	—	5,12	5,10	5,55	4,738

* В том числе примесь—0,46.

** В том числе Sc₂O₃—0,43.

*** В том числе BeO—0,26.

	10	11	12	13	14	15	16	17
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	Не обн.	0,24
K ₂ O	0,22	—	—	—	—	—	» »	—
MgO	0,22	0,12	1,07	—	0,54	0,53	0,66	0,13
CaO	0,24	0,63	0,86	4,40	0,67	1,26	1,87	0,96
PbO	—	—	—	—	0,40	0,80	—	0,19
MnO	2,10	0,42	0,40	1,00	0,64	0,66	5,08	0,26
FeO	11,00	7,92	11,78	—	10,08	4,91	—	1,83
Al ₂ O ₃	—	0,54	0,87	2,40	1,67	0,80	1,62	—
Fe ₂ O ₃	—	2,82	—	9,80	—	7,40	10,52	8,16
Y ₂ O ₃	9,54	—	—	—	—	—	—	—
ΣY ₂ O ₃	1,84	12,61	—	7,20	5,93	—	14,06	—
Ce ₂ O ₃	0,86	—	8,40	—	—	16,30	—	17,65
ΣCe ₂ O ₃	2,12	0,67	—	0,40	2,23	—	2,01	—
SiO ₂	0,05	0,39	0,30	—	0,16	—	1,78	0,61
TiO ₂	3,23	1,05	0,21	0,40	1,57	1,28	1,20	10,01
ZrO ₂	0,80	—	—	—	—	—	0,25	—
SnO ₂	—	0,31	1,20	—	0,73	—	0,66	—
ThO ₂	5,72	2,44	21,88	2,00	1,92	1,14	2,65	2,22
UO ₂	11,79	18,83	—	20,20	22,84	12,10	3,10	8,12
UO ₃	—	—	—	—	0,35	0,03	—	—
Nb ₂ O ₅	43,73	36,53	36,80	29,60	33,55	36,98	31,21	39,92
Ta ₂ O ₅	5,52	13,41	15,00	19,20	16,49	16,02	21,50	7,37
H ₂ O ⁺	0,53	0,39	—	3,60	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	0,11	0,89	—	—	—	—	2,94
П. п.	—	—	—	—	—	—	1,33	—
Сумма	99,57	(99,20)	99,66	100,20	99,77	100,21	99,60*	100,64**
Уд. в.	5,73	5,649	6,4	5,17	6,00	—	5,9	5,24

* В том числе As₂O₃ — 0,10.

** В том числе BeO — 0,03.

1 — Санкара (Неллоре, Индия) [35]; 2 — Гластонбери (шт. Коннектикут, США), анал. Уэис [36]; 3 — СССР, анал. Стегнухина [21]; 4 — Неллоре (Индия) [37]; 5 — СССР, анал. Белополюский, оригинал рентгеновского исследования [6]; 6 — Ялодунский п-ов (КНР), анал. Казакова [38]; 7 — КНР, анал. Го Чэнь-цзи [39]; 8 и 9 — кальцисамарскиты: 8 — Хилсайд (Зап. Австралия), анал. Гривс [40], 9 — Хибла (Онтарио, Канада), анал. Эйсурт, материал был несколько измененным [41]; 10 — Елмоновская копь, Ильменские горы (СССР), анал. Владимирова [31]; 11—14 — ишिकाваиты: 11 и 12 — Ишикава (Япония): 11 — по Омори и др. [12], 12 — по Шибата и Камура [13], 13 — Фёфена (Мальгашская респ.), анал. Пизани [10], 14 — россыпь Райкодзюмен (Япония) [11]; 15 — Митчел (Сев. Каролина, США) [27]; 16 — «итроколумбит», Мозамбик, анал. Лешьэр [1]; 17 — хлопнит, Забайкалье (СССР), анал. Сегаль [42, 43].

Сводки анализов [21, 24] и анализы самарскита из разных месторождений опубликованы за последние десятилетия в ряде статей и книг [44], однако возможно, что часть анализов относится не к чистому самарскиту, а к смесям его с другими минералами, в частности с колумбитом, в тесном сростании с которым самарскит часто наблюдается.

Диагн. исп. В HCl разлагается при кипячении, нацело растворяется в H₂SO₄ при продолжительном кипячении; хорошо растворим в HF; разлагается KHSO₄ и КОП. Измененный минерал легко растворим в кислотах [23].

П. п. тр. сплавляется по краям в черное стекло.

В полир. пл. травится кипящей H₂SO₄; мгновенно травится HF [23]. Травлением NH₄F + HCl иногда выявляется подобие колломорфного строения [45].

Повед. при нагр. При нагревании до температуры около 620° светится, переходит из метамиктного состояния в кристаллическое, соответственно

Состав TR (в % к общей их сумме):

	1	2	3		4	5
La	0,4	0,5	0,5	La ₂ O ₃	—	0,13
Ce	0,8	0,8	1,6	CeO ₂	0,9	0,89
Pr	0,5	0,6	0,5	Pr ₆ O ₁₁	0,5	—
Nd	1,6	2,1	2	Nd ₂ O ₃	2,58	1,97
Sm	7	9,7	9,5	Sm ₂ O ₃	5,55	3,20
Eu	0,2	0,4	0,5			
Gd	12	34	9	Gd ₂ O ₃	16,9	10,9
Tb	2	3,9	1,3	Tb ₄ O ₇	3,7	2,93
Dy	10	9,7	14	Dy ₂ O ₃	16	14,2
Ho	1,3	1,1	3,4			
Er	5,5	1,2	2,4	Er ₂ O ₃	4,15	3,88
Tu	0,9	0,5	0,5	Tu ₂ O ₃	0,26	0,33
Yb	0,7	0,6	3,9	Yb ₂ O ₃	1,35	2,19
Lu	1,0	0,3	0,9	Lu ₂ O ₃	0,25	0,39
Y	(50)	35	(50)	Y ₂ O ₃	45	58,6

1 — Сев. Каролина, оригинал хим. анализа 15 [27]; 2 — Ляодунь, оригинал анализа 6 [27]; 3 — Ильменские горы [27]; 4 — Ивелианд (Норвегия) [28]; 5 — Мадрас (Индия) [28].

на термограмме наблюдается характерный экзотермический подъем в пределах 640—760°. Противоречивость данных разных авторов о поведении самарскита при нагревании [21, 24, 46—49, 5, 6], очевидно, объясняется главным образом степенью метамиктного распада минерала и частью — различными условиями нагревания. Нагревание до состояния свечения и быстрое охлаждение приводит, по данным Комкова, к рекристаллизации [6]. По Горжевской и Сидоренко [21], прокаливание самарскита и хлопинита при 800° вызывает образование ромбической фазы с $a_0 = 5,86$, $b_0 = 14,45$, $c_0 = 5,51$ Å, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,406:1 : 0,382$ (близко к отношению осей колумбита), при 900—1000° переходящей в моноклинную фазу с $a_0 = 5,94$, $b_0 = 14,45$, $c_0 = 5,59$ Å, $\beta = 80^\circ 47'$, $a_0 : b_0 : c_0 = 0,411 : 1 : 0,387$; прокаливание кальциосамарскита непосредственно ведет к образованию этой моноклинной «высокотемпературной» фазы наряду с кубической фазой.

Нахожд. Один из распространенных редкоземельных ниобиевых минералов гранитных пегматитов, в которых, однако, обычно содержится в очень небольшом количестве. Встречается преимущественно совместно с колумбитом, монацитом, также с фергусонитом, топазом, бериллом, с цирконом или с колумбитом и эвксенитом. Впервые обнаружен в Блюмовской копи Ильменских гор [23], где встречается в небольшом количестве в сростании с колумбитом и сопровождается бериллом, шерлом, топазом, фенацитом, спессартином и др.; наблюдается в пегматоидной зоне пегматита как продукт метасоматоза, образовался до или в начале процесса альбитизации [50]. Отмечается в очень многих пегматитах различных стран. Характерен для пегматитов Южн. Норвегии, района Тете в Мозамбике; по-видимому, много его в пегматитах Японии (ишикаваит); установлен в ряде месторождений Индии, США, Мальгашской республики и др.

Кальциосамарскит обнаружен в шт. Онтарио (Канада) в полевошпатовом руднике Уудкокк около Хибла с циртолитом и колумбитом и в районе Пэрри-Саунд в пегматите в ассоциации с уранинитом, тухолитом и циртолитом; в Зап. Австралии (в Хилсайте около Кулпгонга) в россыпи встречен в виде галек весом до 10 г. В кт. Вайоминг (США) наблюдались кристаллы весом до 120 мг.

Изм. Легко замечается по трещинам и по краям выделений не опреде-

ленным бурым веществом, иногда почти полностью. Отмечалось замещение самарскита минералами группы пирохлора [51], монацитом [17], вейншенкитом [52].

В большей или меньшей степени измененным самарскитом, по-видимому, являются полит (ноглит, нохлит) — *nohlite* (Норденшельд, 1872) и гидросамарскит — *hydrosamarskite* (Норденшельд, 1891).

Практ. знач. Обычно практического значения не имеет, но при наличии в существенных количествах может служить рудой на уран, редкие земли и ниобий. В Мозамбике в течение некоторого времени добывался из пегматитов, в Свазиленде — из россыпей.

Отл. От сходного колумбита макроскопически отличается [16] по излому (у самарскита — раковистый с сильным блеском, у колумбита — неровный с тусклым или металлоидным блеском), по цвету черты (темно-бурая в отличие от темно-серой у колумбита); порошок самарскита на фарфоровой пластинке не блестит, порошок колумбита блестит. От эвксенита отличается плавкостью. В шлифах от колумбита, ильменорутила, стрюверита, вольфрамиты и др. отличается изотропностью.

Разнов. К а л ь ц и о с а м а р с к и т — *calciosamarskite* — обогащен кальцием (анализы 8 и 9). Впервые обнаружен в Онтарио.

Назван по составу (Элсуорт, 1928) [41].

И ш и к а в а и т — *ishikawaite* — обогащен ураном. Встречен в пегматитах разных стран (анализы 11—14).

Название дано по месторождению Ишигава (район Иваки, Япония), где первоначально был принят за новый минерал [13, 14].

Х л о п и н и т — *chlopinite* — обогащен титаном (анализ 17). Встречен в Сибири с монацитом, цирконом, ортитом, сфеном, гранатом, апатитом и др. [42, 43].

Назван по имени акад. В. Г. Хлопина (Старик и Сегаль, 1932).

Межплоскостные расстояния самарскита *

Cu-излучение, Ni-фильтр, $D = 143 \text{ мкм}$					
hkl	I	$d(kX)$	hkl	I	d
110	22	3,66	221	17	1,724
111	100	2,986	131	5	1,654
020	20	2,816	113	11	1,556
002	20	2,575	222	5	1,490
021	14	2,468	311	14	1,483
200	11	2,413	023	5	1,466
102	2	2,272	132	10	1,446
121	8	2,197	041	7	1,356
112	6	2,108	004	1	1,289
022	16	1,893	133; 330	5	1,224
220	16	1,833	400	4	1,206
202; 130	20ш	1,753	241	7	1,183

* Для оригинала анализа 5, нагретого до температуры проявления свечения [6].

Л и т е р а т у р а

1. L e p i e r r e C. Yttrocolumbite de Mozambique, Mém. Acad. Cienc., 1937, 1, 369 (по рефератам Am. Min., 1940, 25, No 2, 155 и Bull. Soc. fr. min., 1951, 74, No 4—6, 390).
2. M u r d o c h J. Am. Min., 1947, 32, No 3—4, 204; 1951, 36, No 3—4, 358.
3. L a s c r o i x A. Bull. Soc. fr. min., 1912, 35, No 4, 194.
4. D u r a n c L., S a b o t R., W u n d e r M. Bull. Soc. fr. min., 1913, 36, No 1, 5.

5. Wambcke L. van. Bull. Soc. fr. min., 1960, 83, No 10—12, 295.
6. Комков А. И. ДАН СССР, 1965, 160, № 3, 693.
7. Keller C. Zs. anorg., allgem. Chem., 1962, 348, II. 1—2, 89.
8. Dana E. S. Am. J. Sci., 1876, 11, 201.
9. Brögger W. C. Skrift. Vidensk. selsk., Christiania, Math.-nat. Kl., 1906, 138.
10. Lacroix A. Minéralogie de Madagascar. Paris, 1922, 1, 374.
11. Imori S., Shin Hata. Sci. Papers Inst. phys. chem. Res., Tokyo, 1938, 34, 922, текст японский (по реферату N. Jb. Min., 1939, 1, 253).
12. Omori K., Hasegawa S., Yokoyama K. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1956, 40, No 1, 1.
13. Shibata Y., Kimura K. J. Chem. soc. Japan, 1922, 43, 301 и 648 (по реферату Min. Abstr., 1925, 2, No 1, 9).
14. Ohashi R. J. Geol. soc. Japan., 1924, 31, 166 (по реферату Min. Abstr., 1925, 2, No 9, 380).
15. Ungemach H. Bull. Soc. fr. min., 1916, 39, No 1, 25.
16. Григорьев Д. П. Зап. Мин. об-ва, 1945, 74, вып. 1, 57.
17. Корнетова В. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15, 215.
18. Ellsworth H. V. Am. Min., 1928, 13, No 2, 66.
19. Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963, 104.
20. Young V. B., Millman A. P. Bull. Inst. mining, metallurgy, 1964, No 689, 437.
21. Горжевская С. А., Сидоренко Г. А. Минеральное сырье, 1963, вып. 7, 96; Геология месторождений редких элементов, 1964, вып. 23, 73.
22. Барсанов Г. П. ДАН СССР, 1945, 48, № 2, 135 (приведены данные полуколичественного микрохимического анализа «ампангабейта»).
23. Данные Г. П. Барсанова, 1949.
24. Соболева М. В., Пудовкина И. А. Минералы урана. Госгеолиздат, 1957, 315 (сводка).
25. Grau I. M., Millman P. Econ. Geol., 1962, 57, No 3, 337.
26. Семенов Е. И., Баринский Р. Л. Геохимия, 1958, № 4, 324; Семенов Е. И. Геохимия, 1958, № 5, 452.
27. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 73.
28. Butler J. R. Min. Mag., 1958, 31, No 240, 763.
29. Takubo J. J. Geol. soc. Japan, 1952, 58, 203 (по реферату Zbl. Min., 1952, 1, 354).
30. Moraes X. Mem. Not., Publ. Museu e Labor. min., geol. Univ. Coimbra. 1962, No 53, 99.
31. Владимирова М. Е. Тр. Радиевого ин-та АН СССР, 1957, 6, 148; Герлинг Э. К., Владимирова М. Е. ДАН СССР, 1942, 37, № 5—6, 205.
32. Иванов Ив. М. Изв. Геол. ин-та Болг. АН, 1963, кн. 12, 223.
33. Хрущов К. Д. Зап. Мин. об-ва, 1894, 31, 415.
34. Oftedal I. Norsk. geol. tidsskr., 1964, 44, N. 3, 441.
35. Nandi S. K., Sen D. N. J. sci. industr. research, India, 1950, 913, 89 (по реферату Min. Mag., 1952, 29, No 216, Abstr., 11, No 8, 435).
36. Wells R. C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1937, No 878, 114.
37. Kurunaka C., Neelakantam K. Proc. Indian Acad. Sci., 1948, 27 A, No 1, 29.
38. Салтыкова В. С. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 195.
39. Го Чэнь-цзи. Дичжи сюэбао, 1953, 33, № 2, 134 (по реферату Реф. журн. Геология, 1954, № 431).
40. Simpson E. S. Minerals of Western Australia. Perth, 1948, 1, 280.
41. Ellsworth H. V. Am. Min., 1928, 13, No 2, 63 и 66.
42. Старик И. Е., Сегаль Н. М. Тр. Центр. хим. лаб. ЦНИГРИ за 1931 г. 1932, 43; Старик И. Е. Проблемы советской геологии, 1933, 3, № 7, 70.
43. Иовчев Э. С., Культясов С. В., Пятнов В. И. Минеральное сырье, 1937, 12, № 9, 6.
44. Sarkar P. B., Sensarma R. N. Science a. Culture, 1946, 11, 509 (из Индии); Клеemann A. W. Trans., proc. Roy. soc. South Australia, 1946, 70, 175 (из Маунт Пэнтер, Австралия); F. Grau R. Mineração e Metallurgia, Rio de Janeiro, 1948, 12, 287 (из Минас Жераиса, Бразилия); Kurunaka C., Neelakantam K. Proc. Indian Acad. Sci., 1947, 25 A, No 5, 404 (из района Неллоре, Индия); Swathana rayana U. Proc. Indian Acad. Sci., 1953, 38 A, No 1, 84; Kimura K., Ikawa M., Nagasima K. J. Chem. soc. Japan, 1956, 77, No 4, 566; Freitas A. J. A geologia de Moçambique, 1959, перевод: Фрейташ А. Геология Мозамбика. Изд-во «Мир», М., 1964, 111 (3 анализа); Behier J. Ann. Géol. de Madagascar, 1960, F. 20, 14 (неполные ана-

- лизы мадагаскарских «ампангабетов»); Kawai T. J. chem. Soc. Japan, 1960, 81, 1049; Макарович Б. А. Сб. «Вопросы геологии и геоморфологии Зап. Сибири». Алтайск. Изд-во, 1966, 11 и др.
45. Барсанов Г. П. Тр. Мин. музея АН СССР, 1957, вып. 8, 9.
46. Верман J. Am. Min., 1955, 40, No 9—10, 805.
47. Lima de Faria J. Bol. museu e lab. min. geol. Fac. cienc. univ. Lisboa, 1956, Ser. 7, no 24, 125, Bouška V., Synesek V. Acta Univ. Carolinae, geol., 1964, No 2, 143.
48. Нудельман С. Л., Сидоренко Г. А. Сб. «Рентгенография минерального сырья». Госгеолтехиздат, 1963, № 3, 66—70.
49. Беляева И. Д., Тучкова Г. А. Сб. «Минеральные микровключения». Изд-во «Наука», 1965, 26 (электронномикроскопические снимки продуктов нагревания до разных температур).
50. Жабин А. Г. Тр. ИМГРЭ, 1960, вып. 4, 74.
51. Калита А. П. Геохимия, 1964, № 10, 1028.
52. Heinrich E. W., Quon S. H. Am. Min., 1963, 48, No 9—10, 1168.

Адельфолит — adelpholite — недостоверный минерал, в виде тетрагональных призм наблюдался Норденшельдом в нескольких пегматитах Финляндии. Изл. раковистый. Тв. $3\frac{1}{2}$ — $4\frac{1}{2}$. Цв. буро-желтый, бурый до черного. Черта белая или желтоватая. Анализ: $Nb_2O_5 + Ta_2O_5 - 41,8$; $SiO_2 - 1,3$; $H_2O^+ - 9,7$, содержит Fe, Mn и немного Sn. Музейные «адельфолиты» из разных пегматитов Финляндии, изученные Ворма и Хофраном, оказались самарскитами (Nordenskiöld A. E. N. Jb. Min., 1858, 313; Vogta A., Hoffren V. C. R. Soc. géol. Finlande, 1965, No 218, 201).

Писекит (пизекит) — pisekite — $(U, Y, TR, Th)_n (Nb, Ta, Ti)_2 O_6$? Соотношение с самарскитом не ясно. Назван по месту находки (Крейчи, 1923) [1]. Образует радиальнолучистые скопления таблитчатых кристаллов. Метамиктен, рентгеноаморфен [2]. Порошкограмма прокаленного минерала аналогична порошкограмме самарскита. Электрограммы неподвергавшихся нагреванию метамиктных писекита, самарскита и ампангабета, по Боушке [3], различны.

Изл. раковистый. Хрупок. Тв. $5\frac{1}{2}$ —6. Уд. в. 4,03—4,57 (у грязно-зеленого уд. вес больше). Цв. желтовато-зеленый до грязно-зеленого, коричнево-черный до черного. Черта матовая, серая до охряно-желтой и бурой. Бл. на изломе стеклянный до смоляного. В тонких осколках просвечивает темно-бурый или зеленым цветом.

Радиоактивен.

В шл. в прох. свете желтовато-зеленый до темно-бурого. Изотропен. $n = 1,992$ — $2,015$ (Na) [3].

В полир. шл. в отраж. свете темно-серый. Отраж. способность низкая. Содержит мельчайшие включения колумбита-танталита.

Спектроскопически установлены Nb, Ta, Y, TR, U, также Th, Ti и др. [3].

Обычно применяемыми в минераграфии реактивами не травится. Структура выявляется действием NH_4F + конц. HCl.

П. н. тр. слегка желтеет и растрескивается. В результате прогревания при 800 — 850° (в течение 15 час) была получена кристаллическая кубическая фаза с $a_0 = 10,37 \text{ \AA}$ [3].

Встречен в пегматитовых жилах в районе г. Писек (Чехословакия) в виде включений в полевом шпате, в турмалине и берилле, сопровождается монацитом, цирконом, ксенотимом, рутилом, стрюверитом, мусковитом и торбернитом.

Замещается охряно-желтыми и бурыми вторичными продуктами, природа которых не выяснена.

Л и т е р а т у р а

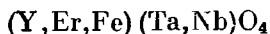
1. Krejčí A. Casop. Min., Geol., 1923, 1, 2.
2. Ježek V. Casop. Min., Geol., 1923, 1, 69.
3. Bouška V. Rozpr. Ceskoslov. Akad. věd., Mat.-přírod., 1960, 70, S. 3, 3; Univ. Carolina, Praha, geol., 1957, 3, No 2, 139.

Ф и т и н г о ф и т (витингофит) — *vietinghofite*, возможно, богатая железом разновидность самарскита, однако, современными методами не изучен.

Назван был Ломоносовым, описан Дамуром.

Внешне аморфен. Тв. 5½—6. Изл. раковистый. Уд. в. 5,53. Цв. черный. Чзрта бурая. Бл. полуметаллический. Непрозрачен. Состав: MgO—0,83; MnO—2,67; FeO—23,00; Y₂O₃—6,57; (La, Dy)₂O₃—1,57; U₂O₃—8,85; TiO₂—1,84; ZrO₂—0,96; Nb₂O₅—51,00; H₂O и летучие—1,80, сумма 99,00. Найден на р. Слюдянке в Забайкалье (D а-ф m o u r A. Bull. Acad. Sci. S.-Ptsb., 1877, 23, 463).

Иттротанталит *Yttrotantalite*



Назван по составу (Экеберг, 1802).

Синон. Иттротантал — *Yttrotantal* (Экеберг, 1802), черный иттротанталит — *schwarzer Yttrotantalit* (в отличие от желтого иттротанталита, оказавшегося фергусонитом), иттроильменит — *yttroilmenite* (Герман, 1846) — частично, танталсамарскит — *tantalsamarskite* (Брэггер, 1906).

Характ. выдел. Сплошные выделения, частью несовершенные кристаллы.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. Метамиктен.

$a : b : c = 0,924 : 1 : 1,047$ (пересчет данных Норденшельда; в установке, аналогичной структурной установке самарскита).

Наблюдавшиеся формы [1, 2]:

	φ	ρ	ρ_1	ρ_1	ρ_2	ρ_2
<i>c</i>	001	—	0°00'	90°00'	0°00'	90°00'
<i>b</i>	010	0°00'	90 00	0 00	90 00	—
<i>a</i>	100	90 00	90 00	—	0 00	90 00
<i>o</i>	140	15 08	90 00	0 00	74 52	90 00
<i>h</i>	120	28 25	90 00	0 00	61 35	90 00
<i>m</i>	110	47 16	90 00	0 00	42 44	90 00
<i>q</i>	520	69 43	90 00	0 00	20 17	90 00
<i>e</i>	011	0 00	46 19	43 41	90 00	0 00
<i>s</i>	041	0 00	76 34	13 26	90 00	0 00
β	101	90 00	48 34	90 00	41 26	48 34
<i>mm</i>	(110) : (110) = 85°28'		<i>ee</i>	(011) : (011) = 92°38'		
<i>hh</i>	(120) : (120) = 56 50		$\beta\beta$	(101) : (101) = 97 08		

Данные измерений кристаллов Норденшельда и Брэггера лишь приблизительные, выполнялись прикладными гониометрами. По Норденшельду (соответственно по Хинце и Дана, 1944), $a : b : c = 0,541 : 1 : 1,133$, по Брэггеру, 0,5566 : 1 : 0,5173 в установке, аналогичной его установке для самарскита. Здесь принята новая установка для иттротанталита, отвечающая рентгеновской установке моноклинного самарскита (оси *a* и *b* прежних установок переставлены — $b : 2a : c$ Норденшельда равны 0,924 : 1 : 1,047, $\frac{b}{2} : a : c$ Брэггера — 0,898 : 1 : 0,929). Соотношение символов граней в принятой здесь новой установке (I) и установках Норденшельда (II) и Брэггера (III):

I	<i>b</i> 010	<i>a</i> 100	<i>q</i> 520	<i>m</i> 110	<i>h</i> 120	<i>o</i> 140	β 101	<i>s</i> 041	<i>e</i> 011
II	—	<i>b</i> 010	<i>q</i> 150	<i>p</i> 120	<i>m</i> 110	<i>o</i> 240	β 011	<i>s</i> 201	—
III	100	010	—	—	—	—	—	—	101

Кристаллы призматического развития весьма несовершенные с неполным развитием граней, аналогичны кристаллам самарскита (фиг. 124; буквенные обозначения даны в новой установке). Грани пероховаты.

Физ. св. Сп. по (100) (в новой установке) неясная. Изл. мелкораковистый, Тв. 5—6. Уд. в. варьирует, в зависимости от состава 5,6—6,2. Цв.

черный, буро-черный. Черта серая. Бл. полуметаллический до стеклянного и жирного. Просвечивает лишь в очень тонких срезах.

Сильно радиоактивен.

Микр. В тонких шлифах в прох. свете темно-бурый, окраска неоднородная. Изотропен (метамиктен). По Ларсену, $n=2,13-2,17$.

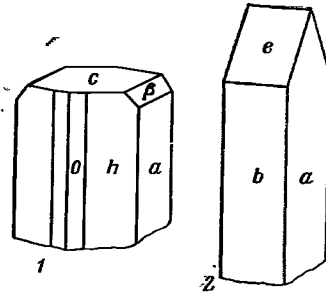
Хим. Состав не постоянен: соотношение Nb : Ta варьирует (см. фиг. 120 на стр. 330) от очень незначительного содержания Nb в австралийском до близкого к 1 : 1 в норвежских, являющихся минералами промежуточного состава между собственно иттротанталитом и самарскитом. Характерно вхождение Y и редкоземельных элементов иттриевой группы, главным образом Er. В небольшом количестве содержит Th и U, изоморфно замещающие Y. Содержание Ti, замещающего Ta (Nb), незначительно. Вопрос о роли W и Sn специально не изучался (вероятно, замещают Ta и Nb). Отмечалось содержание В (0,3% В₂O₃) [3]. Как большинство метамиктных минералов, содержит воду.

Анализы:

	1	2	3	4	5
Na ₂ O	} 1,0	0,57	0,81	Не обн.	Не обн.
K ₂ O		сл.	0,10	—	—
BeO	—	0,35	0,58	—	—
MgO	сл.	0,15	0,15	Не обн.	Не обн.
CaO	2,5	1,28	2,42	2,18	4,57
PbO	0,5	—	0,30	сл.	0,18
MnO	1,6	1,85	1,01	0,87	0,74
FeO	4,8	7,48	7,61	—	0,18
Al ₂ O ₃	0,5	—	—	Не обн.	Не обн.
Y ₂ O ₃	} 18,1	12,48	12,52	23,00	18,37
ΣEr ₂ O ₃		3,58	3,54	8,38	8,98
ΣCe ₂ O ₃		0,42	0,51	} 0,94	} 3,12
ΣLa ₂ O ₃		1,71	0,41		
ThO ₂	1,8	0,67	0,81	1,02	0,53
UO ₂	—	3,85	4,48	—	—
UO ₃	—	—	—	1,18	2,38
U ₃ O ₈	5,6	—	—	—	—
SiO ₂	1,5	0,96	0,61	Не обн.	Не обн.
TiO ₂	0,8	1,67	2,63	2,20	0,31
ZrO ₂	—	0,57	0,46	—	—
SnO ₂	сл.	1,20	2,96	Не обн.	0,39
Nb ₂ O ₅	} 55,0*	20,38	17,75	2,15	4,72
Ta ₂ O ₅		39,53	37,26	55,51	51,32
WO ₃	сл.	0,66	2,02	—	—
H ₂ O	6,2	0,51	1,16	—	—
П. п.	—	—	—	3,36	3,82
Сумма	99,9	99,87	(100,10)	100,79	(99,61)
Уд. в.	5,586	5,82	5,85	6,24	5,79

* Ta₂O₅ ОКОЛО 1/2—2/3; Nb₂O₅ ОКОЛО 1/3—1/2.

1 — Бьортен, анал. Херстад [4]; 2 — Хаттевик, анал. Бломстранд [2]; 3 — Роде, анал. Бломстранд [2], в оригинале сумма 100,25; 4 и 5 — Куглгонг, анал. Симпсон [5], в оригинале анализа 5 сумма 100,24.



Фиг. 124. Кристаллы иттротанталита

1 — Иттерби (по Норденшельду);
2 — Хаттевик (по Брэггеру)

Диагн. исп. Разлагается сплавлением с KHSO_4 .

В закр. тр. при нагревании при переходе из метамиктного в кристаллическое состояние светится, растрескивается и светлеет.

Повед. при нагр. В результате прокаливания становится кристаллическим, дает линии на порошкограммах; природа продуктов нагревания неясна, данные разных авторов расходятся [6].

Нахожд. Редкий минерал пегматитов. Впервые иттротанталит («черный иттротанталит») был установлен в пегматите Иттерби (Швеция) со слюдой и гадолинитом; в Швеции наблюдался также в пегматите Эстербоу в виде сплошных выделений [7]. Встречен в нескольких пегматитовых жилах в Норвегии: в Хаттевике в ассоциации с монацитом, в районе Роде в виде неправильных выделений с колумбитом [2], в Бьортъене — в мусковитовом пегматите [4]. В районе Кутлгонга в Зап. Австралии иттротанталит встречается в россыпях, содержащих касситерит, монацит, также гадолинит, колумбит и др., образует сростания с монацитом (под названием иттротанталит здесь фигурирует и форманит [4]).

Изм. Легко изменяется, покрываясь серо-бурой коркой вторичных продуктов.

Отл. Трудно отличим от других метамиктных «черных минералов» тантала и ниобия; лишь хим. анализ в сочетании с изучением свойств минерала позволяет определять его однозначно.

Л и т е р а т у р а

1. Nordenskiöld A. E. Öfvers. Vet. Akad. Stockholm förhandl., 1860, 17, 28; Ann. Phys., 1860, 111, 278.
2. Brögger W. C. Skrift. Vidensk. selsk., Christiania, Math.-nat. Kl., 1906, No 6, 152.
3. Oftedal I. Norsk geol. tidsskr., 1964, 44, N. 3, 441.
4. Rosenquist I. T. Norsk geol. tidsskr., 1949, 28, N. 1, 40.
5. Simpson E. S. Minerals of Western Australia. Perth, 1951, 2, 263.
6. Bergman J. Am. Min., 1955, 40, No 9—10, 805; Lima-de-Faria J. Min. Mag., 1958, 31, No 242, 937; Гинзбург А. И., Горжевская С. А., Ерофеева Е. А., Сидоренко Г. А. Геология месторождений редких элементов, 1960, вып. 10, 130 и др.
7. Mason B., Roberts C. N. Geol. för. förhandl., 1949, 71, N. 4, No 459, 537.

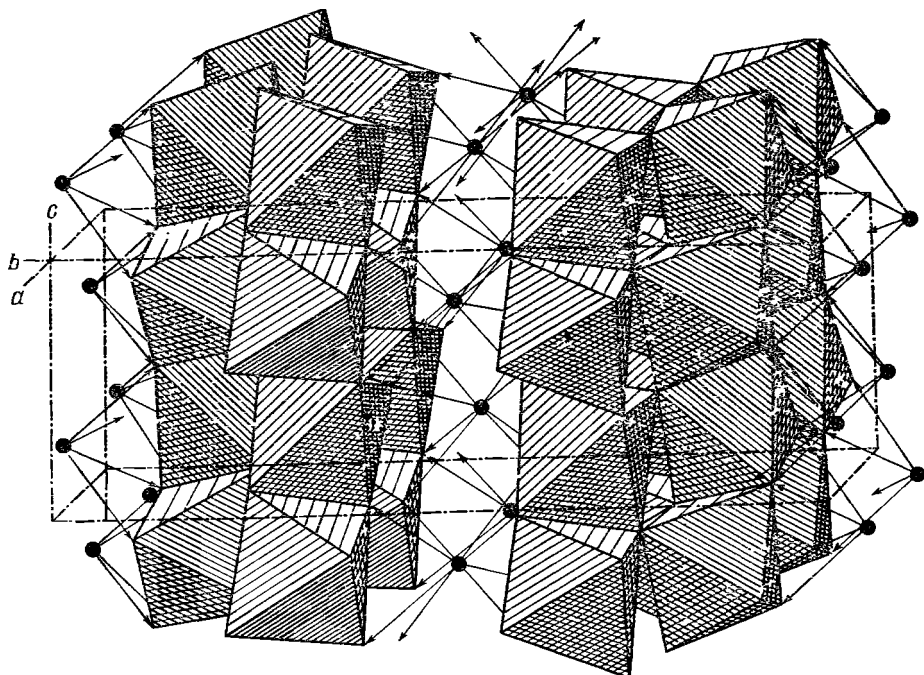
ГРУППА ЭВКСЕНИТА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Ферсмит	$(\text{Ca}, \text{TR})(\text{Nb}, \text{Ti})_2(\text{O}, \text{OH})_6$	Ромб.	5,74	15,00	5,22	4,7
Эвксенит	$\text{Y}(\text{Nb}, \text{Ti}, \text{Ta})_2(\text{O}, \text{OH})_6$	Ромб.	5,71	14,76	5,19	4,5—5,4
[Нагронниобит]	$\text{NaNb}_2\text{O}_5(\text{OH})$	Монокл.?	—	—	—	4,4
[Кассит]	$\text{CaTi}_2\text{O}_4(\text{OH})_2$	Ромб.	9,01	9,57	5,27	3,4

Состав минералов данной группы отвечает общей формуле AB_2O_6 . Структура определена для ферсмита [1], она свойственна также синтетическому соединению YTiNbO_6 [2] и кристаллическому (неметамиктному) эвксениту [3]. В данную группу условно, согласно Кухаренко [4], отнесены натрониобит и кассит.

Структура ферсмита (фиг. 125) складывается искаженными $(\text{Nb}, \text{Ti})\text{O}$ -октаэдрами и $(\text{Ca}, \text{TR})\text{O}$ -восьмивершинниками, каждый из которых представляет неправильный скрученный куб. Расстояния $(\text{Ca}, \text{TR}) - \text{O}$ равны 2,39, 2,34, 2,73 и 2,44; $(\text{Nb}, \text{Ti}) - \text{O}$: 1,73; 1,97, 2,04, 2,05, 1,93 и 2,38 Å. Октаэдры, соединяясь друг с другом наиболее короткими ребрами, образуют в направлении оси z зигзагообразные цепочки. Соседние цепочки соединяются между собой вершинами октаэдров в двуслойные пакеты,

перпендикулярные к оси b . Цепочки одного слоя не связаны между собой непосредственно, а только через цепочки соседнего слоя. Двуслойные пакеты (Nb, Ti) O-октаэдров соединены друг с другом атомами (Ca, TR). Соседние (Ca, TR)-полиэдры имеют по два общих атома O и сочленяются с одними (Nb, Ti)O-октаэдрами ребрами, с другими — вершинами [1].



Фиг. 125. Структура феррсиита
(по Александрову)

Структура феррсиита и эвксенита может рассматриваться как искаженная структура колумбита. Искажения настолько существенны, что приводят к изменению координационного числа катионов группы А (в колумбите — 6, в феррсиите и эвксените — 8). В колумбите полиэдры катионов группы А образуют изолированные друг от друга цепочки, а в феррсиите и в эвксените полиэдры соединены в слои, бесконечные в двух измерениях и параллельные (010).

Содержание Nb в эвксените приблизительно отвечает содержанию Ti (в атомных количествах), иногда Ti преобладает (поликраз). В феррсиите среди катионов группы В значительно преобладает ниобий, в группе А — кальций. Экспериментально доказана непрерывность изоморфного ряда $\text{CaNb}_2\text{O}_6 - (\text{Y, TR})(\text{Nb, Ti})_2\text{O}_6$ [5], а в природе найден промежуточный по составу минерал — редкоземельный феррсиит [6]. Из редкоземельных элементов в обоих минералах значительно преобладают иттрий и редкие земли преимущественно иттриевой группы.

Эвксенит и приорит — полиморфные модификации $\text{Y}(\text{Nb, Ti})_2\text{O}_6$. Эвксенит может быть получен путем прокалывания приорита [7] (см. стр. 375).

Л и т е р а т у р а

1. Александров В. Б. ДАН СССР, 1960, 132, № 3, 669
2. Александров В. Б. ДАН СССР, 1963, 153, № 3, 672.
3. Комков А. И. ДАН СССР, 1959, 126, № 3, 641.

4. 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 п-ва и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965, 367 и 374.
5. Александров В. Б. 4-я конференция молодых научных сотрудников ИМГРЭ. ИМГРЭ МГ и ОН СССР, 1962, 81.
6. Макаровичкин Б. А., Еськова Е. М., Александров В. А. ДАН СССР, 1963, 148, № 1, 179.
7. Горжевская С. А., Сидоренко Г. А. Геология месторождений редких элементов. Тантало-ниобаты. II. 1964, вып. 23, 1.

Ферсмит *Fersmite* (Ca, TR) (Nb, Ti)₂(O, OH)₆

Назван в честь академика А. Е. Ферсмана (Бонштедт-Куплетская, Бурова, 1946) [1].

Характ. выдел. Зерна, выделения неправильной формы, редко кристаллы.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{14} — *Rcan* [2—4].

a_0	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	Месторождение
5,718	14,91	5,221	0,383 : 1 : 0,350	Вишневые горы [4]
5,764	15,09	5,232	0,382 : 1 : 0,347	Равалли [2]
5,74	15,00	5,22	0,383 : 1 : 0,348	Равалли [3]
5,657	14,78	5,219	0,383 : 1 : 0,353	Ильменские горы [5]
5,74	14,99	5,21	0,383 : 1 : 0,348	CaNb ₂ O ₆ [3]

Частично метамиктен [6].

Изоструктурен с эвксенитом (описание структуры см. на стр. 342).

Ромбо-дипирамид. кл. D_{2h} — *mmm* ($3L_23PC$); $a : b : c = 0,382 : 1 : 0,345$ (Жабин, Александров) [6].

Наблюдавшиеся формы [1, 5, 6]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>b</i>	010	0°00'	90°00'	0°00'	90°00'	—
<i>a</i>	100	90 00	90 00	—	0 00	90°00'
<i>n</i>	130	41 06	90 00	0 00	48 54	90 00
<i>m</i>	110	69 06	90 00	0 00	20 54	90 00
<i>k</i>	021	0 00	34 36	55 24	90 00	0 00
<i>d</i>	201	90 00	60 42	90 00	29 18	60 42
<i>r</i>	131	41 06	53 57	44 00	57 54	42 07
<i>t</i>	121	52 48	48 39	55 24	53 17	42 07
<i>p</i>	111	69 06	44 03	70 57	49 29	42 07

mm (110) : (110) = 41°48' *pp* (111) : (111) = 78°47' *pb* (111) : (010) = 75°38'
pp (111) : (111) = 28 43 *pa* (111) : (100) = 49 23

Кристаллы несовершенные, призматического облика, удлинены по оси *c* (фиг. 126). На гранях вертикального пояса — продольная штриховка. Отмечены параллельные сростки кристаллов.

Физ. св. Сп. очень неясная по (100) [2, 6]. Изл. раковистый до неправильного. Хрупок. Тв. 4—4½. Микротвердость 572—593 кг/мм² при нагрузке 100 г [7]. Уд. в. обычного ферсмита 4,67—4,79, редкоземельного — 4,88 [5] (вычисл. для CaNb₂O₆ — 4,77). Цв. темно-коричневый, черный; ферсмит из карбонатитов Сибири (псевдоморфный по пироклору) темно-бурый до светло-бурого [8]. Черта серовато-бурая, у редкоземельного — светло-желтовато-бурая. Бл. смоляной. Просвечивает или почти непрозрачен.

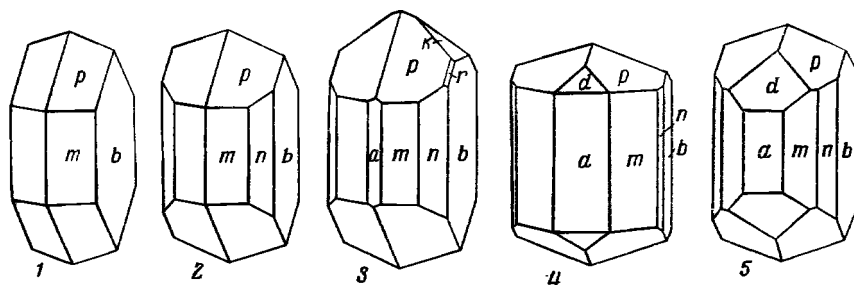
В ультрафиолетовых и катодных лучах не светится [1].

Немагнитен. Диэлектрическая проницаемость 5,34 [9].

Микр. В шл. в прох. свете ферсмит из Вишневых гор коричневый [1, 6, 10], из Равалли [2] медово-желтый и плеохроирует: по *Ng* темно-зеленовато-желтый до оливково-желтого, по *Nm* и *Np* бледно-зеленовато-желтый до бесцветного; минерал из Сёва (Норвегия) плеохроирует в желтых тонах [11]. Погасание прямое. Двусосный (+). Частью изотропен (метамиктен).

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$	Месторождение
	2,10			43—46°	Вишневые горы [6]
2,13 (Li)	2,08 (вычисл.)	2,07 (Li)	0,12	20—25	Равалли [2]
2,13	2,04	1,98	0,15	—	Вост. Сибирь [8]

В полир. шл. в отраж. свете серый. Отраж. способность (в %): по Гайдуковой [8] в белом свете 14,4; по Грзю и Миллману [12] при 470 $m\mu$ — 19,1, 520 $m\mu$ — 15,2, 600 $m\mu$ — 12,7, 700 $m\mu$ — 12,1. Двухотражение слабое [11]. Сильно анизотропен. Внутренние рефлексy у вишневогорского буро-красные [1, 6, 10], у норвежского слабые до сильных, почти бесцветные до желтых и темно-бурых [11].



Фиг. 126. Кристаллы ферсмита, Вишневые горы

1—3— по Вонштедт-Куплетской; 4, 5— по Макаровичу и др.

Хим. Теор. состав для CaNb_2O_6 : CaO — 17,42; Nb_2O_5 — 82,58. В минерале Ca частично изоморфно замещается TR и Th; содержание Th незначительно; количество TR варьирует, достигая в редкоземельном ильменском ферсмите 15% TR_2O_3 и более (соотношение Ca : TR : Th = 0,51 : 0,33 : 0,02); состав TR в типичном ферсмите (Ce, Nd, Y) и в редкоземельном из гранитного пегматита (Y, Er, Yb) резко различен. Ti и Ta в незначительной степени замещают Nb, в редкоземельном содержании Ti повышено.

Состав TR (анал. Баринский) в ферсмите из Вишневых и из Ильменских гор (в % к общей их сумме) [5, 13]:

№ хим. анализа	2		4		2		4	
	2	4	2	4	2	4	2	4
La	6,0	1,2	Eu	0,6	0,7	Er	1,5	11,0
Ce	27,0	4,5	Gd	4,8	8,8	Tu	0,2	1,6
Pr	7,5	1,7	Tb	0,6	1,4	Yb	1,2	10,0
Nd	27,0	5,6	Dy	4,8	12,0	Lu	0,2	2,2
Sm	5,4	4,5	Ho	0,9	3,0	Y	(14)	(31,8)

Анализы:

	1	2	3	4	5
Na ₂ O	0,46	0,10	He обн.	—	—
K ₂ O	—	0,17	—	—	—
MgO	0,98	0,08	He обн.	0,43	0,10
CaO	14,49	12,73	15,02	8,23	8,55
SrO	—	0,03	—	—	—
MnO	0,48	—	0,11	—	0,16
FeO	—	0,62	—	—	—
Al ₂ O ₃	1,28	0,44	0,10	He обн.	0,23
Fe ₂ O ₃	1,71	0,82	0,34	1,56	1,55
TiR ₂ O ₃	4,79	5,70	6,36	13,60	15,91
SiO ₂	0,75	1,20	0,32	He обн.	—
TiO ₂	3,21	4,43	2,01	15,85	12,56
ThO ₂	—	1,02	0,10	1,48	1,55
UO ₂	—	—	—	1,54	1,14
U ₃ O ₈	—	—	0,08	—	—
Nb ₂ O ₅	70,12	71,17	74,44	56,54	54,77
Ta ₂ O ₅	сл.	0,44	He обн.	0,44	1,17
H ₂ O ⁺	0,72	0,92	0,18	0,14	1,24
H ₂ O ⁻					0,32
F	1,87	He обн.	He обн.	—	—
С у м м а	100,86	99,87	(99,03)	100,51	99,62 *
—O = F ₂	0,79				
	100,07				
Уд. в.	4,69	4,67	4,79	4,12	4,88

* В том числе PbO — 0,12; SnO₂ — 0,22.

1—2 — Вишневые горы: 1 — анал. Бурова [1]; 2 — анал. Бурова [6];
3 — Равалли, в оригинале сумма 99,04 [2]; 4 и 5 — редкоземельный,
Ильменские горы [5]; 4 — анал. Казакова; 5 — анал. Макаровичин.

Возможно, что наличие F в образце из Вишневых гор (оригинал анализа 1) обусловлено наличием примеси, т. к. в других образцах F не обнаружен.

Диагн. исп. Довольно стоек к действию H₂SO₄; разлагается при обработке HF + H₂SO₄.

В полир. пл. травится HF [14] и конц. HBF₄ [11].

П. п. тр. растрескивается. В результате прокаливания становится коричневым, просвечивающим, приобретает стеклянный блеск.

Повед. при нагр. В результате прокаливания частично метамиктного ферсмита восстанавливается первичная структура; рекристаллизация фиксируется на кривой нагревания экзотермическим пиком около 735° [5]; отмечается дополнительный экзотермический эффект около 980°. У прокаленного при 1100° ферсмита уд. вес и показатель преломления выше, чем у исходного минерала [6].

Нахожд. Обнаружен в немногих местах, но, по-видимому, довольно распространен в карбонатитовых месторождениях как продукт замещения пирохлора. В Вишневых горах на Урале (Челябинская обл.) встречается в экзоконтактах миаскитов — в зоне развития фёнитов; наблюдается в альбитизированных пегматитовых жилах и в карбонатитах совместно с пирохлором, колумбитом, флюоритом и др.; является характерным промежуточным продуктом замещения пирохлора колумбитом [1, 8, 11, 15]. Образование ферсмита по пирохлору установлено также в Погинском нефелин-сиенитовом массиве Приморья [16], в карбонатитах Сибири [8, 17], в Танганьике — в карбонатитах районов Мбея и Паңда Хил

[11, 18]. Ферсмитом является «промежуточный продукт» замещения кошпита колумбитом в сёвитах района Сёв в Норвегии [19, 11]. Обнаружен также под микроскопом совместно с колумбитом в составе кристаллов пирохлора из Блю Ривер в Британской Колумбии (Канада) [11]. В округе Равалли в шт. Монтана (США) [2, 20] ферсмит установлен в метаморфическом комплексе в жилах тонкокристаллического кальцита с колумбитом, монацитом, анкилитом, баритом, анатитом и кварцем.

Богатый редкими землями ферсмит встречен в одной из жил гранитных пегматитов в Пльменских горах (Челябинская обл.) [5].

Изм. Замещается колумбитом.

Искусств. Получен путем спекания при 1450° эквивалентных количеств СаО и Nb_2O_5 [3]. Иглы ферсмита образовались в кристалле пирохлора, в течение 1 час выдержанного при 1000° [11]. Синтезирован сплавлением при 1000° смеси измельченных в порошок колумбита и кошпита [19].

Отл. Надежно диагностируется на основе порошкограммы.

Межплоскостные расстояния ферсмита из Монтаны *

CuK_{α} -излучение [2]

hkl **	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
020	6	7,449	202	3	1,929	332	5	1,476
110	9	5,345	242	4	1,916	272; 342	1	1,427
130	21	3,762	—	1	1,899	—	4	1,387
121	9	3,427	260	9	1,882	401	2	1,380
131	100	3,049	152	1	1,862	192	1	1,363
200	8	2,864	062	9	1,804	253	1	1,334
141	4	2,684	330	7	1,789	—	1	1,279
002	7	2,606	311	8	1,786	390; 124	6	1,256
201	8	2,514	261	8	1,771	330	1	1,248
060	14	2,493	331	6	1,691	183	1	1,245
221	1	2,385	123	4	1,629	343	3	1,222
(151)	1	2,367	252	6	1,626	144	11	1,211
032	1	2,279	133	4	1,580	204	1	1,192
231	5	2,247	(312)	2	1,537	154	13	1,183
132	4	2,145	191; 262	15	1,527	064	1	1,158
161	1	2,117	322	3	1,512	480	1	1,145
241	5	2,087	281	1	1,502	392	1	1,133
142	3	2,004	203	2	1,489	511	3	1,121
052	10	1,267	243	2	1,482	521	1	1,107

* Для оригинала анализа 3.

** Индексы до $d = 1,248$ по Ромкову [3], далее по Хесу и Трапню [2].

Л и т е р а т у р а

1. Бонштедт-Куплетская Э. М., Бурова Т. А. ДАН СССР, 1946, 52, № 1, 69.
2. Hess H. D., Трунроуг Н. J. Am. Min., 1959, 44, No 1—2, 1.
3. Ромков А. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 4, 455.
4. Александров В. Б. ДАН СССР, 1960, 132, № 3, 669.
5. Макаровичкин Б. А., Еськова Е. М., Александров В. Б. ДАН СССР, 1963, 148, № 1, 179.
6. Жабин А. Г., Александров В. Б., Бурова Т. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 3, 270.
7. Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963, 106.
8. Гайдуклова В. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 4, 460; Минеральное сырье, 1960, вып. 1, 111; Сб. «Геология месторождений редких элементов». Госгеолтехиздат, 1962, вып. 17, 95.
9. Ерофеева Е. А. Сб. «Геология месторождений редких элементов». Госгеолтехиздат, 1960, вып. 10, 55.

10. Еськова Е. М., Жабин А. Г., Мухитдинов Г. Н. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. Изд-во «Наука», 1964, 137.
11. Veer v. d. A. H. Verhandl. Kon. Nederl. geol. mijnbouw. gen., geol. ser., 1963, 22, 141.
12. Грау I. M., Миллман А. Р. Econ. Geol., 1962, 57, No 3, 325.
13. Жабин А. Г. Сб. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов». Изд-во «Наука», 1964, 2, 470.
14. Барсанов Г. П. Тр. Мин. музея АН СССР, 1957, вып. 8, 7.
15. Жабин А. Г., Гайдукова В. С. Геология рудных м-ний, 1962, № 1, 87.
16. Толок А. А., Баженова Ф. В., Толок К. П. Сообщ. Дальневост. фил. Сиб. отд. АН СССР, 1965, вып. 24, 41.
17. Лавренев Ю. Б., Пожарицкая Л. К. Сб. «Вопросы магматизма и металлогении». Изд-во АН УзбССР, 1958, 566.
18. Veer v. d. A. H. Geologie en Mijnbouw, 1960, 39, No 10, 512.
19. Sjørum H. Forhandl. Norske vidensk. selsk., 1955, 28, Nr 23, 120.
20. Heinrich E. W., Levinson A. A., Axelrod J. M., Milton C. Bull. Geol. soc. Am., 1958, 69, No 12, 1580.

Эвксенит Euxenite



Назван от греч. εὐξενος (эуксенос) — гостеприимный в связи с вхождением в его состав различных редких элементов (Шеерер, 1840).

Синон. Эйксенит, эшвегит (эшвежит) — eschwegeite (Гимараэс, 1926) [1] — идентичность с эвксенитом (поликразом) доказал Тавора [2]. Лоранскит — loranskite (Мельшиков, 1899) и некоторые виикиты — wiikite («черный виикит») являются эвксенитом (Беус, Калита) [3].

Разнов. Поликраз, тантэвксенит, танталополикраз.

Характ. выдел. Сплошные массы неправильной формы, кристаллы, зерна.

Структ. и морф. крист. Ромб. с D_{2h}^{14} — Pcan [4]. Обычно частично или полностью метамиктен и рентгеноаморфен. Неметамиктный эвксенит [4, 5] исключительно редок в природе.

a_0	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	Месторождение
5,71 *	14,76 *	5,19 *	0,386 : 1 : 0,351	Сибирь [4]
5,52	14,57	5,166	0,379 : 1 : 0,355	Канада [6]
5,56	14,57	5,20	0,382 : 1 : 0,357	» [7]
5,57 *	14,66 *	5,18 *	0,380 : 1 : 0,353	СССР [8]
5,54	14,68	5,18	0,377 : 1 : 0,353	» [8]
5,56	14,75	5,17	0,377 : 1 : 0,350	» [9]
5,55	14,62	5,19	0,380 : 1 : 0,355	» [9]
5,53	14,63	5,16	0,378 : 1 : 0,353	Новая Зеландия [10]
5,57	14,62	5,21	0,381 : 1 : 0,357	YTiNbO ₆ [7]
5,59	14,65	5,19	0,381 : 1 : 0,353	» [4]
5,521	14,55	5,162	0,379 : 1 : 0,355	YbTiNbO ₆ [11]
5,562	14,59	5,195	0,381 : 1 : 0,356	YTiTaO ₆ [11]
5,532	14,55	5,166	0,380 : 1 : 0,355	YbTiTaO ₆ [11]

* Неметамиктный, остальные — прокаленные метамиктные образцы.

$Z = 4$. Изоструктурен с ферсмитом [11] (описание структуры см. на стр. 342).

$a : b : c = 0,3789 : 1 : 0,3527$ (Брэггер) [12].

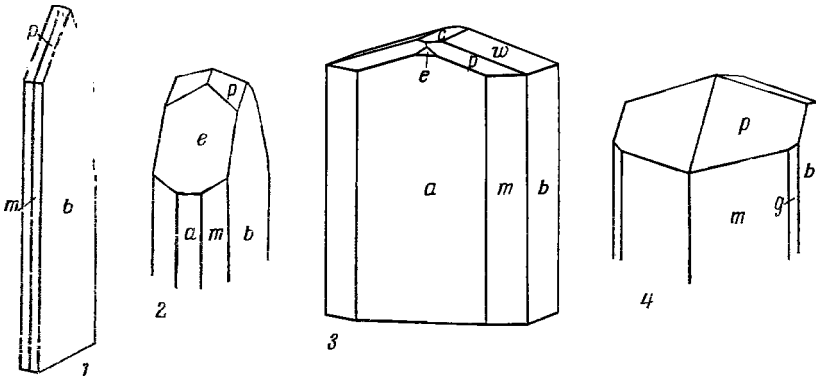
Наблюдавшиеся формы [8, 10, 12—22]:

	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>h</i> 160 *	23 45	90 00	0 00	66 15	90 00	23 45
<i>k</i> 150 **	27 50	90 00	0 00	62 10	90 00	27 50
<i>l</i> 140 *	33 25	90 00	0 00	56 35	90 00	33 25
<i>g</i> 130	41 20	90 00	0 00	48 40	90 00	41 20
<i>m</i> 110	69 15	90 00	0 00	20 45	90 00	69 15
<i>w</i> 011	0 00	19 26	70 34	90 00	0 00	70 34
<i>d</i> 101	90 00	42 57	90 00	47 03	42 57	90 00
<i>e</i> 201	90 00	61 45	90 00	28 15	61 45	90 00
γ 131	41 20	54 38	43 23	57 25	42 57	52 15
<i>t</i> 251 *	46 33	68 42	29 33	47 26	61 46	50 09
<i>q</i> 121 **	52 51	49 26	54 48	52 44	42 57	62 42
<i>p</i> 111	69 15	44 52	70 35	48 43	42 57	75 32

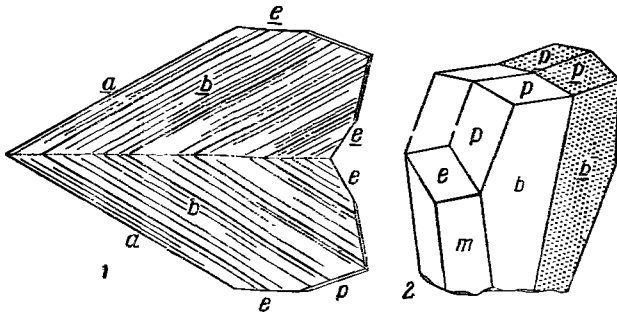
mm (110) : (110) = 41°30' *pa* (111) : (100) = 48°43' *pp* (111) : (111) = 82°34'
ee (201) : (201) = 56 30 *pb* (111) : (010) = 75 32 *pp* (111) : (111) = 28 57

* По Соколовой.
 ** По Александрову.

Обычны лишь грани *b* (010), *a* (100), *m* (110), *e* (201) и *p* (111); иногда развивается *c* (001). Кристаллы столбчатые, несколько удлиненные по оси *c*, толсто- или тонкопластинчатые по *b* (010) (фиг. 127). Кристаллы несовершенные, измерения кристаллов во всех случаях являются лишь приблизительными. Грани всегда матовые; на гранях вертикального пояса развита продольная штриховка, на других гранях также обычна штриховка, параллельная ребру *c* *b*(010). Двойники по (201) распростра-

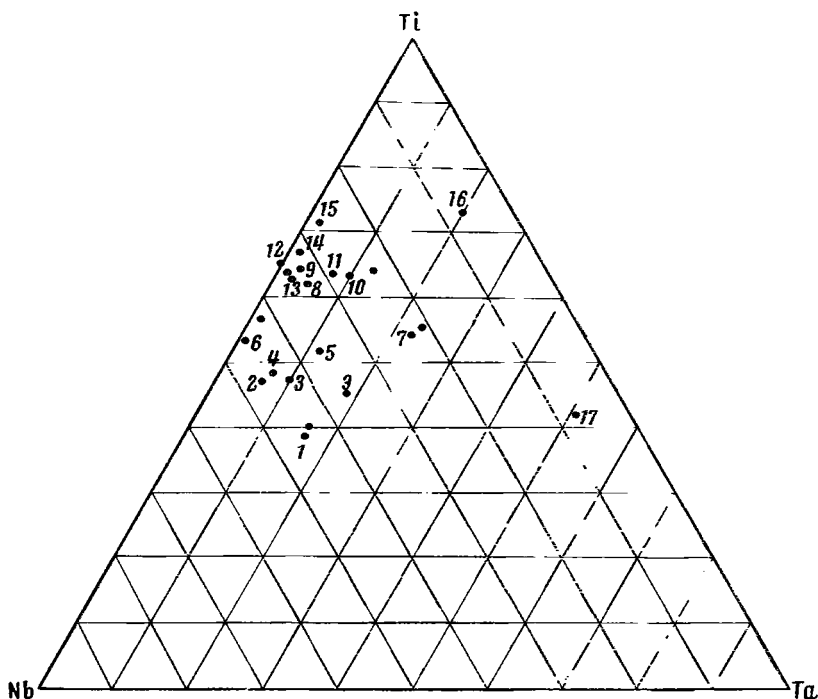


Фиг. 127. Кристаллы эвксенита, СССР
 (1—2— по Соколовой; 3— по Лабунцову; 4— по Александрову)



Фиг. 128. Двойники эвксенита

1— Норвегия (по Брэггеру);
 2— Мадагаскар (по Лакруа)



Фиг. 129. Соотношение содержания Nb, Ti и Ta в эвксенитах по данным анализов последних лет. Цифрами обозначены номера химических анализов; «э» — данные анализа «эпвегента» (по Бошгедт-Куплетской)

нены [12, 15] (фиг. 128), характерна перистая штриховка на общей грани b (010). Известны также двойники по (101) и по (111) [13]. Части субпараллельные и веерообразные сростки кристаллов. Описаны ориентированные сростания с приоритом (бломстриандином) (см. на стр. 372).

Физ. св. Сп. не наблюдается. Тв. $5\frac{1}{2}$ — $6\frac{1}{2}$. Хрупок. Изл. раковистый. На свежем изломе блеск смоляной или стеклянней до алмазовидного. Уд. в. колеблется от 4,5 до 5,4, зависит от соотношения главных компонентов и от степени метамиктности; тантэвксениты имеют уд. вес 5,3—6,0. Цв. черный, буровато-черный, бархатисто-черный, реже зеленовато-черный; часто покрыт буроватыми корочками продуктов изменения. Черта бурая, желтовато- или серовато-бурая. В тонких осколках просвечивает желто-красным или красновато-бурым цветом.

Сильно радиоактивен. Не люминесцирует в ультрафиолетовых лучах. Диэлектрическая проницаемость 3,74—5,29, наиболее часто 4,02—4,63 [23].

Флотируется олеиновой кислотой (оптимум флотации при pH = 6,4), нафтеносульфокислотами [24].

Микр. В пл. в прох. свете бурый, зеленовато-бурый, поликраз также [21] желтый, тантэвксенит [25] — оливково-желтый, темно-янтарный. Обычно вследствие метамиктности полностью или частично изотропен с сохранившимися анизотропными участками. По Нефедову [5], анизотропный эвксенит двуосный (+). $Np = c$, $Nm = a$. $n_g = 2,26$, $n_m = 2,21$ (вычисл.), $n_p = 2,18$; $2V$ около 70° . У изотропного, по Ларсену: $n_p = 2,18 \pm 0,02$, по Соколовой [8] — 2,23—2,28, по Белькову [26] — 1,943—1,960.

В пл. в отраж. свете серовато-белый [8]. Отраж. способность (в %) [27]: в синем свете — 19,9; зеленом — 18,9; желтом — 14,3; оранжевом —

14,4; красном — 13,5. Иногда обнаруживает [21] желто-бурые внутренние рефлексы.

Хим. Состав широко варьирует, в общем отвечая формуле AB_2O_6 . $A = Y, Yb, Dy, U, Ca, Ce, Th, Pb, (Fe^{2+}?)$; $B = Nb, Ti, Ta$, возможно, Fe^{3+}, Sn ; O частью замещен OH . Содержание Ti составляет 42—66% от суммы $Ti + Nb + Ta$ (фиг. 129), редко превышает 70% (поликразы обогащены титаном). Обычно содержится несколько процентов Ta_2O_5 ; существенно содержание Ta лишь в тантэвксените п, особенно, в тантало-поликразе.

В группе А главную роль играют элементы редких земель (18,5—35,5% TR_2O_3); среди них резко преобладают элементы иттриевой группы, тогда как элементы цериевой группы содержатся в небольшом количестве, роль их несколько возрастает в обогащенных танталом разновидностях (см. ниже). Содержание урана в основном колеблется в пределах 4—8% UO_2 , редко достигая 14—16%; количество ThO_2 варьирует от следов до 6,5%. Помимо Ca, Mg и Mn нередко указывается Pb ; характерно присутствие Fe , по-видимому, в виде как Fe^{2+} , так и Fe^{3+} . Отмечалось неодинаковое содержание U и неодинаковое соотношение изотопов Pb в отдельных частях одного и того же кристалла, что имеет значение для определения по эксенитам абсолютного возраста [28].

Указываются примеси Sc [29, 30], Zr, Hf, Ge, N [31], также B [32].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	—	сл.	0,32	—	0,34	0,22	He обн.	—
K_2O	—	»	—	—	—	0,12	» »	—
MgO	сл.	—	0,45	0,10	0,01	0,21	» »	0,15
CaO	0,65	1,22	3,35	1,05	3,07	2,75	0,97	2,34
MnO	0,54	0,23	0,46	0,24	0,60	0,31	0,28	0,43
FeO	2,60	—	—	0,16	—	0,35	—	—
PbO	—	—	—	—	—	0,92	1,71	—
Al_2O_3	0,16	сл.	0,95	0,45	0,20	—	0,31	0,16
Fe_2O_3	4,80	2,62	4,18	2,23	2,00	1,68	1,53	2,89
Y_2O_3	} 19,86	} 27,31	} 24,20	} 29,09	} 20,00	} 19,74	} 11,32	} 23,37
ΣY_2O_3								
ΣCe_2O_3								
	0,20	0,22		0,33	3,40	0,54	9,54	0,42
SiO_2	0,48	0,60	1,80	0,86	2,75	0,78	0,13	1,03
TiO_2	13,73	17,85	17,47	18,12	18,37	21,45	21,05	24,72
ZrO_2	—	—	0,16	—	—	—	—	—
SnO_2	0,32	0,29	—	0,09	—	0,09	0,44	0,15
ThO_2	1,06	4,75	0,65	2,32	0,80	3,64	2,86	2,86
UO_2	11,18	7,75	4,20	4,71	6,73	5,61	—	7,37
UO_3	0,32	сл.	2,03	3,50	2,00	—	4,16	4,50
Nb_2O_5	26,68	29,69	23,66	27,75	22,00	31,42	15,27	21,75
Ta_2O_5	16,14	6,56	10,00	7,05	11,20	1,08	22,95	5,49
H_2O^+	0,88	—	—	1,56	5,44	} 1,64	—	1,80
H_2O^-	0,21	—	0,53	0,12	0,36		—	0,31
П. п.	—	1,37	5,26	—	0,89	6,64	2,24	—
F	—	—	0,63	—	—	—	—	—

Сумма 99,81 100,46 100,30 99,73 100,16 99,19 99,84* 99,74
 $-O = F_2$ —0,26

100,04

Уд. в. 5,47 5,46 — 5,23 — 4,36 5,55 5,10

* В том числе $Bi_2O_3 - 0,04$.

	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Na ₂ O	Не обн.	—	Не обн.	—	—	—	—	Сл.	Сл.
K ₂ O	» »	—	» »	—	—	—	—	—	—
MgO	0,08	0,05	0,15	0,05	Сл.	—	0,35	0,35	Не обн.
CaO	2,8	1,08	2,73	2,4	0,86	2,00	2,29	1,02	2,22
MnO	0,18	0,03	—	0,46	0,02	—	0,88	0,34	0,35
FeO	0,40	0,29	—	0,83	—	—	2,97	—	—
PbO	0,12	1,06	0,38	0,36	—	—	Не опр.	Сл.	Сл.
Al ₂ O ₃	0,07	0,28	0,16	0,07	Не опр.	1,33	0,21	0,76	Не обн.
Fe ₂ O ₃	4,66	1,40	2,78	3,89	1,17	3,68	Не обн.	Сл.	1,18
ΣY ₂ O ₃	} 25,77	} 28,07	} 25,73	} 22,70	} 33,43	} 25,15	} 18,96	} 25,03	} 17,48
ΣCe ₂ O ₃									
Sc ₂ O ₃	0,03	—	—	0,06	—	—	—	—	—
SiO ₂	0,47	0,03	0,14	0,51	Сл.	1,80	4,13	Не обн.	0,90
TiO ₂	25,64	26,17	26,71	25,45	32,42	25,41	29,08	30,43	14,17
ZrO ₂	<0,01	0,03	—	<0,01	—	—	—	—	—
SnO ₂	0,12	0,09	—	0,20	—	—	0,33	Не обн.	0,14
ThO ₂	2,40	0,97	1,43	2,85	1,97	2,15	2,51	1,76	Сл.
UO ₂	7,95	6,42	3,55	7,80	Не опр.	—	13,79	—	—
UO ₃	Не обн.	0,43	2,44	1,32	» »	—	—	6,69	3,35
U ₃ O ₈	—	—	—	—	—	9,90	—	—	—
Nb ₂ O ₅	23,49	18,49	20,59	23,19	28,56	20,55	17,89	4,35	3,83
Ta ₂ O ₅	2,55	12,12	8,42	0,49	—	2,18	2,20	23,10	47,31
H ₂ O ⁺	3,26	} 2,83	} 4,00	} 3,63	} 1,34	} 6,00	} 2,00	} —	} —
H ₂ O ⁻	—								
П. п.	—	—	0,60	—	—	—	—	2,82	2,40
Сумма	99,99*	100,08	99,81	99,26*	99,85	100,15	99,93	100,20	100,55
Уд. в.	4,797	4,918	—	4,826	5,003	4,47	4,739	5,37	5,77

* SrO, BaO, NiO, CoO, Cr₂O₃ и CuO — содержание каждого < 0,001.

1 — Узунине, массив Абукума, Япония [33]; 2 — СССР, анал. Стукалова [8]; 3 — Карелия, СССР, анал. Казакова [34]; 4 — Некояки, массив Абукума, Япония [33]; 5 — Приладожье, анал. Кухарчик [30]; 6 — Центр. Казахстан, анал. Соколова [35]; 7 — тантвксенит, Уудсток, Зап. Австралия, анал. Марэй [25]; 8 — Япония [36]; 9 — Калстад, Норвегия [29]; 10 — Метеуэн, Онгарио, Канада, анал. Элеуэрг [37]; 11 — Китай, анал. Быкова [31]; 12 — Эйгланд, Норвегия [29]; 13 — СССР, анал. Казакова [21]; 14 — СССР, анал. Быкова [31]; 15 — Япония [20]; 16 — тангаллопикраз; Куглгонг, Зап. Австралия, анал. Брукинг [25]; 17 — тантвксенит; Куглгонг, Зап. Австралия, анал. Симпсон [25].

Анализы см. дополнительно: [23, 30, 31, 33, 39, 40] и Дана (1944). Состав TR см. на следующей странице и [21, 23, 29, 30, 40, 41].

Диagn. пси. Растворяется в HF + H₂SO₄. Легко сплавляется с KOH и KHSO₄. Концентрированными кислотами (H₂SO₄, HCl, HF) порошок обычно разлагается медленно.

При нагревании растрескивается [19] п, как все метамиктные минералы, светится. Не плавится. П. п. тр. в закр. тр. обычно выделяет немного воды.

Повед. при нагр. На кривых нагревания дает характерный для метамиктных минералов реактив экзотермический пик при 720—785° [8], вызванный рекристаллизацией (фиг. 130); отмечаются незначительные эндотермические понижения, обусловленные выделением воды: в пределах 100—300° с максимумом при 175—200° и иногда между 400—600°.

Рекристаллизация сильно измененных метамиктных образцов начинается с появления кубической фазы со структурой пирохлора ($a_0 = 10,11—10,18 \text{ \AA}$), после чего образуется эвксенитовая фаза наряду с новой пирохлоровой фазой ($a_0 = 10,18—10,26 \text{ \AA}$); при рекристаллизации менее метамиктных эвксенитов первая пирохлоровая фаза не обра-

Состав TR в % к общей сумме TR:

	1	2	3	4		5	6	7	8
Y	52,9	65,0	50	50	Y ₂ O ₃	51,0	52,0	44,5	56,8
La	1,3	Сл.	2,9	1	La ₂ O ₃	<1	<1	0,83	0,51
Ce	5,0	3,1	5,8	2	CeO ₂	<1	<1	5,76	4,60
Pr	1,8	Сл.	0,8	0,3	Pr ₆ O ₁₁	Не обн.	Не обн.	1,45	1,37
Nd	6,0	—	3,2	1	Nd ₂ O ₃	2,3	3,0	11,7	9,05
Sm	6,4	3,8	2,5	4,5	Sm ₂ O ₃	3,8	2,45	6,30	6,10
Eu	0,2	—	0,3	0,3	Eu ₂ O ₃	≤0,1	≤0,1	<0,1	<0,1
Gd	6,8	4,3	5	6	Gd ₂ O ₃	5,8	3,9	9,76	6,30
Tb	1,1	Сл.	1,3	1	Tb ₂ O ₃	1,6	1,05	1,82	1,33
Dy	6,5	6,5	11	8	Dy ₂ O ₃	10,8	8,0	8,85	5,71
Ho	1,4	2,7	2	1,6	Ho ₂ O ₃	2,25	2,1	—	—
Er	3,8	8,1	8,2	5,5	Er ₂ O ₃	8,25	9,3	4,68	2,34
Tu	0,9	Сл.	0,5	1	Tu ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	0,48	0,4
Yb	5	6,5	6,1	15	Yb ₂ O ₃	14,5	15,0	2,94	1,60
Lu	0,9	Сл.	0,3	2,5	Lu ₂ O ₃	1,4	1,9	0,46	0,4
№ хим. анализа	—	6	—	—		9	12	—	—

1 — Приладожье [30]; 2 — Центр. Казахстан, данные оригинала [35] пересчитаны на 100%; 3 — из россыпи Айдахо (США) [41]; 4 — Украина [41]; 5 — Калстад (Норвегия) [29]; 6 — Эйтланд (Норвегия) [29]; 7 — «делоренцит», Краведжа (Италия) [42]; 8 — таитэвксенит, Кугагонг (Австралия) [42].

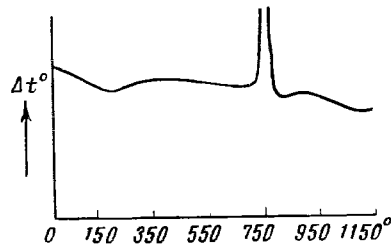
зается [6, 23, 43, 44]. Кривые обезвоживания показывают, что наиболее интенсивное выделение воды имеет место в интервале 300—400° [23]. В результате нагревания уд. вес и показатели преломления повышаются [8]. Плавится при 1540—1580°.

Находк. Эвксенит, после колумбита-танталита, самый распространенный ниобиевый минерал гранитных пегматитов. Наблюдается в виде отдельных зерен и кристаллов или образует скопления зерен, а также сплошные выделения, иногда достигающие крупных размеров. По-видимому, во всех пегматитах образовался в стадию альбитизации. Характерен для бериллиеносных и для редкоземельных пегматитов; обычно

сопровождается ксенотимом, монацитом, фергусонитом, колумбитом, бетафитом, часто бериллом, турмалином, цирконом, сфеном, апатитом и др. Является характерным акцессорным минералом некоторых гранитов, в которых ассоциируется с биотитом, цирконом, монацитом.

В результате разрушения гранитов и пегматитов эвксенит попадает в россыпи; некоторые из них (например, в Айдахо, США) [45] разрабатываются. Находки эвксенита как в СССР, так и за его пределами многочисленны. Особенно обогащены им, по-видимому, пегматиты Норвегии [12, 29] и Мальгашской республики [15, 22].

Поликраз значительно более редок, иногда наблюдается в субщелочных пегматитах. Описан [21] своеобразный парагенезис его с цирколитом, ильменитом, рибекитом и эгирином в альбититизированных зонах сиенитовых пегматитов; поликраз развился за счет ильменита. Выделения эвксенита, заключенные в полевых шпатах, имеют радиоактивные ореолы.



Фиг. 130. Кривая нагревания эвксенита (по Соколовой)

Изм. По периферии выделений и по трещинам обычно замещен поршковатыми или плотными желтовато-бурыми продуктами изменения. Отмечено замещение эвксенита пирохлором (обручевитом) [30], приоритом.

Искусств. Синтезируется путем спекания при 1100—1200° эквивалентных количеств окислов редких земель, Nb_2O_5 или Ta_2O_5 и TiO_2 [4, 7, 11, 46]; при этом Y и редкие земли от Gd до Lu образуют титанониобаты эвксенитовой структуры, тогда как титанотанталаты эвксенитовой фазы образуются лишь при спекании окислов Y, Er и Yb [11].

Эвксенит может быть получен в результате нагревания приорита.

Практ. знач. При значительном содержании в россыпях или в гранитах и пегматитах эвксенит служит источником получения иттрия, редких земель иттриевой группы, а также урана и ниобия.

Отл. Трудно отличим от других черных минералов ниобия и тантала, особенно от приорита. От колумбита (танталита) отличается сильной радиоактивностью.

Межплоскостные расстояния эвксенита, прокаленного при 1000°, по Сидоренко *
FeK α -излучение, стандарт NaCl

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d(kX)</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
130; 040	1	3,71	242	2	1,677	4	1,185	
	5	3,60	181; 113	8	1,637	6	1,175 **	
	6	3,27	123	3	1,607	7	1,158	
134	10	2,97	252	2	1,585	1	1,143 **	
200	5	2,76	133	5	1,560	2	1,117	
002; 220	4	2,58	143	2	1,539 **	1	1,110	
012	1	2,51	262	9	1,486	5	1,103	
060; 201	6	2,40	203	1	1,459	7	1,083	
032; 112;	4	2,29	332	6	1,437	4	1,058	
221; 151			272; 400	1	1,392	1	1,044	
061; 231	3	2,17		2	1,363	3	1,036	
132	3	2,10		5	1,339	7	1,023	
241	2	2,00		1	1,311	8	1,017	
202	2	1,928		4	1,293	2	1,010	
212	7	1,888		4	1,277	5	0,997	
260	8	1,825		1	1,260	3	0,989	
	2	1,809 **		1	1,243	3	0,976	
062	7	1,771		5	1,224			
311; 330;	8	1,728		4	1,211			
261								

* $a_0 = 5,54$; $b_0 = 14,58$; $c_0 = 5,16$; состав: MgO — 1,25; CaO — 0,15; PbO — 0,22; Fe $_2$ O $_3$ — 2,32; TR $_2$ O $_3$ — 21,88; SiO $_2$ — 1,09; TiO $_2$ — 20,03; ThO $_2$ — 2,78; UO $_3$ — 2,6; UO $_2$ — 12,1; Nb $_2$ O $_5$ — 18,3; Ta $_2$ O $_5$ — 2,6; H $_2$ O — 4,36; сумма — 89,63.

** Кубическая фаза, $a_0 = 10,21\text{Å}$.

Разнов. П о л и к р а з — polycrase — эвксенит, обогащенный титаном.

Назван от греч. πολυ (поли) — много и κρᾶσις (красис) — смесь (Шеерер, 1844).
Синон. Титанэвксенит — Titanexenit (Махачки, 1953).

Т а н т э в к с е н и т — tanteuxenite — эвксенит с повышенным содержанием тантала.

Назван по составу (Симпсон, 1928) [47]. Синон. Танталэвксенит — tantal-euxenite (Горжевская и Сидоренко, 1964), делоренцит — delorenzite (Замбонини, 1908) [14], идентичность его с тантэвксенитом установлена Батлером и Эмбри [42].

Буро-черный, черный. Уд. вес 5,3—5,9. Обнаружен в Зап. Австралии в оловоносных россыпях района Пилбар (Куглигонг и др.) и в пегматитовой жиле Уудсток. В пегматите Краведжа в Пьемонте (Италия) «делоренцит» встречен в ассоциации со стрюверитом, колумбитом, турмалином, спессартином и бериллом.

Кристаллы «тантэксенита» из пегматитовой жилы Тембора и из россыпи Илейс в Зап. Австралии, описанные Симпсоном [25], очевидно, являются кристаллами эпинита.

Та н т а л о п о л и к р а з — tantalopolyrase — поликраз с повышенным содержанием тантала.

Назван по составу (Симпсон, 1938) [48]. Синон. Тантполикраз — tantpolyrase (Александров, 1964) [31], тантал-поликраз — tantalopolyrase (Горжевская и Сидоренко, 1964) [23].

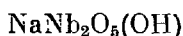
Как и тантэксенит, встречен в оловоносных россыпях Зап. Австралии.

Л и т е р а т у р а

1. Guimarães D. Bol. Inst. Brasil. sci., 1926, 2, 1.
2. Та во га Е. Anais Acad. Brasil. cie., 1951, 23, 119 (по рефератам Zbl. Min., 1954, 1, 273 и Struct. Rep., 15, 231).
3. Бе ус А. А., К а л и т а А. П. ДАН СССР, 1961, 141, № 3, 705.
4. Комков А. И. ДАН СССР, 1959, 126, № 3, 641.
5. Не ф е д о в Е. И. Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1956, № 3, 82.
6. Arpott R. T. Am. Min., 1950, 35, No 5-6, 386.
7. В е с к В. Naturwissenschaften, 1960, 47, H. 17, 396; 1961, 48, H. 1, 24; Seifert H., В е с к В. Acta cryst., 1960, 13, pt. 12, 1008; Fortsch. Min., 1961, 39, Nr 1, 36; N. Jb. Min., Abhandl., 1965, 103, H. 1, 1.
8. Соколова Е. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 4, 408.
9. Александров В. Б., Пятенко Ю. А. ДАН СССР, 1959, 124, № 1, 179.
10. Hutton C. O. Trans. Roy. soc. New Zealand, 1961, 88, No 4, 639.
11. Александров В. Б. ДАН СССР, 1963, 153, № 3, 672.
12. Brögger W. C. Skrift. Vidensk. selsk. Christiania, I Math.-nat. Kl., 1906, No 6, 82.
13. Hidden W., Mackintosh J. Am. J. Sci., 1891, 41, 423.
14. Zambonini F. Zs. Krist., 1908, 45, 76 (описан как делоренцит).
15. Lacroix A. Minéralogie de Madagascar, 1922, 1, 386.
16. Gordon S. G. The Mineralogy of Pennsylvania. Philadelphia, 1922, 131.
17. Лабунцов А. Н. Пегматиты Северной Карелии и их минералы. Изд-во АН СССР, 1939, 146.
18. Smith E. S., Kruesi O. Am. Min., 1947, 32, No 9—10, 585.
19. Данные А. И. Сиимонова, 1949.
20. Такубо Я., Uedo T., Nishimura S. Kobutsugaka Zasshi, 1954, 1, 275 по Chem. Abstr., 51, 142c.
21. Александров В. Б. Тр. ИМГРЭ, 1957, вып. 1, 70.
22. Behier J. Ann. géol. de Madagascar, 1960, F. 29, 36.
23. Горжевская С. А., Сидоренко Г. А. Минеральное сырье, 1963, вып. 8, 58; Сб. «Геология месторождений редких элементов». Изд-во «Недра», 1964, вып. 23, 16.
24. Бергер Г. С. Флотированность минералов. Госгортехиздат, 1962, 178; Light D. a. oth. Canad. Mining a. Metall. Bull., 1962, 55, No 597, 30; Митрофанов С. И. Исследование полезных ископаемых на их обогатимость. Госгортехиздат, 1962, 567; Фишман М. А., Соболев Д. С. Практика обогащения руд цветных и редких металлов. Н.-т. изд-во литер. по горному делу, 1963, 4, 632 и 670.
25. Simpson E. S. Proc. Austral. assoc. adv. sci., Brisbane, 1909, 12, 312; Minerals of Western Australia. Perth, 1951, 2, 256.
26. Бельков И. В. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ва». Изд. Кольск. фил. АН СССР, 1962, вып. 3, 15.
27. Gray I. M., Millman A. P. Econ. Geol., 1962, 57, No 3, 325.
28. Robinson S. C., Loveridge W. D., Rimsaite J., Van Peteghem J. Canad. Mineralogist, 1963, 7, pt. 3, 533.
29. Hongslo T., Langmuhr F. J. Norsk geol. tidsskr., 1960, 40, H. 2, 157.
30. Калита А. П. Редкоземельные пегматиты Алакуртити и Приладожья. Изд-во АН СССР, 1961, 46 и 102.

31. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Изд-во «Наука», 1964, 2, 458.
32. Oftedal I. Norsk geol. tidsskr., 1964, 44, Н. 3, 441.
33. Otori K., Hasegawa S., Konno H. Sci. Rep. Tohoku univ., ser. 3, 1960, 6, No 3, 389.
34. Салтыкова В. С. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 195.
35. Ерджанов К. Н. Тр. Казахск. н.-и. ин-та минеральн. сырья, 1960, вып. 2, 92.
36. Otori K., Hasegawa S. J. Japan Assoc. min., petr., econ. geol., 1958, 42, No 5, 256 и No 6, 280 (по-японски).
37. Ellsworth H. V. Am. Min., 1927, 12, No 10, 366.
38. Калита А. П. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16, 117.
39. Ellsworth H. V. Am. Min., 1926, 11, No 12, 329.
40. Butler J. R. Min. Mag., 1958, 31, No 240, 763.
41. Семенов Е. И. Минералогия редких элементов. Изд-во АН СССР, 1963, 76.
42. Butler J. R., Embrey P. G. Min. Mag., 1959, 32, No 247, 308.
43. Bergman J. Am. Min., 1955, 40, No 9—10, 805.
44. Lima-de-Faria J. Min. Mag., 1958, 31, No 242, 937.
45. Heinrich E. W., Conrad M. A. Am. Min., 1960, 45, No 3—4, 459.
46. Комков А. И. ДАН СССР, 1963, 148, № 3, 679.
47. Simpson E. S. J. Roy. soc. Western Australia, 1928, 14, 45.
48. Simpson E. S. J. Roy. soc. Western Australia, 1938, 24, 112.

Натрониобит Natroniobite



Назван по составу (Булах, Кухаренко и др., 1960) [1].

Характ. выдел. Зерна неправильной формы, тонкозернистые агрегаты, иногда скелетные и ячеистые выделения.

Структ. и морф. крист. Монокл. с.?

Физ. св. [1, 2]. Сп. не выражена. Тв. $5\frac{1}{2}$ —6. Уд. в. 4,40. Цв. желтый, бурый до черно-бурого. В порошке бледно-желтый, белый. Бл. алмазный. Просвечивает.

Микр. [1, 2]. В шл. в прох. свете бледно-желтоватый или буроватый. Не плеохроирует. В зернах удлиненной формы погасание прямое, реже косое, $cNp = 10$ — 15° . Двусосный (—). $n_g = 2,21$ — $2,24$; $n_m = 2,19$ — $2,21$; $n_p = 2,10$ — $2,13$; $n_g - n_p = 0,10$ — $0,11$; $2V = 10$ — 35° , дисперсия $v < r$ сильная.

Хим. [2]. Теор. состав: $\text{Na}_2\text{O} - 10,00$; $\text{Nb}_2\text{O}_5 - 87,00$; $\text{H}_2\text{O} - 3,00$. На частично изоморфно замещен Ca и TR; Nb замещен Ti, Fe, Mg, Ta.

Анализ: $\text{Na}_2\text{O} - 9,08$; $\text{MgO} - 0,35$; Ca — 2,24; $\text{MnO} - 0,05$; $\text{FeO} - 1,35$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,20$; $\text{TR}_2\text{O}_3 - 3,25$; $\text{SiO}_2 - 0,97$; $\text{TiO}_2 - 5,56$; $\text{ThO}_2 - 0,56$; $\text{Nb}_2\text{O}_5 - 74,06$; $\text{Ta}_2\text{O}_5 - 0,83$; $\text{H}_2\text{O} - 0,67$; п. п. — 1,16; сумма — 100,33, не обнаружены: K_2O , SrO и F. Состав отвечает формуле: $(\text{Na}_{0,93}\text{Ca}_{0,12}\text{TR}_{0,06})_{1,11}(\text{Nb}_{1,76}\text{Ti}_{0,22}\text{Fe}_{0,06}\text{Mg}_{0,02}\text{Ta}_{0,01})_{2,07}\text{O}_{5,21}(\text{OH})_{0,76}\text{I}_{6,00}$.

Спектральным анализом обнаружен также Ba (0,03—0,1%). Состав TR (в % к их сумме): Ce — 54,0; La — 27,7; Pr — 4,2; Nd — 10,6; Sm — 0,9; Eu — 1,1; Y — 1,5.

Нахожд. Обнаружен в доломитовых карбонатитах Лесной Вараки и Саллавлатви (Мурманская обл.) среди доломита в виде зерен, содержащих вросстки апатита, карбоната, флогопита, а также в виде ячеистых и скелетных выделений, выполняющих промежутки между зернами апатита и карбонатов. Встречаются кубические кристаллы, представляющие псевдоморфозы натрониобита по дизаналиту и октаэдрические кристаллы — псевдоморфозы его по пирохлору [2].

Изм. Замещается пирохлором поздней генерации.

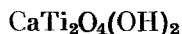
Межплоскостные расстояния натрониобита
из Лесной Варакы [2]

<i>l</i>	<i>d</i> (кX)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
2	4,8	1	2,47	2	1,76
4	3,79	3	2,39	6	1,72
2	3,36	1	2,30	8	1,60
3	3,29	2	2,25	4	1,59
9	3,06	1	2,04	4	1,544
10	2,97	1	1,99	4	1,523
2	2,79	3	1,93	2	1,481
3	2,69	5	1,89		
1	2,60	1	1,87		

Л и т е р а т у р а

- Булах А. Г., Кухаренко А. А., Книпович Ю. Н., Кондратьева В. В., Бакланова К. А., Баранова Е. Н. Материалы годичной сессии Ученого совета по результатам работ 1959 г. Изд. ВСЕГЕИ, 1960, 114.
- 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 п-ва и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965, 362.

Кассит *Kassite*



Назван по имени геолога Н. Г. Кассина (Кухаренко и др., 1965) [1], предварительно был описан в 1959 г. как «неопределенный минерал» [2].

Характ. выдел. Пластинчатые и листоватые кристаллики (до 2 мм), образующие субпараллельные агрегаты и розетки.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $a_0 = 9,01$; $b_0 = 9,57$; $c_0 = 5,27 \text{ \AA}$;
 $a_0 : b_0 : c_0 = 0,941 : 1 : 0,551$; $Z = 4$ [1].

$a : b : c = 0,941 : 1 : 0,551$ (на основе рентгеновских данных).

Наблюдавшиеся формы [2]:

	Φ	ρ	Φ_1	ρ_1	Φ_2	ρ_2
<i>b</i>	010	0°00'	90°00'	0°00'	90°00'	—
<i>n</i>	270	16 54	90 00	0 00	73 06	90°00'
<i>e</i>	031	0 00	58 50	31 10	90 00	0 00
<i>d</i>	101	90 00	30 23	90 00	59 37	30 23
<i>r</i>	181	7 34	77 20	12 46	82 37	30 23
<i>l</i>	251	23 09	71 32	19 58	68 06	49 39

$dd(101) : (\bar{1}01) = 60^\circ 46'$ $nn'(270) : (\bar{2}70) = 33^\circ 48'$ $ee(031) : (0\bar{3}1) = 62^\circ 20'$

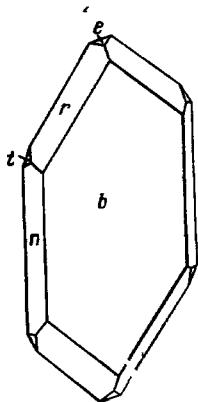
Кристаллы значительно уплощены по (010), несколько удлинены по оси *c* (фиг. 134). Преобладают грани (010), подчиненное развитие имеют (181) и (270), остальные грани мелкие. Грани дипирамид и призмы неровные, изъеденные, что затруднило гониометрическое изучение. Обычны двойники по (101) и (181). Отмечается ориентированное нарастание кристаллов кассита на кристаллы титаномagnetита [1].

Физ. св. Сп. по (010) совершенная, по (101) ясная. Весьма хрупок. Тв. около 5. Уд. в. 3,42 (вычисл. 3,418). Цвет желтый, различных оттенков. Бл. алмазный.

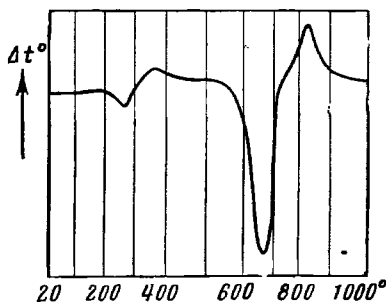
Не люминесцирует в ультрафиолетовых лучах. Парамагнетен.

Микр. В пл. в прох. свете плеохроирует от бледно-желтого до бесцветного. Двуосный (-). $Np=c$, $Ng=b$. $n_g = 2,21$; $n_m = 2,13$; $n_p = 1,95$; $n_g - n_p = 0,26$; $2V = 58^\circ$, дисперсия $r > v$ очень сильная. Под микроскопом характерны полисинтетические двойники.

Хим. Теор. состав: CaO — 23,98; TiO₂ — 68,32; H₂O — 7,70. Анализ: Na₂O — 0,11; K₂O — 0,04; MgO — не обн., CaO — 23,03; SrO — 0,05; Al₂O₃ — 0,98; Fe₂O₃ — 1,92; SiO₂ — 0,55; TiO₂ — 65,59; H₂O⁺ — 8,04; H₂O⁻ — сл.; F — 0,04, сумма — 100,35—0,02 = 100,33 (анал. Баранова) [1]. Спектральным анализом обнаружены следы Nb, Zr, La и Y.



Фиг. 131. Кристалл кассита, Африканда (по Кухаренко и др.)



Фиг. 132. Кривая нагревания кассита (по Кухаренко и др.)

Диagn. исп. В кислотах нерастворим. В закр. тр. при нагревании выделяет воду.

Повед. при нагр. Кривая нагревания (фиг. 132) характеризуется двумя эндотермическими прогибами, связанными с выделением воды: небольшим при 250—300° (потеря веса около 0,4%) и четко выраженным в пределах 600—700° (выделение около 8% воды); при 800—850° разрушается (образуются перовскит и рутил).

Нахожд. Обнаружен только в массиве Африканда (Мурманская обл.) в пустотах пегматитов совместно с кафетитом, клинохлором, сфеном, ана-

Межплоскостные расстояния кассита [1, 2]

Fe-антикатод, $D = 57,29$ мм

Γ	$d(\text{Å})$	Γ	d	Γ	d
2p	7,7	1	2,41	3	1,516
3p	7,2	2	2,31	4	1,501
3	5,2	4	2,29	1	1,442
1	4,98	3p	2,05	2—3	1,359
5	4,77	1	1,971	1	1,304
1	4,53	3	1,945	2	1,220
1	4,17	1	1,785	2	1,196
1	3,84	10	1,761	2	1,162
4β	3,63	1	1,679	1	1,149
10	3,30	1	1,652	1	1,139
1	2,90	1	1,631	1	1,092
2	2,63	2	1,607	2	1,085
1β	2,52				

тазом, ильменитом, титаномангнетитом. Является вторичным гидротермальным минералом. Образует псевдоморфозы по перовскиту и дизаналиту, замещает ильменит, образует корочки на кристаллах титанита [1].

Изм. Замещается кафетитом, лейкоксеном и гидрокасситом.

Л и т е р а т у р а

1. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатов Кольского п-ва и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965, 372.
2. Кухаренко А. А., Кондратьева В. В., Ковязина В. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 4, 444.

Гидрокассит — hydrokassite (Кухаренко и др., 1965). Тонкозернистые скопления, корочки. Под микроскопом наблюдались мельчайшие удлиненные таблички с шести- или восьмиугольными очертаниями. Таблички полисинтетически двойникованы. Цв. белый с бледно-зеленоватым оттенком. Бл. сильный алмазовидный, частью с перламутровым отливом. Прозрачен. Под микроскопом бесцветен. Двусосный (—). Погасание прямое. Удлинение (—). Np и $Nm \parallel$ плоскости уплощения, $Np \parallel c$. $n'_g = 2,050$; $n'_m = 2,042$; $n'_p = 2,038$; $n'_g - n'_p = 0,012$, $2V$ около 40° . Не люминесцирует. По данным спектрального анализа, главные компоненты Ti и Ca, содержание Fe незначительно. В кислотах практически нерастворим. В закр. трубке выделяет много воды. В массиве Африканда наблюдался как продукт изменения кассита, от которого отличается большим содержанием воды, более низкими показателями преломления, меньшим двупреломлением. Порошкограмма менее четкая, наиболее интенсивные линии ее отвечают межплоскостным расстояниям: 3,23; 2,30; 1,74; 1,61 и 1,51 kX . (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 карбонатов Кольского п-ва и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965, 375).

СТРУКТУРА ТИПА ЭШИНИТА

ГРУППА ЭШИНИТА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Эшинит	$(Ce,Th)(Ti,Nb,Ta)_2O_6$	Ромб.	5,38	11,08	7,56	~5
[Приорит]	$Y(Nb,Ti)_2O_6$	Ромб.	5,19	10,91	7,37	~5
[Иттрокразит]	$(Y,Th)Ti_2(O,OH)_6?$	Ромб.	—	—	—	4,8

Минералы данной группы в значительном большинстве случаев метамиктны, рентгеноаморфны. Структура определена для эшинита [1]. Структура приорита предположительно близка к таковой эшинита [2], в соответствии с чем приорит отнесен к группе эшинита. Иттрокразит недостаточно изучен, включен в группу условно.

Минералы этой группы, как и минералы группы эвксенита, характеризуются сложным и переменным составом. Являясь ромбическими титанато-танталато-ниобатами элементов редких земель, урана, тория, кальция и др. с меняющимся соотношением Ti, Nb, Ta, они различаются составом редких земель: элементы цериевой группы характерны для эпинита, иттрий и элементы иттриевой группы — для приорита. Эвксенит (поликраз) и приорит (бломстрандин), по составу близкие к $YNbTiO_6$, диморфны [3].

Изучение искусственных ромбических титанато-танталато-ниобатов редких земель с общей формулой $TR(Nb,Ta)TiO_6$ показало, что в зависимости от природы TR, от вхождения Nb или Ta, а также от температур

синтеза получают соединения со структурой эшинита или со структурой эвксенита. Так, соединения состава $TRNbTiO_6$, полученные гидротермальным синтезом при 250—300° [4], имели структуру эшинита независимо от атомного номера и ионного радиуса элементов TR; при получении тех же соединений путем спекания смесей окислов La, Ce, Pr, Nd, Sm и Eu при 1200° Александров [5] получал соединения со структурой эшинита, а при спекании окислов Gd, Tb, Dy, Y, Ho, Er, Tm, Yb и Lu — со структурой эвксенита [5]. Спекание TiO_2 , Nb_2O_5 с различными TR_2O_3 при температуре, близкой к температуре плавления, приводило в опытах Зайферта и Бека [6] к образованию эшинита при использовании окислов La, Ce, Pr и Nd и эвксенита при использовании окислов Sm, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu; с Y_2O_3 и TiO_2 как Nb_2O_5 , так и Ta_2O_5 давали соединения со структурой эвксенита [6]. При спекании окислов при 1200° с целью синтеза соединений типа $TRTaTiO_6$, в зависимости от характера TR, Александров [5] также получал вещества со структурой эшинита (La, Ce, Nd, Sm) или эвксенита (Y, Er, Yb); титанато-танталаты Gd, Tb и Dy, в отличие от соответствующих титанато-ниобатов, дали кристаллические вещества со структурой эшинита [5]. Различие структур отмечается и для $CaNb_2O_6$ и $CaTa_2O_6$: аналог ферсмита — $CaNb_2O_6$ — изоструктурен с эвксенитом [5], $CaTa_2O_6$ — с эшинитом [7, 5].

Характерно соотношение параметров элементарных ячеек эвксенита и приорита — полиморфных модификаций $Y(Nb, Ti)_2O_6$:

Эвксенит	$a_0 = 5,71$	$b_0 = 14,76 (=7,38 \times 2)$	$c_0 = 5,19$
Приорит	$b_0 = 10,91 (=5,46 \times 2)$	$c_0 = 7,37$	$a_0 = 5,19$

Еще Брёггер [8], сопоставив вычисленные им морфологические отношения осей эвксенита и приорита (бломстрандина) и переставив оси последнего, вывел для приорита отношение $a' : b' : c' = 0,3746 : 1 : 0,3556$, очень близкое к таковому эвксенита — $0,3789 : 1 : 0,3527$, и подчеркнул это сходство

Л и т е р а т у р а

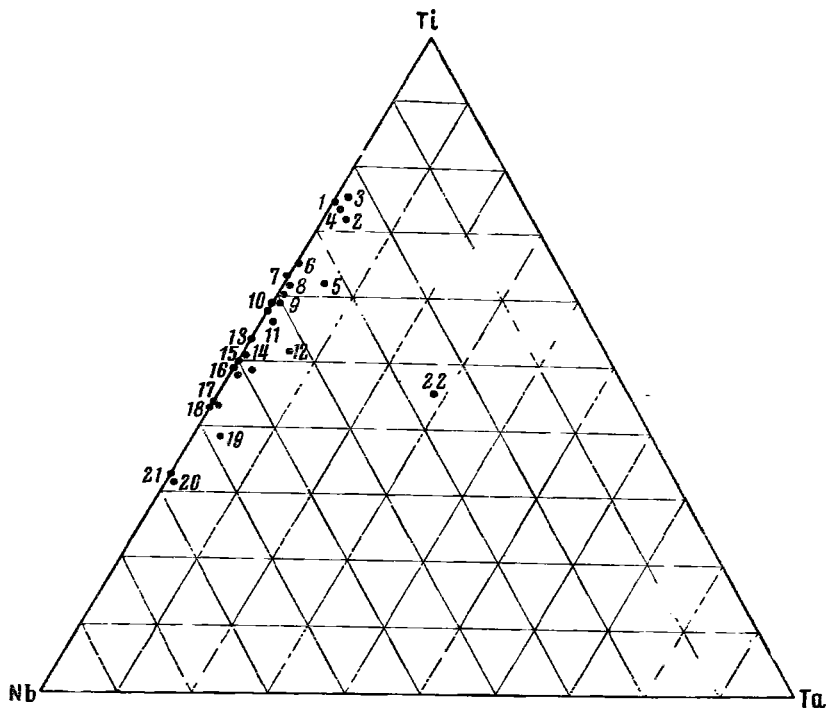
1. Александров В. Б. ДАН СССР, 1962, 142, № 1, 181.
2. Горжевская С. А., Сидоренко Г. А. Минеральное сырье, 1963, вып. 8, 48.
3. Комков А. И. ДАН СССР, 1963, 148, № 3, 679; Комков А. И. Белопольский М. П. ДАН СССР, 1966, 170, № 6, 1398.
4. Комков А. И., Белопольский М. П., Чернорук С. Г., Колпаков Д. А. ДАН СССР, 1962, 147, № 3, 687.
5. Александров В. Б. ДАН СССР, 1963, 153, № 3, 672.
6. Seifert H., Beck V. N. Jb. Min., Abhandl., 1965, 103, H. 1, 1.
7. Jahnberg L., Andersson S., Magneli A. Acta chem. scand., 1959, 13, No 6, 1248.
8. Brögger W. C. Skrift. Vidensk. selsk. Christiania, Math.-nat. Kl., 1906, No 6, 98.

Эшинит Aeschynite (Ce, Th) (Ti, Nb, Ta)₂O₆

В связи с различиями в соотношении содержания ниобия и титана в эшинитах из разных месторождений (фиг. 133), Жабин и др. [1], а также Чжан Пэй-шан [2] предложили различать ниобоэшинит — nioboeschynite с $Nb > Ti$ и титаноэшинит (титаноэшинит) — titanoeschynite с $Ti > Nb$.

Ввиду того, что наиболее богатые ниобием (соответственно титаном) эшиниты далеки по составу от теоретических крайних членов ряда, ниже все они описаны как эшиниты. Лишь танталэшинит по содержанию танта-

ла существенно отличается от собственно эшинита. Линдокит (линдохит) — *lyndochite*, названный по району находки (Линдок в Онтарио) Элсуортом [3], рассматривался им как своеобразный эвксенит; Батлер в 1957 г. [4] указал, что по составу редких земель линдокит правильнее рассматривать как эшинит; однако в 1965 г. [4] Хорн и Батлер сделали вывод, что метамиктный «линдокит» из Кении представляет бедный ураном эвксенит. Горжевская и Сидоренко [5], изучив неметамиктный минерал из Кореи, по составу близкий к линдокиту Элсуорта, доказали идентичность его структуры со структурой эшинита. Флейшер [5а] также рассматривает линдокит как эшинит.



Фиг. 133. Соотношение содержания Nb, Ti и Ta в эшинитах; цифры отвечают номерам химических анализов
(по Бонштедт-Куплетской)

Синисит (синицит, синитит) — *sinicite* (Го Чен-цзи и Чжун Чжи-чэн, 1957) — описан как особый минерал, богатый ураном [6]; по структурной характеристике он отвечает эшиниту [7], и состав его не отличается от состава многих эшинитов.

Эшинит назван от греч. *αἰσχύνω* (эскине) — стыд, в связи с трудностью его анализа (Берцелиус, 1828). Впервые обнаружен И. Менье в 1825 г. в Ильменских горах. Синон. Эсхинит, *eschynite*, дистомовая руда — *dystomes Melanerg* (Моос, 1839). Разнов. Танталэшинит, алюмоэшинит ?.

Характ. выдел. Кристаллы, обычно несовершенные (иногда до 10 см и более), реже удлиненные зерна неправильной формы.

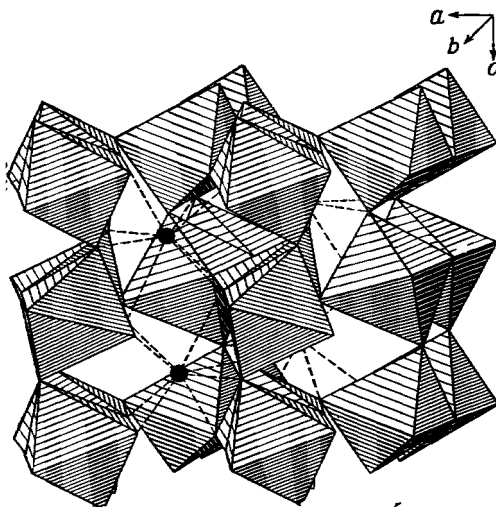
Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{16} — *Pbnm*. Большею частью метамиктен, рентгеноаморфен; в результате прокалывания кристаллическая структура восстанавливается [8, 9]. Параметры элементарной ячейки,

по данным разных авторов (в Å):

a_0	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	№ хим. анализа	Местонахождение (страна)
5,317	10,98	7,478	0,484 : 1 : 0,681	6	Вишневые горы [10]
5,32	10,99	7,49	0,484 : 1 : 0,682	—	Ильменские горы [8]
5,35	11,00	7,51	0,486 : 1 : 0,683	—	То же [9]
5,33 *	10,96	7,49	0,486 : 1 : 0,683	8	Корея [9]
5,375	10,91	7,415	0,493 : 1 : 0,680	12	СССР [14]
5,38 *	11,08	7,56	0,486 : 1 : 0,682	16	Вишневые горы [8]
5,34 *	10,99	7,51	0,485 : 1 : 0,683	17	Корея [5]
5,355	11,01	7,516	0,486 : 1 : 0,683	18	Вишневые горы [12]
5,32	11,09	7,515	0,480 : 1 : 0,679	20	Сев. Китай [2]
5,405	11,145	7,581	0,485 : 1 : 0,690	21	Вишневые горы [10]
5,308	10,985	7,463	0,483 : 1 : 0,679	22	Сибирь [13]
5,352	11,01	7,051	0,486 : 1 : 0,640	23	Вишневые горы [10]
5,16	10,99	7,36	0,469 : 1 : 0,670	3	Китай [7]
5,43	10,99	7,565	0,494 : 1 : 0,688	—	CeNbTiO_6 [3]
5,402	10,98	7,549	0,492 : 1 : 0,687	—	» [14]
5,404	10,96	7,538	0,493 : 1 : 0,688	—	CeTaTiO_6 [14]
5,357	10,95	7,512	0,489 : 1 : 0,686	—	NdNbTiO_6 [14]

* Кристаллические, нематамичные образцы; остальные прокаленные.

Параметры ячейки несколько больше у богатых ниобием зиннитов (у оригиналов анализов 17—21); у танталэшинита (анализ 22) a_0 заметно, а c_0 незначительно меньше, чем у собственно зиннита, у алюмоэшинита (анализ 23) значительно меньше параметр c_0 . $Z = 4$.



Фиг. 134. Структура зиннита; показаны (Nb, Ti)-октаэдры и атомы TR (черные кружки)
(по Александрову)

Основу структуры зиннита [15] составляет непрерывный трехмерный каркас из (Nb, Ti)-октаэдров, соединенных попарно общими ребрами (фиг. 134). Пары октаэдров соединены друг с другом общими вершинами. В структуре в направлении оси c выделяются зигзагообразные ленты, составленные из пар октаэдров. Четыре расстояния (Nb, Ti) — O равны 1,90 — 2,2 Å, два расстояния (с атомами O, связанными в общие ребра) 2,13 и 2,14 Å. Атомы TR-элементов располагаются друг над другом в направлении оси c ; их полиэдры (неправильные восьмигранники) соединены ребрами в изолированные цепочки, тянущиеся вдоль оси c ; каждый такой полиэдр имеет по одному общему ребру с шестью (Nb, Ti)-октаэдрами. Наименьшие расстояния TR-элемент — O равны 2,12 и 2,24 Å, остальные шесть расстояний — от 2,43 до 2,46 Å. Все атомы O связаны как с атомами TR-элементов, так и с атомами (Nb, Ti).

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - mmm$ ($3L_23PC$); $a : b : c = 0,4867 : 1 : 0,6737$ (Кокшаров) [16].

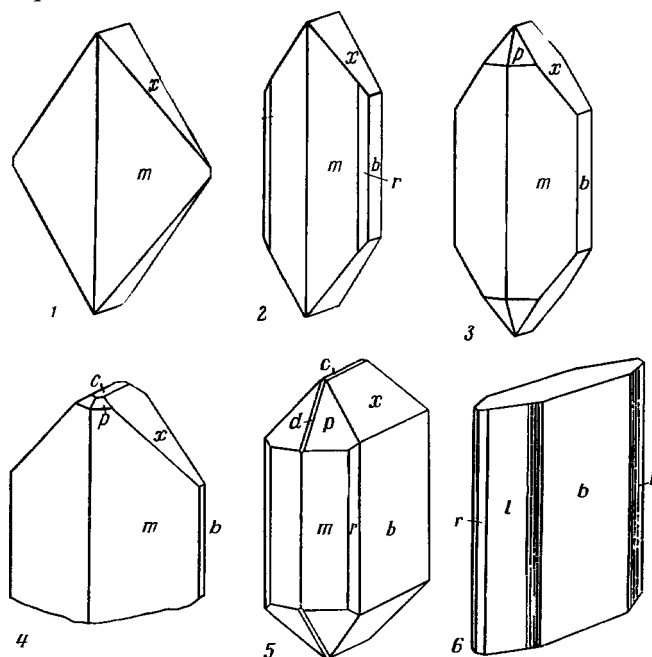
Наблюдавшиеся формы [16—20, 11]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>c</i>	001	—	90°00'	90°00'	0°00'	90°00'
<i>b</i>	010	0°00'	90 00	0 00	90 00	0 00
<i>l</i>	160*	18 54	90 00	0 00	71 06	90 00
<i>n</i>	130	34 24	90 00	0 00	55 36	90 00
<i>r</i>	120	45 46	90 00	0 00	44 14	90 00
<i>m</i>	110	64 03	90 00	0 00	25 57	90 00
<i>x</i>	021	0 00	53 25	36 35	90 00	0 00
<i>d</i>	101	90 00	54 09	90 00	35 51	54 09
<i>p</i>	111	64 03	57 00	56 02	41 03	54 09

$$mm (110) : (1\bar{1}0) = 51^\circ 54' \quad xx (021) : (02\bar{1}) = 73^\circ 10' \quad xm (021) : (110) = 69^\circ 26'$$

* На кристаллах танталэшинита [13].

Наиболее обычны грани *m* (110) и *x* (021), также *b* (010). Кристаллы призматического облика (фиг. 135), несколько укорочены вдоль оси *a*, обычно несовершенные; кристаллы танталэшинита уплощены по (010).



Фиг. 135. Кристаллы эшнита из месторождений СССР

1—3 — по Кокшарову; 4 — по Макаровичу и др.; 5 — по Подольскому и др.; 6 — танталэшинит (по Корнетовой)

Весьма несовершенные кристаллы эшнита («линдокита») из Канады, ориентировочно измеренные Элсуортом [3] прикладным гониометром, по габитусу отличны от кристаллов эшнита и трактовались Элсуортом как кристаллы эвксенита с гранями (100), (010), (110), (310), (410), (201) и (111) (угловые величины им не приведены). Батлер [4] допускал, что кристаллы эти представляли псевдоморфозы линдокита (эшнита) по колумбиту, облик кристаллов которого сходен с указанным Элсуортом для линдокита.

Грани эшнита обычно матовые, часто изъедены, на гранях *m* — вертикальная штриховка; редко грани блестящи и лишены штриховки [20]. Наблюдаются взаимопараллельные сростки кристаллов.

Физ. св. В шлифах у неметамиктного эшинита («линдокита») из Кореи отмечена спайность по удлинению кристаллов [5], у танталэшинита — несовершенная сп. по (100) [13]. Изл. раковистый до неровного. Хрупок. Тв. 5—6. Микротвердость 593—734 кг/мм², в среднем 690 [21], у танталэшинита 764 кг/мм² [13]. Уд. в. колеблется в пределах 4,9—5,3, у танталэшинита больше 5,8 (см. хим. анализы). Цв. буровато-черный, темно-бурый, до красновато-бурого. Черта бурая, у танталэшинита бледно-желтая и коричневатая-желтая. Бл. стеклянный, смоляной, иногда полуметаллический [18]. В тонких осколках просвечивает густо-красным, реже буровато-желтым цветом.

Сильно радиоактивен.

Очень слабо магнитен. Диэлектрическая проницаемость 4,40—4,80 у собственно эшинита, у богатого ниобием эшинита из КНДР 6,10—6,70, у «синисита» 3,56 [7, 22].

Флотируется аналогично пирохлору (см. на стр. 151).

Микр. В шл. в прох. свете темно-вишнево-красный, красновато-бурый, буровато-желтый, редко зеленоватый [18] или оливково-бурый [13]. Метамиктный не плеохроирует, кристаллический обладает заметным плеохроизмом: уральский эшинит по *Ng* бурый, по *Nm* коричневый, по *Np* желтовато-бурый, $Ng > Np$ (оригинал анализа 16) [8]; у минерала из Китая (оригинала анализа 20) сильный плеохроизм от красновато-бурого до желтовато-красного [2]. Метамиктный — изотропен, кристаллический — анизотропен. Погасание прямое; у эшинита с Урала $Ng = c, Np = a$ [8], у эшинита из КНДР — $Nm \parallel$ удлинению [5]. Двусный (+) [1, 8] (минерал из Китая [2] отрицательный?).

Оптические константы неметамиктного эшинита:

n_g	n_m	n_p	$2V$	Дисперсия	№ хим. анализа	Ссылка
2,34	—	2,28	$75 \pm 2^\circ$	—	16	[8]
2,43—2,50	2,375	—	Большой	—	17	[5]
—	> 2	—	$\sim 80^\circ$	$v > r$	20	[2]

У метамиктного эшинита: из Ильменских гор $n=2,10$ [19], у обогащенного иттрием (оригинала анализа 7) — 2,27 [20]; вишневогорского, обогащенного торием (анализ 1) — 2,16 [10], богатого ниобием (анализ 18) — 2,26 [12], танталэшинита — около 2,21 [13].

В полир. шл. в отраж. свете кремово-серый. Отраж. способность (в %) [23]: в белом свете 15,6; в синем — 22,5; зеленом — 19,3; желтом — 14,5; оранжевом и красном — 14,0. Внутренние рефлексы слабые буровато-желтые и красноватые [19].

Хим. Состав непостоянный, в общем отвечает формуле типа AB_2O_6 . Анализы см. на стр. 365 и 366, а также в сводках [22 и 28]. Среди элементов, входящих в группу В, преобладают Nb и Ti, соотношение между которыми варьирует (см. фиг. 133); содержание Ta незначительно, и только в танталэшините (анализ 22) роль его существенна; характерно постоянное присутствие небольшого количества Fe, вероятно, изоморфное замещающего Nb и Ti; в алюмоэшините, еще требующем детальной характеристики, установлены содержания Fe_2O_3 и Al_2O_3 , превышающие 7%, при резко пониженном содержании TiO_2 (анализ 23).

В составе элементов группы А существенна роль редких земель (фиг. 136); содержание TR_2O_3 обычно колеблется в пределах 18,5—29%, редко превышает 31—32%. Среди TR-элементов преобладают (см. ниже) Ce и Nd; содержание Y и других элементов иттриевой группы обычно незначительно; более высокое содержание иттрия характерно лишь для немногих эшинитов — для танталэшинита (анализ 22) [13], эшинита (линдокита) из Канады [4] и др., но элементы цериевой группы и в этих эшинитах преобладают.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	—	0,26	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	0,23	—	—	—	—	—	—
MgO	0,10	—	0,04	0,17	0,33	He обн.	0,21	0,73
CaO	2,73	2,50	2,55	2,57	1,20	2,73	2,53	5,75
MnO	He обн.	—	0,02	0,08	0,15	He обн.	—	—
FeO	» »	—	—	—	—	—	1,89	—
PbO	—	—	—	—	0,84	He обн.	0,11	0,10
Al ₂ O ₃	0,60	4,16	2,38	1,74	1,81	0,65	—	0,10
Fe ₂ O ₃	1,50	1,20	2,19	3,05	4,44	1,74	—	2,00
ΣY ₂ O ₃	} 15,94	} 32,36	} 23,39	} 23,86	6,91	} 29,30	9,02	2,20**
Ce ₂ O ₃					7,79		4,31*	13,82
ΣCe ₂ O ₃					10,87		5,65	14,07***
SiO ₂	0,29	0,13	0,04	0,60	0,59	1,05	—	4,20
TiO ₂	29,55	30,10	35,07	30,39	24,96	26,65	25,71	21,75
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—	0,20	—
ThO ₂	29,56	3,70	5,64	6,46	8,29	13,06	20,34	2,73
UO ₂	—	—	—	—	—	—	2,94	0,08
UO ₃	—	—	6,30	5,54	5,98	—	—	0,20
U ₃ O ₈	0,95	—	—	—	—	0,06	—	—
Nb ₂ O ₅	16,15	17,64	16,46	16,87	20,85	23,59	24,23	29,23
Ta ₂ O ₅	0,55	3,30	1,09	1,06	2,75	0,26	0,58	0,65
H ₂ O ⁺	2,28	} —	} 3,17	} 6,16	} 2,53	} 1,40	} 2,78	} 0,90
H ₂ O ⁻	He обн.							
F	0,20	1,60	—	—	—	—	—	—
И. п.	—	3,66	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,40	100,84	98,34	98,55	100,50	100,49	100,50	99,04
-O = F ₂	-0,08	0,67						
	100,32	100,17						
Уд. в.	5,25	4,9	—	—	—	5,096	5,19	—

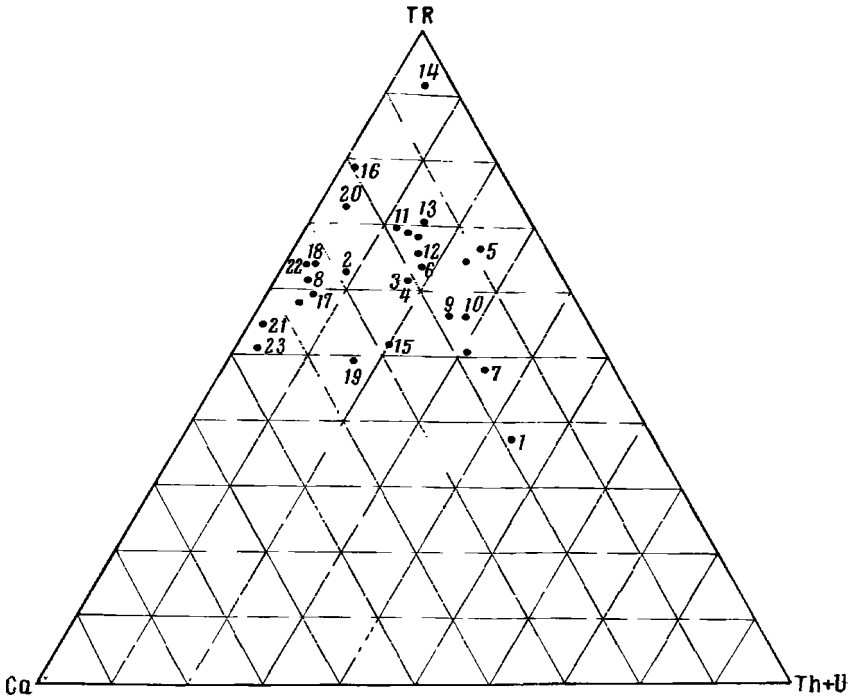
* CeO₂.** (Y, Dy)₂O₃ — 1,1; Sm₂O₃ — 0,55; (Gd, Eu)₂O₃ — 0,55.*** La₂O₃ — 5,52; Pr₂O₃ — 1,93; Nd₂O₃ — 6,62.

	9	10	11	12	13	14	15	16
Na ₂ O	—	—	—	0,89	—	0,42	—	—
K ₂ O	—	—	—	0,14	—	0,08	—	—
MgO	—	—	Сл.	He обн.	0,08	0,58	0,26	—
CaO	2,65	2,20	1,77	2,24	2,04	0,75	4,25	2,60
MnO	0,10	—	—	0,68	0,13	Сл.	—	0,30
FeO	1,14	—	He обн.	—	3,29	2,83	—	—
PbO	0,12	—	—	—	0,99	He обн.	—	—
Al ₂ O ₃	—	2,35	0,10	2,04	—	0,06	2,15	—
Fe ₂ O ₃	1,56	1,14	1,05	2,49	—	—	1,44	1,43
ΣY ₂ O ₃	0,89	} 22,40	} 28,91	} 26,95	0,78	10,99	} 22,93	} 31,93
CeO ₂	10,84				9,58			
ΣCe ₂ O ₃	13,43				15,17			
SiO ₂	0,50	0,88	0,18	0,59	—	0,13	0,70	0,65
TiO ₂	23,79	23,50	23,18	20,09	21,84	20,57	19,48	22,53
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—	0,27	—
SnO ₂	0,05	—	—	—	—	—	—	—
ThO ₂	17,42	14,90	12,35	4,96	10,22	4,29	14,45	0,72
UO ₃	He обн.	3,60	—	4,87	—	—	—	—

	9	10	11	12	13	14	15	16
Nb ₂ O ₅	25,35	26,45	29,60	27,62	31,44	32,71	32,29	38,70
Ta ₂ O ₅	0,94	0,35	1,93	6,20		0,37	0,15	Не обн.
H ₂ O ⁺	0,94	1,65	1,00	—	1,02	1,57	1,05	—
H ₂ O ⁻	0,14		—	—	—	0,28		0,36
F	—	—	—	0,50	—	—	—	—
П. п.	—	—	—	—	—	—	—	1,30
Сумма	99,86	99,42	100,07	100,26	99,76	100,38	93,42	100,52
—O = F ₂				—0,21				
				100,05				
Уд. в.	5,339	—	5,30	5,08	5,23	4,90	—	4,97
	17	18	19	20	21	22	23	
Na ₂ O	0,063	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	0,063	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0,56	сл.	0,13	0,05	—	сл.	—	—
CaO	5,34	4,82	4,86	3,54	6,53	4,01	7,15	—
SrO	—	—	—	—	—	0,30	—	—
MnO	сл.	сл.	0,59	сл.	—	сл.	0,36	—
FeO	0,26	—	0,77	6,12	—	0,77	—	—
PbO	—	—	0,37	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	3,80	0,35	0,13	0,15	—	1,03	7,37	—
Fe ₂ O ₃	1,28	2,75	1,32	—	0,87	0,28	7,68	—
ΣY ₂ O ₃	27,03	28,17	22,56	0,70	23,58	22,66	18,89	—
Ce ₂ O ₃				11,56				
ΣCe ₂ O ₃				19,61				
SiO ₂	3,84	0,35	0,07	0,55	—	0,25	—	—
TiO ₂	17,10	18,73	16,39	12,13	15,61	18,22	10,76	—
ZrO ₂	—	—	0,04	—	—	Не обн.	Не обн.	—
SnO ₂	—	—	0,12	—	—	—	—	—
ThO ₂	3,75	2,52	4,95	2,15	0,86	1,31	1,83	—
UO ₂	—	—	0,67	—	—	Не обн.	—	—
UO ₃	0,08	—	0,04	—	—	—	—	—
U ₃ O ₈	—	—	—	0,83	—	—	—	—
Nb ₂ O ₅	35,90	41,41	41,43	44,13	52,22	17,87	45,48	—
Ta ₂ O ₅	Не обн.	Не обн.	3,84	0,51	Не обн.	32,13	—	—
H ₂ O ⁺	0,57	0,41	1,90	0,64	0,05	1,05	0,89	—
H ₂ O ⁻	0,40	0,04	0,06	0,10		0,09	0,07	—
F	0,15	—	—	—	—	—	—	—
П. п.	0,42	—	—	—	0,46	—	—	—
Сумма	100,99*	99,55	100,24	99,77	100,18	99,97	100,48	—
Уд. в.	4,54—4,8	5,132	4,909	5,056	—	5,87	—	—

* В том числе P₂O₅ — 0,39.

1 — Вишневые горы, анал. Бурова [10]; 2 — Баконь-Обо, Китай, анал. Кухаршик [24]; 3—5 — «Синьцзи», Китай [2, 6, 7]; 6 — Вишневые горы, анал. Бурова [10]; 7 — Ильменские горы, анал. Гонимесова [20]; 8 — Корея, анал. Бакланова [9]; 9 — Ильменские горы, анал. Борнеман-Старынкевич [25]; 10 — СССР, анал. Букасова [7]; 11 — Вишневые горы, анал. Быкова, цифры анализа, опубликованного [10] с оечатками, исправлены по согласованию с авторами; 12 — СССР, анал. Бурова [11]; 13 — Ильменские горы, анал. Владимирова [26]; 14 — Внутренняя Монголия, КНР, анал. Чжан [27]; 15 — СССР, анал. Букасова [7]; 16 — Вишневые горы, анал. Казакова [8]; 17 — КНДР, состав за вычетом примеси полизита и ксенотима [5]; 18 — Вишневые горы, анал. Казакова [1, 10]; 19 — Лиддоч, Онтарио, анал. Элсуорт [3]; 20 — Сев. Китай, анал. Чжан [2]; 21 — Вишневые горы, анал. Казакова [10] (16 — 21 — в оригинальных работах описаны под названиями ниобозшнит и лиддокит); 22 — тангалаэшинит, Сибирь, анал. Казакова [13]; 23 — алломозшинит, Вишневые горы, анал. Казакова [10].



Фиг. 136. Соотношение содержания Ca, TR-элементов и (Th + U) в эшинитах; цифры отвечают номерам химических анализов (по Вонштедт-Куплетской)

Очень сильно варьирует содержание ThO_2 — от долей процента до ~20% (анализ 7), а в Вишневых горах встречен акцессорный эшинит с 29,5% ThO_2 (анализ 1 — «горовэшинит» — *thoroeschynite*, по Есько-вой и др.) [10]; более низкое содержание Th характерно в общем для эшинитов, обогащенных ниобием. Уран обычно роли не играет (существенно содержание его только в «синисите» — анализы 3—5). CaO немного, иногда достигает 13,49% [23а]. Обычно содержится вода, небольшие количества Mg, Si и Sn, очень редко F.

Состав TR в оригиналах хим. анализов (в % к общей сумме TR) (номера отвечают номерам таблицы хим. анализов):

	1	5	6	7	11	17	18	19	22	23
La	10	6	16,0	3,2	17,6	21,4	14	2,3	3	17,5
Ce	33	31	44,0	23,2	45,5	48,8	42	19,5	21	49,5
Pr	0,1	9	7	5,5	8,8	4,1	9	2,5	6,9	7,0
Nd	18	25	20	15,3	17,8	18,9	25	25	21	17,5
Sm	4	6	2,6	5,9	2,9	1,6	3,1	6,3	12	0,2
Eu	0,5	0,5	0,3	0,3	0,3	—	0,4	—	0,7	—
Gd	3	3,2	1,7	6,0	2,6	3,3	1,3	7,4	9,8	0,7
Tb	0,5	0,4	0,3	1,1	0,3	—	0,2	0,7	1,3	0,05
Dy	2,6	2,1	1,3	5,7	2,3	—	1,2	3,9	4,6	0,4
Ho	0,5	0,3	0,2	1,3	0,6	—	0,3	—	0,5	0,1
Er	1,8	0,8	0,8	5,0	0,6	—	0,3	1,4	1,1	0,2
Tu	0,3	0,1	0,15	0,8	0	—	—	0,6	—	—
Yb	1,4	1,3	1,0	4,2	0,9	—	0,2	1,5	0,6	—
Lu	0,2	0,3	0,15	0,7	0	—	—	—	0,2	—
Y	8—10	~14	~5	21,8	~3	—	~3	28,8	17,3	7
Ссылка	[10]	[28]	[10]	[20]	[10]	[5]	[10]	[4]	[13]	[10]

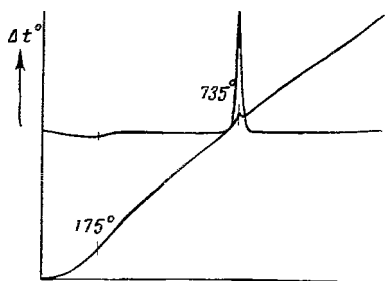
В оригинале анализа $9 - \text{Ce} : \text{La} : \text{Nd} : \text{Pr} = 1 : 0,71 : 0,43 : 0,24$ [25]. О составе редкоземельных элементов см. также [24, 29, 30, 7,4, 5а]. Ильменский эцинит содержит гелий [31, 32], который прочно удерживается при нагревании: лишь 20% гелия выделилось при 1200° [32]. В результате выделения He уд. вес минерала возрастает; в составе эцинита из Хитерё определено 0,004% азота (по Хинце — Линке).

Диагн. исп. Разлагается крепкой H_2SO_4 [25], HF, а также сплавлением с KOH и KHSO_4 [20]; отмечается быстрое растворение в фосфорной кислоте [7].

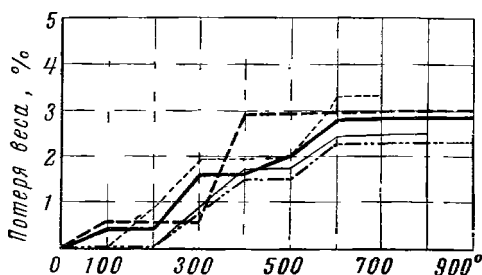
В полир. шл. травится $\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{KMnO}_4$, кипящей H_2SO_4 и очень интенсивно HF [49].

II. п. тр. вспучивается.

Повед. при нагр. В результате прокаливании метамиктные эциниты восстанавливают первоначальную структуру. На кривых нагревания



Фиг. 137. Кривая нагревания эцинита (оригинала анализа 18) (по Жабину и др.)



Фиг. 138. Кривые потери веса эцинитов (по Горжевской и Сидоренко)

(фиг. 137) рекристаллизации отвечает резко проявленный экзотермический пик в пределах $735 - 815^\circ$ [7, 12, 22]; в области $100 - 300^\circ$ слабо выражено эндотермическое понижение. Потеря веса максимальна при $300 - 400^\circ$ (фиг. 138) [7, 22]. При рекристаллизации существенно метамиктных образцов, наряду с ромбической фазой, появляется кубическая фаза с $a_0 = 10,24 - 10,28 \text{ \AA}$, которая при дальнейшем нагревании (обычно выше $900 - 1000^\circ$) исчезает; при прокаливании в вакууме при $1000 - 1200^\circ$ структура эцинита обычно остается неизменной [22,7]. Для «синисита» Чжап [33] указывает переход в эцинитовую фазу около 800° , выше 800° — в эксенитовую (продукт прокаливании со структурой эксенита обозначен им как β -синисит). Эцинит размягчается при 1500° , плавится при 1550° [34].

Находж. Относительно редок. Встречается как акцессорный минерал в щелочных сиенитах, пегматитах щелочных и нефелиновых сиенитов, а также в гидротермально измененных породах, связанных со щелочными массивами, редко — в гранитных пегматитах; наблюдался также в грейзенах, в карбонатитах.

В пегматитах Ильменских гор (Челябинская обл.) эцинит отмечается как акцессорный минерал в ассоциации с монацитом, биотитом, цирконом, магнетитом, иногда с апатитом, в корундо-полевошпатовых пегматитах — с уралоритом, черной слюдой, сфеном, магнетитом и др. [49]; обогащенный иттрием эцинит ассоциируется с цирконом, колумбитом, ильменитом, гранатом [20]. В Вишневых горах (Челябинская обл.) [40] акцессорный

эшинит характерен для пегматитов среди фенитизированных гранито-гнейсовых пород; встречается в полевошпатовых и кварцево-полевошпатовых жилах с бетафитом, ортитом, цирконом, мусковитом, биотитом и др., в альбититах, в кварцево-полевошпатовых пегматитах с пироксеном, ферсмитом, ортитом, ильменорутилом и др., также в арфведсонито-кварцевых прожилках с чевкинитом, бритолином, кальцитом, галенитом и сфалеритом, в кварцевых прожилках (алюмоэшинит) совместно с титансодержащим колумбитом. Обогащенный ниобием эшинит наблюдался в Китае в метасоматических породах с эгирином, магнетитом, кальцитом и флогопитом [2], в Корее — в сростании с ильменорутилом, клиноцоизитом, цоизитом и флогопитом [5].

Танталэшинит встречается в Сибири в гранитных пегматитах натриево-литиевого типа с ростеритом, апатитом, пироксеном [13], «синисит» — в одной из гранитных пегматитовых жил Внутренней Монголии (Китай) в крупных выделениях полевого шпата и слюды, сопровождается топазом, флюоритом, турмалином, бериллом и др. [2, 6, 27, 32]. В кварцевых жилах и пегматитах танталэшинит обнаружен в Кении [29].

В СССР эшинит также встречается в грейзенах, развившихся по аляскитам, в тесной ассоциации с ильменорутилом и ильменитом, сопровождается рутилом, анатазом, титанитом, монацитом, ксенотимом и др. [44]. В Сибири обнаружен как аксессуарный минерал поздних кальцитовых карбонатитов в ассоциации с флогопитом, актинолитом, апатитом, пироксеном и баделлеитом [22, 35].

Описанный под названием эшинита минерал из гранитных пегматитов Хитерё (Норвегия) оказался приоритом (бломстрандином) [36].

Изм. Часто наружные части кристаллов и зерен покрыты красновато-бурными и сероватыми корочками. В Ильменских горах проявилось замечание эшинита буровато-зеленым титанитом [49].

Отл. Трудно отличим от ряда сходных минералов (самарскита, ортита, чевкинита, колумбита, фергусонита и др.). От почти непрозрачного в шлифах самарскита отличается вишнево-красным цветом, от ортита и чевкинита — значительно большим показателем преломления и большим удельным весом, по сравнению с колумбитом имеет больший удельный вес и обычно изотропен. От колумбита отличим по поведению перед паяльной трубкой: сначала несколько вспучивается, затем при накаливании добела не изменяется [47]. Надежно диагностируется на основе порошкограмм.

Искусств. Получается спеканием соответствующих окислов при 1200—1350° [7, 37], также гидротермальным путем в автоклаве при 300° и давлении паров воды около 87 кГ/см² [38].

Практ. знач. Не имеет.

Разнов. Т а н т а л э ш и н и т — tantalaeschynite — обогащен танталом (анализ 22) (Корнетова и др., 1963) [43].

Кристаллы необычного для эшинита облика: уплощены по (010), (см. фиг. 135, б). Порошковая диаграмма, параметры ячейки (см. выше), поведение при нагревании, состав редких земель — типичные для эшинита. Уд. вес 5,87 — выше, чем у собственно эшинита. Обнаружен в гранитном пегматите в Сибири.

Алюмоэшинит — alumoeschynite — эшинит с необычно высоким содержанием алюминия и железа (анализ 23) (Еськова и др., 1964) [40]. Порошковая диаграмма типична для эшинита, характерно пониженное значение параметра c_0 (см. стр. 362). Свойства не охарактеризованы. Обнаружен в Вишневых горах (Челябинская обл.) совместно с титансодержащим колумбитом в кварцевых прожилках среди фенитизированных пород.

Межплоскостные расстояния эшпинита из Ильменских гор, прокаленного при 1000° [7]

FeK_{αβ}-излучение, D = 57,3 мм, стандарт NaCl

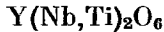
hkl	I	d(кХ)	hkl	I	d	hkl	I	d
020	1	5,41	151	4	1,958	β	3	1,344
101	3	4,33	133; 240	3	1,917	β	4	1,293
002	3	3,67	004	6	1,877		2	1,275
112β	5	3,22	043; 241	3	1,846		1	1,253
022	4	3,11	060; 213	1	1,800		1	1,236
130	8	3,00	061	2	1,775	02α; 334	7	1,211
112	10	2,98	134β	1	1,757	126	8	1,176
131	3	2,77	143	3	1,729		5	1,161
200; 122	5	2,66	242	7	1,694		1	1,137
041	2	2,58	251	1	1,645		4	1,127
103β	2	2,50	330; 134	9	1,596		4	1,109
140	3	2,43	204	8	1,540		6	1,095
103; 221	4	2,28	170	2	1,504		5	1,067
222β	4	2,21	171	5	1,474		6	1,045
230	3	2,15		1	1,451		4	1,017
004β; 231	3	2,07	β	1	1,420		6	1,006
222; 150	6	2,01	172	3	1,397		5	0,997

Л и т е р а т у р а

- Жабин А. Г., Мухитдинов Г. Н., Казакова М. Е. Тр. ИМГРЭ, 1960, вып. 4, 66.
- Chang Pei-shan. Scientia Sinica, 1962, 11, No 7, 969; Acta geol. sinica, 1963, 43, No 1, 90 (текст китайский).
- Ellsworth H. V. Am. Min., 1927, 12, No 5, 212.
- Butler J. R. Am. Min., 1957, 42, No 9—10, 671; Horne J. E., Butler J. R. Min. Mag., 1965, 34, No 268, 237.
- Горжевская С. А., Сидоренко Г. А. ДАН СССР, 1962, 146, № 5, 1176.
- Fleischer M. Min. Mag., 1966, 35, No 274, 801.
- Го Чен-цзи, Чжун Чжи-чэн. Кэсюэ тунбао, Научн. вестн. «Scientia», 1957, № 12, 378 (текст китайский).
- Горжевская С. А., Сидоренко Г. А. Геология месторождений редких элементов, 1964, вып. 23, 36 (всесторонняя сводка).
- Жабин А. Г., Александров В. Б., Казакова М. Е., Фекличев В. Г. ДАН СССР, 1962, 143, № 3, 686.
- Комков А. И. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1963, 96, мин. сб. № 3, 213.
- Еськова Е. М., Жабин А. Г., Мухитдинов Г. Н. Минералогия и геохимия редких элементов Випневых гор. Изд-во «Наука», 1964, 147.
- Подольский А. М., Голиков И. В., Бурова Г. А. Тр. Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 175.
- Жабин А. Г., Александров В. Б., Казакова М. Е. Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 7, 108.
- Корнетова В. А., Александров В. Б., Казакова М. Е. Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 108.
- Александров В. Б. ДАН СССР, 1963, 153, № 3, 672.
- Александров В. Б. ДАН СССР, 1962, 142, № 1, 181.
- Кокшаров Н. И. Мém. Acad. Sci., St.-Pét., 1861, 4, № 3, 1.
- Федоров Е. С. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1908, 1, вып. 3, 206.
- Барсанов Г. П. Зап. Мин. об-ва, 1944, 73, вып. 2—3, 101.
- Данные Г. П. Барсанова, 1949.
- Макарович Б. А., Еськова Е. М., Гонибесова К. А. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 3, 145.
- Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963, 105.
- Горжевская С. А., Сидоренко Г. А. Минеральн. сырье, 1963, 8, 48.
- Гау I. M. Eson. Geol., 1962, 57, No 3, 334.
- Гайдукова В. С. Геол. м-ний редких элементов, 1966, вып. 30, 72.
- Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 81.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. ДАН СССР, 1941, 30, № 3, 232.
- Владимирова М. Е. Тр. Радиового ин-та АН СССР, 1957, 6, 139.

27. Чжан Пэй-шань. Дичжи луньши, 1958, 18, № 5, 360 (по Р. Ж. Геология, 1960, № 7, реф. 12751).
28. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Изд-во «Наука», 1964, 2, 477.
29. Butler J. R. Min. Mag., 1958, 31, No 240, 763.
30. Семенов Е. И., Баринский Р. Л. Геохимия, 1958, № 4, 314; Павленко А. С. и др. Геохимия, 1959, № 4, 291.
31. Лукашук А. И. ДАН СССР, 1928, А, № 24, 499.
32. Герлинг Э. К., Владимирова М. Е. ДАН СССР, 1942, 37, № 5—6, 205.
33. Чжан Пэй-шань. Scientia Sinica, 1963, 12, No 2, 237.
34. Seifert H., Beck V. N. Jb. Min., Abhandl., 1965, 103, H. 1, 1.
35. Гайдукова В. С., Здорик Т. Б. Геология месторождений редких элементов, 1962, вып. 17, 105.
36. Adamson O. J. Geol. f6r. f6rhandl., 1942, 64, H. 2, No 429, 108.
37. Александров В. Б. ДАН СССР, 1963, 153, № 3, 672.
38. Комков А. И. ДАН СССР, 1959, 126, № 3, 641.

Приорит Priorite

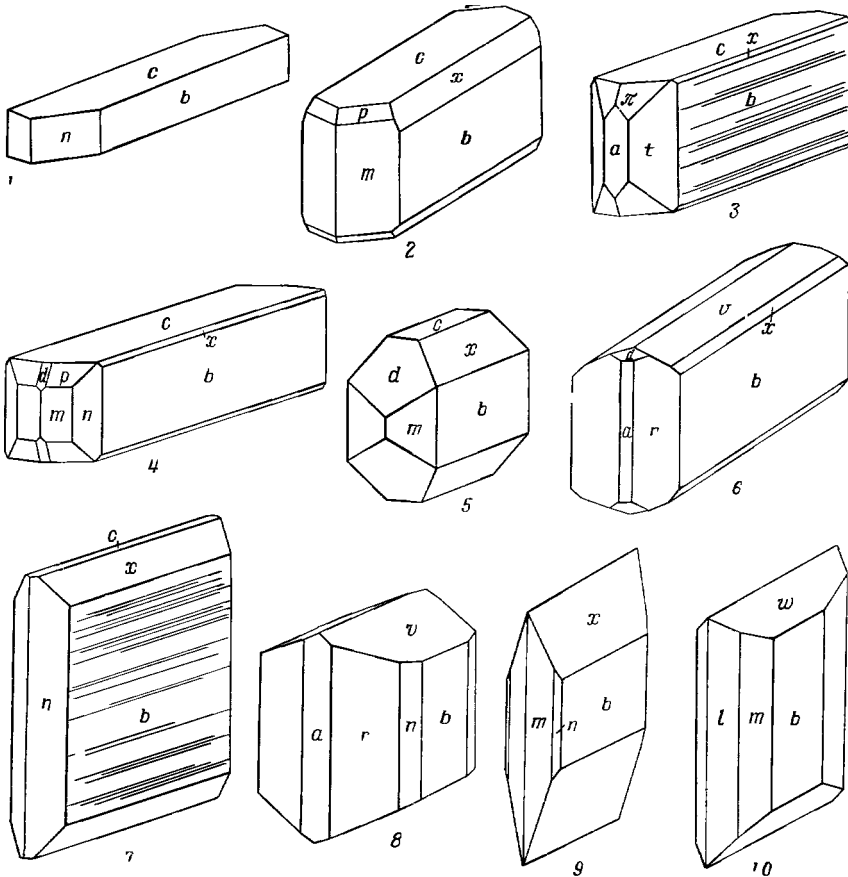


Назван по имени английского минералога Г. Т. Прайора (G. Prior), впервые описавшего минерал (Брёггер, 1906) [1].

Синон. Прайорит.

Разнов. Бломстрандин.

Характ. выдел. Кристаллы несовершенного развития (иногда длиной до 10 см) [2], зерна, неправильные выделения весом до 30 кг [1].



Фиг. 139. Кристаллы приорита

1 — Ильменские горы (по Хаузеру и Херцфельду); 2, 6, 8, 9 — Мальгашская республика (по Лакруа); 3, 4, 7 — Норвегия (по Брёггеру); 5 — Чехословакия (по Чеху); 10 — Конго (по Вамбеке)

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{16} — $Pbnm$ [3]. Большею частью рентгеноаморфен, метамиктен. В результате нагревания (см. «Повед. при нагр.») структура метамиктного приорита восстанавливается. Параметры ячейки (в Å) кристаллического (оригинала хим. анализа 4) и метамиктного (после прокалывания) приоритов а также искусственного $YNbTiO_6$:

a_0	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	№ хим. анализа	$YNbTiO_6$
5,19	10,91	7,37	0,476 : 1 : 0,676	4	[3]
5,17	10,95	7,39	0,472 : 1 : 0,675	—	[4]
5,17	10,95	7,37	0,472 : 1 : 0,673	9	[5]
5,185	10,96	7,415	0,473 : 1 : 0,673	$YNbTiO_6$	[6]

$Z = 4$ [3].

Параметры элементарной ячейки близки к таковым эшинита; очевидно, близки и структуры обоих минералов.

Ромбо-дипирамид. кл. D_{2h} — mmm ($3L_23PC$); $a : b : c = 0,4746 : 1 : 0,6673$ (Брёггер) [1].

Наблюдавшиеся формы [1, 2, 7—13]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2	
c	001	—	0°00'	90°00'	90°00'	0°00'	90°00'
b	010	0°00'	90 00	0 00	90 00	—	0 00
a	100	90 00	90 00	—	0 00	90 00	90 00
t	140	27 47	90 00	0 00	62 13	90 00	27 47
n	130	35 05	90 00	0 00	54 55	90 00	35 05
r	120	46 30	90 00	0 00	43 30	90 00	46 30
m	110	64 37	90 00	0 00	25 23	90 00	64 37
l	210	76 39	90 00	0 00	13 21	90 00	76 39
u	023	0 00	23 59	66 01	90 00	0 00	66 01
v	045	0 00	28 06	61 54	90 00	0 00	61 54
w	011	0 00	33 43	56 17	90 00	0 00	56 17
x	021	0 00	53 09	36 51	90 00	0 00	36 51
e	102	90 00	35 06	90 00	54 54	35 06	90 00
d	101	90 00	54 35	90 00	35 25	54 35	90 00
f	502	90 00	74 07	90 00	15 53	74 07	90 00
π	121	46 30	62 43	36 51	49 52	54 35	52 17
p	111	64 37	57 17	56 17	40 32	54 35	68 52
z	658*	68 25	48 35	67 22	45 47	46 31	74 00

$$\begin{aligned}
 mm (110) : (\bar{1}\bar{1}0) &= 50^\circ 45' & ll (210) : (2\bar{1}\bar{1}) &= 26^\circ 42' & xx (021) : (0\bar{2}\bar{1}) &= 73^\circ 41' \\
 nn (130) : (\bar{1}\bar{3}0) &= 70 10 & ww (011) : (0\bar{1}\bar{1}) &= 67 26 & dd (101) : (10\bar{1}) &= 70 51
 \end{aligned}$$

* Недостоверна.

Кристаллы разнообразного облика (фиг. 139): обычно некоторое удлинение вдоль оси a с более или менее равным развитием c (001) и b (010) (фиг. 139, 2—4), реже с уплощением по c (001); иногда грани c (001) развиты очень незначительно или отсутствуют, наблюдаются и кристаллы, уплощенные по b (010) и несколько удлиненные вдоль оси c . Кристаллы весьма несовершенны, грани большею частью матовые. На гранях b (010) обычна горизонтальная штриховка.

Отмечено ориентированное нарастание на кристалл приорита (бломстрандица) кристалла эвксенита (поликраза) (фиг. 140) с взаимно-параллельным расположением осей обоих кристаллов: оси a , b и c эвксенита параллельны соответственно осям b , c и a приорита [1].

Физ. св. Сп. не обнаружена. Хрупок. Изл. раковистый, полураковистый. Тв. $5\frac{1}{2}$ — 6. Микротвердость 724—834 кг/см² [4]. Уд. в. 4,5—5,05. Цв. черный, буро-черный, бурый, красновато-бурый, оранжево-желтый и желтый. Черта красновато-желтая. Бл. жирный, стеклянный до алмазного, иногда полуметаллический. В тонких осколках просвечивает красновато- и желтовато-бурым цветом.

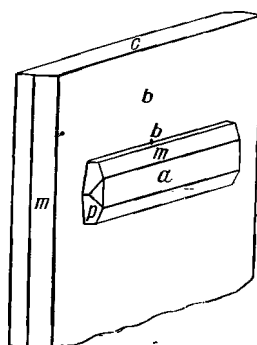
Очень слабо магнитен. Диэлектрическая проницаемость 4,19—4,96 [4].

Очень сильно радиоактивен; в некоторых кристаллах более радиоактивны наружные части [13].

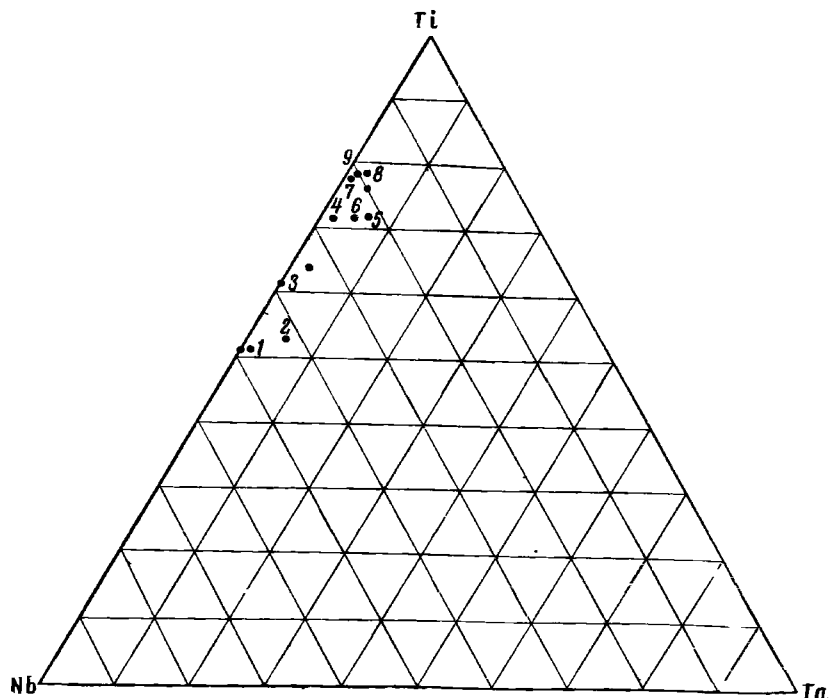
Микр. В пл. в прох. свете желто-бурый, красновато-бурый, желтый; распределение окраски часто пятнистое [4]. В основном изотропен (метамиктен), частично анизотропен с низким двуупреждением. Двуосный (—). $n = 2,15$ — $2,33$, иногда 2,075 и 2,375 [4], у ильменского $n \leq 2,154$ [10], у оригиналов анализов 1 и 3 из Вост. Сибири 2,18 ± 0,05 [12], у оригинала анализа 9—2,15 [5].

В полир. пл. в отраж. свете золотисто- или красновато-бурый [4]. Отраж. способность высокая. Изотропен. Внутренние рефлексии красные (при сильном освещении) [11].

Хим. Состав непостоянный, в общем отвечает формуле AB_2O_6 . В группу В в основном входят Ti и Nb, в собственно приоритах соотношение Ti : Nb близко к 1 или несколько больше; в блонстрандинах Ti преобладает и иногда составляет более 70% от суммы (Ti + Nb + Ta) (фиг. 141, анализы 4—9).



Фиг. 140. Ориентированное нарастание призматического кристалла эвксенита на таблитчатый кристалл приорита (блонстрандина), Хиттерё, Норвегия (по Брёггеру)



Фиг. 141. Соотношение содержания Nb, Ti и Ta в приоритах; цифры отвечают номерам химических анализов

Роль Ta незначительна (до 8% Ta₂O₅). В небольших количествах в группу В, возможно, входят Fe³⁺, Al, Zr.

В группе А главную роль играют TR-элементы (21,4—36,5% TR₂O₃), среди которых преобладают Y и элементы иттриевой группы, главным образом Dy и Er (см. ниже). Всегда содержатся торий (до 7,9% ThO₂) и уран; количество CaO невелико; щелочи отсутствуют. Отмечено содержание В (0,8% В₂O₃) [14].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	0,21	—	—	—	—	<0,1	—	<0,1	—
K ₂ O	0,27	—	—	—	—	He обн.	—	He обн.	—
MgO	0,15	0,55	—	0,14	0,10	0,06	0,28	0,10	—
CaO	0,39	3,00	—	3,95	0,90	1,7	1,04	1,0	2,00
SrO	—	—	—	—	0,15	<0,001	—	<0,001	—
MnO	—	—	—	—	сл.	0,20	0,16	0,21	—
FeO	—	—	—	—	—	0,34	1,73	0,53	—
PbO	—	2,01	—	0,98	0,69	0,05	0,35	0,03	0,73
Al ₂ O ₃	0,64	2,80	1,60	0,60	—	0,60	1,36	0,60	—
Fe ₂ O ₃	0,50	1,27	2,0	5,00	0,73	3,33	—	3,96	2,80
ΣY ₂ O ₃	36,55	25,14	33,20	21,90	25,72	24,90	26,66	27,71	30,5
ΣCe ₂ O ₃		0,94							
SiO ₂	0,64	0,54	2,04	0,55	2,48	0,28	—	0,24	0,24
TiO ₂	21,77	21,41	26,10	32,48	33,73	31,71	34,07	35,20	36,15
ZrO ₂	—	—	0,60	—	—	0,01	0,20	<0,01	0,27
SnO ₂	—	—	—	—	0,08	0,05	0,50	0,07	—
ThO ₂	1,85	1,62	2,75	4,80	2,75	5,80	7,93	5,78	5,27
UO ₂	0,51	—	0,68	4,50	3,44	4,32	3,24	1,27	0,98
UO ₃	0,57	—	—	0,92	—	0,08	—	2,40	1,20
U ₃ O ₈	—	4,30	—	—	—	—	—	—	—
Nb ₂ O ₅	34,37	28,91	27,62	20,61	17,62	17,72	15,08	14,26	14,90
Ta ₂ O ₅	0,41	5,54	0,22	2,04	8,25	4,29	1,30	2,59	1,22
H ₂ O ⁺	0,52	2,40	2,40	2,4	2,75	3,99	—	3,53	3,60
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—	0,07
F	0,90	—	—	—	—	—	—	—	—

Сумма 100,25 100,43 99,21 100,87 99,47 * 99,53 99,55 ** 99,52 *** (99,93)
Уд. в. 5,08 4,957 5,03 4,86 4,95 4,838 5,00 4,786 4,70

* В том числе 0,08 BeO, Sc₂O₃ < 0,005, BaO, CoO, NiO, CuO и Cr₂O₃ < 0,001.

** В том числе 0,96 н. о.

*** В том числе P₂O₅ — 0,04.

1—3 — собственно приориты: 1 — Вост. Сибирь, желтый, анизотропный, анал. Полуянова [12]; 2 — СССР, анал. Шескольская [15]; 3 — Вост. Сибирь, красно-бурый, анал. Федорова [12]; 4—9 — блонстранцины: 4 — СССР, анал. Бакланова [3]; 5 — Южн. Якутия, анал. Книпович [16]; 6 — Кобуланд, Ивеланд (Норвегия), анал. Хонсло и Лянгмир [17]; 7 — Ильменские горы, анал. Хаувер и Херцфельд [7]; 8 — Расвог, Хитгерё (Норвегия), анал. Хонсло и Лянгмир [17]; 9 — СССР, буровато-коричневый, анал. Стукалова и Бакланова; в оригинале указана сумма 99,33 [5].

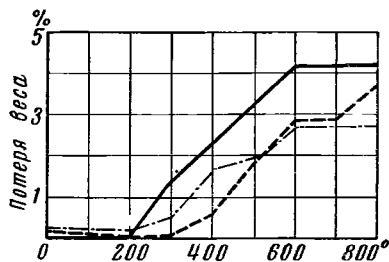
Состав TR в процентах к общей их сумме (см. также [4]):

Y ₂ O ₃	36,68	42,20	51,00	55,75	Y	30	17,1	65,5
La ₂ O ₃	—	0,45	<1,0	<1,0	La	—	—	—
Ce ₂ O ₃	—	1,62	<1,0	<1,0	Ce	3,3	—	3,7
Pr ₂ O ₃	—	0,59	—	0,30	Pr	—	—	—
Nd ₂ O ₃	—	3,51	3,80	3,65	Nd	1,7	8,1	2,4
Sm ₂ O ₃	6,09	4,10	5,40	3,65	Sm	3,3	8,1	2,6
Eu ₂ O ₃	—	—	≤0,1	≤0,1	Eu	—	—	—

Gd ₂ O ₃	9,91	8,33	6,80	4,60	Gd	6,7	10,8	2,7
Tb ₂ O ₃	4,97	2,78	1,50	1,25	Tb	1,7	2,5	—
Dy ₂ O ₃	20,90	17,82	8,65	9,40	Dy	16,7	15,2	6,9
Ho ₂ O ₃	3,97	3,66	1,65	1,90	Ho	6,7	10,6	2,1
Er ₂ O ₃	12,82	7,46	6,20	7,60	Er	13,3	9,6	8,4
Tu ₂ O ₃	0,58	0,89	—	—	Tu	3,3	4,4	—
Yb ₂ O ₃	4,08	6,00	9,30	12,00	Yb	13,3	13,5	6,0
Lu ₂ O ₃	—	0,59	0,95	1,30	Lu	—	—	—
Местонахождение	Вост. Сибирь	Кобуланд	Расвог		Хиттерё	Кобуланд	СССР	
№ анализ	1	3	6	8	—	—	9	
Ссылка	[12]	[12]	[17]	[17]	[18]	[13]	[5]	

Диagn. исп. В HCl и HNO₃ нерастворим. По Симонову [10], ильменский приорит (бломстрандин) при нагревании вспучивается, не сплавляется, превращается в грязновато-желтое вещество, рассыпающееся в порошок. По Горжевской [4], в результате прокаливания приобретает фарфоровидный облик, светлеет.

Повед. при нагр. Рекристаллизация метамиктного приорита начинается около 600°, около 800—900° возникает кубическая фаза со структурой пирохлора ($a_0 = 10,13 - 10,17 \text{ \AA}$); между 900 и 1200° образуются эксенитовая и кубическая ($a_0 = 10,18 - 10,24 \text{ \AA}$, редко меньше) фазы; температура перехода в эксенит у кристаллических приоритов выше, чем у метамиктных [4]. На кривых нагревания наблюдается эндотермическое понижение в пределах от 20 до 300° с максимумом около 200—222°; на кривых нагревания метамиктных образцов рекристаллизация фиксируется в виде экзотермического пика в интервале 473—532°; некоторые образцы дают, кроме того, при 680—780 и при 900—920° экзотермические повышения, связанные с появлением кубической фазы и последующим образованием эксенитовой фазы. Вода (фиг. 142) выделяется от 200 до 600° [4] (см. также [5]). При 1520° бломстрандин из Кобуланда размягчается, при 1580° плавится [19].



Фиг. 142. Кривые потери веса приоритов

(по Горжевской и Сидоренко)

Находж. Редкий акцессорный минерал некоторых гранитоидов, гранитных пегматитов и пневматолито-гидротермальных метасоматических образований.

В гранитах и пегматитах, по-видимому, является поздним минералом (высокие температуры благоприятны для образования эксенита). В гранитах Средней Азии [20—22] бломстрандин сопровождается ильменорутилом, колумбитом и альбитом, в Центр. Казахстане [21] является акцессорным минералом гранитов, не содержащих титанита, сопровождается ильменитом, апатитом, цирконом, ортитом, монацитом, а также рутилом и анатазом.

В пегматитах встречен в Ильменских горах (Челябинская обл.) совместно с цирконом, пирохлором, эпинитом, магнетитом [10]. Наблюдался в пегматитах Станового хребта в Южн. Якутии [14], где приурочен к выделению розового микроклина (в участках, обогащенных магнетитом). В СССР известен также в альбитизированных и окварцованных зонах пегматитов, генетически связанных со щелочными гранитами; ассоции

руется с цирконом, иттротитанитом, абукумалитом и магнетитом [5]. Совместно с ильменорутилом и цирконом встречен в пегматитах Поздатек и Тржебиче в Чехословакии [11]; с другими редкоземельными минералами наблюдается в гранитных пегматитах Мальгашской республики [8] и Южн. Норвегии (Хиттерё, Кобуланд, Расвэг) [9, 13, 18].

Приорит описан как акцессорный минерал альбитизированных граносиенитов и метасоматических малаконо-фергусонитовых жил Южн. Якутии, ассоциируется с альбитом, ильменитом, гадолинитом, фергусонитом, пирохлором и др. [12]. Установлен в кварцево-касситеритовых жилах гор Кибара в Сев. Катанге (Конго) [2].

Описаны псевдоморфозы приорита (бломстрандина) по эвксениту (поликразу) [5].

Изм. На выделениях приорита обычно наблюдаются желтоватые или серовато-зеленоватые корочки и пленки неизученных продуктов изменения. Отмечено замещение приорита фергусонитом [4].

Искусств. Приорит получен в условиях гидротермального синтеза из смеси гидроокислов иттрия, ниобия и титана в автоклаве при 350° и давлении паров воды около 169 кг/см² [6].

Отл. [4]. При наличии кристаллов отличим по их форме от сходных эвксенита и фергусонита. От внешне сходных эпинита и самарскита отличается золотисто-бурым или красно-бурым цветом в плифах. Кристаллический приорит четко диагностируется по порошкограмме.

Разнов. Б л о м с т р а н д и н — Blomstrandin (Брёггер, 1906) [1] — приорит с повышенным содержанием титана.

Синон. Бломстрандинит — blomstrandinite, титаноприорит — titanopriorite (Чжан, 1963) [23].

Межплоскостные расстояния приорита из Вост. Сибири [4]

FeK _{αβ} -пзлучение, D = 57,3 мм, стандарт NaCl								
hkl	I	d(kX)	hkl	I	d	hkl	I	d
020	2	5,41	151	5	1,934	1	1	1,259
101; 021	3	4,30	133; 240	2	1,888	1	1	1,211
111	1	3,94	044	7	1,835	8	1	1,189
130β	2	3,31	060; 043; 214	3	1,815	5	1	1,162
112β	4	3,15	061	2	1,766	3	1	1,149
022	3	3,03	134β	1	1,720	5	1	1,123
130	8	2,97	242; 301	8	1,673	1	1	1,102
112	10	2,883	171β	1	1,603	1	1	1,093
131	3	2,748	134	5	1,571	1	1	1,083
122	1	2,615	330; 312	4	1,547	5	1	1,067
200; 041	4	2,581	252	1	1,517	4	1	1,051
103β	1	2,406	204	8	1,501	4	1	1,038
132	5	2,214	171	4	1,459	4	1	1,030
222β	2	2,183	172	3	1,385	2	1	1,018
151β	2	2,094	β	3	1,312	3	1	1,008
222; 004β	4	2,007	β	2	1,281	2	1	1,000
222	5	1,964						

Л и т е р а т у р а

1. Brögger W. C. Skrift. Vidensk. selsk., Christiania, I. Math.-nat. Kl., 1906, No 6, 98.
2. Wambcke L. Bull. Soc. belge géol., 1957, 66, F. 1, 35.
3. Комков А. И. ДАН СССР, 1959, 126, № 3, 641.
4. Горжевская С. А., Сидоренко Г. А. Минеральное сырье, 1963, вып. 8, 48; Геология месторождений редких элементов, 1963, вып. 23, 36.

5. Дунц А. Изв. АН ЛатвССР, 1965, № 2, 51.
6. Комков А. И., Белополюцкий М. П., Чернорук С. Г., Колпачков Д. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, 93, вып. 2, 205.
7. Hauser O., Herzfeld H. Zbl. Min., 1910, 756.
8. Lacroix A. Minéralogie de Madagascar. Paris, 1922, 1, 392; 1923, 3, 305.
9. Schetelig J. Skrift. Vidensk. selsk., Kristiania, I. Math.-nat. Kl., 1922, No 1, 147.
10. Данные А. П. Симонова, 1949.
11. Сеч Ф. Casop. min., geol., 1957, 2, N 3, 346.
12. Костин Н. Е., Петрова Е. А., Сидоренко Г. А., Скоробогатова Н. В. Минеральное сырье, 1960, вып. 1, 121.
13. Bjørlykke H. Norsk geol. tidsskr., 1930, 11, N. 1—2, 232.
14. Oitedal I. Norsk geol. tidsskr., 1964, 44, N. 3, 441.
15. Соболева М. В., Пудовкина И. А. Минералы урана. Госгеолтехиздат, 1957, 310.
16. Шапошников Г. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 6, 709.
17. Hongslo T., Langmyhr F. J. Norsk geol. tidsskr., 1960, 40, N. 2, 157.
18. Adamson O. J. Geol. f6r. f6rhandl., 1942, 64, N. 2, N:o 429, 108.
19. Seifert H., Vesek V. N. Jb. Min., Abhandl., 1965, 103, N. 1, 1.
20. Хамрабаев Н. Х., Азимов П. Т. Сб. «Вопросы минералогии и геохимии». Изд-во «Наука», Ташкент, 1964, 172.
21. Азимов П. Т. Сб. «Вопросы геологии Узбекистана». Изд-во АН УзбССР, 1962, вып. 3, 80.
22. Гогель Г. Н. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1958, вып. 4, 99.
23. Чжан Пэй-шань. Scientia Sinica, 1963, 12, No 2, 237.

Иттрокразит — yttracrasite. $(Y,Th)Ti_2(O,OH)_6?$

Название указывает на содержание иттрия и наличие многих компонентов: греч. $\kappa\rho\alpha\varsigma$ (кразис) — смесь (Хиден и Уорен, 1906) [1].

Представлен лишь одним кристаллом (весом 60 г), внешне сходным с кристаллами иттротанталита. Ромб. с. Наблюдались грани (001), (010), (100), (110) и (101); все грани матовые.

Изл. неясно раковистый, неровный. Тв. $5\frac{1}{2}$ — 6. Уд. вес 4,804. Цв. черный. Бл. на изломе смоляной, наружные части кристалла матовые. Осколки просвечивают по краям янтарно-желтым цветом. Мелкие частицы почти бесцветны и прозрачны. Радиоактивен.

Под микроскопом неоднороден: частью изотропен (метамиктен), частью слабо анизотропен. По Ларсену, $n = 2,12$ — $2,15$.

Анализ: CaO — 1,83; MnO — 0,13; PbO — 0,48; Fe₂O₃ — 1,44; ΣY_2O_3 — 25,67; ΣCe_2O_3 — 2,92; TiO₂ — 49,72; ThO₂ — 8,75; UO₂ — 1,98; UO₃ — 0,64; WO₃ — 1,87; CO₂ — 0,68; H₂O⁺ — 4,36; H₂O⁻ — 0,10; сумма — 100,57; содержит Nb₂O₅, следы MgO, SiO₂, Ta₂O₅.

Разлагается HF (мелкорастертый), растворяется в H₂SO₄ при кипячении. П. п. тр. не плавится, растрескивается, становится темно-серым.

Встречен в пегматите в Барнет-Каунти (Техас, США). По-видимому, является продуктом изменения другого минерала. На поверхности кристалл покрыт тонким слоем непрозрачного, буроватого аморфного вещества.

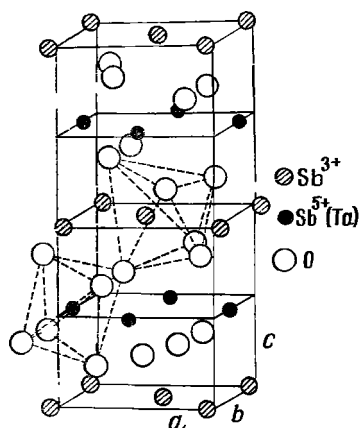
Согласно Вамбеке [2], «иттрокразит» из Митваба в Катанге (Конго), абсолютный возраст которого определялся [2], на самом деле не является иттрокразитом.

Л и т е р а т у р а

1. Hidden W. E., Warren C. H. Am. J. Sci., 1906, 22, 515.
2. Ledent D., Picciotto E., Poulaert G. Bull. Soc. belge géol., 1956, 65, 233; Eberhardt P., Geiss J., Gunten H. R., Houtermans F. G., Signer P. Там же, 251; Wambeker L. Там же, 256.

СТРУКТУРА ТИПА СТИБИОТАНТАЛИТА

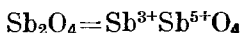
Стибиотанталит $Sb(Ta,Nb)O_4$ и сервантит $Sb^{3+}Sb^{5+}O_4$ изоструктурны [1]. Атомы Sb^{5+} , соответственно $Ta(Nb)$, находятся в центрах почти правильных октаэдров, слагающих слои, параллельные (001). Атомы Sb^{3+} расположены в середине шестивершинников, существенно отличных от октаэдров; $Sb^{5+}O_6$ -октаэдры (TaO_6 -октаэдры) имеют с $Sb^{3+}O_6$ -полиэдрами общие вершины (фиг. 143).



Литература

1. Dählström. K. Zs. anogr., allgem. Chem., 1938, 239, Н. 1, 57).

Фиг. 143. Структура сервантита и стибитанталита (по Дильстрёму)

Сервантит *Cervantite*

	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Сервантит $Sb^{3+}Sb^{5+}O_4$	Ромб.	4,79	5,43	11,73	6,5

Виталиано и Мэйсон [4] предложили считать сервантит аналогом стибиконита, однако, по данным рентгеновского изучения, эти минералы различны [2, 3]; сервантит очень близок к искусственному ромбическому $Sb^{3+}Sb^{5+}O_4$.

Первое указание на существование природного безводного сурьмяного окисла было сделано Дюфренуа в 1845 г. [4]. Назван по месту первой находки — Сервантес в Испании (Дана, 1850).

Синон. Копьевидная блестящая охра — Spiessglanzocker (частично) (Карстен, 1789), сурьмяная охра — antimony ochre (частично), желтая сурьмяная руда — Gelb-antimonerz (Брайтхаупт, 1823).

Разнов. Гидросервантит.

Характ. выдел. Преимущественно образует скрытокристаллические агрегаты (корки на выделениях антимонита и псевдоморфозы по нему), реже образует мелкие игольчатые кристаллики.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $C_{2v}^o - Pbn2_1$; $a_0 = 4,79$; $b_0 = 5,43$; $c_0 = 11,73 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,882 : 1 : 2,40$ (для минерала из Зап. Сербии) [2]; $a_0 = 4,814$; $b_0 = 5,435$; $c_0 = 11,78 \text{ \AA}$ (для искусств. $Sb^{3+}Sb^{5+}O_4$) [5]; $Z = 4$.

Изоструктурен со стибитанталитом и стибикоколумбитом [5].

Физ. св. [2, 3]. Сп. по (001) совершенная, по (100) менее ясная. Тв. 4—5. Уд. в. сервантита из Зап. Сербии выше 6,5 [2], искусств. 6,59 (вычисл. 6,64); уд. в. гидросервантита 5,36—5,49 [3] (значения уд. веса сервантита по старым данным, очевидно, занижены, см. хим. анализы). Цвет желтоватый до белого, оранжево-желтый. Бл. жирный, реже перламутровый, у скрытокристаллических выделений — матовый.

Микр. В пл. имеет вид тонкозернистых и волокнистых агрегатов; в прох. свете желтоватый, иногда буроватый (гидросервантит); $Ng \parallel$ удлинению [6].

Некоторые выделения состоят из двупреломляющего (волокнистого) и изотропного материала (порошкограммы анизотропного и изотропного вещества идентичны с таковыми для искусственного $Sb^{3+}Sb^{5+}O_4$) [7]. $n = 1,91-2,16$ [2, 6, 7]. Двупреломление сильное, иногда слабое.

Хим. Теор. состав: $Sb_2O_3 - 47,39$; $Sb_2O_5 - 52,61$ ($Sb - 79,19$). Наличие Sb^{3+} и Sb^{5+} подтверждено рентгеноспектральным методом [5]. Новых анализов собственно сервантита в литературе нет; анализы минерала из среднеазиатских м-ний указывают на присутствие воды (гидросервантит) [3].

Анализы:

	1	2	3		1	2	3			
CaO	2,10	—	Не обн.	} H_2O^- H_2O^+ Прочие	0,70	—	0,68			
MgO	0,15	—	—					—	0,75	2,59
Fe_2O_3	—	1,25	сл.							
Sb_2O_3	[46,46]	[46,60]	46,48	Уд. в.	(5,09)?	(4,08)?				
Sb_2O_5	[51,54]	[51,70]	49,62				99,37	5,49		

1 и 2 сервантит (анализы пересчитаны): 1 — Борнео, в оригинале указано $Sb_2O_4 - 93,00$ [8]; 2 — Перета, в оригинале: $Sb - 78,70$; $O - 19,47$, прочие: примесь жильных минералов, анал. Бекки [9]; 3 — гидросервантит, Терексай, анал. Сендерова [7].

Диагн. исп. В HCl растворяется с трудом. П. п. тр. не сплавляется. С содой на угле дает металлическую сурьму и покрывает уголь белым плотным налетом окиси сурьмы. Гидросервантит при прокаливании в стеклянной трубке выделяет воду и светлеет.

Наход. Сервантит — распространенный минерал зоны окисления сурьмяных месторождений; наибольшим распространением пользуется разновидность, содержащая воду (гидросервантит). Обычно является продуктом изменения антимонита, реже бурнонита и других сложных сульфидов сурьмы. Встречается совместно с кермезитом, иногда со стибиконитом, гидроромеитом, валентинитом, самородной серой, гипсом, изредка с биндгеймитом и сенармонитом. В СССР сервантит встречается в Тургайском и Успенском месторождениях (КазССР) в ассоциации с кермезитом и стибиконитом [10]. В Кадамджайском, Терекском и Хайдарканском месторождениях (Средняя Азия) установлен гидросервантит [3]; в первых двух месторождениях он образует довольно крупные скопления, развивается по антимониту, ассоциируется с кермезитом, самородной серой, иногда с гидроромеитом и биндгеймитом (Терекское м-ние).

За рубежом сервантит в виде псевдоморфоз по антимониту известен в месторождениях: Сервантес (Испания) [4], Перета (Тоскана, Италия) [9], Брасина (Зап. Сербия), Бая-Сприе (бывш. Фельшебанья, Румыния), Покка (Боливия) [2], Вилун (Зап. Австралия) — со стибиконитом, иногда с валентинитом и сенармонитом [11], на о-ве Борнео (со стибиконитом) [8]. Как продукт изменения бурнонита отмечается в Ольза и Вольх в Каринтии (Австрия) [12].

Искусств. Получается в виде порошка при нагревании смеси Sb и Sb_2O_3 или Sb_2O_5 на воздухе [13], а также при длительном прокаливании $Sb_2O_5 \cdot OH$ при 900° [5].

Практ. знач. Совместно с другими гипергенными сурьмяными минералами входит в состав сурьмяных руд.

Отл. В отличие от валентинита не плавится перед паяльной трубкой и не возгоняется при нагревании в закрытой трубке; от кубических стибиконита и гидроромеита отличается более высоким удельным весом, большим показателем преломления. Диагностика минерала требует химических испытаний и рентгеновского изучения.

Разнов. Г и д р о с е р в а н т и т — hydroservantite (Шлайн, 1963) — $Sb^3 \cdot Sb^5 \cdot O_4 \cdot nH_2O$ [3, 7] (свойства и анализ см. выше).

Межплоскостные расстояния сервантита из Брасина [2]

$CuK\alpha$ -излучение, $D = 57,3$ мм

hkl	l	d (Å)	hkl	l	d (Å)	hkl	l	d (Å)
111	5	3,40	025	6	1,774	208	3	1,253
112	10	3,06	116	6	1,723	330	2	1,199
004	7	2,91	131	5	1,678	307	3	1,159
020	6	2,70	223	7	1,635	413; 326;		
200	6	2,38	008	6	1,472	404; 138	6	1,113
115	2	1,943	225	5	1,429	150	5	1,057
204	7	1,854	226; 042	5	1,323			

Л и т е р а т у р а

- Vitaliano C., Mason B. Am. Min., 1952, 37, No 11—12, 982.
- Gründer W., Pätzold H., Strunz H. N. Jb. Min., Monatsh., 1962, H. 5, 93.
- Шлайн Л. Б. Тр. Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 259.
- Dufrénoy A. Traité de Minéralogie, 1845, 2, 654.
- Dihlström K. Zs. anorg., allgem. Chem., 1938, 239, H. 1, 57.
- Larsen E. C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1924, No 679, 54.
- Новые данные Л. Б. Шлайн, В. М. Сендеровой и Г. В. Басовой.
- Frenzel A. Tscherm. Min. Mitt., 1877, H. 3, 297.
- Meneghini Am. J. Sci., 1852, 14, 61.
- Альтгаузен М. Н., Борیشانская С. С. «Минералы СССР». Изд-во АН СССР, 1940, 2, 54.
- Simpson E. S. Minerals of Western Australia. Perth, 1948, 1, 408.
- Zerhagovich V., Becke F. Min. Lexikon. Wien, 1893, 3, 65.
- Mellor J. W. A comprehensive treatise on inorganic and theoretical chemistry. London, 1933, 9, 435.

ГРУППА СТИБИОТАНТАЛИТА — СТИБИОКОЛУМБИТА

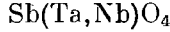
		Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Стибиотанталит	$Sb(Ta, Nb)O_4$	Ромб.	4,93	5,55	11,80	—	7,3
Стибиоколумбит	$Sb(Nb, Ta)O_4$	Ромб.	—	—	—	—	5,98
Бисмутотанталит	$Bi(Ta, Nb)O_4$	Ромб.	4,97	5,57	11,78	—	8,8
[Торолит]	$Sn(Ta, Nb)_2O_7$	Монокл.	17,11	4,85	5,56	$90^\circ 54'$	6,8—7,9

Сурьмяные минералы — стибитанталит и стибитоколумбит различаются соотношением содержаний тантала и ниобия; ниобиевый аналог бисмутотанталита в природе не наблюдался. Параметры элементарных ячеек стибитанталита и бисмутотанталита почти одинаковы. Структура непосредственно определена лишь для стибитанталита. У последнего четко выражены пьезооптические свойства, отсутствующие у бисмутотанталита; соответственно пространственные группы минералов разные. В стибитанталитах содержится висмут (до 3,98% Bi_2O_3), в бисмутотанталите — сурьма (1,76% Sb_2O_3).

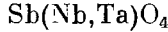
Параметры моноклинной ячейки торолита сходны с параметрами ромбической ячейки стибитанталита: b_0 и c_0 торолита близки соответственно a_0 и b_0 стибитанталита (у торолита $a_0 = 17,11 = 5,70 \times 3$, у стибитанталита $c_0 = 11,80 = 5,90 \times 2$); угол β торолита мало отличается от 90° .

Плоскости совершенной спайности обоих минералов перпендикулярны наибольшему ребру ячейки: сп. по (100) у торолита, по (001) у стибиотанталита (в установке Дильстрёма — Унгемаха). Структура торолита не определена, и соотношение его и стибиотанталита не вполне ясно.

Стибиотанталит *Stibiotantalite*



Стибиоколумбит *Stibiocolumbite*



Названия отражают состав; стибиотанталит назван Гойдером (Goyder, 1892), стибиоколумбит — Шалером (Schaller, 1915).

Синон. стибиоколумбита: стибиониобит — *stibioniobite* (Кёхлих, 1928); стибиобисмутотанталит — *stibioismutotantalite* (Бэнди, 1951) [1] — стибиотанталит, содержащий висмут.

Характ. выдел. Кристаллы (до нескольких сантиметров), зерна.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $C_{2v}^2 - Pna2_1$; $a_0 = 4,93$; $b_0 = 5,55$; $c_0 = 11,80 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,888 : 1 : 2,126$ (Дильстрём, для минерала из Меза Гранде) [2]; $a_0 = 4,96$; $b_0 = 11,80$; $c_0 = 5,52 \text{ \AA}$ (Чистякова и др. для стибиотанталита из Сибири) [3].

Изоструктурны с сервантитом (описание структуры см. на стр. 378, фиг. 143) [2].

Ромбо-пирамид. кл. $C_{2v} - m\bar{m} (L_2 2P)$; $a : b : c = 0,8879 : 1 : 2,1299$ (Унгемах) [4].

Обычные формы [3—8]:

Нижние *	Верхние *	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
\bar{c}	c	001	—	0°00'	90°00'	90°00'	0°00' 90°00'
	m	110	48°24'	90 00	0 00	41 36	90 00 48 24
	e	011	0 00	64 51	25 03	90 00	0 00 25 03
$\bar{\eta}$	η	021	0 00	76 47	13 13	90 00	0 00 13 13
\bar{n}	n	103	90 00	38 33	90 00	51 21	38 33 90 00
\bar{g}	g	101	90 00	67 22	90 00	22 38	67 22 90 00
\bar{w}	w	111	48 24	72 41	25 09	44 27	67 22 50 40

$$\begin{aligned} \bar{g}\bar{g} (101) : (10\bar{1}) &= 45^\circ 16' & w\bar{w} (111) : (\bar{1}\bar{1}1) &= 78^\circ 40' \\ m\bar{w} (110) : (\bar{1}\bar{1}0) &= 83 12 & w\bar{w} (111) : (\bar{1}\bar{1}1) &= 91 06 & \bar{\eta}\bar{\eta} (021) : (02\bar{1}) &= 26^\circ 26' \end{aligned}$$

* Распознавание верхних и нижних форм затруднено тем, что кристаллы часто являются двойниками.

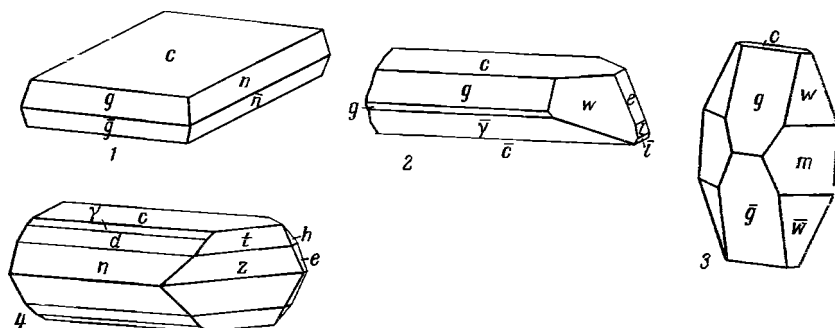
Более редкие формы [3—8]:

b 010	h 023	β 107	d 104	ε 117	y 123	z 343
l 012	α 10)	γ 105	μ 702	x 133	t 34)	s 323

Кристаллам стибиотанталита неоднократно придавалась различная установка. По Пенфилду и Форду [5] ($a : b : c = 0,7995 : 1 : 0, 8448$), полярная ось — ось a . Унгемах поставил полярную ось вертикально ($a : b : c = 0,8879 : 1 : 2,1299$), его установке отвечает рентгеновская Дильстрёма и принятая здесь; Пэлч [6] (соответственно и Дана, 1944) полярную ось считал осью b и принял $a : b : c = 0,4169 : 1 : 0,4696$. Формула перехода от установки Пенфилда — Форда к установке Унгемаха: $0 \frac{1}{\sqrt{2}} 0 / 00 \frac{1}{y} / \frac{1}{4} 00$, от установки Пэлча — Дана к установке Унгемаха: $100/001/010$ (меняются местами второй и третий индексы). Соотношение осей и символов некоторых граней в различных установках:

Унгемах	a	b	c	001	110	103	101	021	011	111
Пенфилд	b	c	a	100	043	110	130	209	—	4.12.9
Пэлч	a	c	b	010	101	130	110	012	011	111

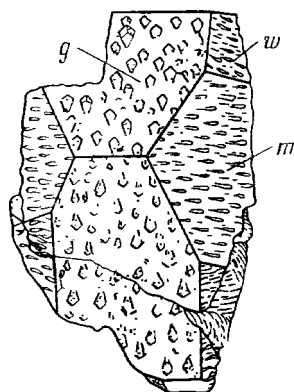
Кристаллы различного облика (фиг. 144): таблитчатые по (001), столбчатые по оси b , частью гемиморфного развития. Двойники по (001) с дв. осью b очень распространены, имеют симметричное строение, трудно



Фиг. 144. Кристаллы стибитантала

1—3— Меза Гранде: 1— по Пенфилду, 2— по Унгемаху, 3— двойник (по Пенфилду); 4 — Сибирь (по Чистяковой); 1, 3 и 4 перечерчены, согласно принятой установке Унгемаха

отличимы от простых кристаллов (см. фиг. 144, 3); обычны полисинтетические двойники. Грани нередко неровные, шероховатые, также изогнутые [3]. На гранях c (001) и (hkl) наблюдается горизонтальная штриховка. На гранях g (101), m (110) и w (111) установлены характерные фигуры естественного травления (фиг. 145) [5].



Фиг. 145. Фигуры травления на гранях кристалла стибитантала, изображенного на фиг. 144, 3 (по Пенфилду)

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (100) отчетливая. Изл. неяснораковистый до зернистого. Хрупки. Тв. 5—5 $\frac{1}{2}$. Микротвердость стибитантала: кольского 607 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ [9], из Калифорнии 441—603 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ (при нагрузке 50 г) [10]. Уд. в. от 5,98 до 7,37 (варьирует в зависимости от соотношения содержания Ta и Nb). Цв. красновато-желтый, красновато-бурый, темно-бурый до светло-бурого, зеленовато-желтый; в свежем изломе также стально-серый с желтоватым или буроватым оттенком [9, 11]. Черта у неизмененных образцов светло-желтая до желто-бурой, у измененных светло-серая и серая [3]. Бл. смоляной до алмазного, у кольского [9] — металлический до полуметаллического. Просвечивают или непрозрачны, редко прозрачны.

Стибитанталит не флуоресцирует в ультрафиолетовых лучах [8]. Пьезоэлектрические свойства выражены ясно [5]. Диэлектрическая проницаемость 6,4 [12].

Инфракрасный спектр характеризуется широкими полосами поглощения в пределах 833—714 см^{-1} и максимальным пропусканием около 950 см^{-1} [13]. Подобные спектры дают бисмутотанталит и фергусонит.

Микр. В пл. в прох. свете светло-бурый, светло-желтовато-бурый; иногда окраска неоднородная [3, 5]. Двусный (+). Погасание прямое. Пл. опт. осей (001); $Np = a$, $Ng = b$, $Nm = c$ (в принятой здесь установке Унгемаха). По Пенфилду и Форду [5], оптические константы, как и

уд. вес, меняются в соответствии с изменением состава: при возрастании содержания Ta показатели преломления несколько понижаются, 2V и двупреломление увеличиваются:

Ta ₂ O ₅ %	Nb ₂ O ₅ %	уд. в.		<i>n_g</i>	<i>n_m</i>	<i>n_p</i>	<i>n_g - n_p</i>	2V (вычисл.)	
39	17,5	6,818	{	Li	2,4275	2,3750	2,3470	0,0805	73°40'
				Na	2,4568	2,4039	2,3742	0,0826	75 05
				Tl	2,4876	2,4342	2,4014	0,0862	77 38
22,5	30	6,299	{	Li	2,4230	2,3876	2,3686	0,0594	70 00
				Na	2,4588	2,4190	2,3977	0,0611	73 25
				Tl	2,4903	2,4508	2,4261	0,0642	77 50

В полир. пл. в отраж. свете светло-серый. Анизотропен [9]. Внутренние рефлексы желтые [10]. Видимый угол вращения плоскости поляризации *A_r* у стибиотанталита из Калифорнии при красном свете 1,3°, при синем — 0,8° [14].

Хим. Состав переменный, большей частью Ta > Nb (стибиотанталит), реже Nb > Ta (стибиокolumбит). Теор. состав для SbTaO₄: Sb₂O₃ — 39,76; Ta₂O₅ — 60,24; для Sb₂NbTaO₆: Sb₂O₃ — 45,17; Nb₂O₅ — 20,60; Ta₂O₅ — 34,23; для SbNbO₄: Sb₂O₃ — 52,31; Nb₂O₅ — 47,69. Sb в небольшом количестве изоморфно замещается Bi (до 3,98% Bi₂O₃ в стибиобисмутотанталите). Минерал из Австралии содержит Ge [15].

Анализы (см. также анализы стибиотанталита с примесью микролита из месторождений СССР) [3, 9]:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
MnO	Сл.	—	—	—	Сл.	—	—	—	—
FeO	1,22	—	—	—	0,19	—	—	—	—
NiO	—	He обн.	—	—	—	—	—	—	—
Sb ₂ O ₃	39,12	40,64	38,97	39,56	35,23	[42,6]	40,95	44,26	49,28
Bi ₂ O ₃	0,58	0,30	0,91	—	3,98	He обн.	0,60	0,33	0,53
Al ₂ O ₃	0,50	—	—	—	0,74	—	—	—	—
Mn ₂ O ₃	—	—	} 0,20	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	He обн.		—	—	—	—	—	—
UO ₃	—	—	—	1,84	—	He обн.	—	—	—
SiO ₂	0,28	—	—	0,40	} 1,02	—	—	—	—
SnO ₂	0,20	—	—	—		—	—	—	—
Nb ₂ O ₅	1,40	1,79	1,94	2,80	8,75	8,6	16,19	20,18	39,70
Ta ₂ O ₅	56,28	57,29	56,98	55,20	49,66	48,8	41,92	35,15	10,60
H ₂ O ⁺	0,19	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п.	—	—	—	—	0,35	—	—	—	—

Сумма	99,93*	100,02	(99,00)	99,80	99,92	100,0**	99,66	99,92	100,11
Уд. в.	7,41	7,345	7,30	7,0	—	7,3	6,80	6,72	5,98
Ta : Nb	24,0	19,3	17,6	11,9	3,5	3,4	1,6	1,0	0,16

* В том числе MgO — 0,16.

** Содержит 0,06% Pb; не обнаружены TR, Th; Sb₂O₃ дано по разности.

1 — 8 — стибиотанталиты: 1 и 2 — Грийбушес: 1 — анал. Роуледж [16]; 2 — анал. Симпсон [15]; 3 — Бенсон, Мтоко, анал. Кноринг [17]; 4 — Тете, анал. Колин [18]; 5 — «стибиобисмутотанталит», район Рибава-Алту-Дягонья [1]; 6 — Броун-Дерби, анал. Хейнрих [11]; 7 и 8 — Меза Гранде: 7 — анал. Фут [19]; 8 — анал. Форд [5]; 9 — стибиокolumбит, Меза Гранде, анал. Форд [5].

Диагн. исп. Растворяются в HF, другие кислоты даже при нагревании действия не оказывают.

В полир. пл. травятся HF [3].

П. п. тр. легко плавятся, окрашивая пламя в сине-зеленый цвет (Sb).

Повед. при нагр. Искусств. SbNbO_4 плавится при 1200° ; после нагревания SbTaO_4 при 1199° в течение 1 час образовалась новая, ближе не определенная фаза [20]. Нагревание SbTaO_4 на воздухе при 1000° приводит к образованию твердых растворов Sb_2O_4 и Ta_2O_5 или SbTaO_4 и Sb_2O_4 [20].

Находж. Стибиоколумбит встречается лишь в пегматитах Меза Гранде (Калифорния, США). Стибиотанталит, по-видимому, иногда принимается за другие минералы; встречается в литиевых и оловоносных пегматитах и в оловоносных россыпях, частью образовался по танталиту. В СССР в виде призматических кристаллов установлен как акцессорный минерал в пегматитовой жиле на Кольском полуострове [9] в зоне развития клеветандита, литиевых слюд, сподумена, поллуцита и др.; в Сибири обнаружен в сподуменовых пегматитах со значительным проявлением являющийся замещения, наряду с акцессорными микролитом, касситеритом, бериллом, амблигонитом, литиофиллитом и др. [3]; иногда тесно ассоциируется с более ранним оловотанталитом [21].

В месторождении Гринбушес в Зап. Австралии [15], где был открыт впервые, встречается в небольшом количестве в россыпях (в виде галек и окатанных кристаллов) и в коренном залегании (в прорастании с танталитом слагает прожилки, заполняет пустотки). В ассоциации с турмалином, бериллом и лепидолитом стибиотанталит наряду со стибкоколумбитом встречается в Меза Гранде в округе Сан-Диего (шт. Калифорния, США) в пегматитах, содержащих немного касситерита [5], с розовым турмалином и лепидолитом — в альбито-кварцево-лепидолитовых зонах пегматита Браун-Дерби в пегматитовом поле долины Куотс-Крик в шт. Колорадо (США) [11]. Тонкие кристаллики стибиотанталита, наряду с микролитом, установлены в топазовом пегматите Топсхем (шт. Мэн, США) [6]. В тесной ассоциации с симпсонитом стибиотанталит наблюдается в лепидолитовых зонах, содержащих топаз, сподумен и др., в литиевом пегматите Бенсон около Мтоко в Южн. Родезии [17]; встречается в Мозамбике в пегматитах района Тете [18], в небольшом количестве — в литиевом пегматите Добра-Вода около Вельке-Мезиржичи в Зап. Моравии (Чехословакия) [22].

Часто отмечается прорастание стибиотанталита микролитом [3, 8, 9, 21, 22].

Изм. Характерно замещение микролитом. Под названием стибномикролита были описаны псевдоморфозы микролита и сурьмы по стибиотанталиту [23]. Кристаллы стибиотанталита нередко бывают покрыты корочками сероватого порошкового вещества.

Межплоскостные расстояния стибиотанталита из Мтоко [17]

CuK_α -излучение, $D = 9$ см

l	d	l	d	l	d	l	d
3—4	5,92	1—2	1,665	3—4	1,208	3—4	0,956
3—4	4,52	6	1,626	3—4	1,182	3—4	0,944
6	3,55	3—4	1,589	3—4	1,153	3—4	0,936
10	3,13	3—4	1,561	3—4	1,136	3—4	0,927
6	2,96	3—4	1,519	3—4	1,124	3—4	0,914
6	2,678	3—4	1,495	3—4	1,081	3—4	0,908
3—4	2,452	3—4	1,454	3—4	1,075	3—4	0,896
3—4	2,259	3—4	1,398	3—4	1,044	3—4	0,854
3—4	2,040	3—4	1,350	3—4	1,030	3—4	0,845
3—4	1,987	3—4	1,305	3—4	1,017	3—4	0,834
6	1,817	3—4	1,267	3—4	0,993		
6	1,735	3—4	1,248	3—4	0,983		
6	1,715	3—4	1,231	3—4	0,965		

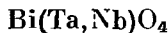
Искусств. $SbNbO_4$ ($a_0 = 4,929$, $b_0 = 5,559$, $c_0 = 11,797$) и $SbTaO_4$ ($a_0 = 4,911$, $b_0 = 5,535$, $c_0 = 11,814$) синтезированы путем спекания соответствующих окислов в запаянной трубке при температурах от 200 до 1000° [20].

Отл. От иногда внешне сходного сфалерита отличаются значительно бóльшим уд. весом; в шлифах характерно высокое двупреломление. В призматических кристалликах иногда напоминают колумбит и танталит, в отличие от которых имеют более светлую окраску и черту; дают реакцию на Sb.

Л и т е р а т у р а

1. Vandy M. C. Rocks a. Minerals, 1951, 26, No 9—10, 512.
2. Dählström K. Zs. anorg., allgem. Chem., 1938, 239, H. 1, 57.
3. Чистякова М. Б., Казакова М. Е., Уханов Е. В. Тр. Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15, 251 (принята установка Пэлэча).
4. Ungemach H. Bull. Soc. fr. min., 1909, 32, No 3—4, 92.
5. Penfield S. L., Ford W. F. Am. J. Sci., 1906, 22, 61; Zs. Krist., 1907, 42, 334.
6. Palache C., Goepfer F. A. Am. Min., 1940, 25, No 6, 411.
7. Cotelo-Neiva J. M., Correia-Neves J. M. Rep. 21 session Intern. geol. congress, Copenhagen, 1960, p. 17, 53 (формы даны в установке Пэлэча).
8. Trumper L. C. Gemmologist, 1961, 30, No 361, 141.
9. Соседко А. Ф. ДАН СССР, 1958, 118, № 5, 1025.
10. Young B. V., Millman A. P. Bull. Inst. mining, metallurgy, 1964, No 689, 437.
11. Heinrich E. W. Am. Min., 1960, 45, No 5—6, 728.
12. Ерофеева Е. А. Геология месторождений редких элементов, 1960, вып. 10, 53.
13. Солнцева Л. С. Минеральное сырье, 1961, вып. 3, 83.
14. Hutchinson R. W. Am. Min., 1955, 40, No 5—6, 432.
15. Simpson E. S. Minerals of Western Australia. Perth, 1952, 3, 593.
16. Bowley H. Annual Rep. Govt. mineralogist, analyst, chemist W. Australia for 1945. 1948, 18.
17. Knorring O., Hornung G. Min. Mag., 1963, 33, No 261, 458.
18. Colin L. L. J. Chem., metall. a. mining soc. S. Africa, 1950, 50, No 12, 314; Luna de I. R. Congrès geol. intern., 19 ses., Alger, 1954, F. 20, 293.
19. Foote V. H., Landley R. W. Am. J. Sci., 1910, 30, 393.
20. Roth R. S., Waring J. L. Am. Min., 1963, 48, No 11—12, 1348.
21. Матиас В. В. Геология месторождений редких элементов, 1961, вып. 9, 30.
22. Staněk J. Casop. Moravsk. musea Brně, vědy přírod., 1963, 48, 43.
23. Quensel P. Ark. min., geol., 1957, 2, H. 1—2, nr 1, 9.

Бисмутотанталит Bismutotantalite



Назван по составу (Уэйленд, Спенсер, 1929) [1].

Синон. Висмутотанталит, угандит — ugandite (Уэйленд, Спенсер, 1929). По Френцелю: крайние члены ряда — бисмутотанталит — bismutotantalite ($BiTaO_4$) и бисмутониобит — bismutoniobite ($BiNbO_4$), промежуточный — бисмутоколумбит — bismutocolumbite [2].

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^7 — *Pcm?* (Хёрлбат) [3] или D_{2h}^6 — *Pnna* (Тавора) [4].

a_0	b_0	c_0	a_0	b_0	c_0	Месторождение	Автор
4,97	5,57	11,78	0,8923	: 1	: 2,115	Ресифи	Френцель [2]
4,97	11,80	5,66	0,4229	: 1	: 0,4796	Акари	Хёрлбат [3]
5,00	11,89	5,69	0,4205	: 1	: 0,4785	Гамба	Хёрлбат [3]
4,957	11,763	5,633	0,4214	: 1	: 0,4789	$BiTaO_4$	Рот, Уоринг [5]
4,980	11,709	5,675	0,4253	: 1	: 0,4846	$BiNbO_4$	

Z = 4. Бисмутотанталит из Уганды частично метамиктен.

Ромбо-дипирам. кл. D_{2h} — mmm ($3L_23PC$); $a : b : c = 0,8923 : 1 : 2,115$ (установка по Френцелю; вычислено на основе измерений Уэйленда и Спенсера).

Формы [1]:

	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>m</i>	110	48°15′	90 00	0 00	41 45	90 00 48 15
<i>k</i>	011	0 00	64 42	25 18	90 00	0 00 25 18
<i>g</i>	103	90 00	38 19	90 00	51 41	38 19 90 00
<i>d</i>	101	90 00	67 07	90 00	22 53	67 07 90 00
<i>w</i>	111	48 15	72 31	25 19	44 38	67 07 50 34
<i>x</i>	413	77 25	72 50	55 29	21 30	72 01 78 01

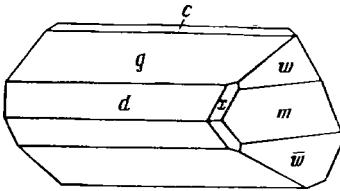
gg (103) : $(\bar{1}03) = 76^\circ 38'$ ww (111) : $(\bar{1}\bar{1}\bar{1}) = 78^\circ 51'$ kk (011) : $(0\bar{1}\bar{1}) = 50^\circ 36'$
 mm (110) : $(\bar{1}\bar{1}0) = 83^\circ 30'$ ww (111) : $(\bar{1}\bar{1}\bar{1}) = 90^\circ 38'$

Здесь принята установка Френцеля, аналогично установке стибьотанталита; она отличается от первоначальной установки Уэйленда и Спенсера и от установки Пэлэча — Хёрлбата — Дана. Формула перехода от установки Уэйленда и Спенсера к установке по Френцелю: $0 \frac{1}{3} 0/00 \frac{1}{3} / 100$, от установки Пэлэча к установке Френцеля: $100/001/010$. Соотношение осей и символов граней при различных установках:

Новая	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	001	<i>m</i> 110	011	103	<i>d</i> 101	111	413
Уэйленд,										
Спенсер	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>a</i>	100	011	103	110	130	133	141
Пэлэч,										
Хёрлбат	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	010	δ 101	011	130	<i>m</i> 110	111	431

Кристаллы столбчатого развития (фиг. 146), удлинены вдоль оси *b* (в установке Френцеля).

Физ. св. Сп. совершенная по (001), менее совершенная по (101). Плз. полураковистый. Тв. 5—5½. Уд. в. 8,7 — 8,9 (вычисл. 9,08, на основе данных Хёрлбата для минерала из Акари). Цв. смоляно-черный, черный



Фиг. 146. Кристалл бисмутотанталита, Уганда
(кристаллы Уэйленда и Спенсера, перечерчен в установке Френцеля)

с буроватым оттенком до бурого. Черта желто-бурая до слабо-желтоватой. Указания на блеск разноречивы: смоляной, полуметаллический, алмазовидный, восковой. Черный непрозрачен, буроватый просвечивает.

Ни пьезоэлектрических, ни пьезоэлектрических свойств не обнаруживает. Диэлектрическая проницаемость 3,51 — 4,96 [6].

Инфракрасный спектр поглощения аналогичен таковому для стибьотанталита (см. стр. 382) [7].

Микр. В пл. в прох. свете бесцветен или с буроватыми слабо плеохромирующими пятнами, погасающими одновременно с бесцветными участками (предположительно различная окраска связана с варьирующим составом минерала в пределах его выделений) [2]. Погасание прямое, $Ng = b$, $Nm = c$, $Np = a$ (при установке по Френцелю) [3]. Двуосный (+).

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$	Месторождение	Автор
—	—	—	0,1—0,15	—	Гамба	Уэйленд и Спенсер
~2,46	~2,40	2,32	—	—	Ресифи	Френцель
2,428	2,403	2,388	0,04	80°	Акари	Хёрлбат

В поляр. пл. в отраж. свете бисмутотанталит из Ресифи серо-белый (похож на колумбит). Изотропен. Сильные буровато-желтые внутренние рефлексy [2].

Видимый угол вращения плоскости поляризации отраженного света — $A_r = 0,89^\circ$ при $\lambda = 470 \text{ м}\mu$, $0,84^\circ$ при $520 \text{ м}\mu$, $0,87^\circ$ при $589 \text{ м}\mu$, $0,82^\circ$ при $620 \text{ м}\mu$ [8].

Хим. Теор. состав для формулы $\text{BiTaO}_4 : \text{V}_2\text{O}_5 — 51,34; \text{Ta}_2\text{O}_5 — 48,66$. Та в большей или меньшей степени замещен Nb; в небольшом количестве Bi замещается Sb.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
MnO	0,23	0,11	—	0,12	0,12	—
ZnO	—	0,38	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	Сл.	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	0,94	0,17	0,30	0,11	1,36
Mn ₂ O ₃	—	—	—			
Sb ₂ O ₃	Сл.	1,76	—	—	0,04*	—
Bi ₂ O ₃	48,31	48,98	49,9	49,86	52,26	50,46
SiO ₂	0,07	0,16	1,4	—	—	2,16
TiO ₂	Сл.	—	—	—	Сл.	—
Nb ₂ O ₅	—	1,26	2,2	6,46	6,63	14,76
Ta ₂ O ₅	50,88	46,45	46,0	41,15	40,12	31,14
H ₂ O ⁺	0,55	—	—	—	—	—
П. п.	—	0,62	—	1,05	0,33	—
Сумма	100,04	100,66	99,67	98,94	99,61	99,88
Уд. в.	8,86	8,84	8,85	(8,03)?	(8,44)?	—

* SnO₂ + Sb₂O₃.

1 и 2 — Акари: 1 — анал. Пейсоро [4]; 2 — анал. Ито [3]; 3 — Ресифи, анал. Херценберг [2]; 4—6 Гамба: 4 и 5 — анал. Уин [1]; 6 — анализ промышленного предприятия [1].

Диагн. исп. Кислоты, в том числе HF, не действуют.

Повед. при нагр. [3]. Минерал из Уганды, частично метамиктный, на кривой нагревания дает экзотермический пик при 413° , бразильский пика не дает. При нагревании на воздухе становится желтым, просвечивающим, с восковым блеском, уд. вес возрастает. В результате нагревания выше 1000° BiNbO_4 и BiTaO_4 становятся триклинными [5].

Нахожд. Очень редкий минерал гранитных пегматитов. В Уганде [1] установлен в горах Гамба (округ Бузино) в мусковитовом пегматите, содержащем черный турмалин и касситерит. В Бразилии встречается в виде галек в олово-вольфрамоносных россыпях Акари и Ресифи. В Южн. Родезии в округе Мелсеттер (провинция Умтали) обнаружен в элювии лепидолитового грейзена в ассоциации с бериллом, амблигонитом, колумбитом и микролитом [9].

Изм. Обычно гальки покрыты корочками буроватых не определенных продуктов изменения; в Южн. Родезии подвергся замещению микролитом, в Уганде — вестгренином и вейлендитом [10].

Искусств. BiNbO_4 и BiTaO_4 синтезируются путем спекания соответствующих окислов в запаянной трубке: BiNbO_4 при температуре до 1020° , BiTaO_4 до 846° [5]; при более высоких температурах образуются триклинные модификации [5, 11].

Отл. В шлифах от сходного колумбита отличается наличием сильно выраженных внутренних рефлексов.

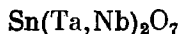
Межплоскостные расстояния бисмутотанталита из Бразилии [3]
Си-излучение, Ni-фильтр

hkl	Γ	d (Å)	hkl	Γ	d	hkl	Γ	d
110	1	4,575	220	$1/2$	2,308	242	1	1,574
101	1	3,723	132	1	2,080	330	2	1,537
111	3	3,555	231	1	1,987	080	2	1,473
121	10	3,148	142	2	1,837	004	1	1,415
040	6	2,945	202	2	1,861	024	1	1,370
002	2	2,813	222	2	1,774	332	1	1,350
012	2	2,743	113	3	1,735	124	1	1,308
131	2	2,700	123	1	1,681	044	3	1,270
022	2	2,543	301	2	1,604	400	2	1,234
200	1	2,481						

Л и т е р а т у р а

1. Wayland E. J., Spencer L. J. *Min. Mag.*, 1929, 22, No 127, 185.
2. Frenzel G. N. *Jb. Min., Monatsh.*, 1955, H. 11, 241.
3. Hurlbut C. S. *Am. Min.*, 1957, 42, No 3—4, 178.
4. Таvorga E. *Ann. Acad. Brasil. ci.*, 1955, 27, No 1, 7.
5. Roth R. S., Waring J. L. *Am. Min.*, 1963, 48, No 11—12, 1348.
6. Ерофеева Е. А. Геология месторождений редких элементов, 1960, вып. 10, 53.
7. Солнцева Л. С. Минеральное сырье, 1961, вып. 3, 83.
8. Carpenter R. H., Cameron E. N. *Econ. Geol.*, 1963, 58, No 8, 1309.
9. Е. Н. В., J. B. A. *Overseas geol., min. resources*, 1959, 7, No 4, 430.
10. K porring O., Mrose M. E. *Geol. Soc. Am., Spec. paper*, 1963, No 73, 256.
11. Aurivillius B. *Arkiv kemi*, 1951, 3, nr 20, 153.

Торолит Thoreaulite



Назван по имени бельгийского минералога Ж. Торо (Бутгенбах, 1933) [1].
Синон. Торэулит.

Характ. выдел. Выделения неправильной формы (1—2 см, редко 10 × 5 см), частью кристаллы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^6 - C2/c$; $a_0 = 17,11$; $b_0 = 4,85$; $c_0 = 5,56$ Å; $\beta = 90^\circ 54'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 3,548 : 1 : 1,148$; $Z = 4$ (Мелон и Тусен для минерала из Кубитака, Манизма) [2]; $a_0 = 17,07$; $b_0 = 4,87$; $c_0 = 5,52$; $\beta = 91^\circ 12'$ (Бери для торолита из Маноно) [3].

Параметры ячейки сходны с таковыми ромбических стибитотанталита и бисмутотанталита (см. стр. 380).

Призмат. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 3,528 : 1 : 1,146$; $\beta = 90^\circ 54'$ (на основе рентгеновских данных).

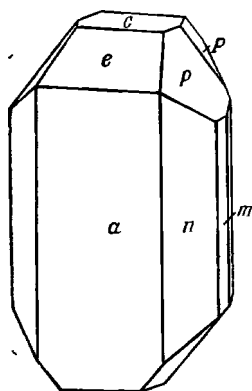
Формы [2, 4]:

	φ	ρ		φ	ρ
<i>c</i>	001	—	0°54'	<i>e</i>	201 90°00' 33°38'
<i>a</i>	100	90°00'	90 00	<i>f</i>	401 90 00 52 45
<i>m</i>	110	15 50	90 00	<i>p</i>	111 16 33 50 01
<i>n</i>	310	40 23	90 00	<i>P</i>	111 —14 46 49 51
<i>d</i>	101	90 00	18 48		
<i>nn</i>	(310) : (310)	= 80°46'		<i>pa</i>	(111) : (100) = 77°24'
<i>mm</i>	(110) : (110)	= 31 40		<i>Pa</i>	(111) : (100) = 78 46
<i>ea</i>	(201) : (100)	= 56 21		<i>pP</i>	(111) : (111) = 23 50

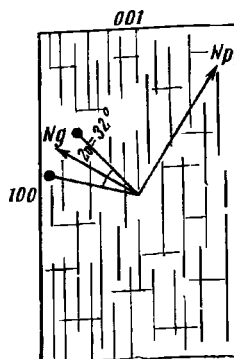
Грани (110), наблюдавшиеся Барсановым и Гинзбургом, отвечают (310) Мелона и Тусена.

Кристаллы несовершенны, призматического облика, таблитчатые по (100) (фиг. 147).

Двойники полисинтетические по (100), наблюдались в шлифах [4].



Фиг. 147. Кристалл торолита, Маннема
(по Мелону и Тусену)



Фиг. 148. Оптическая ориентировка торолита

Физ. св. Сп. по (100) совершенная, по (011) неясная, заметная только в шлифах [2]. Хрупок. Тв. $5\frac{1}{2}$ — 6. Микротвердость 433—797 кГ/мм² при нагрузке 100 г [5]. Уд. в. 6,8 — 7,9, зависит, видимо, от соотношения Nb и Ta (вычисл. для SnTa₂O₇ — 8,53; для SnNb₂O₇ — 5,99). Цв. ярко-желтый, зеленовато-желтый до буровато-желтого. Черта желтая, с сероватым или зеленоватым оттенком. Бл. смоляной до алмазного. Просвечивает.

Не радиоактивен [6].

Данные инфракрасной спектрометрии (полосы поглощения около 3333, 1111 и 900 см⁻¹), как и рентгеновские данные, приведенные Матиасом [7], требуют подтверждения, так как нет уверенности, что изученный образец действительно был торолитом.

Микр. В пл. в прох. свете зеленовато-желтый, золотисто-желтый, буроватый до почти бесцветного. Плеохроизм слабый; $N_g > N_p$. Двусный (+). Пл. опт. осей (010) (фиг. 148); cN_g 58—63°; на (100) — косой выход оптической оси под углом около 16° к оси *a* [2]. У торолита из Унгурсая [4] $n_g = 2,52$, $n_p = 2,39$; $2V = 30$ —35°; $r > v$. У минерала из Маноно среднее значение *n* около 2,38; $2V = 25^\circ$ [8].

Данные по двупреломлению [2, 4] разноречивы и, очевидно, требуют уточнения.

Значения n_m при разных длинах волн для торолита из Конго [9]:

λ , μ	509	585	640	850	900
n_m	2,453	2,417	2,408	2,358	2,352

В полир. пл. в отраж. свете торолит из Унгурсая кремово-белый, из Руанды — светло-серый. Отраж. способность конголезского в оранжевом свете 19,5% [6], торолита из неизвестного месторождения, по Грэю и Милмэну [10] (в %): для синих лучей $\parallel a$ 25,8 и $\parallel b$ и c 28,2, для зеленых соответственно — 22,4 и 24,9, для желтых — 17,0 и 19,7, для оранжевых — 17,0 и 19,1, для красных 16,4 и 19,1. Двухотражение заметное. Ясно анизотропен. Внутренние рефлексии ярко-желтые до буроватых [4].

В результате травления обнаруживается полисинтетическое двойниковое строение.

Хим. Содержание Nb и Ta варьирует; по-видимому, существует непрерывный изоморфный ряд $\text{SnTa}_2\text{O}_7 - \text{SnNb}_2\text{O}_7$, крайний танталовый член которого установлен в Маноно (анализ 1); наиболее богат ниобием торолит из Руанды (анализ 4).

Теор. состав для SnTa_2O_7 : $\text{SnO}_2 - 25,44$; $\text{Ta}_2\text{O}_5 - 74,56$; для $\text{Sn}(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_7$ (при $\text{Ta} : \text{Nb} = 1 : 1$): $\text{SnO}_2 - 29,87$; $\text{Nb}_2\text{O}_5 - 26,34$; $\text{Ta}_2\text{O}_5 - 43,79$. Обычно присутствует немного Mn, Fe и Sb; из них сурьма содержится в торолите из Унгурсая [4] (до нескольких процентов) и торолите из Маноно [11], однако неясно, обусловлено ли присутствие Sb ее входением в решетку торолита или наличием примеси сурьмяного минерала.

Анализы:

	1	2	3	4
MgO	Сл.	0,30	0,62	0,20
CaO	1,28	1,80	0,22	0,21
MnO	Сл.	0,20	1,45	0,07
FeO	—	1,50	1,84	1,98
PbO	—	—	—	0,40
Al ₂ O ₃	1,02	0,20	1,92	0,10
Fe ₂ O ₃	0,50	—	—	—
SiO ₂	1,85	0,40	0,58	0,34
TiO ₂	—	0,07	0,12	0,07
SnO ₂	21,88	24,80	24,24	27,92
Nb ₂ O ₅	Сл.	4,40	26,42	40,58
Ta ₂ O ₅	72,83	66,00	42,20	27,76
Сумма	99,36	99,67	99,61	99,63
Уд. в.		7,6—7,9	6,84	6,734
$\frac{\text{Ta}}{\text{Nb}+\text{Ta}}$, %	100	90	49	29

1 и 2 — Маноно: 1 — анал. Метон [8]; 2 — анал. Гастейн [6]; 3 — Мандела, анал. Гастейн [6]; 4 — Себейя, анал. Гастейн и Херман [6].

Диагн. исп. В полир. пл. травится лишь HF [4].

Находж. Редкий минерал оловоносных пегматитов. Наблюдается в ассоциации с танталитом-колумбитом. В СССР встречен на Калбинском хребте в пегматитовой жиле Унгурсайского месторождения. Образует неправильные выделения в массе манганотанталита, по которому образовался; содержит мелкие включения касситерита [4]. Встречается в пегматитах различных районов Конго: впервые был установлен в Маноно (Катанга),

затем в нескольких местах в Маниема [1, 2, 8]. Обнаружен также в тесной ассоциации с танталитом, содержащим включения касситерита, в гальке из бассейна р. Себейн в Зап. Руанде [6].

Межплоскостные расстояния торолита из Маноно [2]

CuK α -излучение, Ni-фильтр, $D = 114,59$ мм

<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>
200	20	8,5	711; 711	10	2,032		5	1,436
111	35	3,56	602; 602	5	1,999	12.0.0	40	1,422
311; 311	100	3,07	512; 512	15	1,966		5	1,396
510 $\bar{2}$	10	2,869	620	40	1,846		5	1,380
600	90	2,838	022	25	1,820		10	1,362
002	10	2,761	222; 222	25	1,782		10	1,322
202; 202	20	2,623	113; 113	30	1,716		20	1,257
511; 511	5	2,499	802; 802	40	1,630		10	1,241
020	25	2,424	422; 422	50	1,677		30	1,223
220; 202	10	2,339		15	1,545		20	1,215
	5	2,246		30	1,523		10	1,203
710	5	2,176		35	1,497		10	1,188
800	5	2,137		40	1,465		10	1,162

Л и т е р а т у р а

1. Buttgenbach H. Ann. Soc. géol. Belg., 1933, 56, Bull. N° 10, 327.
2. Mélon J., Toussaint J. Ann. Soc. géol. Belg., 1950—1951, 74, Bull. N° 1—3, 25.
3. Berry L. J., Thompson R. M. Geol. soc. Am., 1962, Mem. 85, 212.
4. Барсанов Г. П., Гинзбург А. И. ДАН СССР, 1946, 54, № 7, 619.
5. Young B. B., Millman A. B. Bull. Inst. Mining, metallurgy, 1964, No 689, 437.
6. Thoreau J., Gastellier S., Hermann P. Ann. Soc. géol. Belg., 1949—1950, 73, Bull. N° 8—10, 213.
7. Магнас В. В. Геология месторождений редких элементов, 1961, вып. 9, 30.
8. Mélon J. Bull. Acad. Roy. Belg., Cl. sci., 1935, 21, 473.
9. Baily R. Bull. Soc. fr. min., 1947, 70, N° 1—6, 143.
10. Gray I. M., Millman A. P. Econ. Geol., 1962, 57, No 3, 325.
11. Wambeké L. van, Bull. Soc. belge géol., 1955, 64, F. 3, 441.

СТРУКТУРА ТИПА ПСЕВДОБРУКИТА

ГРУППА ПСЕВДОБРУКИТА

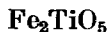
		Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Псевдобрукит	Fe $_2$ TiO $_5$	Ромб.	9,81	9,95	3,73	—	4,4
Кеннедит	Fe $_2$ MgTi $_3$ O $_{10}$	Ромб.	9,77	9,95	3,73	—	4,0
[Фройденбергит]	Na $_2$ Fe $_2$ Ti $_7$ O $_{18}$?	Монокл.	12,30	3,82	6,50	107°18'	4,3

Псевдобрукит и кеннедит — изоструктурны. Фройденбергит, природа которого еще недостаточно выяснена, включен в группу условно. Кеннедит найден лишь в одном месте в Южн. Родезии, псевдобрукит относительно распространен.

Экспериментально доказана неограниченная смесимость Fe $_2$ TiO $_5$ с Ti $_2$ MgO $_5$ (см. о псевдобруките); кеннедит представляет минерал промежуточного состава (Fe $_2$ MgTi $_3$ O $_{10}$ = Fe $_2$ TiO $_5$ + Ti $_2$ MgO $_5$).

Весьма вероятно, что титанат магния, описанный Дюрфельдом без названия (см. стр. 398), отвечает крайнему магнизальному искусственному члену ряда — «каруиту».

Псевдобрукит Pseudobrookite



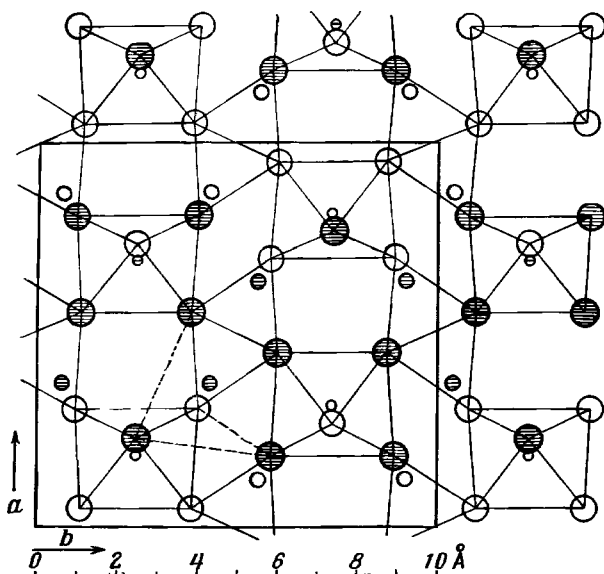
Назван по кристаллографическому сходству с брукитом, от которого отличается составом (Кох, 1878) [1].

Характ. выдел. Кристаллы, иголецкие и волосовидные выделения.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{17} - Bbmm$.

a_0	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	
9,81	9,95	3,733	0,986 : 1 : 0,375	Псевдобрукит из Урои [2]
9,79	9,93	3,72	0,986 : 1 : 0,375	Fe_2TiO_5 [3]
9,767	9,947	3,717	0,982 : 1 : 0,374	» [4]
9,762	9,936	3,712	0,982 : 1 : 0,373	» [5]

$Z = 4$. Параметры ячейки искусственного Fe_2TiO_5 несколько увеличиваются при возрастании содержания Тi (частичное вхождение $\text{Fe}^{2+}\text{Ti}_2\text{O}_5$ в решетку Fe_2TiO_5) [4, 5].



Фиг. 149. Структура псевдобрукита в проекции на (001)

(по Полингу)

Малые кружки — атомы Тi, средние — Fe; большие — O; заштрихованные кружки — атомы, находящиеся на уровне $1/2$

В структуре псевдобрукита (фиг. 149) атомы O слагают искаженные октаэдры вокруг атомов Fe (расстояния между Fe и двумя O равны 1,90, между Fe и двумя другими O — 1,93, между Fe и остальными O — 2,25 Å). Атомы Ti находятся в искаженных октаэдрах другого типа с расстояниями Ti — O от 1,91 до 1,95 Å. Каждый FeO_6 -октаэдр имеет общее ребро с одним FeO_6 -октаэдром и с тремя TiO_6 -октаэдрами, каждый TiO_6 -октаэдр — шесть общих ребер с FeO_6 -октаэдрами (Полинг) [2].

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - mmm (3L_23PC)$; $a : b : c = 0,9777 : 1 : 0,3727$ (Пэллеч) [6].

Формы [1, 6—10]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>b</i>	010	0°00'	90°00'	0°00'	90°00'	—
<i>a</i>	100	90 00	90 00	—	0 00	90°00'
<i>n</i>	120	27 05	90 00	0 00	62 55	90 00
<i>h</i>	340	37 30	90 00	0 00	52 30	90 00
<i>m</i>	110	45 39	90 00	0 00	44 21	90 00
μ	210	63 57	90 00	0 00	26 03	90 00
<i>y</i>	031	0 00	48 11	41 49	90 00	0 00
<i>e</i>	101	90 00	20 52	90 00	69 08	20 52
<i>l</i>	301	90 00	48 50	90 00	41 10	48 50
<i>p</i>	131	18 49	49 45	41 48	75 45	20 52
<i>s</i>	121	27 05	39 56	53 18	73 00	20 52
<i>q</i>	111	45 39	28 04	69 34	70 20	20 52
<i>r</i>	212	63 57	22 59	79 27	69 28	20 52

mm (110) : (110) = 88°42' *mm* (210) : (210) = 52°06' *ll* (301) : (301) = 97°40'
nn (120) : (120) = 54 10 *ee* (101) : (101) = 41 44

Менее обычные и редкие формы:

<i>c</i> 001	<i>f</i> 11.10.0	<i>i</i> 320	<i>k</i> 410	<i>v</i> 141	<i>t</i> 412
<i>d</i> 560	<i>g</i> 650	<i>j</i> 830	<i>x</i> 021	<i>w</i> 252	

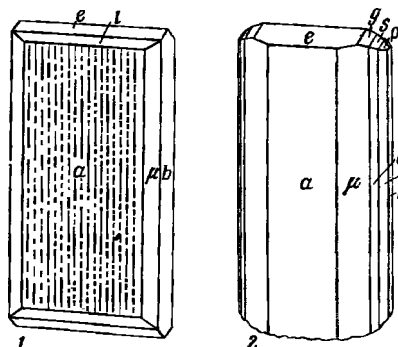
Псевдобрукиту придавались различные установки. Пэлэч, после критического разбора данных разных авторов, вывел для отношения осей приведенное выше среднее значение. Его установка отвечает рентгеновской установке Полинга и отличается в 3 раза меньшим значением *c* от установки Коха ($a : b : c = 0,9690 : 1 : 1,1024$) [1], которой до 1934 г. придерживалось большинство авторов. Жданов и Русаков [3], проводя рентгеновское изучение искусственного Fe_2TiO_5 , принимали установку, отличающуюся от таковой Полинга — Пэлэча: оси *a*, *b*, *c* Жданова отвечают соответственно осям *c*, *a*, *b* Полинга.

Кристаллы призматические, удлиненные по оси *c*, более или менее уплощенные по (100) (фиг. 150), иногда игольчатые. На (100) и на вертикальных призмах обычна вертикальная штриховка. Указания на двойники по (210), (230) и (570) требуют уточнения [11, 12]; двойники наблюдались на искусственных кристаллах [13].

Известны ориентированные сростания с рутилом [2], а также закономерные нарастания псевдобрукита на гематите [2], магнетите [14] и рутиле [15]: (121) и $[2\bar{1}0]$ псевдобрукита || (0001) и $[1\bar{1}00]$ гематита, (100) и [001] псевдобрукита || (111) и $[1\bar{1}0]$ магнетита.

Физ. св. Сп. по (010) ясная. Изл. неровный до полураковистого. Тв. около 6. Уд. в. 4,33 — 4,39 (вычисл. 4,39). Цв. темно-красновато-коричневый до коричневатого-черного, реже черный. Черта красновато-коричневая или окряно-желтая. Бл. металлический, алмазный до жирного (на изломе). Просвечивает в тонких осколках.

Микр. В прох. свете желтоватый или красновато-коричневый. Плеохроизм слабый в коричневых тонах, $Np < Nm > Ng$. Двуосный (+). Пл.



Фиг. 150. Кристаллы псевдобрукита
 1 — Пью де Дом, Франция (по Лакруа);
 2 — г. Тоназ, шт. Юта, США (по Пэлэчу)

опт. осей (001), $Np = b$, $Nm = c$, $Ng = a$. Удлинение (\pm). Для псевдобрукита с горы Урой определены (Ларсен): $n_g = 2,42$, $n_p = 2,38$ (Li); $2V = 50^\circ$, $r < v$; для минерала из Хесенбрюкер-Хамера [14] n_g около 2,375, n_p около 2,347.

В полир. пл. в отраж. свете светло-серый. Отраж. способность 15,6% (Li) [14]. Двуотражение слабое. Анизотропен. Внутренние рефлексy красновато-желтые. У искусственных псевдобрукитов, содержащих повышенное (против формулы) количество TiO_2 , анизотропия, двуотражение и твердость понижены [15].

В шлифах обычны многочисленные мелкие включения рутила, гематита и других минералов.

Хим. Теор. состав: Fe_2O_3 — 66,65; TiO_2 — 33,35. Нередко содержит некоторый избыток TiO_2 — в твердом растворе (см. ниже «Искусств.») или в виде рутила — продукта распада твердого раствора. Содержание SiO_2 (см. анализы) связано с примесями; Mg, по-видимому, входит в решетку минерала (см. кеннедит).

Анализы:

	1	2	3	4	5
MgO	1,00	2,09	4,53	1,26	2,0
Fe_2O_3	56,45	54,24	48,64	60,57	51,5
SiO_2	1,29	1,66	—	—	—
TiO_2	41,47	41,27	46,79	38,12	46,5
Сумма	100,21	99,26	99,96	99,95	100,0

1 и 2 — г. Урой [16]: 1 — анал. Траубе; 2 — анал. Френцель; 3 — Катценбуккель, среднее из двух анализов Латермана [10]; 4 — Томас-Рейндж, анал. Гоньер [6]; 5 — Этна, анал. Старба [17].

Диагн. исп. Теплая разбавленная HF действует медленно, горячая легко разлагает минерал [16]. Также разлагается горячими HCl и H_2SO_4 [4, 18].

В полир. пл. обычно применяемыми реактивами не травится.

П. п. тр. плавится с большим трудом или не плавится.

Повед. при нагр. Т-ра плавл. по Цветкову и Щепочкиной [19] 1520° , по Макчеснею и Мюэну [20] 1494° .

Нахожд. Относительно широко распространен. Наблюдается в виде мелких кристаллов в трещинах и пустотах среди андезитов, базальтов, трахитов и других вулканических пород, в туфах и вулканических бомбах. По-видимому, особенно характерен для относительно молодых вулканических пород. Сопровождается тридимитом, гематитом (железным блеском), гиперстеном, санидином, апатитом, опалом и др. Выделяется из лавовых потоков и как продукт воздействия лав на окружающие породы или их ксенолиты. Местами образовался за счет ильменита [21] и титаномагнетита. Первоначально был обнаружен на горе Урой (бывш. Араньер-Берг) в Румынии; материал из этого месторождения подвергался изучению различными авторами. Наблюдался в пустотах андезитов и трахитов Франции [22], Испании, Италии [17] (Везувий, Этна, Стромболи), Азорских о-вов; встречается в измененном санидиновом нефелините Катценбуккеля (Баден, ФРГ) [10], в базальтах Хесенбрюкер-Хамера (Гессен, ФРГ) [14], в пустотах оловоносных риолитов Блэк-Рейнджа (шт. Нью-Мексико) и Лендера (шт. Невада) [8], совместно с топазом, бериллом, гематитом и биксбитом — в пустотах риолитов Томас-Рейнджа (шт. Юта) [6] и в других местах США; установлен в концентратах оловоносных риолитов из различных месторождений Мексики (Гуанахуато, Сакатекас, Дуранго) [8].

В Хавредале (Норвегия) псевдобрукит встречен в пегматите в тесной ассоциации с апатитом и вагнеритом; в значительной степени замещен гематитом и рутилом [18].

Искусств. В системе $Fe_2O_3 - TiO_2$ является устойчивым соединением [4, 19, 23]. Получается путем длительного отжига при $1200-1300^\circ$ спрессованных порошков Fe_2O_3 и TiO_2 , взятых в стехиометрическом отношении [5, 23]. Наблюдается в металлургических печах как продукт возгона. При высоких температурах в Fe_2TiO_5 (псевдобруките) FeO растворима ограниченно, тогда как TiO_2 растворяется в широких пределах [8, 23, 24]. Установлена смесимость Fe_2TiO_5 с $Ti_2TiO_5 = Ti_3O_5$ — аносовитом [3, 24, 25], с Al_2TiO_5 , Ti_2FeO_5 , Ti_2MgO_5 — карунтом и с Ti_2MnO_5 [3, 4, 24].

Практ. знач. Не имеет.

Отл. Внешне сходен с рутилом, в некоторых выделениях может быть принят за амфибол; отличается по оптическим свойствам. В шлифах в отраж. свете от рутила отличается менее сильно выраженными внутренними рефлексами и более слабой анизотропией.

Межплоскостные расстояния искусственного псевдобрукита
CrK $_{\alpha}$ - и CuK $_{\alpha}$ -излучение

hkl	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	hkl	<i>l</i>	<i>d</i>
200	45	4,902	060	15	1,663
220; 101	100	3,483	600	20	1,632
230	80	2,748	232	35	1,54
301	20	2,454	042; 402	11	1,49
131	25	2,402	242	15	1,42
240	11	2,221	270	9	1,37
321	15	2,198	701	5	1,31
331	25	1,971	711	5	1,30
002	30	1,862	650	7	1,26
022	15	1,744	062; 103	5	1,24

ASTM. 9—182.

Л и т е р а т у р а

1. Koch A. Tscherm. min., petr., Mitt., 1878, 1, II. 1, 77 и H. 4, 344.
2. Pauling L. Zs. Krist., 1930, 73, 97.
3. Жданов Г. С., Русаков А. А. ДАН СССР, 1952, 82, № 6, 901.
4. Akimoto S., Nagata T., Katsura T. Nature, 1957, 179, No 4549, 37.
5. Юников Б. А., Латыш И. Ю. Тр. Горно-геол. ин-та УФАН СССР, 1961, выш. 56, 137.
6. Palache C. Am. Min., 1934, 19, No 1, 15; Am. Min., 1935, 20, No 9, 660.
7. Lacroix A. Minéralogie de la France, 1901—1909, 3, 300.
8. Fries C., Schaller W. P., Glass J. Am. Min., 1942, 27, No 4, 305.
9. Latiu V. Revista Muz. geol.-min. univ. Cluj, 1936, 6, No 1—2, 104 (кристаллография, минераграфия, парагенезис).
10. Lattermann G. Tscherm. min., petr. Mitt., 1888, 9, 47 (гонометрия, анализа).
11. Balogh E. Verh. u. Mitt. Siebenburg. Ver. Naturw. Hermannstadt, 1927, 77, I, 64.
12. Gliszczynski S., Stoicovici E. Zbl. Min., 1937, A, 343.
13. Gliszczynski S. N. Jb. Min., 1944, 79, A, H. 1, 1 (по реферату Chem. Abstr., 1949, 43, No 10, 3747g).
14. Ramdohr P. Notizbl. Ver. Erdk. Darmstadt, 1923, 5, H. 6, 191.
15. Frenzel G. Fortschr. Min., 1955, 33, H. 2, 142; Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1954, 4, H. 4, 343 и 1956, 5, H. 2, 165 (оптическое изучение, сводка литературы).
16. Frenzel A. Tscherm. min., petr. Mitt., 1894, 14, II. 2, 126 (химическое изучение).
17. Starrabba F. S. Atti Accad. Gioenia sci. nation. Catania, 1950, 6, мем. 6, 1 (по реферату Chem. Abstr., 44, 9305f).
18. Seberstrom A. Zs. Krist., 1890, 17, 133.
19. Данные А. И. Цеткова и Н. И. Щепочкиной.

20. Mac Chesney J., Muan A. Bull. Geol. soc. Am., 1959, 70, No 12, 1641.
 21. Seeliger E., Strunz H. Chem. d. Erde, 1962, 22, 696.
 22. Lacroix A. Bull. Soc. fr. min., 1918, 41, 183.
 23. Ernst Th. Zs. angew. Min., 1943, 4, H. 4, 394.
 24. Русаков А. А., Жданов Г. С. ДАН СССР, 1954, 77, № 3, 411.
 25. Белянкин Д. С., Лапин В. В. ДАН СССР, 1954, 80, № 3, 421.

Кеннедит Kennedyite



Назван по имени проф. У. Кеннеди (Кноринг, Кокс, 1961) [1].

Характ. выдел. Мелкие кристаллики.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $a_0 = 9,77$; $b_0 = 9,95$; $c_0 = 3,73 \text{ \AA}$;
 $a_0 : b_0 : c_0 = 0,982 : 1 : 0,375$; $Z = 2$.

Изоструктурен с псевдобрукитом.

Кристаллы (до 2 мм в длину) удлинено-таблитчатые (планковидные) до волокнистых. Характерна штриховка по удлинению кристаллов.

Физ. св. Сп., хрупкость и тв. не охарактеризованы. Уд. в. 4,07 (вычисл. 4,02). Цв. черный. Бл. сильный металлический. Непрозрачен, лишь по краям частично просвечивает темно-бурым цветом.

Микр. В прох. свете темно-бурый. Погасание прямое.

Цв. в поляр. шл. в отраж. свете не указан. Двуотражение не наблюдается. Анизотропен со слабыми красновато-бурыми эффектами. Содержит включения рутила (?).

Хим. Теор. состав: MgO — 9,16; Fe₂O₃ — 36,32; TiO₂ — 54,51. Анализ кеннедита из Южн. Родезии: MgO — 6,45; CaO — сл., MnO — 0,07; FeO — 2,00; Al₂O₃ — 2,15; Fe₂O₃ — 28,77; Cr₂O₃ — 0,37; TiO₂ — 60,33; сумма — 100,14. Al, очевидно, входит в состав минерала в виде Al₂TiO₅. По данным качественного спектрального анализа, содержит следы V, Ni, Ga, Zr.

Нахожд. Установлен лишь в составе оливино-авгито-полевошпатовой породы формации Карру в районе гор Матеке в Южн. Родезии. Составляет до 3—4% (весовых) породы. Заключен в кали-натровом полево шпате, сопровождается апатитом.

Изм. По краям кристаллики частично замещены гематитом.

Межплоскостные расстояния кеннедита из Южн. Родезии [1]

<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>
200	8	4,88	331	5	1,970	1	1,490
220; 101	10	3,485	002	8	1,865	1	1,419
121	1	2,855	250	3	1,843	1	1,370
230	8	2,743	022	2	1,746	1	1,350
301	5	2,450	060	2	1,661	1	1,312
131	2	2,403	600	2	1,631	1	1,288
240	2	2,217	5	1,544	1	1,259	
321	2	2,195	2	1,529	1	1,240	

Л и т е р а т у р а

1. Knorring O., Cox K. G. Min. Mag., 1961, 32, No 252, 676.

Фройденбергит Freudenbergite



Назван по имени немецкого геолога Ф. Фройденберга (Френцель, 1961) [1].

Характ. выдел. Мелкие зерна и их скопления, несовершенные кристаллы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_2^3 - C2$, $C_s^3 - Cт$ или $C_{2h}^3 - C2/m$; $a_0 = 12,305$; $b_0 = 3,822$; $c_0 = 6,500$ Å; $\beta = 107^\circ 18'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 3,219 : 1 : 1,701$ (для минерала, Макки) [2].

Френцель [1] ошибочно определил гексагональную сингонию фройденбергита; приведенные им значения параметров элементарной ячейки ($a_0 = 9,62$; $c_0 = 22,40$ Å) не подтверждены исследованием Макки, данным которого отвечают определения Уодсли [3].

Относится к структурному типу Na_xTiO_2 [3—5]; соединение состава $Na_{0,2}TiO_2$ относится к монокл. с. ($C_{2h}^3 - C2/m$); $a_0 = 12,146$; $b_0 = 3,862$; $c_0 = 6,451$ Å; $\beta = 106^\circ 51'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 3,145 : 1 : 1,670$. В структуре $Na_{0,2}TiO_2$ [4] зигзагообразные ленты из TiO_6 -октаэдров, связанных общими вершинами, слагают слой, параллельные оси c ; атомы Na в координации 12 располагаются в полостях, образованных четырьмя TiO_6 -октаэдрами, соединенными общими ребрами.

С рентгеновскими данными трудно сопоставить характеристику фройденбергита [1], ранее данную ему как гексагональному минералу. Ниже описание его (требующее ряда уточнений) приведено по данным Френцеля [1].

Редки несовершенные таблитчатые кристаллы (0,15 мм в длину при 0,05 мм в толщину), уплощенные по (0001).

Физ. св. Сп. отчетливая по (0001) и по призме. Уд. в. около 4,3. Цв. черный. Мелко истертый порошок оливково-серый до стально-серого. Черта бледно-желтовато-бурая. В очень тонких срезах при сильном освещении просвечивает бурым до желто-бурого.

Микр. В шл. в прох. свете плеохроирует: по No темно-бурый, по Ne светло-желто-бурый. Одноосный (+), n_g около 2,42, n_p около 2,37 (Li); $n_e - n_o$ около 0,04.

В полир. шл. в отраж. свете светло-серый (похож на рутил, несколько темнее гематита). Вычисл. отраж. способность: $Re - 17,2$; $Ro - 16,5\%$. Очень слабое двуотражение заметно только по краям зерен. Слабо анизотропен, особенно при неполностью скрещенных николях. Обычны буро-желтые внутренние рефлексы. Очень хорошо полируется.

В шлифах наблюдались двойники и взаимно-параллельные сростания с гематитом: (0001) обоих минералов параллельны.

Хим. Формула недостоверна. Френцель предложил формулу $Na_2Fe_2Ti_7O_{18} = Na_2O \cdot Fe_2O_3 \cdot 7TiO_2$ (теор. состав: $Na_2O - 7,94$; $Fe_2O_3 - 20,44$; $TiO_2 - 71,62$), считая, что Na в небольшом количестве замещается K и Mn, незначительная часть Fe замещается Al, места Ti частью занимает Nb. По Макки [2], Si и OH присущи минералу, формула его $(Na, K)_2(Ti, Nb)_6(Fe^{3+}, Si)_2(O, OH)_{18}$; по Байеру и Хофману [5], уд. вес и значения параметров решетки указывают на наличие не 18, а 16 атомов O в элементарной ячейке, и формула минерала $NaFeTi_3O_8 = Na_2O \cdot Fe_2O_3 \cdot 6TiO_2$ (теор. состав: $Na_2O - 8,84$; $Fe_2O_3 - 22,78$; $TiO_2 - 68,38$).

Анализы (анал. Френзенус и Шнайдер):

Na ₂ O	K ₂ O	MgO	MnO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	Nb ₂ O ₅	П. п.	Сумма
6,90	1,33	0,47	0,26	0,47	18,94	2,03	63,62	2,73	2,98	93,73
7,15	0,37	—	0,14	—	20,19	2,03	64,43	2,97	2,98	100,26

Спектроскопически обнаружены следы Cu, Ca, Sr, Ba, Cd.

Диагн. исп. С трудом разлагается при неоднократном кипячении в смеси HF + H₂SO₄, сплавляется с KHSO₄.

В полир. шл. действует только HF (слабо).

Наход. Встречен в щелочном сиените Катценбуккеля в Оденвальде (ФРГ); составляет около 2% (объемных) породы, в которой преобладают санидин, пироксен (диопсид и эгирин), апатит, амфибол и цеолитизированный полевой шпат. Фройденбергит является позднемагматическим минералом; отмечается его тесная ассоциация с темноцветными минералами породы.

Искусств. В результате многочасового выдерживания при 1000—1250° смесей TiO_2 , Fe_2O_3 и $NaNO_3$, взятых в различных отношениях, получены соединения структурного типа Na_xTiO_2 состава от $Na_2O \cdot Fe_2O_3 \cdot 6TiO_2$ до $Na_2O \cdot Fe_2O_3 \cdot 10TiO_2$ [5].

Отл. В шлифах очень похож на рутил, брукит и анатаз. Двупреломление меньше, чем у рутила; надежно отличим от рутила по рентгенограмме. От брукита и анатаза отличается парагенезисом.

Межплоскостные расстояния фройденбергита [1]

CuK α -излучение								
hkl*	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
001	6	6,32	003	8	2,063	710	2	1,537
200	3	5,81	601	8	2,049	422	1	1,528
201	6	3,735	600	1	1,958	313	6	1,506
110	10	3,627	602	1	1,936	403; 421	2	1,495
111	3	3,197	020	9	1,911	314	2	1,490
201	6	3,153	021	1	1,826	602	1	1,470
002	8	3,101	113	6	1,732	604	1	1,443
401; 111	8	3,015	601	3	1,725	713	3	1,435
400	1	2,930	221	1	1,703	711; 023	7	1,404
310	8	2,731	603	3	1,636	621	7	1,399
311	8	2,712	222	3	1,634	621; 714	5	1,282
402	4	2,540	022	5	1,628	623	3p	1,271
112	4	2,475	421	5	1,616	130	3p	1,268
401	3	2,391	420	1	1,605	712	6	1,249
311	1	2,327	711	8	1,596	005	1	1,244
312	1	2,304	404	4	1,580	424	1	1,219
112	4	2,259	004	3	1,551	330	1	1,212

* Индексировано Макки.

Л и т е р а т у р а

1. Frenzel G. N. Jb. Min., Monatsh., 1961, 61, Н. 1, 12.
2. McKie D. Zs. Krist., 1963, 119, Н. 1—2, 157.
3. Wadsley A. D. Zs. Krist., 1964, 120, Н. 4—5, 396.
4. Andersson S., Wadsley A. D. Acta cryst., 1962, 15, 201.
5. Bayer G., Hoffman W. Zs. Krist., 1965, 121, Н. 1, 9.

Минерал без названия — титанат магния был обнаружен Дюрфельдом [1] в друзовых пустотах гранита Эпрехтштайн в горах Фихтель (Бавария, ФРГ). По Дюрфельду, монокл с., $a : b : c = 0,6056 : 1 : 0,6105$; $\beta = 74^\circ 47'$; Уулф (Дана, 1944) на основе данных Дюрфельда указывает ромб. с., $a : b : c = 0,9643 : 1 : 0,7385$, что, учитывая несовершенство измеренных кристаллов, близко к данным для псевдобрукита, кеннедита и Ti_2MgO_5 — «каруита» [2], характеризующегося следующим рентгеновским отношением осей (по Жданову и Русакову [3], в установке Полинга): $0,98 : 1 : 0,37$ ($0,37 \times 2 = 0,74$). Кристаллы короткостолбчатые. Тв. около 6. Уд. вес $> 3,2$. Цв. черный. Бл. на изломе сильный смоляной. Качественным анализом установлено много Ti, наличие Mg, отсутствие Si, Al, Fe^{2+} и Fe^{3+} , Ca и TR. Не разлагается в кислотах, даже в горячей царской водке; разлагается в расплавленной соде.

Обнаружен в виде мелких (длиной до нескольких миллиметров) кристаллов в штуфах, состоящих из микроклина, кварца, альбита, топаза, апатита и жильбертита.

Возможно, является магнезиальным членом ряда $\text{Fe}_2\text{TiO}_5 - \text{Ti}_2\text{MgO}_5$ — каруитом (karrooite), который известен как искусственный продукт.

Л и т е р а т у р а

1. Dürfeld V. Zs. Krist., 1910, 47, 246.
2. Knorring O., Cox K. G. Min. Mag., 1961, 32, No 252, 676.
3. Жданов Г. С., Русаков А. А. ДАН СССР, 1952, 82, № 6, 901.

СТРУКТУРА ТИПА КЁХЛИНИТА

Кёхлинит	Bi_2MoO_6	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
		Ромб.	5,50	16,24	5,49	8,3

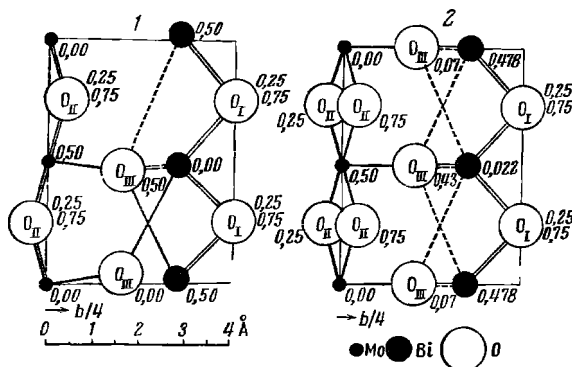
Кёхлинит Koeschlinite



Назван по имени австрийского минералога Р. Кёхлина (Шэлер, 1916) [1].

Характ. выдел. Мелкие таблитчатые кристаллы (редко до 1 мм), чешуйчатые и порошковатые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{18} - Cmc$; $a_0 = 5,50$; $b_0 = 16,24$; $c_0 = 5,49$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,339 : 1 : 0,338$; $Z = 4$ [2].



Фиг. 151. Структура кёхлинита

(по Цеману)

1 — в направлении оси a ; 2 — в направлении оси c

В структуре кёхлинита (фиг. 151) [2] октаэдры MoO_6 общими вершинами (O_{II}) соединены в слои, параллельные (010) . Атомы Bi совместно с атомами O_I образуют также слои $\parallel (010)$; расстояния $\text{Bi} - \text{Bi}$ в пределах этих слоев неодинаковы: четыре расстояния $\text{Bi} - \text{Bi}$ равны 3,72 Å, два — 4,06 Å. Расстояния $\text{Bi} - \text{O}_I$ предположительно равны 2,32 Å; в направлении оси a , возможно, имеются BiO_2 -цепочки [2].

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h}^{18} - mmm$ ($3L_2 3PC$), псевдотетрагональный: $a : b : c = 0,3419 : 1 : 0,3410$ (Дана, 1951).

Формы (по измерениям Шэлера, в установке Дана):

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>c</i>	001	—	0°00'	90°00'	90°00'	0°00'
<i>b</i>	010	0°00'	90 00	0 00	90 00	—
<i>n</i>	021	0 00	34 18	55 42	90 00	0 00
<i>h</i>	041	0 00	53 45	36 15	90 00	0 00
<i>s</i>	151	30 20	63 09	30 24	63 13	44 56
<i>p</i>	131	44 16	55 00	44 21	55 08	44 56

sb (151) : (010) = 33°38'

pb (131) : (010) = 54 05

pp (131) : (131) = 63°45'

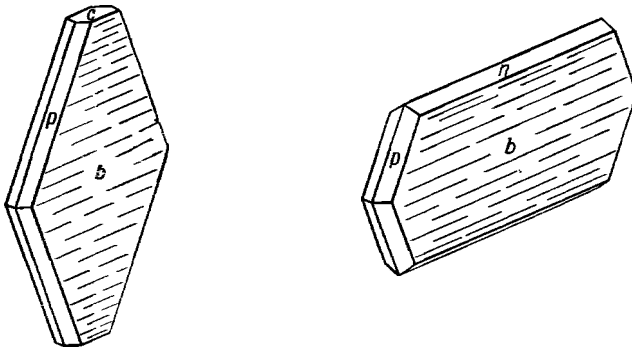
ss (151) : (151) = 53 34

nn (021) : (021) = 68°35'

Более редкие формы: *l* (011), *j* (0.12.5), *m* (031), *k* (061), *x* (296), *r* (292), *u* (133).

Первоначальная установка Шэлера ($a : b : c = 0,9774 : 1 : 1,0026$) отличается от рентгеновской установки, принятой Дана: оси *a*, *b*, *c* и грань *a* (100) Шэлера отвечают соответственно осям *b*, *c*, *a* и грани (010) по Дана. Формула перехода от установки Шэлера к установке Дана: 001/300/010.

Кристаллы тонкотаблитчатые (фиг. 152), таблички имеют псевдотетрагональный облик (ребра *p* (131) : *b* (010) и \bar{p} (131) : *b* (010) пересекаются под углом 91°18'), реже кристаллы удлинены по оси *a*, а также вдоль ребра



Фиг. 152. Кристаллы кѣхлинита из Шнееберга
(кристаллы Шэлера, перечерчены в установке Дана)

p:*b*. Распространены двойники сростания (фиг. 153) и прорастания по (101). На гранях *b* (010) развита штриховка || оси *a*; для кристалло-двойников характерно взаимно-перпендикулярное направление штриховки граней *b* разных индивидов.

При травлении табличек ненагретой разбавленной HCl (1 : 5) на (010) сначала быстро образуются фигуры квадратной и треугольной формы (ось симметрии треугольников || оси *c*); в дальнейшем треугольники преобразуются в квадраты и удлинённые вдоль оси *a* фигуры — правильные ромбы [1].

В образцах из Шнееберга наблюдались ориентированные (взаимно-параллельные) сростания кѣхлинита с не определенным минералом, образующим таблички ромбического облика [1].

Физ. св. Сп. по (010) совершенная, также несовершенная по (0*kl*). Очень хрупок. Вычисл. уд. вес 8,29. Цв. зелено-желтый [1], бледно-желтый [3]. Черта светло-зеленовато-желтая. Бл. сильный стеклянный до алмазовидного. Прозрачен.

Микр. [1]. В шл. в прох. свете зеленовато-желтый. Плеохроизм слабый в толстых шлифах). Двуосный (—). $Ng \parallel b$, $Nm \parallel a$, $Np \parallel c$ (в установке по

Дана). $n_g = 2,67$; $n_m = 2,61$; $n_p = 2,52$ (Li). $2V$ большой, дисперсия $r < v$ довольно сильная (по Ларсену и Берману).

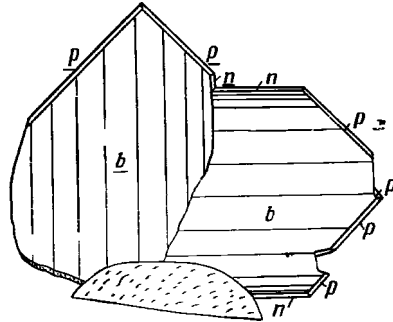
Хим. Теор. состав: $Vi_2O_3 - 76,40$; $MoO_3 - 23,60$. Анализ кёхлинита из Шнееберга (среднее из трех неполных анализов, за вычетом кварца): $Vi_2O_3 - 77,1$; $MoO_3 - 22,4$; $H_2O - 0,2$; сумма — 99,7 [I].

Диагн. исп. [I]. Легко растворим в HCl, более трудно в HNO_3 .

В закр. тр. легко плавится, становится бурым, по охлаждению — бледно-желтым и белым.

Нахожд. Очень редкий минерал зоны окисления месторождений висмута и молибдена. Впервые обнаружен в одном штufe из рудника Даниэль около Шнееберга (ГДР) в пустотах кварца совместно с самородным висмутом и смальтином [1]. Наблюдался также в Юго-Зап. Австралии [3] в виде чешуйчатых агрегатов в кварце золоторудного месторождения Данэлэн в Кулгарди, где образовался путем замещения тетрадимита, а также в виде порошковатых выделений в штуфах из Байгу в Новом Южном Уэльсе (Австралия) [3].

Отл. Характерны облик кристаллов и штриховка доминирующей грани.



Фиг. 153. Двойник кёхлинита, Шнееберг (по Шалеру)

Межплоскостные расстояния кёхлинита из Шнееберга [3]

Си-излучение с фильтром

Γ	d (кХ)	Γ	d	Γ	d	Γ	d
10	3,131	9	1,647	6	1,246	5	0,917
6	2,733	7	1,628	5	1,223	4	0,913
5	2,683	6	1,570	4	1,209	5	0,908
1	2,588	2	1,524	1	1,151	1	0,899
3	2,473	1	1,486	5	1,116	4	0,867
1	2,419	1	1,423	4	1,107	4	0,855
2	2,263	1	1,397	4	1,053	5	0,834
6	1,936	3	1,369	3	1,039	1	0,829
8	1,918	3	1,346	1	1,008	1	0,827
1	1,879	1	1,323	3	0,971	1	0,825
1	1,769	4	1,257	5	0,925		

Л и т е р а т у р а

1. Schaller W. T. U. S. Geol. Surv. Bull., 1916, No 610, 10.
2. Zemann J. Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1956, 5, H. 2, 139.
3. Frondel C. Am. Min., 1943, 28, No 9—10, 536.

СТРУКТУРА ТИПА КРЕДНЕРИТА

Креднерит	$Cu_2Mn_2O_5?$	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
		Монокл.	5,58	2,877	5,875	104°00'	4,32

Креднерит Crednerite



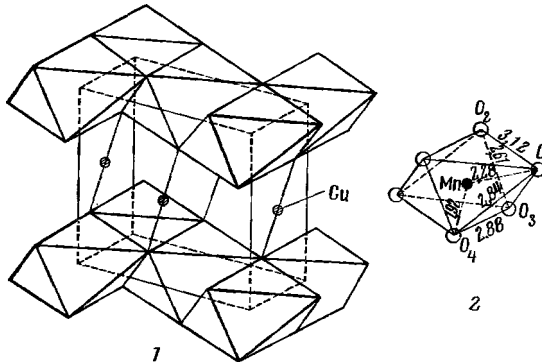
Назван по имени немецкого геолога и минералога К. Креднера, впервые в 1847 г. описавшего минерал (Рамельсберг, 1849).

Синон. Марганцово-медный окисел — Mangankupferoxyd (Хаусман, 1847), марганцово-медная руда — Mangankupfererz (Рамельсберг, 1849).

Характ. выдел. Мелкие кристаллы, радиально-лучистые сферические образования, землистые выделения.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. C_{2h}^3 — $C2/m$, C_2^3 — $C2$ или C_s^3 — Cm . $a_0 = 5,58$; $b_0 = 2,877$; $c_0 = 5,875 \text{ \AA}$; $\beta = 104^\circ 00'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,939 : 1 : 2,042$; $Z = 1$ (для природного из Мендип-Хилс, Мак-Эндрю) [1]. Для искусственного соединения состава CuMnO_2 : C_{2h}^3 — $C2/m$; $a_0 = 5,530$; $b_0 = 2,884$; $c_0 = 5,898 \text{ \AA}$; $\beta = 104^\circ 36'$; $Z = 2$ (Кондрашев) [2].

Структура минерала не изучена, в структуре искусственного CuMnO_2 (порошкограмма аналогична таковой крелдерита) чередуются слои октаэдров и полых тригональных призм. Атомы Mn занимают центры октаэдров



Фиг. 154. Структура искусственного CuMnO_2 (1); MnO_6 -октаэдр (2)
(по Кондрашеву)

ров, атомы Cu — середины вертикальных ребер призм (фиг. 154) [2]. Четыре расстояния Mn—O равны 1,92, два — 2,28, Cu—O=1,80, O_I — O_{II} = 3,12, O_I — O_{IV} = 2,84, O_{II} — O_{III} = 2,61, O_{III} — O_{IV} = 2,88 Å.

Кристаллы имеют вид тонких шестиугольных табличек, $\frac{1}{2}$ уплощенных по (001) — параллельно слоям решетки.

Двойники по $(\bar{4}11)$ обычны [1], часто повторные; на общей для трех индивидов плоскости (001) имеется двойниковая псевдогексагональная штриховка: направления [010] неделимых пересекаются под углами 56, 56 и 68°.

Физ. св. Сп. совершенная по (001) и (100), ясная по $(\bar{1}11)$, несовершенная по (111) и весьма несовершенная по (212) [1]. Изл. неровный. Тв. 4—4 $\frac{1}{2}$. Уд. в. 4,96—5,12 (вычисл. 4,32) [1]. Цв. светло-серый до железно-черного. Черта черная с бурым оттенком. Бл. сильный, металлический до алмазного. Непрозрачен.

Микр. $n_g = 3,25$; $n_p = 2,40$ [3]. В отраж. свете кремово-белый. Отраж. способность (в %) по Найчолу и Филипсу [3]:

λ , $m\mu$	430	470	520	550	580	610
R	24,7—35,8	24,9—36,8	24,3—36,0	23,6—35,0	23,1—34,0	22,3—32,2

Отраж. способность по Орселю и Павловичу [4]: $R_g = 37,5$, $R_p = 29,2$ ($\lambda = 465 m\mu$). Ясно анизотропен с цветными эффектами от светло-серого до фиолетово-серого при положении затемнения и от белого до желтовато-белого при наибольшем просветлении [4], иногда от серого до голубого [5]. В разрезах, параллельных (001), наблюдаются мозаичные сростки двух или трех двойниковых индивидов, имеющих различное погасание, в других сечениях заметны тонкопластинчатые полисинтетические двойники.

Хим. Теор. состав для $\text{Cu}_2\text{Mn}_2\text{O}_5$: $\text{CuO} - 50,05$; $\text{Mn}_2\text{O}_3 - 49,95$; для CuMnO_2 : $\text{CuO} - 52,87$; $\text{MnO} - 47,13$. BaO , CaO , H_2O , возможно, входят в состав примесей. Формула требует уточнения.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
CaO	—	0,63	—	0,76	—	—	—
BaO	—	0,52	2,01	3,08	2,71	1,48	—
CuO	43,85	42,13	23,73	32,35	34,65	40,65	36,57
MnO	55,73	22,96	64,24	56,29	54,72	52,55	54,40
PbO	—	—	—	—	—	—	0,88
Mn_2O_3	—	31,25	—	—	—	—	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	} 1,88
H_2O	—	0,25	—	—	—	—	
O	—	—	8,83	8,58	6,51	5,78	6,22
Н. о.	—	0,63	—	—	—	—	—
Сумма	99,58	98,37	98,81	(101,06)*	98,59	100,46	99,95
Уд. в.	4,98	5,034	—	4,959	—	—	5,03

* В оригинале указана сумма 99,06.

1—7 — Фридрихрода: 1—2 — анал. Креднер [6]; 3—6 — анал. Рамельберг [7]; 7 — Мендиш-Хилс, анал. Маунтин [8].

Диагн. исп. Растворяется в HCl с выделением хлора.

В полир. шл. слабо травится 20% HCl [1], 20% FeCl_3 [4]. Действуют H_2O_2 , $\text{H}_2\text{O}_2 + \text{H}_2\text{SO}_4$, конц. HCl и H_2SO_4 . При травлении HNO_3 (1 : 1) и конц. HCl тускнеет и становится матовым [5].

П. п. тр. плавится только в тонких краях.

Находж. Довольно редкий вторичный минерал. Встречен в руднике Фридрихрода (Тюрингия, ГДР) в ассоциации с фольбортитом, малахитом, баритом, кальцитом, псиломеланом, гаусманнитом, вадом [4, 6, 7]. В Мендиш-Хилсе (Сомерсетшир, Англия) креднерит обнаружен в свинцовой руде между выделениями церуссита и вада в ассоциации с гидроцерусситом и малахитом [7, 8]. В виде довольно больших скоплений и прожилков встречен среди браунитовых руд марганцевого месторождения Идикель в Марокко вместе с купритом, псиломеланом, баритом, малахитом, эндлихитом, марганецсодержащим флогопитом [5].

Изм. Замещается малахитом.

Искусств. Получен нагреванием спрессованных смесей порошков CuO и MnO_2 (при $\text{Cu} : \text{Mn} = 1 : 1$) до $1000-1100^\circ$ в течение нескольких часов с последующим быстрым охлаждением [2]. В результате нагревания свежеприготовленных и спрессованных окислов Cu и Mn (при $\text{Cu} : \text{Mn} = 1 : 2$) при температуре от 1100 до 1300° в течение от 1 до 24 час получен в смеси с гаусманнитом; смесь с $\text{Cu} : \text{Mn} > 1 : 2$ после нагревания в течение 3 час при 1135° дает продукт, в котором преобладает креднерит [1].

Межплоскостные расстояния креднерита из Мендиш-Хилса [8]

CuK_α -излучение, Ni-фильтр

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
002	60	2,85	—	3	1,584	$\bar{2}22$; 221	3	1,214
200; $\bar{2}01$	100	2,71	$\bar{3}11$	40	1,560	402; $\bar{4}04$	3	1,129
110	20	2,54	020	30	1,446	$\bar{2}23$	5	1,117
$\bar{1}11$	100	2,43	$\bar{2}04$; 311	20	1,409	313; $\bar{1}15$	10	1,091
$\bar{2}02$; 201; 111	50ш	2,24	$\bar{4}02$; 400	5	1,359	$\bar{5}11$	10	1,043
003	5	1,895	313	5	1,330	$\bar{2}24$; 223	5	1,009
$\bar{2}0\bar{3}$; 202	30	1,764	022	5	1,287	$\bar{4}22$; 420	10	0,989
$\bar{1}13$	40	1,613	$\bar{2}21$; 220	10	1,273			

ASTM, 10—365.

Л и т е р а т у р а

1. Mc Andrew J. Am. Min., 1956, 41, No 3—4, 276.
2. Кондрашев Ю. Д. Кристаллография, 1958, 3, вып. 6, 696.
3. Nichol I., Phillips R. Min. Mag., 1965, 35, No 269, 200.
4. Orcel J., Pavlovitch St. Bull. Soc. fr. min., 1931, 54, 153.
5. Jouravsky G. Notes et mém. Serv. géol. Maroc., 1960, 19, N° 149, 87.
6. Credner C. F. N. Jb. Min., 1847, A, 1; 1849, A, 310.
7. Rammelsberg C. Ann. Phys., 1849, 74, 559.
8. Spencer L. J., Mountain E. D. Min. Mag., 1923, 20, No 100, 86.

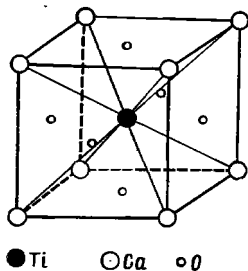
СТРУКТУРА ТИПА ПЕРОВСКИТА

ГРУППА ПЕРОВСКИТА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Лопарит	(Na, Ce, Ca)(Ti, Nb)O ₃	? (псевдокуб.)	3,86	—	—	4,8
Ниоболопарит	(Na, Ce)(Ti, Nb)(O, OH) ₃	? (псевдокуб.)	3,90	—	—	4,6
[Иринит]	(Na, Ce, Th) _{1-x} (Ti, Nb)· ·O _{3-x} (OH) _x ?	?	—	—	—	4,5
Перовскит	CaTiO ₃	Ромб. (псевдокуб.)	5,37	7,64	5,44	4,0
Улигит	Ca(Ti, Al, Zr) ₃ O ₆ ?	? (псевдокуб.)	7,65	—	—	4,2
Луешит	NaNbO ₃	Ромб. (псевдокуб.)	5,52	5,55	15,57	4,4
Латрапит	(Ca, Na)(Nb, Ti, Fe)O ₃	Ромб. (псевдокуб.)	5,45	7,78	5,55	4,4

К группе перовскита относятся минералы с общей формулой ABO_3 , где А — крупные катионы (Ca, Na, Y, Ce, Th, U, K, Sr, Ba, Pb), В — более мелкие (Ti, Nb, Ta, Zr, Fe, Al, Mg, Mn, Si).

В структуре этих минералов катионы А располагаются в узлах примитивной кубической ячейки, грани которой центрированы атомами кислорода (фиг. 155). Атомы кислорода и катионы группы А образуют плотнейшую кубическую упаковку, в октаэдрических пустотах которой помещаются катионы группы В. Координационное число катионов А равно 12 [1].



Фиг. 155. Расположение атомов в псевдокубической ячейке перовскита (по Барту)

Для отдельных минералов группы перовскита характерна метамиктность, степень которой возрастает с увеличением содержания редких земель и тория. Начальная аморфизация наблюдается у некоторых редкоземельных перовскитов (кнопитов); значительно метамиктны лопариты, на кривых нагревания которых обычно имеется экзотермический пик, соответствующий переходу из метамиктного в кристаллическое состояние; полностью метамиктен иринит, содержащий много Th. Анализы часто выявляют некоторый дефицит катионов группы А. Содержание воды обычно не превышает 2,5%.

При нагревании она выделяется равномерно в интервале температур от 100 до 900° [2]. Отмечено, что особенно обогащены водой те минералы этой группы, состав которых наиболее значительно отклоняется от теоретического. Предполагается [3], что прямая зависимость между дефицитом катионов А и количеством воды обусловлена замещением атомов кислорода на группы (OH), сопровождающим выщелачивание катионов группы А. Возможно также, что в минералах группы перовскита происходит замещение Na на протон (иринит). Исходя из представлений о дефицитности группы А, расчет анализов минералов

группы перовскита обычно производят, принимая $V=1$, и общей формуле придают вид $A_{1-z} B_1 X_z$, где z — величина, определяющая дефицит катионов А. Однако, как указала И. Д. Борнеман-Старынквич [4], следует иметь в виду, что нестехиометрические соотношения могут быть отчасти обусловлены неточностями и неполнотой анализа или наличием примеси (мельчайших включений) других минералов. Неясно, в какую группу следует относить Fe^{2+} и Zr, которые по ионным радиусам занимают промежуточное положение между элементами группы А и В.

Наряду с изовалентными замещениями Са на Sr и Ва, Nb на Та, Ti на Zr и, возможно, Si, в минералах группы перовскита осуществляется серия гетеровалентных замещений. Состав минералов группы перовскита удобно изображать в виде совокупности минералов: $CaTiO_3$, $NaNbO_3$, $TRFeO_3$, $ThMgO_3$, Ca_2NbFeO_6 , TR_2TiMgO_6 , $NaTRTi_2O_6$, $CaThFe_2O_6$, $Ca_3Nb_2MgO_9$ и т. д. [5].

Наблюдается довольно отчетливая зависимость состава от условий образования. Собственно перовскит и кнопит приурочены преимущественно к щелочным ультраосновным интрузивным породам, некоторым базальтам и метаморфическим породам, лопарит — к щелочным породам, дизаналит и луешит характерны для карбонатитов. Увеличение концентрации редкоземельных элементов, Na и Nb в минералообразующей среде влечет за собой их вхождение в структуру минералов группы перовскита, при этом изменяются и некоторые свойства этих минералов.

Параметр a_0 возрастает с увеличением содержания TR-элементов [6] и Nb [1, 2, 7, 8]. Так, в ряду перовскит — кнопит с возрастанием процентного содержания TR_2O_3 от 2,95 до 7,88 a_0 псевдокубической ячейки возрастает от 7,630 до 7,680 Å [6]; в ряду перовскит — латрапит при увеличении содержания Nb_2O_5 — от 14,5 до 44,9% a_0 изменяется от 5,417 до 5,448, b_0 — от 7,718 до 7,775, c_0 — от 5,498 до 5,548 Å [7]; удельный вес в результате замены Са и Ti соответственно на более тяжелые TR-элементы и Nb возрастает, при переходе от перовскита к латрапиту от 4,0 до 4,4, достигает 4,8 у лопарита.

Облик кристаллов варьирует от октаэдрического к кубооктаэдрическому и кубическому; для луешита характерна вытянутость кристаллов вдоль одной из четверных осей.

А. И. Гинзбург с сотрудниками [2] предложили классифицировать минералы группы перовскита по увеличению содержания Nb. Никел и Макадам [7] различают минералы группы перовскита по преобладанию в группе А одно-, двух- или трехвалентных катионов.

Ниже минералы группы перовскита расположены от существенно титановых к ниобиевым или титано-ниобиевым. Между отдельными минералами, по-видимому, возможны постепенные переходы. Так, имеются переходные минералы между перовскитом и латрапитом [7]; промежуточным между лопаритом и луешитом является ниоболопарит. Перовскит — $CaTiO_3$, наиболее распространенный минерал группы, обычно содержит Na и TR-элементы (кнопит), Са и Ti содержатся практически во всех других минералах группы.

Структуру типа перовскита имеют многочисленные двойные окислы, полученные искусственно. Среди них известен ряд соединений и твердых растворов, обладающих особыми диэлектрическими (сегнето- и антисегнетозлектрики) или особыми магнитными свойствами (ферро- и антиферромагнетики). Синтезированы «перовскиты», в которых места катионов группы А занимают Na, K, Rb, Са, Sr, Ва, TR, Zn, Tl, Pb, Ag, Bi; катионов группы В — Li, Mg, Al, Zn, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Y, Zr, Nb, Mo,

Sn, Te, Hf, Ta, W, Re, In, Cd, Yb, La, U [9—49]. Соотношения между радиусами ионов в соединениях со структурой перовскита отвечают следующему условию:

$$t = \frac{R_A + R_O}{\sqrt{2}(R_B + R_O)}$$

Значение t колеблется от 0,77 до 0,99 [10]. В зависимости от состава кубическая ячейка обычно несколько искажается с образованием ромбических, тетрагональных или ромбоэдрических фаз [10, 15—17, 33].

В некоторых соединениях структура типа перовскита оказывается устойчивой при значительном дефиците атомов кислорода [11, 12, 50].

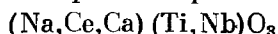
Когда октаэдрические позиции заняты разными металлами, возможно существование как неупорядоченных, так и упорядоченных фаз. Последние возникают, если разница в ионных радиусах элементов группы В более 7—17% [51].

Л и т е р а т у р а

1. Barth T. Norsk. geol. tidsskr., 1925, 8, N. 3, 201.
2. Гинзбург А. И., Горжевская С. А., Ерофеева Е. А., Сидоренко Г. А. Геология месторождений редких элементов, 1960, вып. 10, 64.
3. Бородин Л. С. ДАН СССР, 1954, 95, № 4, 873.
4. Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. Изд-во «Наука», 1964, 86.
5. Бонштед-Куплетская Э. М. Сб. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд-во АН СССР, 1946, 43.
6. Франк-Каменецкий В. А., Весельский И. Геохимия, 1961, № 5, 379; 1961, № 11, 1035.
7. Nickel E. H., McAdam R. C. Canad. Mineralogist, 1963, 7, pt. 5, 683.
8. Murdoch J. Am. Min., 1951, 36, No 7—8, 573.
9. Keith M. L., Roy R. Am. Min., 1954, 39, No 1—2, 5 (о соотношении с другими соединениями типа ABO_3); Geller S. Acta cryst., 1957, 10, 248; Wood E. A. Acta cryst., 1951, 4, 353.
10. Roth R. S. U. S. Nation Bur. Stand., J. Research, 1957, 58, No 2, 75.
11. Saburo Mori. J. Am. ceram. soc., 1965, 48, No 3, 165.
12. Erchak M., Fankuchen I., Ward R. J. Am. chem., soc., 1946, 68, No 10, 2085.
13. Roy R. J. Am. ceram. soc., 1954, 37, No 12, 581.
14. Goodenough J. B. Phys. Rev., 1955, 100, No 2, 564.
15. Bertaut F., Forrat F. J. phys., radium, 1956, 17, No 2, 129.
16. Geller S., Wood E. A. Acta cryst., 1956, 9, 563.
17. Geller S., Bala V. B. Acta cryst., 1956, 9, 1019.
18. Yakel H. L. Acta cryst., 1955, 8, 394.
19. Jaffe B., Roth R. S., Marzullo S. U. S. Nation Bur. Stand., J. Research, 1955, 55, 239.
20. Brous J., Fankuchen I., Bank E. Acta cryst., 1953, 6, 67.
21. Megaw H. D. Proc. Phys. soc., 1946, 58, Pt. 2, No 326, 133.
22. Coffen W. W. J. Am. ceram. soc., 1953, 36, No 7, 207.
23. Naray-Szabo I. Műgyetemy Közlenunyek, 1947, 1, 30.
24. Shirane G., Pepinsky R. Phys. Rev., 1953, 91, 812.
25. Curtis C. E., Doney L. M., Johnson J. R. Oak Ridge Natl. Lab., 1954, OR NL-1681.
26. Coughanour L. W., Roth R. S., Marzullo S., Senne H. F. E. U. S. Nation Bur. Stand., J. Research, 1955, 54, 191.
27. Keith M. L., Roy R. Am. Min., 1954, 39, No 1—2, 1.
28. Padurow N. N., Schusterius C. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1955, 32, H. 10, 292.
29. Dairiel J. A. W., Welch A. J. H. Acta cryst., 1960, 13, 956.
30. Bents U. H. Phys. Rev., 1957, 106, No 2, 225.
31. Schneider S. J., Roth R. S. J. Am. ceram. soc., 1960, 43, No 2, 115.
32. Лапин В. В., Курцева Н. Н., Князева Д. Н. ДАН СССР, 1960, 134, № 5, 1192.

33. Smith A. J., Welch A. J. E. Acta cryst., 1960, 13, 653.
 34. Nomura Sh., Kawakubo T. J. Phys. soc. Japan, 1961, 16, No 8, 1642.
 35. Strauss S. W., Fankuchen I., Ward R. J. Am. chem. soc., 1951, 73, No 11, 5096.
 36. Derbyshire S. W., Fraker A. C., Stadelmaier H. H. Acta cryst., 1961, 14, 1293.
 37. Смоленский Г. А., Аграновская А. И., Шолохова Е. Д. Физ. сб. Львовск. ун-та, 1959, 2 (7), 101.
 38. Исмаилов И. Г. Изв. АН СССР, сер. физ., 1958, 22, № 12, 1483.
 39. Федуров С. А., Веневцев Ю. Н., Джмухадзе Д. Ф. Кристаллография, 1962, 7, вып. 3, 408.
 40. Куприянов М. Ф., Фесенко Е. Г. Кристаллография, 1962, 7, вып. 3, 451.
 41. Драбкин Г. М., Мальцев Е. И., Плахтин В. П. Физика твердого тела, 1965, 7, вып. 4, 1241.
 42. Смоленский Г. А., Аграновская А. И., Исупов В. А. Физика твердого тела, 1959, 1, вып. 6, 990.
 43. Беляев И. Н., Филиппов В. С., Фесенко Е. Г. Журн. структурной химии, 1963, 4, № 4, 718.
 44. Brixner L. H. J. Phys. chem., 1960, 64, No 1, 165.
 45. Bauer G. J. Am. ceram. soc., 1963, 46, No 12, 604.
 46. Веневцев Ю. Н., Рогинская Ю. Е., Висков А. С., Иванова В. В., Томашпольский Ю. Я., Шворнева Л. И., Капышев А. Г., Теверовский А. Ю., Ждавов Г. С. ДАН СССР, 1964, 158, № 1, 86.
 47. Куприянов М. Ф., Фесенко Е. Г. Изв. АН СССР, сер. физ., 1965, 29, № 6, 925.
 48. Боков В. А., Кижаяев С. А., Мыльникова И. Е., Тутов А. Г., Остроумов А. Г. Изв. АН СССР, сер. физ., 1965, 29, № 6, 929.
 49. Петров В. М. Изв. АН СССР, сер. физ., 1965, 29, № 6, 933.
 50. Kestigian M., Dickinson J. G., Ward R. J. Am. chem. soc., 1957, 79, No 21, 5598; Brixner L. H. J. Am. chem. soc., 1958, 80, 3214; Galasso F., Barrente J. R., Katz L. J. Am. chem. soc., 1961, 83, No 28, 30; Abend H., Suk K., Novák J. J. Phys. soc. Japan, 1965, 20, 1085.
 51. Galasso F., Darby W. J. Phys. chem., 1962, 66, No 1, 131; Заславский А. И., Брыжнина М. Ф. Тезисы докладов 4-го совещания по кристаллохимии. Изд-во «Штиница», Кшинец, 1961, 58; Драбкин Г. М., Мальцев Е. И., Плахтин В. П. Физика твердого тела, 1965, 7, вып. 4, 1241.

Лопарит Loparite



Назван по имени народности (лопари — саами), живущей на Кольском полуострове (Кузнецов, 1925) [1].

Характ. выдел. Характерны кристаллы (обычно 1—3 мм, иногда до 1,5 см в поперечнике), более редки ксеноморфные выделения.

Структ. и морф. крист. Псевдокубический. Структура перовскитового типа. $a_0 = 3,862 \text{ \AA}$ по Гертнеру [2], 3,85—3,91 Å по Сидоренко [3].

Главные формы [1, 4, 5]:

a	100	l	530	k	520	h	410	δ	610	n	211
θ	430	e	210	f	310	η	510	o	111	μ	411

Второстепенные и редкие формы:

d	110	τ	710	σ	910	β	322	ω	511	q	331
g	320	ξ	810	χ	453	m	311	r	332	u	431

Несдвойникованные кристаллы очень редки; облик их кубический реже кубооктаэдрический. Очень распространены двойники по (111)

(фиг. 156). Грани кристаллов часто искривленные, с вицинальными формами и трещинками.

Физ. св. Сп. отсутствует, изредка по (100) несовершенная [6]. Изл. неровный. Хрупок. Тв. $5\frac{1}{2}$ — 6. Микротвердость 733—893 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ при нагрузке 100—200 г [7]. Уд. в. 4,64—4,89 (см. анализы). Цв. черный, реже серовато-черный. Черта коричнево-бурая, зеленовато-бурая. Бл. металлический. Непрозрачен.

Микр. В прох. свете лишь в тонких шлифах просвечивает буровато-красным, иногда зеленовато-желтым цветом. Наблюдалось [1] зональное распределение окраски (центральные части зерен темнее наружных). Изотропен; в очень тонких шлифах заметны мелкие слабо анизотропные пластинки, как у перовскита [5]. $n = 2,26$ —2,38.

В полир. шл. в отраж. свете светло-серый со слегка кремовым оттенком [4]. Отраж. способность лопарита из Сихотэ-Алиня 17% [8]. Характерны буровато-красные внутренние рефлексы.

Хим. Состав в общем отвечает формуле ABO_3 при очень широко развитом изоморфном замещении катионов. В группе А главные компоненты — Na и TR-элементы, всегда содержится некоторое количество Ca и Sr. Количество SrO в ловозерском лопарите составляет от 2,00 до 3,42% [9], в хибинском — от 2,25 до 3,14 [10]. В незначительных количествах содержатся также K, Th, Y, иногда Ba. В группе В преобладает Ti, в заметных количествах отмечаются также Nb и Ta. В лопарите из щелочных пород Nb резко преобладает над Ta, в более кислых породах отношение $\text{Ta}_2\text{O}_5 : \text{Nb}_2\text{O}_5$ достигает $\frac{1}{3}$ [11]. Частично Ti замещается также на Al, Fe, Mn, Zr (?). Почти всегда устанавливается SiO_2 (десятые доли процента). Отмечалось незначительное содержание Cr, Ni, V, Sn, U [12]. В составе редкоземельных элементов преобладают Ce (до 55%), La (до 25%), Nd (до 15%), Pr (до 6%) [13].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	7,88	8,72	9,40	8,78	8,71	8,20	8,20	8,50	8,08
K_2O	0,26	0,26	0,06	0,27	0,45	0,19	0,20	0,17	0,13
MgO	—	0,15	0,16	0,42	0,16	—	Не обн.	Не обн.	—
CaO	4,22	5,51	4,00	3,74	3,18	5,60	4,86	5,08	4,44
SrO	—	2,32	2,25	2,71	3,44	3,10	2,10	3,30	2,84
$\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$	0,72	0,75	—	0,20	0,56	0,13	0,56	0,40	0,83
Al_2O_3	0,37	0,63	2,25	Не опр.	Не опр.	0,11	0,20	0,14	0,50
Ce_2O_3	19,34	30,78	28,80	15,59	15,35	31,32	17,50	16,26	32,17
$\Sigma \text{Ce}_2\text{O}_3$	15,27			15,08	15,72		16,00	14,92	
$\Sigma \text{Y}_2\text{O}_3$	—			—	—		Не обн.	Не обн.	
SiO_2	0,72	0,26	2,00	0,40	0,41	0,26	0,40	0,44	1,67
TiO_2	39,22	38,42	38,45	38,31	38,50	40,66	40,70	39,88	39,64
ZrO_2	—	0,30	сл.	—	—	—	—	—	—
ThO_2	0,53	—	1,00	0,57	0,46	0,76	0,62	0,74	0,53
Nb_2O_5	11,06	11,66	11,40	12,81	12,63	9,16	8,04	9,38	8,63
Ta_2O_5				0,62	0,77	0,51	0,62	0,72	0,55
P_2O_5	—	—	—	Не опр.	Не опр.	—	0,08	0,02	—
F	—	—	—	> >	> >	—	—	0,03	—
H_2O	—	0,20	0,12	0,20	0,20	0,12	—	—	0,12
И. п.	0,32	—	—	—	—	—	0,48	0,20	—

Сумма	99,91	99,96	99,89	99,70	100,24	100,12	100,56	100,18	100,13
Уд. в.	4,8	4,67	—	4,74	4,64	—	4,69	4,79	—

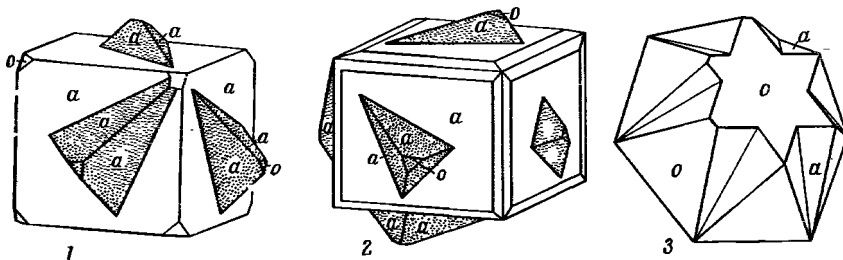
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	8,20	8,10	8,31	8,34	7,96	9,06	4,10	6,36	8,73
K ₂ O	0,18	0,28	0,16	0,22	0,92	0,76	0,60	0,54	—
MgO	—	He обн.	—	—	сл.	—	1,00	сл.	—
CaO	4,70	5,30	4,65	4,86	3,00	5,26	11,00	1,47	7,63
SrO	2,54	3,14	3,23	3,02	He опр.	0,62	—	1,21	—
FeO + Fe ₂ O ₃	0,31	0,36	0,34	0,37	1,65	0,06	6,00	2,46	1,12
Al ₂ O ₃	0,22	0,20	0,28	0,28	He опр.	He обн.	3,00	0,60	—
Ce ₂ O ₃	} 33,22	16,37	} 31,97	} 31,97	18,18	16,29	} 14,00	15,46	} 27,45
Σ Ce ₂ O ₃		15,20			15,92	15,55		15,82	
Σ Y ₂ O ₃		He обн.			—	0,46		—	
SiO ₂	0,68	0,30	0,89	0,72	0,33	0,27	3,75	8,18	0,36
TiO ₂	40,72	40,20	39,76	40,06	41,00	39,24	28,10	39,28	43,55
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—	—	0,10	—
ThO ₂	0,63	0,64	0,81	0,77	He опр.	0,67	4,00	3,00	—
Nb ₂ O ₅	8,01	8,87	8,73	8,54	} 10,50	10,82	20,20	3,49	5,80
Ta ₂ O ₅	0,61	0,65	0,60	0,64		0,66	—	0,46	1,95
H ₂ O	0,10	—	0,22	0,15	—	—	3,80	1,10	—
П. п.	—	0,64	—	—	—	—	0,20	—	—
Сумма	100,12	100,25	99,95	99,94	99,46	99,72	99,75	(99,72) *	100,23 **
Уд. в.	4,77	—	—	—	4,70	4,77	—	4,78	4,86

* В том числе UO₂ — 0,17; MnO — 0,02. В оригинале сумма — 99,74.
 ** В том числе SnO₂ — 0,86; MnO — 2,78.

1 — 3 — из Хибинских тундр: 1 — из пегматитовой жилы г. Кукисвумторр, анал. Т. А. Бурова [14]; 2 — из лопчорритовосной жилы в пойкилитовых сиенитах, анал. З. Н. Бурова, содержания редких земель (принимая Nd=1): La — 2,9; Ce — 4,7; Pr — 0,33; Nd — 1; Sm — 0,10, точность ± 8%, анал. Туранская [15]; 3 — из пегматита г. Юкспор, анал. Молва (по данным Шилина); 4 — 15 — из Ловозерских тундр: 4 — кубические кристаллы из луньвитов г. Кедьквырпах, анал. Борнеман [16]; 5 — кубооктаэдрические кристаллы из луньвитов г. Кедьквырпах, анал. Борнеман [16]; 6 — из луньвитов г. Карнасурт, анал. Тумилович (данные 1951); 7 — из уртитов г. Энгтор, анал. Быкова [17]; 8 — из уртитов г. Нинчурт, анал. Быкова [17]; 9 и 10 — из уртитов г. Карнасурт, анал. Тумилович (данные 1951); 11 — из малиньитов г. Вазнбед, анал. Быкова [17]; 12 — из малиньитов г. Страшемпах, анал. Тумилович (данные 1951); 13 — из малиньитов г. Карнасурт, анал. Тумилович (данные 1951); 14 — ксеноморфные выделения из фойнитов, анал. Казакова [16]; 15 — из пегматитов г. Нинчурт, анал. Т. А. Бурова [14]; 16 — 18 — из Восточной Сибири: 16 — из амфиболовых скарнов Красноярского края, анал. Казакова [18]; 17 — из нефелино-сиенитового пегматита Северо-Байкальского нагорья, анал. Кипович [19]; 18 — из литионито-амазонито-альбитовых пород, анал. Леонова [11]; состав редких земель (в % от Σ TR): La — 17,2; Ce — 60,0; Pr — 6,6; Nd — 14,93; Sm — 0,8; Eu — 0,1; Gd — 0,2; Tb — 0,05; Dy — 0,1 (анал. Баринский) [13].

Дополнительно анализы лопарита см. в [5, 6, 16, 10].

Диагн. исп. В кислотах не растворяется. Разлагается HF. Легко сплавляется с KHSO₄.



Фиг. 156. Двойники лопарита, Ловозерские тундры
 (по Вонштедт-Кушлетской)

Не травится ни одним из применяющихся в минераграфической практике реактивов.

П. п. тр. не плавится.

Находж. Сравнительно редок. Выделения лопарита связаны главным образом со щелочными породами, реже он встречается в пегматитах

и метасоматически измененных гранитных породах. Акцессорный лопарит распространен на Кольском п-ове (в Хибинском и Ловозерском щелочных массивах) в некоторых луювритах, малиньятах, урритах; максимальные его концентрации приурочены к контактам уртитов и луювритов и к мелкозернистым периферическим зонам массивов. Ассоциируется с микроклином, альбитом, нефелином, эгирином, арфведсонитом, эвдиалитом, сфеном, редкоземельным апатитом и т. д.; значительно меньше лопарита в пегматитах и альбититах. По Тихоненкову, в пегматитах, залегающих во вмещающих гнейсах, лопарит встречается совместно с кварцем [6].

В качестве акцессорного минерала отмечен также в других районах СССР: в Енисейском кряже [20] — в ийолитах и ийолит-урритах; в районе Центрального Алдана — в альбититах [21]; в Сихотэ-Алинской складчатой области — в нефелиновых сиенитах [8]; в Северо-Байкальском нагорье — в жиле нефелино-сиенитового пегматита среди трахитоидных кварцевых сиенитов в ассоциации с альбитом, микроклином, нефелином, эгирином, скаполитом, щелочным амфиболом, цеолитами, флюоритом, апатитом, пектолитом и цирконом [19]. В Вост. Сибири [11] обнаружен в литионито-амазонито-альбитовых и рибекито-альбитовых породах (продуктах изменения гранитов) близ их контакта со сланцами, обогащенными титаном; ассоциируется с микролитом, касситеритом, колумбитом, циртолитом, монацитом, флюоритом, молибденитом, галенитом, пиритом и другими сульфидами; образовался в заключительную стадию метасоматического изменения гранитов одновременно с акцессорным эгирином, иногда по микролиту; в отличие от лопарита щелочных пород содержит повышенные количества Ta и Sn (см. анализ 18).

Изм. При гидротермальном изменении пород лопарит замещается металопаритом [22, 8], анатазом и ильменорутилом. Анатаз развивается в лопарите в виде мельчайших включений вплоть до образования полных псевдоморфоз, ильменорутил — в виде очень мелких пластинчатых анизотропных кристалликов [8].

Установлено [23] замещение лопарита агрегатом из двух тесно прорастающих друг друга компонентов с общим составом (в %): SiO_2 — 5,90; TiO_2 — 32,92; Nb_2O_5 — 4,0; Ta_2O_5 — 0,01; TR_2O_3 — 21,49; Al_2O_3 — 4,16; Fe_2O_3 — 3,30; FeO — 3,88; MnO — 4,75; CaO — 1,00; SrO — не опр.; MgO — 1,00; K_2O — 0,10; Na_2O — 0,20; п. п. — 0,75; ZrO_2 — 0,3; P_2O_5 — 11,64; сумма — 95,40; среди редких земель резко преобладают Ce, La, Nd и другие элементы цериевой группы; этот агрегат имеет черный цвет, шелковистый блеск, дает буровато-серую черту; уд. в. 4,59; тв. 6; магнитен. Согласно порошкограмме, полученной после отжига при 900°, состоит из анатаза и монацита. Встречен на Дальнем Востоке в сиенитах, подвергшихся интенсивной альбитизации, серицитизации и хлоритизации.

Отл. По внешнему виду сходен с перовскитом; характерен облик кристаллов — преимущественно двойники прорастания (в шлифах в виде звездочек).

Межплоскостные расстояния лопарита из Ловозерских тундр, по Михесву
Fe-излучение, $D = 47,00$ м.м

hkl	Γ	d (к.Х)	hkl	Γ	d (к.Х)	hkl	Γ	d (к.Х)
110 β	3	3,030	211 β	4	1,745	310	10	1,226
110	10	2,749	211	10	1,583	311	1	1,144
111	2	2,244	220 β	3	1,514	222	4	1,120
200 β	3	2,142	220	9	1,373			
200	9	1,936	310 β	1	1,352			

Л и т е р а т у р а

1. Кузнецов И. Г. Изв. Геол. ком-та, 1925, 44, № 6, 663.
2. Gaertner H. N. Jb. Min., 1930, V.-Bd, 61, A, 1.
3. Сидоренко Г. А., Горжевская С. А. Геология месторождений редких элементов, 1960, вып. 10, 64.
4. Чирва Е. Ф. Тр. Ломоносовского института АН СССР, 1937, вып. 10, 64.
5. Сб. «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр». Изд-во АН СССР, 1937, 408.
6. Сб. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов». Изд-во «Наука», 1964, 2, 407.
7. Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963, 105.
8. Толоч А. А., Баженова Ф. В. Зап. Всес. мин. об-ва. 1965, 94, вып. 2, 217; Геохимия, 1964, № 12, 1256.
9. Шплин Л. Л., Муравичка Р. Н., Сидоричева А. М. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 99, 170.
10. Герасимовский В. И., Лебедев В. И. Геохимия, 1958, № 6, 556.
11. Ситнин А. А., Леонова Т. Н. ДАН СССР, 1961, 140, № 6, 1407; Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (анограниты). Изд-во АН СССР, 1962, 117.
12. Герасимовский В. И., Беднев Ю. И. Геохимия. 1963, № 1, 23.
13. Семенов Е. И. Геохимия, 1957, № 7, 626; Семенов Е. И., Баринский Р. Л. Геохимия, 1958, № 4, 314; Балашов Ю. А., Туранская Н. В. Геохимия, 1960, № 2, 121; Бородин Л. С. Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 7, 3; Герасимовский В. И., Туранская Н. В. Геохимия, 1957, № 4, 334; Вайнштейн Э. Е., Тугаринов А. И., Туранская Н. В. Геохимия, 1956, № 2, 36.
14. Бурова Т. А. Тр. Кольской базы АН СССР, 1936, вып. 2, 19; Воробьева О. А. Изв. АН СССР, сер. геол., 1938, № 3, 442.
15. Слепнев Ю. С. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 13, 115.
16. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959, 332.
17. Бьюкова В. С. ДАН СССР, 1941, 33, № 2, 134.
18. Салтыкова В. С. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 191.
19. Жидков А. Я. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 3, 288; Портнов А. М. ДАН СССР, 1963, 153, № 1, 187.
20. Самойлова Н. В. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 76, 143.
21. Кравченко С. М., Власова Е. В. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 14, стр. 80, 141 и 152.
22. Герасимовский В. И. ДАН СССР, 1941, 33, № 1, 61.
23. Каленов А. Д., Анисеева В. И., Сокова К. П. ДАН СССР, 1963, 152, № 1, 183.

М е т а л о п а р и т — metaloparite (Герасимовский, 1941) [1] (синоним гидролопарит — hydroloparite, Герасимовский, 1941) [1] — продукт изменения лопарита, агрегат мельчайших зерен коричневатого-желтого цвета, имеющих состав (в %): $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - 0,23$; $(\text{CaO} + \text{SrO}) - 5,35$; $(\text{TR}_2\text{O}_3 + \text{ThO}_2) - 34,20$; $\text{Nb}_2\text{O}_5 - 10,78$; $\text{Ta}_2\text{O}_5 - 0,66$; $\text{TiO}_2 - 44,01$; $^3\text{SiO}_2 - 1,27$; $\text{H}_2\text{O} - 3,49$; сумма — 99,99 (анализ Борнеман-Старынкевич, при очень малой навеске). Тв. агрегата около 5. Уд. в. 4,41. Черта бледно-зеленоватого-желтая. Бл. алмазный. Непрозрачен. В прох. свете черный, темно-бурый, грязно-желтовато-зеленый. n около $2,24 \pm 0,03$ [1]. Отмечена также разность серого цвета с голубовато-зеленым оттенком (уд. в. 4,58, n между 2,185 и 2,265) [2]. В полированных шлифах металопарит отличается от лопарита значительно большей отражательной способностью. Металопарит рассматривается [1,3] как гидратированная разновидность лопарита, из которого выщелочен почти весь натрий и соответственно часть атомов кислорода замещена на группы ОН.

Развивается по периферии зерен лопарита и по трещинкам в них, иногда образует полные псевдоморфозы по лопариту. Зерна лопарита в начальной стадии замещения металопаритом приобретают голубовато-серую окраску. Сопровождается продуктами изменения нефелина —

цеолитами и серицитом [1]. Замещение лопарита металлопаритом проявилось в щелочных породах Ловозерского массива [1—3] и Сихотэ-Аливи [4].

Л и т е р а т у р а

1. Герасимовский В. И. ДАН СССР, 1941, 33, № 1, 61.
2. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959, 339.
3. Сб. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов». Изд-во «Наука», 1964, 2, 413.
4. Толок А. А., Баженова Ф. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1965, 94, вып. 2, 217; Геохимия, 1964, № 12, 1256.

Ниоболопарит Nioboloparite

(Na, Ce) (Ti, Nb) (O, OH)₃

Промежуточный минерал между лопаритом (Na, Ce, Ca) (Ti, Nb)O₃ и луешитом (NaNbO₃).

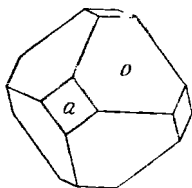
Назван по составу (близок к лопариту) (Тихоненков, Казакова, 1957) [1].

Характ. выдел. Хорошо образованные кристаллы (до 1,5 мм в поперечнике) и их сростки.

Структ. и морф. крист. Псевдокубический. $a_0 = 3,905 \text{ \AA}$ (Тихоненков, Казакова) [1].

Главные формы: a (100) и o (111) (фиг. 157). Редки двойники прорастания по (111). Наблюдаются сложные сростки из трех или четырех индивидов.

Физ. св. Сп. нет. Изл. раковистый. Тв. $5\frac{1}{2}$ — 6. Микротвердость 733—824 кг/мм² при нагрузке 100—200 г [2]. Уд. в. 4,657. Цв. черный, в тонких осколках и центральных частях кристаллов — красно-бурый. Черта серовато-коричневая. Бл. на гранях сильный металлический.



Фиг. 157. Кристалл ниоболопарита, Хибинские тундры

(по Тихоненкову)

Микр. П. микр. красно-бурый. Изотропен. n около 2,35.

Хим. Анализ ниоболопарита из Хибинских тундр (анал. Казакова): Na₂O — 10,53; K₂O — 0,80; MgO — 0,18; CaO — 1,32; FeO — 0,94; Ce₂O₃ — 25,55; TiO₂ — 32,01; ThO₂ — 1,16; (Nb, Ta)₂O₅ — 26,26; H₂O — 0,85; сумма — 99,60. Данные анализа отвечают общей формуле AVO₃: (Na_{0,59} Ce_{0,27} Ca_{0,07}) (Ti_{1,67} Nb_{0,33}) O_{2,67} (OH)_{0,13}. Некоторый дефицит катионов группы А — (Na, Ce, Ca) компенсируется частичным замещением O на OH.

Диагн. исп. Не разлагается HCl, HNO₃ и H₂SO₄.

Находж. Встречен в натролитизированных участках пегматитовой жилы, залегающей среди пироксеновых ризсчорритов Кукисвумчорра в Хибинских тундрах (Мурманская обл.). Ниоболопарит наблюдается среди выделений натролита вместе с эгирином, пирохлором, мурманитом, шизолитом, лампрофиллитом, галенитом, сфалеритом и рамзаитом. Предположительно образовался в результате перестроения вещества ринколита в процессе натролитизации.

Изм. В центральных частях кристаллов ниоболопарит замещен натролитом.

Отл. От лопарита отличается формой кристаллов (обычно двойники отсутствуют), более сильным блеском.

Межплоскостные расстояния ириболонпарита [1]

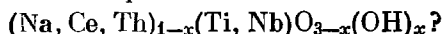
Cu-излучение, $D = 86,0$ мм

hkl	I	d (кХ)	hkl	I	d (кХ)	hkl	I	d (кХ)
110	40	2,756	211	6	1,532	310	3	1,231
200	6	1,951	220	4	1,378	222	1	1,125

Л и т е р а т у р а

1. Тихоненков И. П., Казакова М. Е. Зап. Всес. мин. об-ва, 1957, 86, вып. 6, 641.
2. Сб. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов». Изд-во «Наука», 1964, 2, 413.

Иринит Irinite



Назван по имени советского химика-минералога Ирины Дмитриевны Борнеман-Старынкевич (Бородин и Казакова, 1954) [1].

Характ. выдел. Кристаллы (до 0,5—1 см) и их скопления.

Структ. и морф. крист. Метамиктный. Рентгеноаморфный. Кристаллическую структуру приобретает после нагревания, $a_0 = 3,83$ Å (псевдокубический).

Структура предположительно типа перовскита; по-видимому, часть позиций, занимаемых обычно катионами группы А (Ca, Na, Ce, Th), пустует. Наблюдались формы (100) и (111). Кристаллы — двойники прорастания по (111).

Физ. св. Сп. отсутствует. Изл. раковистый. Тв. 5—5½. Уд. в. 4,476. Цв. красновато-коричневый, бурый, иногда буровато-желтый. Черта буровато-желтая.

Микр. В пл. в прох. свете желтый. Изотропен. $n = 2,105$.

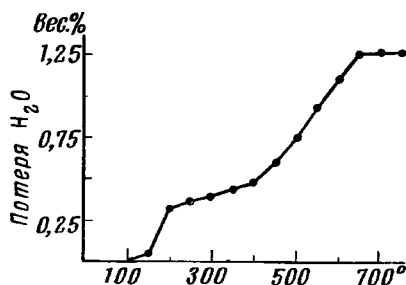
Хим. Формула не достоверна. Бородин и Казакова на основе данных анализа вывели формулу $(\text{Na}_{0,34}\text{Ce}_{0,24}\text{Th}_{0,08}\text{Ca}_{0,05})(\text{Ti}_{0,95}\text{Nb}_{0,08}\text{Fe}_{0,02})[\text{O}_{2,78}(\text{OH})_{0,22}]$ (x близко к 0,25). По Борнеман-Старынкевич [2], данные анализа отвечают общей формуле $\text{A}_4\text{B}_6(\text{O}, \text{OH})_{17} - (\text{Na}_{1,94}\text{Ce}_{1,37}\text{Th}_{0,46}\text{Ca}_{0,31})(\text{Ti}_{5,45}\text{Nb}_{0,45}\text{Fe}_{0,10})[\text{O}_{15,86}(\text{OH})_{1,14}]$.

Анализ иринита (анал. Казакова): $\text{Na}_2\text{O} - 6,41$; $\text{CaO} - 1,83$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,88$; $\Sigma \text{Ce}_2\text{O}_3 - 24,0$; $(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_5 - 6,31$; $\text{TiO}_2 - 46,45$; $\text{ThO}_2 - 13,00$; $\text{H}_2\text{O}^+ - 1,22$; $\text{H}_2\text{O}^- - 0,03$; сумма — 100,13.

Диагн. исп. HCl и HNO_3 не действуют; частично разлагается H_2SO_4 при нагревании.

Повед. при нагр. Выделение воды начинается при 150° и заканчивается при 650° ; наиболее интенсивно происходит в интервале $400-650^\circ$ (фиг. 158).

Нахожд. Найден в небольшом количестве только в Хибинском массиве (Мурманская обл.) в двух пегматитовых жилах, приуроченных к комплексу фойяитов. Обычно в виде скоплений правильно образованных кристаллов включен в массу спутанно-волокнистого эгирина, реже



Фиг. 158. Кривая обезвоживания иринита (по Тихоненкову)

наблюдается в промежутках между зернами микроклина и арфведсонита; сопровождается эвколитом, катаплетом, ильменитом и астрофиллитом.

Изм. Отмечена резорбция иринита альбитом.

Межплоскостные расстояния иринита, прокаленного при 650° [1]

Fe-пзлучение, $D = 57,3$ мм

hkl	l	d (кХ)	hkl	l	d (кХ)
110	10	2,71	220	4	1,360
200	9	1,919	310	3	1,216
211β	2ш	1,860		1	1,197
211	8	1,569	321	6	1,028
	1	1,503			

Л и т е р а т у р а

1. Бородин Л. С., Казакова М. Е. ДАН СССР, 1954, 97, № 4, 725.
2. Борнеман-Старынкевич И. Д. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 2, 207.

Перовскит Perovskite



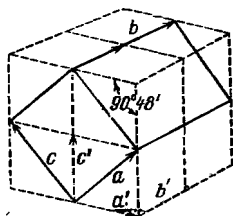
Назван по имени министра уделов России Л. А. Перовского (Розе, 1839).

Синон. Кубическая титановая руда — hexaedrisches Titanerz (Вальднер, 1825), метаперовскит — metaperovskite (Федоров, 1892).

Разнов. Кнопит, дизаналит.

Характ. выдел. Обычно кристаллы (редко до нескольких сантиметров в поперечнике), более редки зернистые массы.

Структ. и морф. крист. Ромб. с., псевдокубический. $D_{2h}^{16} - Pcmn$; $a_0 = 5,37$; $b_0 = 7,64$; $c_0 = 5,44$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,703 : 1 : 0,712$; $Z = 4$; примитивная псевдокубическая ячейка с $a_0 = 3,82$ и $Z = 1$ искажена в плоскости (010) ромбической ячейки (фиг. 159) (для минерала из Ахматовской копи; Кэй, Бэйли, 1957) [1]; для knobитов Кольского п-ва и Карелии определена в 2 раза большая величина ребра кубической псевдоячейки — 7,65—7,69 Å, для дизаналитов из тех же массивов 7,71—7,82 Å (Франк-Каменецкий, 1961) [2, 3], для перовскита из Крестмора a_0 еще в 2 раза больше — 15,27 Å [4], как и для дизаналитов из Магнет-Ков — 15,44 Å и из Кайзерштуля — 15,44 Å (Мёрдок, 1951) [4].



Фиг. 159. Соотношение псевдокубической и ромбической элементарных ячеек перовскита

a, b, c — параметры ромбической ячейки; a', b', c' — псевдокубической (по Кэю и Бэйли)

Вопрос о сингонии перовскита рассматривался разными авторами [5]. На основе детального оптического изучения минерал признавался ромбическим Боуменом [6] ($a : b : c = 1 : 1 : 0,707$) и Бёггилдом [7] ($0,988 : 1 : 1,4078$). Правильность этого вывода подтвердил Барт [8] ($0,988 : 1 : 0,7039$) на основе рентгеновского изучения. Цедлиц [9] и Нарай-Сабо [10] отнесли перовскит к моноклинным минералам, по Франк-Каменецкому и Вессельскому knobит является тетрагональным [2].

В результате изоморфных замещений с увеличением среднего радиуса катионов группы А параметр a_0 псевдоячейки возрастает. Для knobитов с Кольского п-ова, содержащих некоторое количество редких земель и урана, характерна частичная аморфизация [2].

Наблюдавшиеся формы (в кубической установке) [11, 7, 4]:

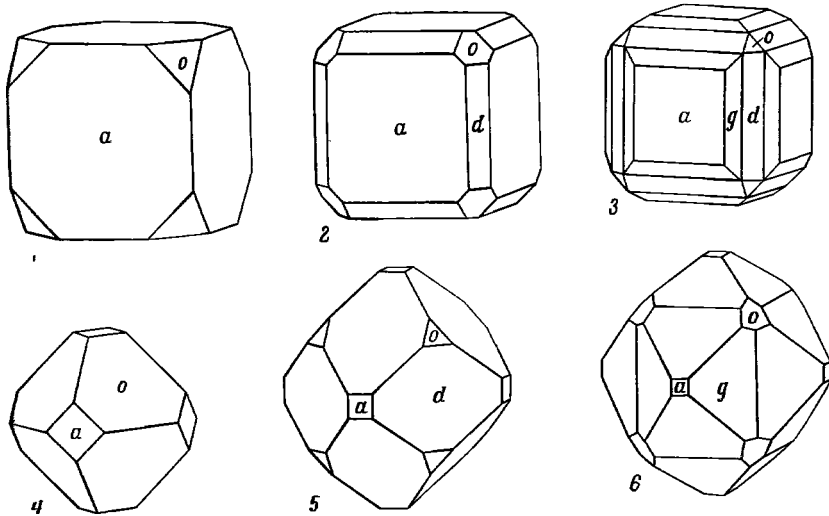
a 110	h 540	g 320	k 520	13.1.0?	n 211	ω 511	F 643
d 110	v 400	A 590	310?	B 14.1.0	p 944	p 221	H 942
o 111	Δ 11.8.0	c 210	C 910	β 322	m 311	z 432	θ 10.4.3
							8.3.2

Соотношение символов граней в псевдокубической установке и в установках Кэя и Бэйли, Боумена, Бёггильда следующие:

Кэй, Бэйли	a b c	101	010	011	110	100	001	121
Боумен	a c b	110	001	021	201	100	010	111
Бёггильд	a c b	110	031	011	101	100	010	112
Псевдокуб.		100		111		110		

Отклонения углов между гранями, измеренных гониометрически, от вычисленных теоретически, не превышают $45'$, обычно не более $20-30'$ [9].

Основными формами являются псевдокуб и псевдооктаэдр. Обычны кристаллы кубического и октаэдрического, изредка ромбододекаэдрического облика (фиг. 160). Некоторые кристаллы несколько уплощены



Фиг. 160. Кристаллы перовскита

1—3 Ахматовская копь (по Кокшарову); 4—6— Перовскитовая копь (по Яковлевской)

по псевдокубу или псевдооктаэдру. Кристаллы дизаналита из Сибири вытянуты вдоль одной из осей четвертого порядка [2]. Отмечались скелетные образования [13]. Грани куба блестящие, иногда матовые, со сложной скульптурой и штриховкой (фиг. 161), иногда переходящей в ступенчатость. Штриховка в двух или трех направлениях под углом около 60° наблюдалась также на гранях октаэдра [4]; на этих же гранях отмечались треугольные пластинчатые наросты [2]. При действии HF на гранях куба возникают фигуры травления двух видов [14, 6]: углубления ромбической симметрии, диагонали которых совпадают с диагоналями куба, и удлиненные фигуры, вытянутые параллельно ребрам куба.

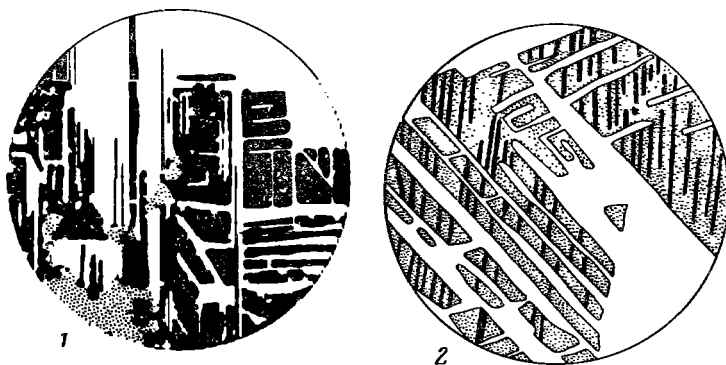
Кристаллы представляют собой сложные двойники ромбических индивидов, что выявляется при оптическом изучении [6, 7, 15] (фиг. 162). Законы двойников [1] (в установке Кэя и Бэйли): 1) поворот на 180° вокруг нормали к (101), пл. срastания (101) (псевдокуб); выявляются

в шлифах лишь при вдвигании гипсовой пластинки; 2) поворот на 90° вокруг нормали к (101), пл. срастания (101); 3) поворот на 180° вокруг нормали к (121), пл. срастания (121) (псевдододекаэдр). Зерна и мелкие кристаллы перовскита ранних генераций обнаруживают сравнительно простое двойникование, более крупные кристаллы сложно сдвойникованы по различным законам.



Фиг. 161. Характер штриховки на гранях куба перовскита (по Чермаку)

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. ясная по псевдокубу, иногда отдельность по (111). Изл. перовый до неясно раковистого. Хрупок (после пребывания в воде хрупкость возрастает). Тв. $5\frac{1}{2}$. Микротвердость 900—1100 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ (нагрузка 100 г) [16]. Уд. в. перовскита 3,95—4,04 (вычисл. 4,04), кнопита 4,11—4,29, диэналита 4,13—4,31. Уд. вес возрастает прямолинейно с увеличением содержания TR-элементов и Nb. Цв. красновато-бурый, оранжево-желтый, бледно-желтый, у TR- и Nb-содержащих разностей черный, серовато-черный. Черта белая, у Nb- и TR-содержащих разностей — серая с буроватым оттенком. Бл. алмазный до полуметаллического, иногда тусклый. Светлые разности прозрачны, темные просвечивают лишь в тонких осколках.



Фиг. 162. Полисинтетические двойники перовскита, Африканда
1 — шлиф \parallel грани псевдокуба; 2 — \parallel грани псевдооктаэдра
(зарисовки под микроскопом, по Бонштедт-Куллетской)

Перовскиту и всем веществам, имеющим ту же структуру, свойственна очень высокая диэлектрическая проницаемость [17]. Является анти-сегнетоэлектриком. Для искусственного CaTiO_3 произведен расчет внутренних электрических полей [18].

Парамагнитен. Магнитная восприимчивость от 2,7 до $13,9 \cdot 10^{-6} \text{CGSM}$ (по Винокурову).

Сильная фосфоресценция наблюдалась у перовскита из Назямских гор (Урал) [19].

В инфракрасном спектре перовскит дает интенсивную широкую полосу поглощения в области $800\text{--}500 \text{ см}^{-1}$ с двумя сравнительно слабо обозначенными максимумами около 720 и 570 см^{-1} и одиночную узкую полосу около 450 см^{-1} [20].

Микр. В прох. свете светло-серый, иногда с бурым, красным, желтым или зеленым оттенком. Плеохроизм слабый. Окраска внутренних ча-

стей зерен иногда имеет фиолетовый оттенок вследствие присутствия тонкодисперсных включений ильменита или магнетита [3]. Изредка наблюдается зональное или пятнистое распределение окраски. Кристаллы состоят из большого числа двуцеломляющих пластинок, образующих сложные полисинтетические двойниковые сростания. Отдельные индивиды иногда имеют клиновидные, веретенообразные, ступенчатые и иные очертания. Особенно сложное двойникование характерно для внутренних частей крупных кристаллов. Наблюдались также узоры прорастания, напоминающие микрографическую структуру или структуру «арабской вязи». Иногда обнаруживается секториальное погасание [3].

Двуосный (+); иногда изотропен [21]. Пл. опт. осей $\parallel (010)$; $N_g = a$, $N_m = b$, $N_p = c$ (в ромбической установке Кэя и Бэйли). $n = 2,29-2,38$; в массивах Кольского п-ва наиболее высокий показатель преломления имеет перовскит из оливинитов и пироксенитов и особенно вторичный перовскит, содержащий наименьшее количество Nb, TR-элементов и Fe; при переходе к дизаналиту показатель преломления снижается [3]. Двуцеломление до $0,017$, уменьшается при замещении Ca на TR-элементы и Sr. У уральского перовскита, а также у перовскита и кношита с Кольского полуострова $2V = \mp (70-88)^\circ$ [12,3], у перовскита из Сен Бенито [4] $2V = -90^\circ$, $r < v$.

В полир. пл. в отраж. свете серый (светлее, чем магнетит). Отраж. способность перовскита, по Грэю и Милмэну [22] (в %):

λ , м μ	470	520	575	600	700
$\parallel (100)$	19,1	18,0	15,8	16,5	15,4
$\parallel (111)$	18,3	17,2	15,7	16,7	15,1

Отраж. способность кношита из Африканды (в %): для зеленых лучей — 16,6; для желтых — 19; для красных — 18,8 [15]. Очень слабо анизотропен (частью изотропен). Сильные красновато-бурые внутренние рефлекссы.

В полированных шлифах крупных кристаллов наблюдалась сложная мозаичная структура — результат сростания двух или более разновидностей, различающихся твердостью, окраской, отражательной способностью и содержанием Nb и TR-элементов; травление выявляет сложное двойниковое сложение, иногда — зональность и эмульсионные структуры [3].

Хим. Теор. состав: CaO — 41,24; TiO₂ — 58,76. Чистый CaTiO₃ встречается крайне редко. Ca частично замещается щелочами; в кношитах содержатся TR (см. хим. анализы) и иногда SrO (от 1,17 до 5,46%) [23]; Ti замещается на Nb, Ta и Fe (дизаналит). В перовските из ультраосновных пород Кольского п-ва содержание Sc (0,003—0,006%) больше, чем в других ассоциирующихся с ним минералах [24]. В составе редких земель резко преобладает Ce (~50%), много La (15—25%) и Nd (15—25%), несколько меньше Pr (6—10%); остальные редкоземельные элементы содержатся в значительно меньших количествах. При переходе от более ранних генераций перовскита к более поздним общее содержание TR, как правило, возрастает; при этом их состав несколько изменяется. По Бородину [25], при увеличении общего содержания TR относительное содержание La падает, содержание Nd и Pr возрастает, а содержание Ce практически не меняется. Согласно Кухаренко и др. [3,26], в перовските из массивов ультраосновных щелочных пород Кольского п-ова содержание Ce и La несколько возрастает при переходе от оливинитов к пироксенитам и мельтейгитам, содержание Nd и тяжелых лантанидов иттриевой группы при этом снижается; в перовските метасоматических пород и щелочных пегматитов относительное содержание Ce ниже. Спектральным анализом в перовскитах отмечались Ba, Cu, Pb, V, Be, Mn, Zr, U, Th.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	0,16	—	—	Сл.	—	—	0,23	0,54	0,46
K ₂ O	0,07	—	—	—	—	—	0,11	0,06	0,07
MgO	0,21	—	—	0,48	0,23	—	Не обн.	0,10	0,21
CaO	38,28	40,93	40,93	40,00	40,68	40,0	37,00	37,02	35,10
SrO	0,44	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	—	—	—	—	—	—	Сл.	0,01	0,08
FeO	0,22	0,14	0,25	—	—	1,3	0,53	1,15	—
Al ₂ O ₃	0,46	—	—	1,33	0,45	1,5	0,05	0,10	0,68
Fe ₂ O ₃	1,00	0,40	0,57	1,32	0,66	—	0,95	—	2,85
TR ₂ O ₃	1,44	0,23	0,17	Не обн.	Не обн.	—	—	3,25	2,38
SiO ₂	1,04	0,45	0,51	1,00	0,52	—	0,14	0,22	2,17
TiO ₂	56,55	57,59	57,23	55,60	57,75	57,3	60,16	57,30	54,49
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—	0,62	—	—
ThO ₂	0,006	—	—	—	—	—	Не опр.	0,16	0,06
Ta ₂ O ₅	0,96	Не обн.	—	—	—	—	—	Не обн.	—
H ₂ O ⁺	—	0,17	0,49	—	—	—	Не обн.	0,26	—
H ₂ O ⁻	—			—	—	—			0,02
П. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	0,68

Сумма 100,87* 99,91 100,15 100,33^{2*} 100,29 100,1 99,95^{3*} 100,21^{4*} 99,27^{5*}

Уд. в. 4,02 4,04 — 3,987 3,91 — 4,146 4,085 —

* В том числе 0,029 V₂O₅ и 0,008 U₃O₈.

^{2*} В том числе 0,60 V₂O₅.

^{3*} В том числе 0,16 P₂O₅.

^{4*} В том числе 0,02 V₂O₅; Cr₂O₃, ZrO₂, P₂O₅ и Y₂O₃ — не обнаружены; в составе TR₂O₃:

La₂O₃ 1,79; Ce₂O₃ 1,46.

^{5*} В том числе 0,04% SnO₂; в составе TR₂O₃: Y₂O₃ — 0,05; Ce₂O₃ — 2,33.

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ₂ O	0,83	1,00	0,98	0,52	0,97	0,30	1,03	0,63	1,77
K ₂ O	0,50	0,52	0,48		0,58	0,10	0,56	0,10	0,13
MgO	Сл.	Сл.	Сл.	0,24	Сл.	—	Сл.	—	0,03
CaO	37,61	36,82	37,62	36,18	36,23	39,00	34,28	36,70	30,87
SrO	1,24	1,54	1,19	1,08	1,53	—	1,98	—	1,56
BaO	Сл.	—	Сл.	—	Сл.	—	0,02	—	—
MnO	—	—	—	0,03	—	—	—	—	Сл.
FeO	0,30	0,62	0,31	0,29	Сл.	—	Сл.	Сл.	0,74
Al ₂ O ₃	—	—	—	0,42	—	0,40	—	0,20	Нег
Fe ₂ O ₃	1,47	2,07	1,37	1,20	2,17	1,40	1,73	2,40	0,09
TR ₂ O ₃	2,17	2,10	2,29	4,02	2,88	3,00	5,22	5,60	7,99
SiO ₂	0,35	0,46	0,33	0,86	0,90	0,40	0,21	0,93	0,09
TiO ₂	55,17	54,32	54,50	54,74	53,01	54,48	53,36	52,44	54,88
ZrO ₂	0,07	0,05	Не обн.	—	0,04	—	Сл.	—	—
ThO ₂	0,04	0,03	0,04	—	0,04	0,01	0,11	0,11	0,22
Nb ₂ O ₅	0,17	0,17	0,40	0,87	0,81	1,24	1,17	1,26	1,71
Ta ₂ O ₅	0,05	0,03	0,04						
H ₂ O ⁺	0,13	—	0,26	—	0,30	—	—	—	0,25
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—	0,12
П. п.	0,40	0,56	0,56	0,20	0,40	—	0,57	—	—

Сумма 100,53* 100,29 100,33^{2*} 100,65 99,93^{2*} 100,33 100,33^{3*} 100,41^{3*} 100,67^{4*}

Уд. в. 4,08 4,05 4,01 4,13 4,05 4,06 4,12 4,12 4,16

* В том числе 0,03 F.

^{2*} В том числе 0,02 F.

^{3*} В том числе 0,01 U.

^{4*} В том числе 0,03 V.

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Na ₂ O	4,37	2,56	1,89	2,32	0,57	—	4,20	3,50	1,72
K ₂ O	—	0,22	0,13	0,32	—	—	0,39	Сл.	0,44
CaO	25,60	27,71	31,19	33,22	34,89	33,22	21,63	19,36	23,51
SrO	—	—	0,29	—	—	—	—	—	—
BaO	—	—	0,32	—	0,15	—	—	—	—
MgO	—	0,52	—	0,60	0,10	0,74	—	Сл.	—
MnO	0,23	0,05	0,05	—	—	—	0,02	0,42	—
FeO	—	1,72	0,23	—	0,57	5,66	—	—	—
Al ₂ O ₃	—	0,27	—	3,48	0,10	—	1,25	Немного	0,82
Fe ₂ O ₃	9,22	1,82	2,19	3,92	2,02	—	5,35	5,70	5,69
Y ₂ O ₃	—	—	Оч. мало	—	Оч. мало	5,42	—	—	—
ΣTR ₂ O ₃	2,80	11,32	7,13	5,12	3,18	0,10	3,32	5,58	3,08
SiO ₂	2,21	—	1,46	0,88	—	0,08	0,29	2,31	0,33
TiO ₂	50,93	47,02	47,94	41,40	50,04	44,12	48,31	40,57	38,70
ThO ₂	—	1,13	0,69	—	0,014	—	—	—	—
Nb ₂ O ₅	4,86	5,69	5,72	—	9,04	4,38	16,12	22,73	25,99
Ta ₂ O ₅	—	—	0,95	8,88	—	5,08	—	—	—
H ₂ O	—	0,22	0,26	—	—	—	—	Сл.	—

Сумма 100,22 100,25 100,55* 100,14 (100,75)** 99,53*** 100,88 100,17 100,28

Уд. в. 4,21 — 4,31 — 4,24 4,18 4,26 4,13 —

* В том числе ZrO₂ — 0,11.

** В том числе V₂O₅ — 0,176. В оригинале сумма — 100,80.

*** В том числе 0,73% магнетита.

1 — из метасматических пород Губинской гитцузы на Таймыре (гнезда с меланитом и магнетитом), анал. Доросева [27]; 2—5 — с Южного Урала (аналезы по новым данным Мясикина): 2 — из Геровскигтовой копи, Сурый, анал. Борнemann; 3 — из Еремеевской копи темно-бурый, анал. Борнemann; 4 — из Еремеевской копи (из рудной жилы), анал. Мелев; 5 — из Рудной копи, мелкие кристаллы на стенках трещин в титано-магнетитовой руде, анал. Т. А. Бурова; 6 — из кимберлитов Солон, Басутоленд, Южн. Африка, анал. Гнорринг [28]; 7 — из лавы вулкана Катунга, ассоциируется с сивилитом, меллититом, кальсилитом, анал. Хейккинен [29]; 8 — горы Букусу в Уганде, анал. Чадув [30]. $d_0 = 7,64 \text{ \AA}$; 9 — из Канады [31]; 10 — из рудного оливинита массива Сельгвэр, анал. Баранова [3]; 11 — из рудного шпидра массива Сельгвэр, анал. Баранова [3]; 12 — из меллититового оливинита Африканды, анал. Баранова [3]; 13 — из кальцито-амфило-диопсидовых пород Африканды, анал. Терехова [32]; 14 — из пегматитового ийолита Салмагорского массива, анал. Баранова [3]; 15 — из крупнокристаллического пироксенита Африканды, анал. Быкова [3]; 16 — из рудного гегмагита Африканды, анал. Баранова [3]; 17 — из рудного пегматита Африканды, анал. Быкова [3]; 18 — из апатито-нефелиновых руд Хибинского массива, анал. Николаева [33]; 19 — 27 — диавалит: 19 — Кайзерштуль, анал. Хаузер [34]; 20 — Сибирь, анал. З. Н. Бурова [12]; 21 — Алданская провинция, из кальцитовых карбонатов, анал. Доросева [35]; 22 — Вуориярви, из апатито-форстерито-магнетитовой породы [3]; 23 — Маймеч-Котуйская провинция, из кальцитовых карбонатов, анал. Доросева [35]; 24 — Магнет-Ков, анал. Мар [36]; 25 — Кайзерштуль, анал. Майтен и Хюгель [37]; 26 — Кайзерштуль, анал. Гноп [38]; 27 — Кайзерштуль, анал. Майтен и Хюгель [37].

Диагн. исп. Разлагается кипячением с H₂SO₄ и сплавлением с KHSO₄. На холоду кислоты действуют слабо [39], за исключением HF.

В полир. шл. стандартные реактивы травления действия не оказывают. HF через несколько секунд выявляет двойниковое строение.

П. п. тр. в обычных условиях не плавится. В струе кислорода сплавляется в светло-желтое стекло.

Повед. при нагр. При температурах 200—900° ячейка остается ромбической, но становится более симметричной [1]. CaTiO₃ плавится конгруэнтно при 1915° [40].

Нахожд. Является характерным минералом ультраосновных и щелочных пород, бедных кремнеземом и обогащенных кальцием и титаном. Образуется также в метаморфических породах. Отмечено развитие перовскита по ильмениту, титаномagnetиту, титаниту [5].

В ультраосновных и щелочных породах широко распространен на Кольском полуострове в массивах Африканда, Лесная Варака, Вуо-

риярви, Салмагорском, Себляврском, Ковдозерском и др. [32, 41—46, 31], сложенных породами двух серий: а) оливинитами — пироксенитами — щелочными пироксенитами и б) мельтейгитами — ийолитами — уртитам — нефелиновыми сиенитами. В оливинитах и пироксенитах наряду с титаномагнетитом перовскит составляет основную массу в которой заключены зерна оливина или пироксена. В виде мелких (до 0,5 мм) изометрических зерен обнаруживается в массе титаномагнетита; в пегматоидных участках представлен октаэдрическими кристаллами. Количество перовскита возрастает при переходе от мелилитовых к мелкозернистым и далее к пегматоидным оливинитам и рудным шпиграм. В пироксенитах перовскит также концентрируется в более поздних крупнозернистых разностях. Относительно генезиса перовскита в этих породах единого мнения нет. Одни исследователи [3, 47] считают, что кристаллизация перовскита шла в магматическую стадию, другие [44, 27] существенную роль в его образовании отводят метасоматическим процессам, обусловленным действием на ультраосновные породы высокотемпературных щелочных растворов. Для ийолитов и мельтейгитов характерна концентрация перовскита в их пегматоидных разновидностях. Содержание его не превышает 2—3%, он образует вкрапленные зерна и кристаллы в нефелине, ассоциируется с меланитом, титанитом, апатитом, роговой обманкой, ильменитом. Замещается титанитом. В пегматитах щелочной магмы содержание перовскита достигает 30—40%. Первая генерация минерала представлена в основном зернистыми агрегатами, сцементированными цеолитизированным нефелином и заключающими обособления шорломита и пироксена; изредка наблюдаются октаэдрические кристаллы. Перовскит второй генерации образует крупные (до 1 см) октаэдрические или кубооктаэдрические кристаллы в массе более раннего мелкозернистого перовскита. Иногда октаэдрические кристаллы обнаруживаются на стенках миароловых пустот в сливной титаномагнетитовой руде совместно с кристаллами магнетита, флогопита, бадделеита, ильменита, апатита, сфена, клинохлора, анатаза, кафетита и др. Наиболее поздний перовскит образует оторочки вокруг зерен других минералов. В реакционно-метасоматических породах на контакте пегматитов с пироксенитами и оливинитами перовскит образует вкрапленность во флогопите, амфиболе, вторичном диоксиде и неправильные скопления вместе с флогопитом, хлоритом, титанитом, кальцитом, Ti-везувианом, андрадитом, ортитом, цеолитами и др. В метасоматических мелилитовых породах Кольского п-ва перовскит содержится в виде крупных кубооктаэдрических кристаллов, образующих включения в мелилите, флогопите и нефелине. В кальцито-амфиболо-диоксидовых породах, развившихся по пироксенитам и оливинитам, перовскит является одним из главных породообразующих минералов, выделения его очень разнообразны и принадлежат нескольким генерациям [3].

В ряде карбонатитовых месторождений, связанных с массивами щелочных ультраосновных пород, обнаружена разновидность перовскита, обогащенная Nb, Fe, Na и TR-элементами, — дизаналит. В Вост. Сибири дизаналит приурочен к ранним крупнокристаллическим кальцитовым карбонатитам, наблюдается главным образом близ их контактов с силикатными породами; тесно ассоциируется с мелкозернистым сахаровидным светло-зеленым апатитом и пироксеном; в апатито-форстерито-магнетитовых породах Вуориярви (Кольский п-ов) — с пирохлором, титанитом, уранпирохлором, бадделеитом [3]; в Салланлатвинском массиве (Сев. Карелия) — в доломитовом карбонатите с анкилитом, апатитом, пиритом, магнетитом и пирохлором [3]; в массиве Лесная Варака — в жилах апа-

тито-доломитовых карбонатитов в виде мелкой вкрапленности в доломите и по границам линзовидных скоплений зернистого апатита, содержащих выделения магнетита, пирита, гидратированного флогопита, циркона, натронобита, пирохлора [3]. Диваналит встречается также в карбонатитах Кайзерштуля (Баден, ФРГ) и Магнет-Кова (шт. Арканзас, США). Наблюдался также в турьяитах Турьего мыса (Мурманская обл.) [48]; на Таймыре — в ийолитах и урритах бассейна р. Хета [49] и в Гулинской интрузии — в кальцито-диоксидовых, гидромелилитовых, пироксеновых и меланито-пироксеновых породах [27]; с шорломитом в породах мельтейгит-ийолитовой серии — в Вост. Сибири [50]; в окерманитсодержащих породах — в Кузнецком Ала-Тау [51]; также в ийолитовых породах Саксонии, в перидотитах Сиракуз (Италия), в Лангезунде (Норвегия) и т. д.

В нефелин-, лейцит- и мелилитсодержащих базальтах перовскит образует мелкую вкрапленность [5]. Известен в нефелиновых базальтах о-ва Вилькицкого (Северный Ледовитый океан) [52], в мелилитовых базальтах Чехословакии [13], в нефелиновых и лейцитовых базальтах Саксонии (ГДР), Эйфеля и Лаахерского озера (ФРГ); в оливин-мелилитовых лавах (катунгитах) — в Угаде (29).

Перовскит обнаружен в основной массе пород кимберлитовых трубок Якутии — в пикритах, кимберлитах и др. Образует идиоморфные кубические кристаллы (до 0,25 мм) со слабым двупреломлением, а также изотропные изометрические выделения; наблюдается в виде реакционной каймы на вкрапленниках пикроильменита, иногда совместно с магнетитом слагает венчики вокруг кристаллов оливина и монтичеллита, а также вокруг псевдоморфов серпентина по этим двум минералам [53, 54].

В метаморфических сланцах и контактово-измененных известняках ассоциируется с хлоритом, тальком, кальцитом, гранатом, диоксидом, магнетитом, титанитом, ильменитом и др. Одиночные кристаллы кубического облика и их сростки обычно заключены в массе породы; грани их матовые (разъеденные или с фигурами роста); реже в виде хорошо образованных кристаллов обнаруживается на стенках трещин; примеры: Ахматовская, Перовскитовая, Шишимская и другие копи на Южн. Урале (Челябинская обл.), Вильдкройцох в Тироле (Австрия), Церматт (Швейцария), Кайзерштуль в Бадене (ФРГ) и др. [5].

В виде мелких кубических кристаллов обнаружен в североуральских бокситах [55]. Указана находка перовскита в глине, в виде тонких корочек на кристаллах флюорита [56].

Изм. Замещается титанитом, ильменитом [57], лейкоксеном, рутилом [54], анатазом [32], магнетитом [54, 58]. Диваналит из Кайзерштуля частично замещен ближе не определенным черным порошковатым веществом [9]. В зоне гипергенеза устойчив.

Искусств. Легко синтезируется различными способами: из расплава, содержащего CaCO_3 , TiO_2 и карбонаты щелочей (Эбельман, 1851); сплавлением эквимолекулярных количеств CaCO_3 и TiO_2 (Буржуа, 1886; Ивасе, Фукусима, 1932) [59]; осаждением из раствора титановой кислоты в огненножидком Na_2CO_3 с помощью CaCO_3 (Холмквист, 1897) [60]; смешением расплава $\text{TiO}_2 + \text{Na}_2\text{CO}_3$ с расплавом $\text{CaCO}_3 + \text{Na}_2\text{CO}_3$ при 1400° [9]; из смеси TiO_2 с CaCO_3 при высоких температурах [61]. В системе $\text{CaO} - \text{TiO}_2 - \text{SiO}_2$ титанит более устойчив, чем перовскит; последний образуется в смеси с воластонитом при значительном переохлаждении [59]. В системе $\text{CaO} - \text{TiO}_2$, кроме CaTiO_3 , образуется еще ряд соединений, более богатых CaO [62]. Имеются указания на образование твердых растворов CaTiO_3 , CaO и TiO_2 [63].

Практ. знач. Может использоваться как сырье на титан (кнопит — также на TR и Nb) и в производстве огнеупоров [64].

Отл. Характерен кубический или кубооктаэдрический облик кристаллов, штриховатость на гранях, светлая черта. В шлифах типично сложное двойниковое строение, которое в полир. шлифах выявляется травлением HF.

Разнов. К н о п и т — khorite — отличается повышенным содержанием редких земель (анализы 16—18).

Назван по имени немецкого минералога А. Кнопа (Холмквист, 1894) [65].

Связан с перовскитом постепенными переходами; предлагалось к кнопиту относить перовскиты с содержанием не более 94—85% (мол.) CaTiO_3 . Уд. в. и показатель преломления, по-видимому, несколько больше, чем у перовскита. Характерны октаэдрические и кубооктаэдрические кристаллы черного и свинцово-серого цвета.

Встречается в массивах щелочных основных пород и в карбонатах.

Межшоскостные расстояния перовскита из Калифорнии [4]

Си-излучение, Ni-фильтр, $D = 114,6$ мм

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)
004	4	3,81	3.9.10	1	1,11
024	1	3,41	0.7.12; 6.6.11 ¹	1	1,10
015; 134	1	2,98	0.2.14; 0.10.10;		
044	10	2,70	6.8.10	1/2	1,08
006	1/2	2,54	1.9.11; 3.5.13	1/2	1,07
026	1	2,41	1.8.12; 2.3.14;		
226	3	2,30	2.6.13; 3.10.10;	1/2	1,06
444	3	2,20	4.7.12; 889		
046	2	2,12	1.5.14; 1.10.11;		
246	1/2	2,04	2.7.13	1	1,023
008	9	1,91	4.8.12; 0.0.15; 0.9.12;		
028; 446	1/2	1,85	2.5.14; 2.10.11;	4	1,018
048	1	1,71	5.10.10		
119; 357	1	1,67	0.0.16; 2.5.15;		
139	7	1,56	2.9.13; 3.7.14;	1	0,9554
448	7	1,55	6.7.13		
359	1/2	1,42	0.3.16; 0.11.12;	1/2	0,9362
369; 1.2.11; 1.5.10	1/2	1,356	2.6.15	1/2	0,9312
088	6	1,349		1/2	0,9069
2.3.11; 2.7.9; 677;	1/2	1,32		1/2	0,9043
3.5.10				4	0,9011
0.4.11; 1.6.10; 388	1/2	1,30		2	0,8549
2.6.10	1/2	1,29		1	0,8525
0.4.12	5	1,21		1/2	0,8188
199	1/2	1,19		2	0,8129
0.2.13; 2.5.12; 3.8.10;	1/2	1,16		1	0,8108
4.6.11;				1	0,7841
1.3.13; 779; 3.7.11;	1/2	1,14		1	0,7822
				1/2	0,7787

Д и з а н а л и т — dysanalite — отличается повышенным содержанием ниобия и железа (анализы 19—27).

Назван от греч. *δυσαναλιτος* (дисаналитос) — трудноразлагаемый (Кноп, 1877).

Четкого разграничения с перовскитом и кнопитом нет. Характерен для карбонатитовых месторождений, связанных с массивами щелочных ультраосновных пород.

Л и т е р а т у р а

1. Кау Н. Ф., Bailey P. C. Acta cryst., 1957, 10, 219; Coughanour L. W., Roth R. S., Marzullo S., Sennett F. E. U. S. Nation. Bur. Stand., 1955, 54, 149.
2. Франк-Каменецкий В. А., Весельский И. Геохимия, 1961, № 5, 379; 1961, № 11, 1035.
3. Кухаренко А. А., Багдасаров Э. А. Матер. ВСЕГЕИ, пов. сер., 1961, вып. 45, 37.
4. Murdoch J. Am. Min., 1951, 36, No 7—8, 573 (рентгеновское и оптическое изучение).
5. Бонштедт Э. М. Перовскит. Минералогия Союза. Изд-во АН СССР, сер. А, 1935, вып. 5 (сводка данных по перовскиту до 1934 г.).
6. Bowman H. L. Min. Mag., 1908, 15, No 69, 156.
7. Böggild O. B. Zs. Krist., 1912, 50, 409 (кристаллография).
8. Barth T. Norsk geol. tidsskr., 1925, 8, N. 3, 201.
9. Zedlitz O. N. Jb. Min., 1939, B.-Bd. 75, A, 245 (рентгеновское изучение, критическая сводка, оптика, синтез, кристаллография).
10. N á g a y - S z a b ó S. Naturwissenschaften, 1943, 30, 202.
11. Кокшаров Н. И. Матер. для минералогии России. СПб (немецкое изд.): 1853, 1, 199; 1870, 6, 388; 1875, 7, 375; 1878, 8, 39; Зап. Мин. об-ва, 1874, 9, 188; 1878, 13, 273; 1880, 15, 120.
12. Салтыкова В. С. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 191; Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Изд-во «Наука», 1964, 2, 406.
13. Stelzner A. N. Jb. Min., 1883, B.-Bb. 2, A, 390; S ö l l n e r J. Mitt. Bad. geol. Landesanst., 1913, 7, 413.
14. Ваумхауер Н. Zs. Krist., 1880, 4, 187; Вен Сауде. Ueber den Perowskit. Göttingen, 1882, 1; Zs. Krist., 1883, 7, 612.
15. Бонштедт-Куплетская Э. М. Сб. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд-во АН СССР, 1945, 43.
16. Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963, 104; Young B. V., Millman A. P. Bull. Inst. mining, metallurgy, 1964, No 689, Trans., 1963—64, 73, pt. 7, 450.
17. Сканиви Г. И. Журн. эксперим. и теор. физ., 1947, 17, вып. 5, 399; ДАН СССР, 1948, 59, No 2, 231.
18. Соловьев С. П., Веневцев Ю. Н., Жданов Г. С., Иванова В. В. Кристаллография, 1961, 6, вып. 1, 78.
19. Engelhardt E. Lumineszenzerscheinungen der Mineralien im ultravioletten Licht. Weida, 1912, 5.
20. Моенке Н. Mineralspectren, Akad. Verlag, Berlin, 1962; Omori K. Sci. Rep. Tohoku univ., ser., 3, 1964, 9, No 1, 87; Ренгу С. Н., Халпа В. Н., Риргрехт Г. Phys. Rev., 1964, 135, No 2 A, 408; Мурзин В. Н., Демешина А. И., Богданов С. В. Изв. АН СССР, сер. физ., 1965, 29, № 6, 921.
21. Williams G. H. Am. J. Sci., 1887, 34, 137.
22. Грау I. M., Millman A. P. Econ. Geol., 1962, 57, No 3, 336.
23. Шилин Л. Л., Муравицкая Г. Н., Сидоричева А. М. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 99, 171.
24. Кухаренко А. А., Клер М. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 5, 531.
25. Бородин Л. С., Баринский Р. Л. Геохимия, 1960, № 4, 291; Бородин Л. С. Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 7, 6.
26. Кухаренко А. А., Фафурина Э. Н., Якимова П. П., Яковлева С. С. Сб. «Минералогия и геохимия». Изд-во Ленингр. ун-та, 1964, вып. 1, 211.
27. Эпштейн Е. М., Анисеева Л. И., Михайлова А. Ф. Тр. Н.-и. ин-та геологии Арктики, 1961, 122, 175.
28. Nixon P. H., Knorring O., Rooke J. M. Am. Min. 1963, 48, No 9—10, 1096 и 1121.
29. Neuvonen K. J. Bull. Comm. géol. Finl., 1956, No 172, 1.
30. Broughton H. J., Chadwick L. C., Deans T. Colonial geol. mineral res., 1950, 1, No 3, 262.

31. Ellsworth H. V., Walker J. Canada Geol. Surv., Summ. rep., 1926, A, 230.
32. Чирвинский П. П., Афанасьев М. С., Ушакова З. Г. Тр. Кольской базы АН СССР, 1939, вып. 5, 31.
33. Шилли Л. Л., Янченко М. Т. ДАН СССР, 1962, 144, No 3, 639.
34. Hauser O. Zs. anorg., allgem. Chem., 1908, 60, 237.
35. Гайдюкова В. С., Здорик Т. Б. Геология месторождений редких элементов, 1962, вып. 17, 100.
36. Mac F. W. Am. J. Sci., 1890, 40, 403.
37. Meigen W., Hügel E. Zs. anorg., allgem. Chem., 1913, 82, 242.
38. Кнорр А. Zs. Krist., 1877, 1, 284 и 296.
39. Дорфман М. Д., Буссен Н. В., Дудкин О. Б. Тр. Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 9, 167.
40. Coughanour L. W., Toth R. S., De Proesse V. A. U.S. Nation. Bur. Stand., J. Research, 1954, 52, No 1, 37.
41. Куплетский Б. М. Изв. АН СССР, сер. геол., 1936, № 1, 105.
42. Фроловская В. Н. Зап. Мин. об-ва, 1939, 68, вып. 4, 562.
43. Бородин Л. С. Геология рудных м-ний, 1959, № 5, 21.
44. Бородин Л. С. Тр. ИМГРЭ, вып. 15, 20; Геология рудных м-ний, 1961, № 4, 100.
45. Еникеева Г. Н. Сб. «Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР». Госгеолиздат, 1951, 44.
46. Золотарев Б. П. Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9, 142.
47. Вологовская Н. А., Ильинский Г. А. Геология рудных м-ний, 1961, № 1, 113.
48. Белякин Д. С., Влодавец Н. И. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, 1932, вып. 2, 55.
49. Морс Г. Г. Изв. АН СССР, сер. геол., 1942, № 5—6, 43.
50. Лавренев Ю. Б. Минеральное сырье, 1960, вып. 1, 53.
51. Бозин А. В. ДАН СССР, 1961, 139, № 3, 699.
52. Баклунд О. О. Изв. АН, СПб., 1915, № 4, 294.
53. Сб. «Алмазные месторождения Якутии». Госгеолтехиздат, 1959, 319; Смирнов Г. И. Тр. Якутск. фил. АН СССР, сер. геол., 1959, сб. 4, 64.
54. Милашев В. А., Крутойярский М. А., Рабкин М. И., Эрлих Э. Н. Тр. Н.-и. ин-та геологии Арктики, 1963, 126, 168.
55. Бенеславский С. И. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 2, 37.
56. Oveu S. D., Gau P. Proc. Geol. Assoc. London, 1960, 71, pt. 3, 340.
57. Лебедев В. И., Римская-Корсакова О. М. ДАН СССР, 1949, 66, No 2, 257.
58. Ремесев П. В. Зап. Мин. об-ва, 1892, 29, 248.
59. Смоленский С. Изв. СПб. политехн. ин-та, 1911, 15, 245; Zs. anorg., allgem. Chem., 1912, 73, 292; Iwase K., Fukusima M. Bull. Chem. soc. Japan, 7, No 3, 91.
60. Holmquist P. J. Bull. geol. inst. Upsala, 1896—97, 3, 181.
61. Niggli P. Zs. anorg., allgem. Chem., 1916, 98, 296.
62. Поррер Р., Ruddle S. N. Trans. British ceram. soc., 1963, 62, No 5, 443; Бережной А. С. Огнеупоры, 1950, № 8, 350.
63. Тапаса I. Bull. Chem. soc. Japan, 1941, 16, 428 (по реферату Chem. Abstr., 1947, 41 4395).
64. Мамыкин П. С., Лошкарев Б. А. Огнеупоры, 1950, № 8, 359.
65. Holmquist P. J. Geol. för. förhandl., 1894, 16, H. 2, No 156, 73.

Улигит Uhligite



Назван по имени Дж. Улига — начальника экспедиции, нашедшей минерал (Хаузер, 1909) [1].

Характ. выдел. Октаэдрические кристаллы, размером 0,5—1,5 мк.

Структ. и морф. крист. Псевдокубический. $a_0 = 7,654 \text{ \AA}$ (Цедлиц, 1939) [2]. Структура перовскитовая. Преобладающая форма (111), наблюдается также (100). Углы между гранями (111) даже у хорошо образованных кристаллов несколько отличаются от теоретических. На гранях октаэдра штриховка параллельна ребрам, соответствующая следам двой-

никовых пластинок. Двойники по (111): границы двойниковых пластинок нечеткие [1].

Физ. св. Сп. по (100). Изл. раковистый. Тв. 5 1/2. Уд. в. 4,15 по Хаузеру [1], 4,2 по Цедлицу [3]. Цв. черный. Черта серая до коричневатосерой. Бл. металлический. В тонких осколках прозрачен, темно-коричневый и желтовато-коричневый.

Микр. В шлифах обычно наблюдаются двупреломляющие пластинки, как у перовскита.

Хим. Анализ минерала: CaO — 19,00; Fe₂O₃ — сл.; Al₂O₃ — 10,50; TiO₂ — 48,25; ZrO₂ — 21,95; Nb₂O₅ — сл.; сумма — 99,70 (выполнен из малой навески; анал. Хаузер) [1].

Находж. Наблюдался в метаморфизованном нефелиновом снените на берегу оз. Магади (Танзания).

Л и т е р а т у р а

1. Hauser O. Zs. anorg., allgem. Chem., 1909, 63 340.
2. Zedlitz O. N. Jb. Min., 1939, B.-Bd. 75, A, 253.
3. Zedlitz O. Fortschr. Min., 1936, 20, 66.

Луешит Lueshite NaNbO₃

Назван по месту находки (Сафьянников, 1959) [1].

Синон. Игдлоит — igdloite (Дано и Соренсен, 1959) — белый вторичный минерал, развивающийся по нептуниту, по-видимому, является луешитом [2].

Характ. выдел. Кристаллы (обычно не более 1 мм, иногда до 1,5 см по ребру куба).

Структ. и морф. крист. Ромб. с., псевдокубический. $D_2^2 - P22_2$ [3]. Параметры элементарной ячейки (в Å):

a_0	b_0	c_0	№ хим. анализа	
5,52	5,55	15,57	1	Конго [1]
5,52	5,54	15,75	3	Сибирь [4]
5,589	15,518	5,505	NaNbO ₃	Искусств. [3]

Z = 8.

Для псевдокубической ячейки значения a_0 для минерала см. при химических анализах, для NaNbO₃ $a_0 = 3,897 \text{ Å}$ (Квил, 1932; $3,897 \cdot \sqrt{2} = 5,51$) [5]. Структура типа перовскита.

Кристаллы кубического облика (фиг. 163), у луешита из Салланлатвинского массива вершины кубов притушены октаэдрическими гранями [6]. Передко кристаллы удлинены вдоль одной из осей четвертого порядка или имеют параллелепипедальную форму; отмечались ступенчатые сростки. Грани зеркально-гладкие, а также с тонкой штриховкой, параллельной ребрам куба (Конго) [1] или диагоналям граней куба (Колорадо) [7]; на кристаллах из Ковдорского массива — «черепитчатая» скульптура и неправильные углубления [8]. В Салланлатвинском массиве встречаются двойники по флюоритовому закону [6, 9].

Физ. св. Сп. по (100) несовершенная. Тв. 5 1/2. Микротвердость на гранях псевдокуба 650—680 кг/мм² (нагрузка 100 г) [8, 10]. Уд. вес 4,35—4,47 (см. хим. анализы), у искусств. NaNbO₃ 4,423 [5] (вычисл.

4,575) [3]. Цвет черный, реже буро-черный. На гранях иногда наблюдается иризация. Порошок серый, буровато-серый. Бл. сильный, алмазный до полуметаллического. Непрозрачен; в тонких осколках просвечивает (буровато-серый с фиолетовым оттенком или красновато-бурый). Немагнитен. Антисегнетоэлектрик.

Микр. В шл. в прох. свете прозрачен. В толстых обломках плеохроирует в коричнево-бурых тонах [6]. Двуосный. У лущита из Конго [1] и Ковдорского массива [8] n около 2,30, из Сибири $n_g = 2,36$, $n_p = 2,345$ [11]. Величина двупреломления непостоянна. Данные о величине угла $2V$ и оптическом знаке минерала разноречивы: (—) $82-90^\circ$ у лущита из Сибири [4, 11], (+) 45° — из Джем Парк [7], (+) $60-70^\circ$ — из Салланлатвинского массива [6]. В шлифах наблюдаются двойники, как у перовскита.

В полир. шл. в отраж. свете серый. Отраж. способность 13,2% в воздухе, ~3% в иммерсии [7]. Слабое двуотражение, в одном из направлений голубоватый в воздухе, розоватый в масле [7].

Хим. Теор. состав: $\text{Na}_2\text{O} - 18,91$; $\text{Nb}_2\text{O}_5 - 81,09$; Na в небольшом количестве замещается Ca и TR; Nb замещается Ti, Zr, вероятно, также Si.

Анализы:

	1	2	3	4
Na_2O	12,23	14,30	14,90	16,97
K_2O	Сл.	1,81	0,49	0,01
MgO	0,62	1,50	0,13	0,39
CaO	0,76	4,37	4,19	2,20
SrO	—	0,18	—	Не опр.
Al_2O_3	—	0,79	—	0,68
Fe_2O_3	1,27	0,63	1,38	0,70
TR_2O_3	Не опр.	} 3,19	1,48	0,99
ThO_2	—		—	0,07
SiO_2	0,73	1,47	2,23	0,53
TiO_2	3,62	4,90	6,35	2,30
ZrO_2	Не опр.	1,00	0,06	0,17
Nb_2O_5	79,74	65,20	67,95	72,93
Ta_2O_5	Сл.	0,55	0,36	1,07
H_2O	—	0,40	—	—
F	—	—	—	0,10
П. п.	0,49	—	0,82	1,19
Сумма	(99,46)	100,29	100,34	100,30
$-\text{O} = \text{F}_2$				0,04
				100,26
Уд. в.	4,44	4,45	4,35	4,47
n	$2,30 \pm 0,02$	$2,30 \pm 0,03$	$2,345 - 2,36$	2,29
a_0	7,8	7,855	3,895	7,802

1 — Жюеш, анализ произведен из несколько загрязненного материала (в оригинале указана сумма 100,46); анал. Эн и Конет [1]; 2 — Ковдорский массив, навеска 100 мг, анал. Т. А. Бурова; после исключения серпентинового минерала формула $(\text{Na}_0,78\text{K}_0,06\text{Ca}_0,13\text{TR}_0,03)1,00$

$\cdot (\text{Nb}_0,84\text{Ti}_0,10\text{Al}_0,08\text{Zr}_0,02\text{Fe}_0,01)1,00\text{O}_3$. Спектральным анализом установлены: Mn — сл.; Pb ~ 0,01%; Ce > 0,3%; La > 0,3%; высокое отношение Nb_2O_5 : Ta_2O_5 подтверждено рентгеноспектральным анализом; P_2O_5 — не обн. [8,9]; 3 — Сибирь, анал. Кузнецова [4], навеска 130 мг; формула: $(\text{Na}_0,75\text{K}_0,02\text{Ca}_0,12\text{Ce}_0,01)0,90 (\text{Nb}_0,79\text{Fe}_0,03\text{Ti}_0,12\text{Si}_0,06)1,00$

$\cdot [\text{O}_2,78(\text{OH})_0,14]2,92$; 4 — Салланлатвинский массив, анал. Скрижинская [8,9]; формула: $(\text{Na}_0,87\text{Ca}_0,06\text{Mg}_0,02\text{TR}_0,01)0,96 (\text{Nb}_0,87\text{Ta}_0,01\text{Ti}_0,04$

$\cdot \text{S}_0,02\text{Al}_0,02\text{Fe}_0,01)0,97 [\text{O}_2,79(\text{OH})_0,21]3,00$

Диагн. исп. В HCl и HNO_3 не растворяется или растворяется с трудом. HF действует медленнее, чем на перовскит; при этом переходит в раствор только часть компонентов, остается белая хлопьевидная масса, первоначально сохраняющая форму обломков [8].

Слабо растворим в H_2SO_4 , разлагается сплавлением с $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ [4].

Не травится HNO_3 , HCl , KCN , FeCl_3 , KOH , HgCl_2 , царской водкой [7].

Повед. при нагр. Искусственный NaNbO_3 при комнатной температуре ромбический, при 370° становится тетрагональным, при 640° — кубическим; плавится конгруэнтно при 1412° [3]. Обнаружены также фазовые переходы при 470 , 518 и 570° [12].

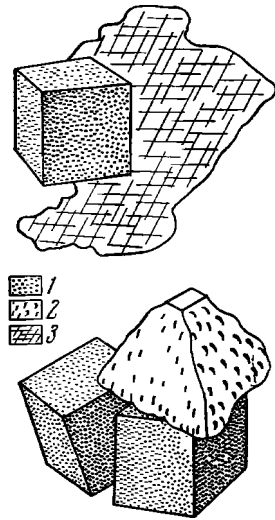
Нахожд. Почти все известные находки луешита связаны с карбонатитами. В Луеше (Конго) встречен в плотных скоплениях слюды на контакте карбонатита и канкринитового сиенита. В Ковдорском массиве (Кольский п-ов) — в прожилках доломитового карбонатита, секущих оливиниты; содержит включения флогопита, иногда имеет оторочки пирохлора, ассоциируется также с буровато-желтым цирконом и серпентином, содержащим включения призмочек апатита; серпентин выделился по трещинкам в луешите [8]. В Саллаватинском массиве в Сев. Карелии луешит наряду с анкилитом является распространенным акцессорным минералом в кальцитовых карбонатитах [6]. В Сибири в мелкозернистом кальцитовом карбонатите луешит встречен с флогопитом, щелочным амфиболом, пирохлором и уранпирохлором, нарастает на октаэдрические кристаллы светло-бурого пирохлора, подвергся замещению зеленовато-кремовым пирохлором до образования псевдоморфов [4]; наблюдался и в крупнозернистых карбонатитах с форстеритом, апатитом и пирохлором [11]. Встречен в вермикулитовой жиле Джем Парк в Колорадо (США) [7].

Изм. Замещается пирохлором и натронитом вплоть до образования полных псевдоморфов [4, 9].

Искусств. Легко синтезируется разными способами: сплавлением Nb_2O_5 в эквимолекулярных отношениях с Na_2CO_3 или NaF ; сплавлением Nb_2O_5 и избытка Na_2CO_3 с последующим выщелачиванием $\text{Na}(\text{OH})$ водой и прокаливанием; прокаливанием $\text{NaNbO}_3 \cdot 3,5\text{H}_2\text{O}$ [13]; кипячением Nb_2O_5 в NaOH [14] и др.

В системе $\text{Na}_2\text{O} - \text{Nb}_2\text{O}_5$ обнаружено пять соединений: $3\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Nb}_2\text{O}_5$, $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Nb}_2\text{O}_5$, $\text{Na}_2\text{O} \cdot 4\text{Nb}_2\text{O}_5$, $\text{Na}_2\text{O} \cdot 7\text{Nb}_2\text{O}_5$ и $\text{Na}_2\text{O} \cdot 10\text{Nb}_2\text{O}_5$ [3]; по другим данным, в той же системе известны четыре соединения: $3\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Nb}_2\text{O}_5$, $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Nb}_2\text{O}_5$, $\text{Na}_2\text{O} \cdot 4\text{Nb}_2\text{O}_5$ и $\text{Na}_2\text{O} \cdot 14\text{Nb}_2\text{O}_5$ [15].

Отл. От других минералов группы перовскита отличается по химическим определениям.



Фиг. 163. Кристаллы луешита, Ковдорский массив (по Римской-Корсаковой и др.) 1 — луешит; 2 — пирохлор (границы разведены); 3 — доломит

Межплоскостные расстояния луншита из Сибири [4]

Cu-излучение, $D = 114$ м.м

hkl Псевдокуб.	hkl Ромб.	l	d (Å)	hkl Псевдокуб.	hkl Ромб.	l	d (Å)
100β	110β	4	4,30	310	145	5	1,230
100	110	9	3,88	320β	409β	1	1,197
110β	200β; 020β	5	3,050	311	424	1	1,173
110	200; 020	10	2,750	321β	435β	2	1,150
	202	1	2,535	222	337	4	1,127
	203	2	2,438		050; 500	1	1,098
	212	1	2,340	320	409	3	1,079
111	204; 024	2	2,250	321	435; 514	8	1,041
200β	220β; 221β	4	2,148	411β	600β	1	1,017
	214	1	2,077	400	440; 441	2	0,9734
	?		2,011	420β	260β	2	0,9637
200	215; 220; } 221	8	1,946	410; 322	530; 531	5	0,9454
	030	1	1,849	411; 330	600; 060	7	0,9182
211β	314β	1	1,756	331	604	3	0,8951
210	224	7	1,740	422β	635β	2	0,8800
211	314	9	1,587	420	260	5	0,8717
220β	400β; 040β	2	1,521	421	264	4	0,8524
300β; 221β	330	1	1,434	332α ₁	545α ₁	4	0,8310
220	400; 040	6	1,375	332α ₂	545α ₂	2	0,8298
300; 221	330	4	1,235	422	635	4	0,7956
	309	2	1,264	500; 430		2	0,7796
220β	337β	2	1,246				

Л и т е р а т у р а

- Safiannikoff A. Bull. séances, Acad. Roy. sci., Outre-Mer, 1959, 5. № 6, 1251.
- Danø M., Sørensen H. Medd. Grønland, 1959, 162, Nr 5, 1.
- Shaffer M. W., Roy R. J. Am. ceram. soc., 1959, 42, No 10, 482; Vousden P. Acta cryst., 1951, 4, 545.
- Багдасаров Ю. А., Гайдукова В. С., Кузнецова Н. Н., Спдоренко Г. А. ДАН СССР, 1962, 147, № 5, 1168.
- Quill L. L. Zs. anorg., allgem. Chem., 1932, 20. H. 3, 257.
- Орлова М. П., Рождественский Ю. П., Баранова Е. Н. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1963, 96, мин. сб. № 3, 3.
- Parker R. L., Adams J. W., Hildebrand F. A. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1962, No 450—C, 4.
- Римская-Корсакова О. М., Бурова Т. А., Франк-Каменецкий В. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, 92, вып. 2, 173.
- 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. В. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатов Кольского п-ва и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965, 344.
- Veep v. d. A. H. Verhandl. Kon. Nederl. geol. mijnbouw. gen., geol. ser., 1963, 22, 68.
- Гайдукова В. С., Здорик Т. Б. Геология месторождений редких элементов, 1962, вып. 17, 101.
- Соловьев С. П., Веневцев Ю. П., Жданов Г. С. Кристаллография 1961, 6, № 2, 218; Исмаилзаде И. Г. Кристаллография, 1963, 8, № 3, 363.
- Лапццкий А. В. Журн. общей химии, 1946, 16, вып. 6, 917.
- Vousden P. Acta cryst., 1951, 4, 373; Wood E. Acta cryst., 1951, 4, 353.
- Reisman A., Holtzberg F., Banks E. J. Am. chem. soc., 1958, 80, No 1, 37; Whiston C. D., Smith A. J. Acta cryst., 1965, 19, 169; Shirane G., Newnham R., Pepinsky R. Phys. Rev., 1954, 96, 581; Cross L. E., Nicholson B. J. Philos. Mag. 1955, 46, No 376, 453.

Латрапит *Latgarrite*

Назван по месту находки (Никел, 1965) [1], первоначально был детально описан как ниобиевый перовскит [2].

Характ. выдел. Кубические кристаллики (до 0,2 мм).

Структ. и морф. крист. [2]. Ромб. с. (псевдокубический), $D_{2h}^{16} - Pcmn$; $a_0 = 5,448$; $b_0 = 7,777$; $c_0 = 5,553$ Å (для оригинала анализа); сингония указана по аналогии с перовскитом. При уменьшении содержания Nb параметры элементарной ячейки и ее объем уменьшаются [2].

Структура типа перовскита (см. стр. 404). Кристаллы кубического облика — сложные двойники ромбических индивидов.

Физ. св. По свойству очень сходен с перовскитом. Уд. в. 4,40 у оригинала анализа (вычисл. 4,457) [2].

Микр. В пл. в прох. свете зеленовато-бурый, умеренно анизотропный, почти все кристаллы сложно сдвойникованы, часто содержит включения других минералов, прежде всего кальцита.

Хим. Отличается от перовскита высоким содержанием Nb более (50% от суммы катионов группы В) [1]. Анализ (анал. МакЭдем): CaO — 25,95; Na₂O — 4,03; TR — 2,03; K₂O — 0,03; Nb₂O₅ — 43,90; TiO₂ — 10,05; Fe₂O₃ (включая FeO) — 8,74; MgO — 2,20; MnO — 0,77; SiO₂ — 0,45; S — 0,90; п. п. — 0,65; сумма — 99,70 [2]; содержание Ta₂O₅ не превышает 0,5%. За вычетом примесей формула: $(Ca_{0,75}Na_{0,21}TR_{0,02})_{0,98}(Nb_{0,54}Ti_{0,21}Fe_{0,16}Mg_{0,08}Mn_{0,02})_{1,01}O_{3,00}$. Содержание Nb₂O₅ варьирует. Спектроскопически определены также (в %): Ce — 1,5; La — 0,3; Y — 0,1; Gd — 0,03; Dy — 0,01; Yb — 0,01; Zr — 0,3; Sr — 0,2; Al — 0,09; Ni — 0,04; V — 0,03.

Нахожд. Обнаружен в ниобиевом месторождении недалеко от местечка Ла Трап в Ока (Квебек, Канада). Акцессорный минерал кальцитовых карбонатитов, содержащих диопсид, биотит, апатит, а также пиррохлор, магнетит, пирротин, доломит, нефелин, монтичеллит.

Изм. Латрапит частично замещен тонкозернистым пиррохлором.

Л и т е р а т у р а

1. Nickel E. H. *Canad. Mineralogist*, 1964, 8, pt. 1, 121.
2. Nickel E. H., McAdam R. C. *Canad. Mineralogist.*, 1963, 7, pt. 5. 683.

СТРУКТУРА НЕ ВЫЯСНЕНА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Дербилит	$Fe_6Ti_6Sb_2O_{28}?$	Ромб.	—	—	—	—	4,53
Кафетит	$(Ca, Mg)(Fe, Al)_2Ti_4O_{12} \cdot 4H_2O$	Монокл.	31,40	12,14	4,97	90°	3,28
Ландаут	$(Zn, Mn, Fe)Ti_3O_7$	Монокл.	5,22	8,95	9,53	107°35'	4,4
Браннерит	UTi_2O_6	Монокл.?	9,87	3,76	6,95	119 30	4,0—5,8
Торутит	$ThTi_2O_6?$?	—	—	—	—	5,82
Сампрезит	$(U, TR)_{1-x}(Nb, Ti)_2(O, OH)_{8-y}(x+y)H_2O?$	Тетраг.?	6,38	—	6,06	—	3,6—5,2?
Белянкинит	$Ca(Ti, Nb)_6(O, OH)_{16} \cdot 8H_2O?$	Ромб.?	—	—	—	—	2,3—2,4
Герасимовскит	$(Mn, Ca)(Nb, Ti)_6(O, OH)_{16} \cdot 8H_2O?$	Ромб.	—	—	—	—	2,5
Корвусит	$V_2O_4 \cdot 6V_2O_5 \cdot nH_2O$?	11,6	3,65	—	—	2,82
[Фернадинит]	$CaO \cdot V_2O_4 \cdot 5V_2O_5 \cdot 14H_2O$?	11,69	3,674	—	—	?
Седовит	$UO_2 \cdot 2MoO_3$	Ромб.?	3,36	11,08	6,42	—	4,2
Моурит	$(UO_2 + UO_3) \cdot 5,5MoO_3 \cdot 5,3H_2O?$?	—	—	—	—	>4,2

Дербилит Derbylite



Назван по имени геолога О. А. Дерби (Хусак и Прайор, 1897).

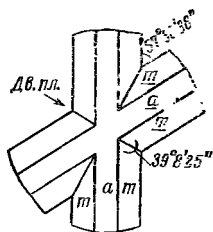
Характ. выдел. Кристаллы величиной 2—3 см.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - mmm$ ($3L_2 3PC$); $a : b : c = 0,9661 : 1 : 0,5502$ [1].

Формы [1]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
c	001	0°00'	0°00'	0°00'	90°00'	90°00'
a	100	90 00	90 00	—	0 00	0 00
m	110	45 59	90 00	90 00	44 01	0 00

Кристаллы призматические, удлинены вдоль оси c , несколько уплощены по a (100). Грани m — ровные, блестящие, грани a — в большинстве случаев шероховаты; грани c встречаются редко, несовершенны. Часты двойники по (011) ставролитового типа (фиг. 164) (оси c индивидов образуют угол $57^\circ 39'$, грани m — угол $39^\circ 08'$) [1]. Тройники редки.



Фиг. 164. Двойник дербилита, Трипуги (по Хусаку и Прайору)

Физ. св. Хрупок. Изл. раковистый. Тв. около 5. Уд. в. 4,530. Цв. смоляно-черный. Бл. смоляной. В очень тонких осколках — темно-коричневое просвечивание.

Микр. [2]. Почти не прозрачен. Одноосный (+) или двусосный с очень малым $2V$. Не плеохроирует. $n_g = 2,51$; $n_m = 2,45$; $n_p = 2,45$ (Li).

Хим. Формула точно не установлена. Анализ дербилита из Трипуги (анал. Прайор) [1]: $\text{Na}_2\text{O} - 0,76$; $\text{K}_2\text{O} - 0,28$; $\text{CaO} - 0,32$; $\text{FeO} - 32,10$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 3,17$; $\text{SiO}_2 - 3,50$; $\text{TiO}_2 - 34,56$; $\text{Sb}_2\text{O}_5 - 24,19$; п. п. — 0,50; сумма — 99,38.

Диagn. исп. Не растворяется в кислотах, разлагается при сплавлении с KHSO_4 . Не плавко.

Находж. Очень редкий минерал, вероятно, гипогенный. Найден только в Трипуги (Минас-Жерайс, Бразилия) в обломках мусковитовых сланцев среди гравия, содержащего киноварь; образует сростания с гематитом. В кристаллах дербилита имеются включения мусковита.

По новым данным П. Моора (Р. В. Мессе — личное сообщение) псевдоромбический. Монокл. с.; $C_{2h}^2 - P2_1/m$; $a_0 = 7,58$; $b_0 = 14,03$; $c_0 = 4,96 \text{ \AA}$; $\beta = 115^\circ 09'$; $a_c b_0 : c = 0,540 : 1 : 0,354$. $Z = 1$. Формула: $\text{Fe}_6\text{Ti}_6\text{Sb}_2\text{Al}_2\text{O}_{24}$. Вычисл. уд. в. 4,53.

Л и т е р а т у р а

1. Hussak E., Prior G. T. Min. Mag., 1897, 11, No 52, 176.
2. Larsen E. S. U. S. Geol. Surv. Bull., 1921, No 679, 67.

Кафетит Cafetite



Назван по составу — Ca, Fe, Ti (Кухаренко и др., 1959) [1].

Характ. выдел. Спутанно-волокнистые (моховидные и похожие на вату), реже — радиальнолучистые агрегаты, также параллельные сростки тонких игольчатых кристаллов.

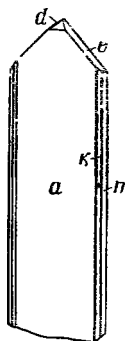
Структ. и морф. крист. [1, 2] Монокл. с., псевдоромбический. $a_0 = 31,40$; $b_0 = 12,14$; $c_0 = 4,97$ Å; $\beta = 90^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2,586 : 1 : 0,409$; $Z = 6$.

$a : b : c = 2,585 : 1 : 0,400$; $\beta = 90^\circ$.

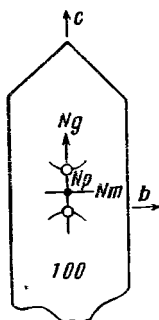
Формы:

	φ	ρ		φ	ρ
a	100	90°00'	s	440	57°07'
h_s	320	30 07	t	640	66 42
n	210	37 43	v	840	72 05
k	520	44 02	e	052	0 00
l	310	49 15	d	801	90 00
r	720	53 33			51 44

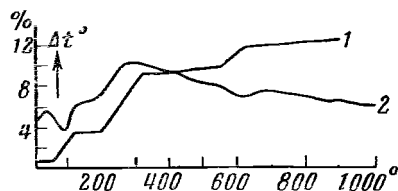
Наиболее развиты грани a , n и k . Кристаллы игловидные, значительно удлинены вдоль оси c , уплощены по (100) (до 1—15 мм в длину, 0,01—0,3 в толщину) (фиг. 165).



Фиг. 165. Кристалл кафетита, Африканда (по Кухаренко и др.)



Фиг. 166. Схематическая ориентировка кафетита (по Кухаренко и др.)



Фиг. 167. Кривые обезвоживания (1) и нагревания (2) кафетита (по Кухаренко и др.)

Физ. св. Сп. по (520). Хрупок, но отдельные иголки упругие. Тв. 4—5. Уд. в. 3,28 (вычисл. 3,192). Цв. бледно-желтый до бесцветного. в агрегатах охряно-желтый. Бл. алмазовидный.

Не люминесцирует в ультрафиолетовых лучах. Парамагнитен.

Микр. В пл. в прох. свете бледно-желтый. Плеохроизм отсутствует. Двуосный (—). Пл. опт. осей (010), $cNg = 2-4^\circ$ (фиг. 166). Удлинение (+). $n_g = 2,11$; $n_m = 2,08$; $n_p = 1,95$; $n_g - n_p = 0,15$; $2V = 39^\circ$ при красном фильтре, $36 \frac{1}{2}$ при синем фильтре.

Хим. Анализ: $\text{Na}_2\text{O} - 0,28$; $\text{K}_2\text{O} - 0,40$; $\text{MgO} - 1,44$; $\text{CaO} - 6,23$; $\text{MnO} - 0,20$; $\text{FeO} - 0,49$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 2,02$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 22,00$; $\text{SiO}_2 - 1,00$; $\text{TiO}_2 - 54,11$; $\text{H}_2\text{O}^+ - 8,83$; $\text{H}_2\text{O}^- - 3,46$; сумма — 100,46 (анал. Ковязина). По данным спектрального анализа, содержит (в %): около 0,03 V; 0,01—0,03 Cr; 0,001—0,003 Zr; 0,003—0,01 Nb; около 0,1% Y.

Диагн. исп. В HCl и HNO_3 практически нерастворим, разлагается концентрированной H_2SO_4 при кипячении.

П. п. тр. растрескивается, приобретает бурю окраску и становится непрозрачным. В восст. пл. сливается в темно-бурю слабомагнитную массу.

Повед. при нагр. Одну молекулу воды (около 4%) выделяет при 100—120°, в интервале 200—300° — две молекулы и при 550—650° — еще одну (фиг. 167). После обезвоживания структура не разрушается, но существенно изменяются оптические свойства минерала.

Наход. Редок. Установлен во флогопито-титаномагнетитовых жильных породах пироксенитового массива Африканда на Кольском п-ове (Мурманская обл.) в микрочешуйчатых пустотах в ассоциации с титанитом, хлоритом, анатазом, бадделейтом и касситом. Является наиболее поздним минералом, выполняет мелкие пустотки в породе и трещинки в титаномагнетите, образует неполные псевдоморфозы по дизаналиту и ильмениту.

Изм. Замещается (возможно, в зоне гипергенеза) не определенным охряно-желтым волокнистым минералом, в дальнейшем переходящим в гидрокислы железа и лейкоксен [2].

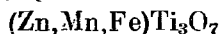
Межплоскостные расстояния кафетита из Африканды [1]
Fe-аптитатод, $D = 57,29$ мкм

<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
3β	8,68	1β	2,84	1	2,288	1	1,646
10	7,84	3	2,78	4	2,104	1	1,598
2	3,74	4	2,62	7	1,910	4	1,570
2β	3,58	8	2,557	2β	1,869	2	1,532
8	3,26	3	2,403	2	1,801	3p	1,417
1	3,08	2β	2,333	4	1,696	2	1,389
1	2,99						

Л и т е р а т у р а

1. Кухаренко А. А., Кондратьева В. В., Ковязина В. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 4, 444.
2. 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 п-ова и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965, 368.

Ландауит Landauite



Назван по имени академика Л. Д. Ландау [1].

Характ. выдел. Кристаллические агрегаты неправильной формы размером до 1 мм.

Структ. и морф. крист. Монокл. с.; $C_s^4 - Aa$ или $C_{2h}^6 - A2/a$; $a_0 = 5,22$; $b_0 = 8,95$; $c_0 = 9,53$ Å; $\beta = 107^\circ 35'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,583 : 1 : 1,065$. $Z = 4$.

Структура не изучена.

Физ. св. Сп. отсутствует. Изл. раковистый. Тв. 7 1/2. Уд. в. 4,42 (вычисл. 4,70). Цв. черный. Черта серая. Бл. полуметаллический. Неупруг, в тонких сколах просвечивает коричневато-зеленоватым цветом.

Микр. В пл. в прох. свете слабо просвечивает темно-красным цветом. Сильно плеохроирует: по Ng — бутылочно-желтый, по Nm — зеленый, по Np — красновато-бурый (в оригинале неверно, исправлено по согласованию с автором); $Ng > Nm > Np$. Двуосный (—). $n_g = 2,388$; $n_p = 2,373$; $2V$ около 60° . Дисперсия слабая, $r > v$.

Хим. Анализ: MnO — 3,45; FeO — 2,00; ZnO — 9,97; Fe₂O₃ — 10,75; TiO₂ — 73,46; сумма — 99,63. Согласно данным анализа формула $(Zn_{0,39} Mn_{0,15} Fe_{0,29} Fe_{0,09}^{2+})_{0,92} (Ti_{2,87} Fe_{0,13}^{3+})_{0,08} O_7$, приближенно $R^{2+}Ti_3O_7$.

Диагн. исп. Очень кислотоупорен.

Повед. при нагр. При нагревании до 1200° не изменяется.

Нахожд. Обнаружен в щелочном массиве Бурпала в Сев. Прибайкалье в альбитовых прожилках в сиенитовых пегматитах.

Межплоскостные расстояния ландауита из Сев. Прибайкалья [1]
Fe-излучение, $D = 57,3$ мм

hkl	I	$d(\text{Å})$	hkl	I	$d(\text{Å})$
	1	3,70	202; 20 $\bar{4}$; 402; 23 $\bar{1}$	1	1,946
12 $\bar{0}$	6	3,36	23 $\bar{3}$; 22 $\bar{4}$; 231;		
022	2	3,13	222; 142	8	1,780
12 $\bar{2}$	6	3,02	302; 015; 30 $\bar{2}$; 051	1	1,747
031	10	2,83	15 $\bar{1}$	5	1,688
11 $\bar{3}$	4	2,72	240; 24 $\bar{2}$; 213; 31 $\bar{3}$	1	1,647
13 $\bar{1}$	4	2,59	14 $\bar{4}$; 30 $\bar{4}$	8	1,582
122	6	2,45	31 $\bar{1}$; 10 $\bar{6}$	1	1,535
	2	2,41	331	5	1,498
113; 004; 22 $\bar{2}$;			13 $\bar{3}$; 204; 12 $\bar{6}$	1	1,456
220; 213	7	2,21	402	8	1,420
03 $\bar{3}$	9	2,11	16 $\bar{4}$	1	1,244

Л и т е р а т у р а

1. Портнов А. М., Николаева Л. Е., Столярова Т. И. ДАН СССР, сер. геол., 1966, 166, № 6, 1420.

Браннерит *Braunerite*



Браннерит и торутит, по-видимому, относятся к изоморфному ряду минералов с общей формулой AV_2O_6 , где $\text{A} = \text{U}^{6+} + \text{U}^{4+}$ и Th, реже (и в меньших количествах) Ca, TR, Pb, иногда Sc; B — в основном Ti, частично Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg, Mn, Sn, иногда U^{4+} . Браннерит близок к UTi_2O_6 , торутит к ThTi_2O_6 [1].

Браннерит назван по имени геолога Дж. К. Браннера (Хес, Уэлс, 1920) [2].

Синон. Кордобаит — cordobaite (Лопе де Аскона, Аббад, 1941), принимавшийся за уранинит по бериллу, оказался браннеритом (Джордж, 1949) [3]. Абсит — absite (Уитл, 1954) [4, 5] и лодочникит — lodochnikite (Готман, 1958) [6], принимавшиеся за самостоятельные минералы, идентичны с браннеритом [1].

Характ. выдел. Несовершенные призматические или изометрические кристаллы (0,2—0,01 мм—«лодочникит»), зерна неправильной формы, скрытокристаллические выделения, псевдоморфозы по рутилу и настурану или каемки около выделений этих минералов.

Структ. и морф. крист. Рентгеноаморфен, метамиктен. На порошкограммах некоторых непрокаленных браннеритов заметны немногочисленные линии вещества с кубической гранцентрированной решеткой ($a_0 = 5,39$ или $10,78$ Å), сходные с таковыми уранинита или микролита (образцы из Калифорнии и Айдахо [7]), или линии рутила, анатаза (браннерит из Онтарио [8]). После прокаливания при температурах 800—1000° браннерит из различных месторождений дал идентичные порошкограммы [7, 9—16], сходные с порошкограммами искусственного браннерита [12]. Небольшие различия в межплоскостных расстояниях и интенсивностях линий вызваны, по-видимому, непостоянством химического состава минерала. Наиболее интенсивными являются линии, соответствующие межплоскостным расстояниям 3,41; 2,45; 1,90 Å [17] и для богатой торием разновидности — 4,80 и 3,44 Å. Черные блестящие зерна дают порошко-

граммы после прокаливании в течение нескольких минут, красноватые зерна с тусклым блеском требуют прокаливании в течение нескольких часов; это указывает на различие в степени разупорядоченности структуры [18]. Для непрокаленного браннерита получены электронограммы с немногими размытыми линиями. Каркханавала [19] считает, что межплоскостные расстояния непрокаленного браннерита не соответствуют межплоскостным расстояниям прокаленного минерала, а также окислов U, Ti, Fe; на этом основании он делает вывод, что структура прокаленного браннерита не соответствует исходной, и допускает диморфизм UTi_2O_6 . По другим данным, различие межплоскостных расстояний прокаленного и непрокаленного браннерита невелико и не дает оснований говорить о диморфизме [1, 14].

Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$; $a_0 = 9,87$; $b_0 = 3,76$; $c_0 = 6,95 \text{ \AA}$; $\beta = 119^\circ 30'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2,625 : 1 : 1,848$; $Z = 2$ (для синтетического, Пэтчет и Нафилд) [18].

По поводу сингонии браннерита мнения расходятся. Хесом и Уэлсом [2] считался тетрагональным или ромбическим, по Джорджу [3], Пэтчету и Нафилду [18], также по Ильинскому [20] — моноклинный, по Этунали [12] и Каркханавала [19] — триклинный со следующими параметрами элементарной ячейки:

a_0	b_0	c_0	α	β	γ		Автор
10,689	13,248	10,258	$97^\circ 45'$	$104^\circ 53'$	$110^\circ 53'$	Прокаленный минерал	Каркханавала
5,27	3,54	6,31	77 30	108 40	100 10	Синтетический	Этунали

Пэтчет и Нафилд предполагают, что Этунали при съемке кристалла методом вращения и при получении вайсенбергограммы ошибочно вращал кристалл вокруг неосевого направления, возможно, вокруг [110] моноклинной ячейки; рассчитанное ими значение периода вдоль этого ряда (5,28 Å) хорошо согласуется с приведенной Этунали величиной a_0 ; значения других величин элементарной ячейки обнаруживают менее очевидную связь с сингонией.

Гониометрические данные лишь приблизительные, ввиду несовершенства кристаллов.

На призматических кристаллах из Калифорнии Пабстом [7] установлены грани 8 форм (при колебаниях измерений до $3-3\frac{1}{2}^\circ$) и ориентировочно вычислено отношение осей $a : b : c = 0,528 : 1 : ?$. Пэтчет и Нафилд [18] отмечают, что индексы форм и углы ϕ , рассчитанные из структурных констант, в общем отвечают индексам форм и углам ϕ , приведенным Пабстом для природных кристаллов, если взаимно переставить оси a и b Пабста. Соотношение символов и значения углов ϕ при разных установках:

Данные Пабста		Данные Пабста в рентген-установке		Вычислено по данным Пэтчета и Нафилда	
hkl	ϕ	hkl	ϕ	hkl	ϕ
040	$0^\circ 00'$	100	$84^\circ 58'$?	100	$90^\circ 00'$
160	18 12	510	66 46	510	65 27
130	34 42	310	53 16	310	52 43
120	} 45 35	210		210	41 12
590		950	39 23	210	41 12
110	61 34	110	23 24	110	23 39
240	75 05	130	9 53	130	8 18
340	79 37	150	5 21	150	5 01
610	84 58	010	0 00	010	0 00

Джордж указывает дополнительную форму (204) [3]. Весьма несовершенные более или менее изометрические кристаллы браннерита (лодочникита) из СССР изучены Ильинским [20], вычислившим $a : b : c = 1,186 : 1 : 1,182$; $\beta = 114^\circ 22'$. С учетом несовершенства кристаллов символы Ильинского ориентировочно можно считать отвечающими следующим символам рентгеновской установки Пэтчета и Нафилда, а также Дана.

По Ильинскому	По Пэтчету и Нафилду		По Ильинскому	По Пэтчету и Нафилду	
	φ	ρ		φ	ρ
<i>b</i> 010	<i>b</i> 010	0°00'	90°00'	<i>a</i> 100	} 302 —90°00' 32°54'
<i>M</i> 101	<i>a</i> 100	90 00	90 00	<i>p</i> 601	
<i>e</i> 131	340	18 10	90 00	<i>O</i> 106	504 —90 00 23 59
<i>f</i> 121	110	23 38	90 00	<i>c</i> 001	103 —90 00 16 30
<i>g</i> 111	210	41 12	90 00	<i>n</i> 210	001 90 00 29 30
<i>h</i> 212	510	65 26	90 00	<i>u</i> 111	926 —46 26 41 48
<i>i</i> 313	610	69 09	90 00	<i>s</i> 661	213 —2 28 31 39
<i>N</i> 501	201	—90 00	46 27		312 —27 39 46 12

Не ясно соответствие индексов граней *q* (624), *w* (042), *r* (634), *v* (126), *t* (136) и (1.18.6) Ильинского индексам по Пэтчету и Нафилду.

На гранях вертикальных призм наблюдалась грубая продольная штриховка; отмечены двойники с плоскостью срастания, параллельной удлинению кристаллов [7, 14].

Физ. св. Сп. не обнаружена. Изл. плоско-раковистый, раковистый, у богатой Th разности — неровный. Очень хрупок. Тв. 4 1/2 у минерала из Айдахо [2], 6 1/2 у богатого торием из Крокерс Уэл [4]. Микротвердость от 572 до 693 кг/мм² при нагрузке 100 г [21]. Уд. в. 4,02—5,88 (зависит от состава [4, 5, 1] и степени метамиктности и гидратации) [3]; уд. вес искусственного 6,1, по Эзтунали (вычисл. 6,00 по Эзтунали [12]; 6,36 по Пэтчету и Нафилду [18]). Цв. черный; реже красновато- или желто-коричневый, также оранжево-красный до темно-красного [22]; у богатого торием браннерита желтый до буровато-оливково-зеленого [4, 5]. Черта темно- или зеленовато-бурая. Бл. смоляной, реже алмазный [9], полуметаллический, у неизменных разностей — стеклянный [17, 22, 23]. В очень тонких осколках иногда прозрачен (коричневато-желтый до желтовато-зеленого [17], оранжево-красный до темно-красного [22]).

Слабо магнитен: браннерит с содержанием 2,90% FeO притягивается электромагнитом при напряжении 30 в [14].

Сильно радиоактивен. Радиоактивное равновесие в минерале часто нарушено (70—90%) [10]. Вокруг выделений браннерита кварц и полевые шпаты приобретают красноватую или буроватую окраску, флюорит — густо-фиолетовую.

Флотируется с применением олеиновой и нафтеновой кислот, соснового масла, крезола и др. [24].

Микр. В шл. в прох. свете черновато-бурый, желтовато-зеленый, светло-зеленый до светло-коричневого [25], в шлифах толщиной 0,02 мм коричневый, окраска неравномерная; иногда наблюдаются продольные зоны различной окраски [14, 26]. Вследствие метамиктности изотропен, $n = 1,95—2,35$ (Na). Дисперсия показателя преломления: 2,26 (Li), 2,30 (Na) [2]; у богатого торием браннерита $n = 1,96$; с увеличением степени выветрелости и с возрастанием содержания H₂O и Th n понижается [17].

В полир. шл. в отраж. свете серый, очень сходен с вольфрамитом. Отраж. способность 15—16% [10, 14].

По Грэю и Милмэну, отраж. способность в воздухе (в %): 21,7—22,1 при $\lambda = 470$ мμ; 19,6—20,4 при 520; 17,4—18,3 при 575; 17,0—18,0 при 600; 16,6—17,4 при 700 мμ [27].

Изотропен. Красновато- или желто-бурые внутренние рефлексы обычно заметны в иммерсии, иногда [15] — в воздухе. Полируется хорошо.

Травлением выявляется неоднородное строение [14]. Часто наблюдаются включения других минералов.

Хим. Состав отвечает формуле AV_2O_6 [1, 7, 14, 18]. Теор. состав: UO_2 — 62,83; TiO_2 — 37,17.

Формула $A_2P_5X_{16}$, приводимая рядом авторов [9, 10, 13, 16, 17, 28], Дана, 1951 и др., а также формулы «абсита» $2UO_3 \cdot ThO_2 \cdot 7TiO_2 \cdot 5H_2O$ [4 и 5] и «лодочникита» $2(U,Th)O_2 \cdot 3UO_3 \cdot 14TiO_2$ [6, 9, 10, 13] не согласуются с данными анализов.

В группу А входят катионы, радиус которых составляет от 0,79 до 1,32 Å (U^{6+} , U^{4+} , Ca, TR, Y, Th, Pb, иногда Sc), в группу В — катионы, имеющие радиус от 0,57 до 0,79 Å (Ti, Fe^{2+} , Fe^{3+} , часто Nb, Ta, иногда U^{4+} , а также Mg, Mn, Sn). В группе А резко преобладает U, в группе В — Ti. Степень окисления Fe и U не ясна. Возможно, первоначально минерал содержит Fe^{2+} и U^{4+} . Колебания в соотношениях окислов урана позволяют предполагать существование непрерывного ряда браннеритов — от содержащих U^{4+} до содержащих U^{6+} ; обычно U^{6+} значительно преобладает над U^{4+} . Элементы редких земель представляют иттриевую или цериевую группу, а также обе эти группы с преобладанием элементов первой из них. Известны браннериты, не содержащие редких земель. Незначительный избыток катионов группы В в отдельных браннеритах, по-видимому, можно объяснить наличием примесей вторичных продуктов, обогащенных титаном. Некоторые измененные браннериты содержат незначительное количество воды.

В качестве примесей (десятые доли процента) отмечены: He, Sr, Ba, Ni, Bi, Zr, Sn.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
CaO	2,9	2,41	3,07	2,64	2,8	—	3,37	2,70	1,75
MgO	—	0,22	—	He обн.	—	—	—	0,82	He обн.
PbO	0,2	2,60	1,23	1,60	—	2,79	3,52	1,75	0,74
FeO	2,9	—	4,47	—	2,4	—	—	1,28	2,90
Fe_2O_3	—	2,48	—	4,30	—	1,37	0,91	2,73	0,03
Al_2O_3	—	1,07	—	—	—	—	1,24	1,24	0,60
ΣCe_2O_3	—	0,75	He обн.	7,35	6,5	1,43	2,80	9,75	0,50
ΣY_2O_3	3,9	4,33	Сл.	—		3,71			
SiO_2	0,6	0,50	»	—	0,5	—	0,52	2,25	0,10
TiO_2	39,0	35,22	37,38	42,30	32,9	35,13	37,20	39,60	40,09
ThO_2	4,1	6,78	7,81	0,60	5,0	12,81	1,45	9,15	1,34
UO_2	10,3	8,87	9,63	22,44	8,2	—	42,86*	Сл.	10,00
UO_3	33,5	31,43	31,83	13,53	32,0	31,83	—	26,74	38,19
H_2O^+	2,0	2,00	0,35	5,57	2,6	9,95	—	2,35	2,77
H_2O^-	—	—	—	—	—	—	—	0,05	—
П. п.	—	—	—	—	—	—	4,33	—	—
Сумма	100,22*	100,06**	95,77	100,33	98,54*	99,34**	98,23**	100,41	100,03**
Уд. в.	5,42	5,41	5,40	4,30	5,43	4,20	5,10	4,76	5,49

* U_2O_5 .

** В том числе 0,1 SrO; 0,3 BaO; 0,2 ZrO₂; 0,2 CO₂; сотые доли процента (Ta, Nb)₂O₅; отмечается также содержание гелия.

** В том числе 1,40 (Ta, Nb)₂O₅; ΣCe_2O_3 ; 0,29 Ce₂O₃; 0,46 (La, Di)₂O₃.

** В том числе Pb, Nb, Ni, Bi, Zr и Ta от 0,10 до 1 каждый (определено количественно-спектральным анализом), в сумме 5,6 %.

** В том числе 0,19 Se₂O₃; 0,13 P₂O₅.

** В том числе 0,03 V₂O₅.

** В том числе 0,23 MnO; 0,79 Nb₂O₅.

1 — Гели Галч (Айдахо, США), анал. Уэлс [2]; 2 — СССР, анал. Подвальная [10]; 3 — СССР, анал. Иванова [10]; 4 — СССР, анал. Смагина [10]; 5 — Дин (Калифорния, США) [7]; 6 — «абсит», Кроггерс Уэл (Южная Австралия), анал. Дальвуд [4]; 7 — Раджастан (Индия), анал. Лаборатория Управления атомной энергии в Бомбее [11]; 8 — Сан-Бернардино (Калифорния, США), анал. Левин [25]; 9 — СССР, анал. Казакова [14].

Диагн. исп. Разлагается в горячих HNO_3 и конц. H_2SO_4 , в $\text{HF} + \text{H}_2\text{SO}_4$. В царской водке не разлагается [10] или разлагается с трудом [29]. Сплавляется с $\text{K}_2\text{S}_2\text{O}_7$, а также с KHSO_4 и NaHSO_4 , образуя серый шарик, который растворяется при подогревании в крепкой серной и соляной кислотах.

При красном калении не плавится, но расширяется и растрескивается.

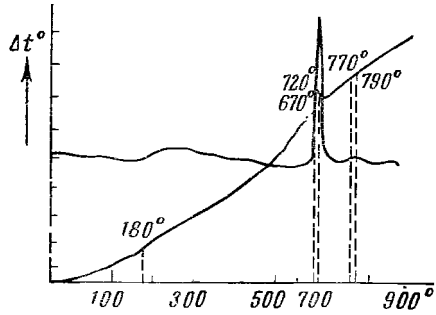
При сплавлении порошка минерала с NaF получается бесцветная эмаль, ярко светящаяся в ультрафиолетовых лучах лимонно-желтым цветом.

В подпр. пл. HCl , HNO_3 , H_2SO_4 , KOH , H_2S , FeCl_3 , KCNS , царской водкой, а также кипящими H_2SO_4 и HCl не травится. Для структурного травления применяется конц. $\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{CaF}_2$; структура выявляется при травлении в течение 30—60 мин.

Повед. при нагр. Кривые нагревания различны и не могут служить для диагностики минерала. Различия в положении пиков, их крутизне, площади и амплитуде обусловлены разной степенью метамиктности или различиями химического состава, а также условиями нагрева. Для некоторых браннеритов характерна кривая, представленная на фиг. 168 — эндотермический прогиб с максимумом около 200° , по-видимому, обусловлен выделением несвязанной воды; экзотермический пик около 700° , сопровождающийся свечением, обусловлен рекристаллизацией; незначительное экзотермическое повышение с максимумом около 800° вызвано окислением U^{4+} до U^{6+} [14]; около 1100° фиксируется эндотермическая реакция, природа которой не установлена; в интервале температур 800 — 1100° кристаллическая решетка не изменяется.

По другим данным [30], рекристаллизация является трехстадийным процессом, включающим одну эндо- и две экзотермические реакции. В образцах из отдельных месторождений структура браннерита обнаруживается после нагревания до 900° и выше; амплитуды экзотермических пиков зависят от длительности прокаливания, что можно объяснить различной степенью упорядоченности кристаллической решетки [8]. Существовало предположение, что при нагревании происходит синтез браннерита из реагирующих веществ [31], однако эксперименты показали, что при обычных условиях прокаливания браннерит не может быть синтезирован, следовательно, при прокаливании восстанавливается первоначальная структура минерала [48].

В результате нагревания приобретает темно-бурый или зеленовато-желтый цвет [14], становится анизотропным; показатель преломления и уд. вес возрастают. Показатели преломления браннеритов до и после прогрева [30]:



Фиг. 168. Кривая нагревания браннерита
(по Повизайтисе)

	Южн. Австралия	Испания	Марокко	Монтана	Айдахо
Непрокаленный	1,95	2,21	2,22	2,26	2,26
Прогретый при 350 — 400°	2,06	2,28	2,23	2,30	2,30
Прогретый при 960°	2,2 до 2,3	2,30	2,39	2,39	2,39

Изменение показателя преломления при нагревании до 400° обусловлено обезвоживанием, при нагревании до 960° — рекристаллизацией и частично, может быть, изменением валентности урана.

Находж. Относительно редок. Образуется в магматический и пост-магматический этапы интрузивного процесса. Как аксессуарный минерал встречается в гранитах и аплитах совместно с цирконом и ильменитом. Установлен в гранатсодержащих скарнах и в биотитовых сланцах вблизи гранитных массивов. В гранитных пегматитах ассоциируется с полевым шпатом, кварцем, биотитом, магнетитом, гематитом, апатитом, иногда с эвксенитом, уранинитом или шерлом, частью с сульфидами и другими гидротермальными минералами. Нередко сопровождается монацитом [9]. В Норвегии обнаружен вблизи пегматитов в трещинах, пересекающих зеленые сланцы [32]. В СССР известен в зонах высокотемпературного натриевого метасоматоза в парагенезисе с ненадкевитом, иттрийсодержащим титанитом, уранинитом, урансодержащими малаконом и апатитом; также в альбититах — с настураном, урановыми чернями, уранофаном и иригинитом.

В докембрийских гранито-гнейсах Сан-Бернардино в Калифорнии (США) [25, 17], частично серицитизированных и хлоритизированных вблизи прорывающих их гранитов, обнаружены промышленные скопления браннерита в виде линзовидных или сферических скоплений (до 200 г) по сланцеватости и в зонах разлистования с биотитом, рутилом, натриевым плагиоклазом, эвксенитом, иногда хлоритом; частично отлагался путем замещения биотита. В залегающей среди докембрийских парагенезисов района Кристи Лэйк в Онтарио (Канада) [33] тремолитовой породе браннерит сопровождается серицитом, полевыми шпатами, кварцем, роговой обманкой и пиритом. Рассеянные выделения браннерита встречаются в карбонатных слоях и линзах Квинсленда (Австралия) [17]. Пиритизированный и серицитизированный цемент докембрийских кварцево-галечных конгломератов содержит нередко браннерит, наряду с монацитом и уранинитом, а также с тухолитом, цирконом, галенитом, халькопиритом, пирротинном, молибденитом, шеелитом, кобальтином, сфалеритом, марказитом, золотом, гематитом, титаномagnetитом, рутилом, анатазом, полевым шпатом; наблюдаются структуры замещения браннеритом рутила и уранинита (эта реакция названа Рамдором [34] «пронто-реакцией» по названию рудника Пронто), а также полевого шпата. Месторождения браннерита этого типа наиболее важны в промышленном отношении (Блайнд Ривер в Канаде, Витватерсранд в ЮАР). Генезис их не выяснен; предполагается эпигенетическое образование браннерита.

В кварцевых жилах молибденовых и вольфрамовых месторождений браннерит наблюдается в ассоциации с кварцем, микроклином или мусковитом, бериллом, вольфрамитом, шеелитом, молибденитом, ильменорутилом, урано-танталато-ниобатами, пиритом, иногда также с флюоритом, сфалеритом, айкинитом или турмалином. В пирито-кварцевых прожилках и вмещающих их гидротермально-измененных эффузивных породах (кварцево-пирито-серицитовых) браннерит отлагался путем замещения рутила, образовавшегося по аксессуарному ильмениту [15]. В метасоматической сидеритовой жиле, залегающей в известняках, браннерит наблюдался вместе с коффинитом, самородным висмутом, уранинитом, сидеритом, самородным золотом [36].

В месторождении золота Литтл Нэл в Калифорнии (США) в прожилках альбита с кварцем раздробленные кристаллы браннерита имеют оторочки золота [35]. В карбонатно-баритовых и флюоритовых прожилках, генетически связанных с сиенитами, браннерит обнаружен в СССР

в ассоциации с кальцитом, доломитом, сидеритом, гематитом, торитом (оранжитом), рутилом, брукитом, корундом, галенитом [6, 20].

В жиллоподобных рудных телах месторождения Кансанши в Замбии наряду с браннеритом содержатся халькопирит, пирит, пирротин, биотит, гранат, вассит, миллерит, полидимит, турмалин, золото, ванадий- и кобальтсодержащая слюда (роскоэлит?), урановая смолка; браннерит выделился раньше урановой смолки; по Гриммеру [26], руды месторождения Кансанши осадочные, переработанные гидротермами. В другом месторождении Замбии — Миндола — браннерит содержится в кальцитовых жилах с кварцем, полевыми шпатами, ангидритом, уранинитом, а также в альбито-кальцитовых жилах — с анатазом и уранинитом [37]. Браннерит известен также в прожилках с настураном, рутилом или гематитом, секущих песчаники; в прожилках с другими минералами урана — в окварцованных аргиллитах с кальцитом или доломитом и др. Отмечено нахождение браннерита (в ассоциации с эвксенитом) в виде окатанных призматических кристаллов в золотоносных россыпях, расположенных в области развития пегматитов.

Богатые торием разновидности встречены в прожилках, генетически связанных с сиенитами, а богатые ураном — в дериватах гранитной магмы.

По браннериту определен возраст ряда месторождений.

Изм. Замещается желтовато-серыми вторичными минералами (каемки, прожилки, псевдоморфозы с псевдоколломорфным строением), обогащенными титаном, железом, торием, редкими землями, водой и обедненными ураном. Межплоскостные расстояния таких вторичных продуктов сходны с межплоскостными расстояниями анатаза [7, 14]. Образование по браннериту анатаза (или рутила) и торогуммита Хейнрих [17] связывает с метамиктизацией минерала. Браннерит замещается также урановой чернью, иригинитом (каемки, псевдоморфозы) [10], эпшинитом [22], пиритом, халькопиритом [16], кюритом, вёлсендорфитом, коринитом [36], уранинитом [26].

Искусств. Получен из смеси UO_2 и TiO_2 (в отношении 1 : 2 и 1 : 2,5), прокаленной в течение 90 мин при 1400° в атмосфере аргона [38]; путем нагревания в течение 50 час при 1000° стехиометрической смеси тех же окислов с NaCl и KCl в вакуумированной кварцевой бомбе [12]; нагреванием указанной стехиометрической смеси в графитовом тигле в течение 18 час при 1200° и давлении 10^{-3} мм Hg, а также путем расплавления этой смеси в пламени дуги при 2000° в атмосфере аргона [18].

Практ. знач. При наличии значительных скоплений используется для получения урана; из браннерита рудника Блайнд Ривер (Канада) получается итрий [39].

Межплоскостные расстояния браннерита из Калифорнии, нагретого до 1000° [7]

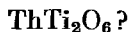
<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
3	6,07	2	2,426	4	1,700	1	1,441
5	4,70	7	2,276	6	1,623	4	1,371
2	4,31	2	2,151	4	1,609	3	1,308
10	3,42	1	2,080	2	1,585	1	1,289
6	3,32	4	2,029	5	1,569	2	1,268
3	3,02	2	2,017	3	1,557	3	1,255
5	2,91	8	1,903	1	1,489	1	1,242
4	2,76	6	1,861	2	1,481	3	1,230
4	2,511	1	1,776	2	1,461		
7	2,455	3	1,729	2	1,440		

Отл. От внешне сходного вольфрамита отличается отсутствием спайности, раковистым изломом, смоляным блеском, реакцией на Ti и U, под микроскопом — изотропностью; от ниобато-танталатов — по рентгенограммам после прокаливания.

Л и т е р а т у р а

1. Повилайтис М. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, 92, вып. 1, 113.
2. Hess F., Wells R. J. Frankl. Inst., 1920, 189, 225; Wells R. Там же, 779.
3. George D. U. S. Atomic energy com., 1949, RMO-563.
4. Whittle A. W. G. S. Australia Geol. Surv. Bull., 1954, No 30, 126.
5. Whittle, A. W. G. S. Australia Dept. of Mines Mining Review, 1954. No 97, 99.
6. Готман Я. Д. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 2, 197.
7. Rabst A. Am. Min., 1954, 39, No 1—2, 109.
8. Nuffield E. W. Am. Min., 1954, 39, No 5—6, 520.
9. Гецева Р. В., Савельева К. Т. Руководство по определению урановых минералов. Госгеолтехиздат, 1956, 51 и 129.
10. Соболева М. В., Пудовкина И. Л. Минералы урана. Госгеолтехиздат, 1957, 344.
11. Umamaheswara Rao G. V., Krishna Swamy R. J. sci. industr. research, India, 1956, No 9.
12. Öztunalı Ö. N. Jb. Min., Monatsh., 1959, H. 8, 187.
13. Сидоренко Г. А. Рентгенографический определитель урановых и ураносодержащих минералов. Госгеолтехиздат, 1960.
14. Повилайтис М. М. Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 12, 64.
15. Заварзин А. В. Геология рудных м-ний, 1961, № 6, 54.
16. Ishihara S., Kawachi Y. Report geol. surv. Japan, 1961, No 190, 349.
17. Heinrich E. W. Mineralogy and Geology of Radioactive Raw Materials. N.-Y., L., Toronto, 1958, 49.
18. Pritchett J. E., Nuffield E. W. Canad. Mineralogist, 1960, 6, pt. 4, 483.
19. Karkhanavala M. D. J. sci. industr. research, India, 1959, No 1.
20. Ильинский Г. А. Вестн. Ленингр. ун-та, сер. геол., геогр., 1961, № 6, вып 1, 134.
21. Young V. B., Millman A. P. Bull. Inst. mining, metallurgy, 1964, No 689, 448.
22. Платонов А. Н. Матер. по геол., геофиз. и геохим. Украины, Казахстана, Забайкалья. Изд-во Киевск. ун-та, 1964, № 2, 110.
23. Frondel C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, No 1064, 333.
24. Б. Н. (реферат). Атомная энергия, 1962, 13, вып. 2, 197; Фишман М. А., Соболев Д. С. Практика обогащения руд цветных и редких металлов. Научно-техн. изд-во, 1963, 4, 670.
25. Hewett D. F., Stone J., Levine H. Am. Min., 1957, 42, No 1—2, 30.
26. Grimmer A. Geologie, 1963, 12, H. 10, 1169.
27. Gray I. M., Millman A. P. Econ. Geol., 1962, 57, No 3, 325.
28. Roubault M. Géologie de l'uranium. Paris, 1958,
29. Branche G., Chervet J., Guillemin C. Bull. Soc. fr. min., 1951, 74, N° 7—12, 457.
30. Adler H. H., Puig J. A. Am. Min., 1961, 46, No 9—10, 1086.
31. Brotzen O. Econ. Geol., 1958, 53, No 4, 489.
32. Autenobøer T. V., Skjerlie F. J. Norges geol. undersøk., 1957, Nr 200, 5.
33. Muddle D. A. Canad. Mineralogist, 1957, 6, pt. 1, 155.
34. Ramdohr P. N. Jb. Min., Monatsh., 1957, H. 10—11, 217.
35. Rabst A. Bull. Geol. soc. Am., 1960, 71, No 12, 2071.
36. El Goresy A., Meixner H. N. Jb. Min., Abhandl., 1965, 103, H. 1, 94.
37. Мендельсон Ф. (ред.) Медный пояс Северной Родезии. Перевод. с англ. Изд-во Иностран. лит-ры, 1963, 297.
38. Kaيمان S. Canad. Mineralogist, 1959, 6, pt. 3, 389.
39. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Изд-во «Наука», 1964, 2, 225.

Торутит Thorutite



Назван по составу — Th, U, Ti (Готман, Хапаев, 1947) [1].

Синон. Смирновит — smirnovite (Мелков, Пухальский, 1957) [2].

Характ. выдел. Зерна и друзы кристаллов.

Структ. и морф. крист. Рентгеноаморфный, метамиктный. Кристаллы короткопризматические (до 2 см в длину и $\frac{1}{2}$ — 1 см в поперечнике).

Физ. Изл. раковистый. Тв. 5—6. Уд. в. 5,82. Цв. черный. Черта светло-коричневая. Бл. смоляной. В тонких краях просвечивает, обнаржившая темно-коричневую окраску.

Микр. Изотропен. $n > 2,1$.

Хим. Состав (анал. Подвальная и Федорова) [1]: CaO — 1,07; Al₂O₃ — 1,50; Fe₂O₃ — 1,10; SiO₂ — 0,44; TiO₂ — 36,10; ThO₂ — 54,10; UO₂ — 1,43; UO₃ — 0,14; Nb₂O₅ — 1,12; Ta₂O₅ — 0,08; H₂O — 0,94; п. п. — 1,72; сумма — 99,74.

Диагн. исп. В закр. тр. при нагревании выделяет воду.

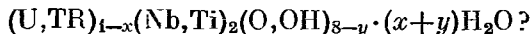
Повед. при нагр. В результате нагревания цвет становится золотистым. После прокаливания приобретает кристаллическую структуру.

Нахожд. Обнаружен в СССР в нефелино-микроклиновых жилах среди сиенитового массива в ассоциации с торитом, цирконом и кальцитом.

Л и т е р а т у р а

1. Готман Я. Д., Хапаев И. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 2, 201.
2. Мелков В. Г., Пухальский Л. Ч. Поиски месторождений урана. Госгеолтехиздат, 1957, 35.

Самирезит Samirésite



Назван по месту находки (Лакруа, 1912) [1].

Синон. Самирезит.

Нет полной уверенности, что самирезит из Сибири [2] идентичен с мальгашским самирезитом.

Характ. выдел. Кристаллы (до 2 см) [2], их сростки, зернистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Рентгеноаморфен, метамиктен. В результате прокаливания дает дифракционную картину (см. «Повед. при нагр.»). Тетраг. с. $a_0 = 6,38$; $c_0 = 6,06$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,945$ (Сидоренко, для прокаленного минерала из Сибири) [2].

Кристаллы — псевдооктаэдры. Кроме граней (111) на кристаллах из Самирези, принимавшихся за кубические, наблюдались грани (100) и (311) [3]. Встречены двойники [2].

Физ. св. Сп. не отмечается. Изл. раковистый. Очень хрупок. Уд. вес мадагаскарского 5,24, сибирского 3,6—4,5. Цв. в свежем изломе золотисто-желтый [1], темно-бурый до красно- и светло-бурого [2]; наружные части кристаллов зеленовато-бурые. Черта бурая. Бл. сильный стеклянный. Просвечивает в тонких осколках.

Микр. В шл. в прох. свете бесцветный до золотисто-бурого [2]. Изотропен (метамиктен). У сибирского $n = 2,00$ — $2,075$ [2], у мадагаскарского — 1,94 (по Ларсену и Берману).

Хим. Состав непостоянен, возможно, в связи с различной степенью метамиктности образцов минерала; формула недостоверна; анализу № 4 отвечает $x = 0,5$; $y = 2,41$ [2].

Анализы:

	1	2	3	4
Na ₂ O	—	0,25	Не опр.	0,16
K ₂ O	0,30	0,04	» »	0,18
MgO	—	0,19	Необн.	Необн.
CaO	—	3,85	» »	1,95
BaO	—	Необн.	Неопр.	Необн.
MnO	—	1,26	» »	Неопр.
PbO	7,35	4,02	16,83	0,15
FeO	1,06	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,74	1,59	Необн.	1,10
Fe ₂ O ₃ (общее)	—	0,67	2,30	4,58
Σ TR ₂ O ₃	0,20	9,83	6,01	7,00
SiO ₂	—	1,01	4,57	5,02
TiO ₂	6,70	10,18	5,51	8,06
ZrO ₂	—	Неопр.	Необн.	Неопр.
SnO ₂	0,10	» »	Неопр.	0,79
ThO ₂	—	1,33	1,49	0,82
UO ₂	21,20	—	—	—
U ₃ O ₈	—	15,43	12,69	16,05
P ₂ O ₅	—	Неопр.	Неопр.	0,31
Nb ₂ O ₅	45,80	37,20	40,09	40,74
Ta ₂ O ₅	3,70	3,39	0,60	3,39
H ₂ O	—	9,57	9,65	10,24
F	—	Неопр.	Неопр.	0,42
П. п.	12,45	—	—	—
Сумма	99,60	99,81	99,74	100,96
Уд. в.	5,24	4,20	4,50	4,24

1 — Самирези; анал. Пизани [1]; 2 — 4 — Сибирь [2];
2, 3 — из пегматитов биотито-рибекитовых гранитов;
4 — из пегматита аляскитовых гранитов; 2 и 4 — анал.
Дорофеева; 3 — анал. Столярова.

Среди элементов редких земель оригинала анализа 4 преобладают Ce и Nd при $Ce > Nd$, иттрий и элементы иттриевой группы составляют не больше 5% от общей суммы TR-элементов [2].

Повед. при нагр. [2]. Некоторые образцы в результате прогретия при 300° или при 500° дают порошкограмму, аналогичную порошкограмме искусственного UTa_2O_8 , дальнейшее нагревание способствует возрастанию четкости линий рентгенограммы; при 1200° структура сохраняется. Раскristализация других образцов начинается лишь при 600—700° и приводит к образованию двух фаз: самирезитовой и кубической с $a_0 = 10,37—10,39 \text{ \AA}$; обе фазы сохраняются при нагревании до 1200°; при 1200° возникают новая кубическая ($a_0 = 10,31—10,32 \text{ \AA}$) и рутиловая фазы.

Нахожд. Очень редок. Впервые обнаружен на Мадагаскаре [1, 3] в районе Самирези в жиле в ассоциации с эвксенитом, бисмутитом, самородным висмутом, бисмутосферитом, пироморфитом, частью с цирконом.

Наблюдался в СССР в Сибири [2] как аксессуарный минерал шпировых пегматитов, залегающих в биотито-рибекитовых и в аляскитовых гранитах; сопровождается цирконом, ферриторитом, ксенотимом, монацитом, ильменитом, флюоритом и др.

Изм. Минерал из Самирези в различной степени гидратирован.

Межплоскостные расстояния прокаленного самирезита из Сибири [2]

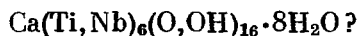
FeK α -излучение, NaCl-стандарт

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
011	9	4,00	003	3	2,02	024	4	1,360
200 β	1	3,51	113 β	2	2,00	043	1	1,255
200	10	3,18	113	8	1,835	134	2	1,209
112 β	1	2,71	023	3	1,703	—	2	1,153
112	9	2,49	132	3	1,682	343	1	1,085
220	1	2,35	040	3	1,603	—	2	1,058
003 β	1	2,21	014	3	1,480	253	2	1,029

Л и т е р а т у р а

1. Л а с т р о і х А. Bull. Soc. fr. min., 1912, 35, № 2, 89.
2. Горжевская С. А., Луговской Г. П., Сидоренко Г. А. ДАН СССР, 1965, 162, № 5, 1148.
3. Л а с т р о і х А. Minéralogie de Madagascar. Paris, 1922, 1, 378.

Белянкинит Belyankinite



Белянкинит и герасимовскит, по Семенову [1], являются минералами одного изоморфного ряда.

Белянкинит назван в честь советского петрографа акад. Д. С. Белянкина (Герасимовский, Казакова, 1950) [2].

Разнов. Манганбелянкинит [1].

Характ. выдел. Пластинчатые выделения до $20 \times 15 \times 0,5$ см.

Структ. и морф. крист. Ромб. или монокл. с. (на основе оптики). Практически рентгеноаморфен.

Физ. св. [1, 2]. Сп. совершенная. Изл. раковистый и неровный. Хрупкий. Тв. 2—3. Уд. в. 2,32—2,40. Цв. желтовато-белый. Бл. на плоскостях спайности перламутровый, на изломе — жирный.

Инфракрасный спектр белянкинита имеет группы полос поглощения с четко разделенными максимумами: а) 1200, 1100, 1080 см^{-1} , б) 960, 935, 878 см^{-1} , а также полосы поглощения 1435 см^{-1} и 1610 см^{-1} (характеризующие соответственно колебания групп OH и молекулярной воды).

Микр. В пл. в прох. свете по N_g и по N_m светло-бурый, по N_p бурый, $N_p > N_g$. Двусный (—). Погасание прямое. Удлинение (+). В разрезах, параллельных спайности, наблюдается выход острой биссектрисы. n_g и $n_m = 1,775—1,780$; $n_p = 1,740$; $n_g - n_p = 0,04$; $2V = 21—25^\circ$.

Хим. Приведенная выше формула, рассчитанная Борнеман-Старынкевич, подчеркивает аналогию белянкинита и герасимовскита. Ti изоморфно замещается Nb (до 7,80% Nb $_2$ O $_5$), Ta (до 0,93% Ta $_2$ O $_5$) [1, 3], Fe $^{3+}$ (до 1,85% Fe $_2$ O $_3$), Zr (до 6,64% ZrO $_2$). В белянкините установлено 0.10—0,15% HfO $_2$ [4], 0,00124% Th [5].

Анализы:

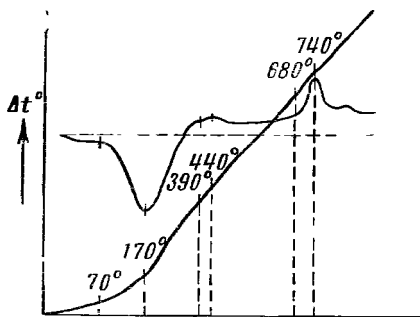
	1	2	3	4	5	6	7
Na ₂ O	0,55	0,23	—	—	0,24	—	—
K ₂ O	Сл.	0,20	—	—	0,19	0,90	—
MgO	Не обн.	0,14	0,08	0,10	0,74	1,10	—
CaO	6,72	6,40	5,80	6,80	5,88	6,00	5,77
MnO	Не обн.	0,04	0,14	Не опр.	—	Не опр.	—
Al ₂ O ₃	0,46	0,24	0,76	0,90	1,32	0,60	—
Fe ₂ O ₃	Не опр.	1,85	1,66	1,40	1,67	4,12	3,77
MnO ₂	—	—	—	—	6,18	6,45	14,03
SiO ₂	3,96	2,80	3,22	3,11	3,40	3,34	1,51
TiO ₂	48,76	48,19	49,26	49,32	45,41	44,32	44,30
ZrO ₂	6,64	6,56	5,58	6,50	4,52	3,06	—
(Nb,Ta) ₂ O ₅	7,16	7,51	7,80	7,00	7,00	7,86	7,42
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,23	—
H ₂ O ⁺	8,35	7,20	19,55	Не опр.	23,33	9,09	22,36
H ₂ O ⁻	17,21	18,50	5,58	6,50		13,61	
Сумма	99,81	99,86	99,43	(81,63)	99,58	100,68	99,16
Уд. в.	—	—	2,39	2,35	—	2,54	—

1—4 — белянкинит [2]: 1 — анал. Бурова; 2—4 — анал. Казакова; 5—7 — манганбелянкинит: 5 — анал. Капитонова (по новым данным Семенова); 6 — анал. Казакова [4]; 7 — анал. Капитонова [1].

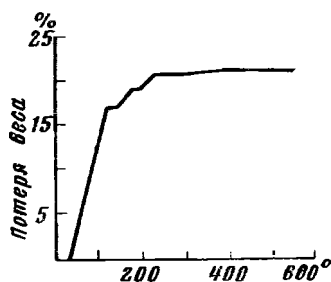
Диагн. исп. Хорошо растворяется при нагревании в HCl, HNO₃ и H₂SO₄.

П. п. тр. легко теряет воду, белеет, но не плавится.

Повед. при нагр. На кривой нагревания (фиг. 169) отмечается прогиб при 170°, слабый подъем при 440° и значительный при 740°. Остановка при 170°, как показывает кривая обезвоживания (фиг. 170), отвечает



Фиг. 169. Кривая нагревания белянкинита (по Семенову)



Фиг. 170. Кривая обезвоживания белянкинита (по Семенову)

полному удалению воды. Экзотермический эффект при 740°, возможно, вызван переходом в соединение со структурой рутила (n около 1,80) [1].

Находж. Встречен лишь в пегматитах нефелино-содалитовых сиенитов Ловозерского массива (Мурманская обл.). Ассоциируется с эгирином, микроклином, нептунитом. Является продуктом гидротермального изменения ломоносита и мурманита.

Изм. В поверхностных условиях иногда превращается в охристое вещество (лейкоксен?).

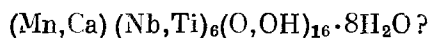
Отл. От мурманита отличается химически — по почти полному отсутствию SiO_2 и Na_2O , высокому содержанию TiO_2 и H_2O . Линий на порошковой диаграмме обычно не дает; иногда отмечаются две линии с $d = 3,70$ и $1,89 \text{ \AA}$.

Разнов. Манганбелянкинит — manganbelyankinite с повышенным содержанием марганца (анализы 5—7), степень окисления которого не выяснена (Семенов, 1957) [1]. Характерны буровато-черная окраска, повышенный, по сравнению с белянкинитом, уд. вес (2,54) и интенсивный плеохроизм. Также наблюдался лишь в Ловозерском массиве.

Л и т е р а т у р а

1. Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ, 1957, вып. 1, 45.
2. Герасимовский В. И., Казакова М. Е. ДАН СССР, 1950, 71, № 5, 925.
3. Герасимовский В. И., Венкина В. А. Геохимия, 1960, № 8, 697.
4. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959, 396.
5. Поляков А. И., Кот Г. А. Геохимия, 1965, № 1, 73.

Герасимовскит Gerasimovskite



Обнаружен Герасимовским, изучен и описан Семеновым [1] (1957), назвавшим минерал по имени первооткрывателя.

Синон. Ниобобелянкинит — niobobelyankinite (Семенов, 1957) [1].

Характ. выдел. Пластинки, чешуйки и их агрегаты.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. Почти рентгеноаморфен. После прокаливании до 900° дает четкую порошковую диаграмму, сходную с порошковой диаграммой Nb_2O_5 [1]. По характеру кристаллической фазы является аналогом белянкинита.

Физ. св. Сп. совершенная параллельно пластинчатости. Хрупок. Тв. 1—2. Уд. в. 2,52—2,58. Цв. белый, серый, коричневатый. Бл. перламутровый.

Инфракрасный спектр герасимовскита в области $1600\text{--}700 \text{ см}^{-1}$ характеризуется довольно интенсивной полосой около 950 см^{-1} , на низкочастотном плече которой наблюдаются максимумы 878 , 850 и 810 см^{-1} . В области $1200\text{--}1060 \text{ см}^{-1}$ — сильное поглощение, на фоне которого выделяются максимумы 1190 , 1103 и 1075 см^{-1} . Полосы поглощения 1435 см^{-1} и 1620 см^{-1} отражают наличие в минерале групп OH и молекулярной воды H_2O .

Микр. Двуосный (—). Удлинение (+). Погасание прямое $n_g \approx n_m \approx 1,81$; $n_p = 1,74$; $n_g - n_p = 0,07$; $2V = 18^\circ$ у минерала из Ловозерского массива [1]; минерал из Гренландии, по новым данным Семенова, имеет более низкие двупреломление и показатель преломления ($n_m = 1,75$).

Хим. Приведенная выше формула, вычисленная Борнеман-Старынкевич, подчеркивает указанный Семеновым [1] изоморфизм с белянкинитом.

Анализы:

	1	2	3	4
Na ₂ O	—	0,10	0,15	—
K ₂ O	—	0,21	0,15	—
MgO	—	0,30	0,65	0,80
CaO	1,37	1,95	1,59	0,58
MnO	7,85	2,65	2,09	—
Al ₂ O ₃	—	0,65	2,54	1,08
Fe ₂ O ₃	Сл.	0,21	2,46	—
SiO ₂	1,83	2,30	3,58	—
TiO ₂	24,37	23,44	21,00	23,39
Nb ₂ O ₅	43,91	44,90	43,32	40,60
Ta ₂ O ₅	0,38	0,50	0,02	—
P ₂ O ₅	—	—	0,90	—
CO ₂	—	0,20	—	—
H ₂ O ⁺	3,85	7,73	10,20	9,87
H ₂ O ⁻	16,55	14,77	11,20	9,51

Сумма 100,11 99,91 99,85 (85,83)

1—2—Ловозерский массив: 1—анал. Т. А. Букова [1]; 2—анал. Казакова [1]; 3—анал. З. Н. Букова (по новым данным Семенова); 4—неполный анализ герасимовскита из Илимаусака, анал. Казакова (по новым данным Семенова).

Диagn. исп. Растворяется в кислотах. П. п. тр. не плавится.

Повед. при нагр. Для кривых нагревания (фиг. 171) характерна остановка при 200°, иногда отмечается экзотермический подъем при 700°.

Наибольшая потеря веса происходит в интервале 100—300° [2].

Нахожд. Очень редок. Встречается в Ловозерском массиве (Мурманская обл.) и массиве Илимаусак (Гренландия) в уссингитовых пегматитах и гидротермалитах, генетически связанных с пойкилитовыми содалитовыми сленитами (науяитами). Образуется при изменении эпистолита.

Изм. В поверхностных условиях иногда замещается лейкоксеном.

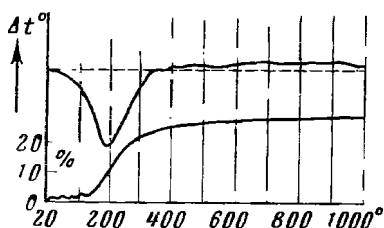
Отл. От белянкинита отличается белым цветом, перламутровым блеском, высоким содержанием Nb, отсутствием Zr, Ca.

Герасимовскит образуется по эпистолиту (обогащенному Nb), а белянкинит — по ломоносовиту и мурманиту (Ti, Zr, Ca).

На порошкограммах дает лишь несколько слабых линий: 3,70 (4), 3,18 (3), 2,90 (3), 2,10 (2), 1,89 (5), 1,64 (1). Линии 1,89, 3,70 пмеются и у белянкинита.

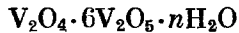
Л и т е р а т у р а

1. Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ, 1957. вып. I, 49.
2. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959, 399.



Фиг. 171. Кривые нагревания и потери веса герасимовскита (по Власову и др.)

Корвусит Corvusite



Назван по сине-черному цвету—от лат. *corvus*—ворон (Хендерсон, Хес, 1933).

Синон. Корвусит.

Характ. выдел. Кристаллы, тонкокристаллические корочки и плотные выделения, частью с волокнистым строением [1,2].

Структ. и морф. крист. Сингония не установлена. По данным электронографического изучения $a_0 = 11,6$; $b_0 = 3,65 \text{ \AA}$; $\gamma = 90^\circ$ [3]. Предполагается базоцентрированная ячейка [3]. Электронограмма и рентгенограмма корвусита аналогичны таковым фернандинита [2,3].

Кристаллы имеют вид табличек неправильной формы, средний размер которых меньше 0,2 μ . [3].

Физ. св. Изл. раковистый. Тв. 2 $\frac{1}{2}$ — 3. Уд. в. 2,82 [1]. Цв. сине-вато-черный, зеленовато-черный. Черта зеленовато-черная. Подвергшийся выветриванию — коричневым, часто с красным или пурпурным оттенком. Характерна игольчатая кризация.

В ультрафиолетовых лучах не люминесцирует.

Микр. В пл. в прох. свете зеленый. Двусосный. Два показателя преломления выше 1,90. Двупреломление высокое [2].

Хим. Количество воды непостоянно. Содержит до 3% СаО.

Анализы:

	1	2	3	4	5
Na ₂ O	Сл.	1,24	1,46	Не опр.	Не опр.
K ₂ O	0,19	2,15	1,08	» »	» »
MgO	2,82	0,40	2,01	1,85	1,70
CaO	Сл.	2,07	0,27	Не опр.	Не опр.
BaO	»	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	1,68	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,42	12,20	5,93	1,69	0,99
SiO ₂	0,21	4,21	—	0,63	2,19
V ₂ O ₄	11,55	7,62	9,82	10,26	10,13
V ₂ O ₅	73,56	50,68	65,86	69,00	65,24
MoO ₃	Не опр.	0,28	—	0,16	0,18
UO ₃	» »	2,94	1,74	1,16	3,12
H ₂ O ⁺	6,57	15,83	11,87	13,52	14,09
H ₂ O ⁻	3,00				
O	—	—	—	0,16	0,17

Сумма 100,00 99,62 100,04 98,43 97,81

1 — коричнево-красный, Баласаунандык (Казахстан), анал. Вилешина, анализ пересчитан на 100% после исключения 2,81 кальция, 0,68 гипса и 1,5% неств. остатка [4]; 2 — 3 — плато Колорадо, участок Джек, анал. Хендерсон [1]; 2 — темно-коричневый, пересчитано после исключения 21,52% неств. остатка; 3 — голубовато-черный с пурпурным оттенком, пересчитано после исключения 1,03% неств. остатка и 0,30% SiO₂; 4, 5 — плато Колорадо, участок Понто № 3, анал. Шейер [1]; 4 — пурпурно-черный; 5 — коричнево-черный.

Наход. Редкий минерал зоны окисления ванадиевых руд и ванадиеносных пород. Ассоциируется с карнотитом, тюамунитом, даттонитом, раувитом, хьюэтитом, росковитом и асфальтовым материалом. Образуется из некоторых ванадиевых окислов при окислении ванадия. По Эвансу [5], соединения четырех- и пятивалентного ванадия типа корвусита устойчивы при pH = 4—5 и Eh = 0,5—0,3 в.

Отмечен в Казахстане на выходах выветрелых кембрийских ванадиеносных сланцев (углисто-кремнистых и углисто-кремнисто-гли-

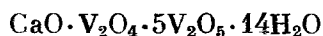
нистых), вместе с «корвуситоподобным минералом» и бокситом [4]. Распространен в США в урано-ванадиевых месторождениях плато Колорадо: Томпсон, Гейтуэй (шт. Юта), Ураван, Парадокс, Бул Каньон, Темпл-Маунтин [2]; в месторождениях Битер-Крик и Уитни (шт. Колорадо) [6] слагает так называемые «зеленовато-черные» и «голубовато-черные» руды. Вместе с даттонитом и лимонитом найден в урановом месторождении Франсвилль (Габон) [7].

Стл. От навахойта и монтрозеита отличается по рентгенограмме [8]. Изм. В поверхностных условиях переходит в навахойт.

Л и т е р а т у р а

1. Henderson E. P., Hess F. H. *Am. Min.*, 1933, 18, No 5, 195.
2. Weeks A. D., Thompson M. E. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1954, No 1009, No 47.
3. Ross M. *Am. Min.*, 1959, 44, No 1—2, 350.
4. Анкинович Е. А. *Зап. Всес. мин. об-ва*, 1963, 92, вып. 1, 51.
5. Evans H. T. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1959, No 320, 91.
6. Weeks A. D., Cisney E. A., Sherwood A. M. *Am. Min.*, 1953, 38, No 11—12, 1236.
7. Geffroy J., Cesbron F., Lafforgue P. C. R., Paris, Gr. 9, 1964, 259, No 3, 601.
8. Weeks A. D., Thompson M. E., Sherwood A. M. *Science*, 1954, 119, No 3088, 326.

Фернандинит *Fernandinite*



По составу фернандинит очень близок к корвуситу. Порошкограммы этих минералов идентичны [1]. Размеры элементарной ячейки почти одинаковы. Можно предположить, если не идентичность этих минералов, то, по крайней мере, принадлежность к одному изоморфному ряду.

Назван в честь Е. Фернандини, открывшего месторождение Минас-Рагра, где был обнаружен минерал [2].

Характ. выдел. Плотные (скрытокристаллические) и волокнистые выделения, мельчайшие кристаллы.

Структ. и морф. крист. Сингония не установлена. По электронограммам: $a_0 = 14,69$; $b_0 = 3,674$; $\gamma = 90^\circ$. Предполагается (как и для корвусита) базоцентрированная ячейка [3].

Кристаллы имеют вид прямоугольных табличек [2]; под электронным микроскопом наблюдались таблитчатые по (001) кристаллики [3].

Физ. св. Цв. зеленоватый [2].

Микр. В прох. свете светло-зеленый, темно-оливково-зеленый и коричневатозеленый до почти непрозрачного. Двупреломление сильное. Не плеохроирует [2]. $n = 2,05$ (по Ларсену).

Хим. Теор. состав (в %): CaO — 4,05; V_2O_4 — 11,99; V_2O_5 — 65,73; H_2O — 18,23.

Анализ минерала из Минас-Рагры и данные пересчета его после исключения нераств. остатка (анал. Шэлер) [2]:

	1	2		1	2
K ₂ O	0,52	0,59	V ₂ O ₅	55,42	63,33
MgO	0,06	0,07	MoO ₃	1,38	1,58
CaO	3,35	3,83	H ₂ O	15,81	18,07
Fe ₂ O ₃	0,79	0,90	Н. о.	12,18	—
V ₂ O ₄	10,18	11,63	Сумма	99,69	100,00

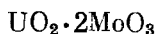
Находж. Установлен лишь в месторождении Минас-Рагра (Перу) [2]. Условия образования, по-видимому, те же, что у корвусита.

Отл. От других сходных ванадиевых минералов (навахойта, монтрозеита, хьюэтита) отличается по электронограммам и, по-видимому, по рентгенограммам.

Л и т е р а т у р а

1. Weeks A. D., Thompson M. E. U. S. Geol. Surv. Bull., 1954, No 1009—B, 48.
2. Schaller W. T. J. Washington Acad. Sci., 1915, 5, 7.
3. Ross M. Am. Min., 1959, 44, No 1—2, 330.

Седовит Sedovite



Назван в память русского полярного исследователя Г. Я. Седова (Скворцова, Сидоренко, 1965) [1].

Характ. выдел. Корки, порошковатые выделения, радиально-лучистые пучки кристаллов (длиною в десятые и сотые доли миллиметра).

Структ. и морф. крист. Ромб. с. ? $a_0 = 3,36$; $b_0 = 11,08$; $c_0 = 6,42$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,303 : 1 : 0,579$; $Z = 1$? Кристаллы тонкоигольчатые, под микроскопом имеют прямоугольные или остроугольные окончания с асимметрично срезанным острым углом.

Физ. св. Сп. параллельно удлинению. Микротвердость 105 кг/мм². Уд. в. около 4,2 (вычисл. 3,9). Цв. бурый до красновато-бурого. Мало прозрачен.

Микр. В пл. в прох. свете красно-бурый до черного, непрозрачного. Слабо плеохроирует: по *Ng* красно-бурый, по *Nm* и *Np* более темный (красно-бурый). Двусный. Удлинение положительное, угол погасания *Ng* по отношению к удлинению кристаллов равен 38°. $n > 1,789$.

В полир. пл. в отраж. свете серый с буроватым оттенком. Отраж. способность 11,8%. Слабая анизотропия маскируется красными внутренними рефлексами.

Хим. Условно рассматривается как сложный окисел. Спектральный анализ смеси минерала с гипсом показал значительное содержание U, Mo и Са. Микрхимические анализы (анал. Кузнецова) смеси седовита с гипсом и смеси его с гидрослюдой и сульфидами Mo и Fe показали высокое содержание UO_2 и MoO_3 , отсутствие UO_3 ; в смеси, не содержавшей гипса, Са отсутствует. Теор. состав: UO_2 — 48,40; MoO_3 — 51,60.

Диагн. исп. В концентрированных HCl, H_2SO_4 и HNO_3 с трудом растворяется при кипячении, в KOH (10%) и Na_2CO_3 (20%) нерастворим. При растворении в HNO_3 выделяется белый осадок молибденовой кислоты.

Повед. при нагр. Сопоставление кривых нагревания смеси седовита с гипсом, гипса, моурита, умохойта и пригинита показало отличие седовита от трех последних минералов.

Находж. Очень редкий гипергенный минерал, встречен в СССР в малом количестве совместно с вульфенитом, повеллитом, пригинитом, отенитом, фосфуранилитом, гипсом, баритом и др. Слагает корки в трещинах и гнездообразные скопления на гипогенных минералах (фемолите, настуране, сульфидах); образуется несколько позднее вульфенита.

Отл. В отличие от моурита трудно растворим в кислотах и нерастворим в щелочах.

Межплоскостные расстояния седовита [1]

Fe-излучение, без фильтра, $D = 57,3$ мм

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (%X)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
010	9	11,04	032	3	2,432		2	1,274
001	5	6,45	β	1	2,148		2	1,185
020 β	3	6,10	013	3	2,095		1	1,168
020	8	5,530	023	1	2,011		2	1,115
030 β	1	4,09	132	1	1,970		2	1,091
030	8	3,702	—	—	—		2	1,044
110 β ; 002 β	2	3,556	—	5ш	{ 1,926		1	0,9834
100	9	3,370	200 β	1	1,856		2	0,9339
110; 002	10	3,193	200	5	1,677		2	0,9027
012	9	3,064	152; 004	4	1,603		1	0,8563
111	2	2,910		4	1,528		1	0,8377
040; 022	6	2,775		2	1,452		1	0,8244
041	6	2,559		3	1,415		2	0,8021

Л и т е р а т у р а

1. Скворцова К. В., Сидоренко Г. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1965, 94, вып. 5, 548.

Моурит Mourite
 $(\text{UO}_2 + \text{UO}_3) \cdot 5,5\text{MoO}_3 \cdot 5,3\text{H}_2\text{O} ?$

Назван по составу: $\text{Mo} + \text{U}$ (Копченова и др., 1962) [1].

Характ. выдел. Желваки (до 3—4 см), натечные корки, мелкочешуйчатые выделения (веерообразного сложения), червеобразные агрегаты.

Структ. и морф. крист. Сингония неизвестна. Чешуйки имеют прямоугольные очертания (размеры их измеряются микронами).

Физ. св. Сп. в одном направлении. Микротвердость около 75 кг/мм². Уд. в. > 4,2. Цв. фиолетовый. Черта фиолетово-синяя. Малопрозрачен.

Микр. В пл. в прох. свете фиолетово-синий, густо окрашен. Плеохроизм: по *Ng* — темный сине-фиолетовый, по *Nm* и *Np* — светло-фиолетово-синий с зеленоватым оттенком. Удлинение (+). Погасание по отношению к спайности косое. $n > 1,780$.

В полир. пл. в отраж. свете отраж. способность около 10,2%. Ярко выраженное двуотражение: по *Rg* — синий, по *Rm* — зеленый, по *Rp* — розовый. Очень сильная анизотропия, цветные эффекты красные, оранжевые, желтые, зеленые и синие.

Хим. Условно отнесен к сложным окислам. Формула точно не установлена, соотношение U^{4+} и U^{6+} неясно, неизвестна степень окисления Mo. Сине-фиолетовая окраска минерала позволяет предполагать наличие в нем пятивалентного молибдена [2]. Возможно, что часть Ca входит в состав минерала [1]. Микрохимический анализ (анал. Кузнецова): $\text{Na}_2\text{O} - 0,54$; $\text{K}_2\text{O} - 0,58$; $\text{MgO} - 0,49$; $\text{CaO} - 2,09$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 1,36$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,57$; $\text{SiO}_2 - 1,72$; $\text{UO}_2 - 19,38$; $\text{UO}_3 - 2,40$; $\text{MoO}_3 - 63,67$; $\text{H}_2\text{O}^+ - 6,07$; $\text{H}_2\text{O}^- - 1,67$; сумма — 100,54.

Спектроскопически установлено незначительное содержание Tl, Pb, Sb, Cu, Mn, Ti, Ag.

Диagn. исп. Растворим в концентрированной HNO_3 с выделением хлопьевидного осадка молибденовой кислоты. В концентрированной HCl трудно растворим при продолжительном кипячении. В 20%-ом растворе соды

при нагревании растворяется полностью. В H_2SO_4 и 10%-ом растворе КОН нерастворим.

Повед. при нагр. Кривая нагревания отражает три эндотермических эффекта: незначительные около 220° и 310° и ясно выраженный при $710-780^\circ$, когда минерал разлагается. 3,5% воды удаляется постепенно при нагревании до 200° , 4% — в пределах $200-250^\circ$. Теряя воду, минерал сохраняет темно-фиолетовую окраску, около 750° основная масса минерала улетучивается, остается желтое вещество со структурой типа U_3O_8 .

Нахожд. Очень редкий гипергенный минерал, встречен в СССР в урано-молибденовых рудах, приуроченных к гидротермально-измененным кислым эффузивам. Вероятно [1], образуется и устойчив в кислых растворах.

Отл. Характерна темно-фиолетовая окраска.

Межплоскостные расстояния моурита [1]

Cи-излучение, без фильтра, $D = 214$ м.м

<i>l</i>	<i>d</i> (кX)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
9	12,77	8	2,871	6	1,788	1	1,292
1	6,80	4	2,710	8	1,728	2	1,245
4	6,41	1	2,595	6	1,716	2	1,216
4	6,10	6	2,464	6	1,675	2	1,202
10	5,897	1	2,407	7	1,639	2	1,182
1	5,530	1	2,311	3	1,610	6	1,165
1 β	3,598	1 β	2,250	6	1,565	1	1,131
2 β	3,528	1	2,198	6	1,553	1	1,061
1	3,421	1ш β	2,100	1	1,499	1	1,028
7	3,285	6	2,024	5	1,477	1	0,8946
7	3,193	3	1,982	1	1,450	1	0,8800
7	3,148	3	1,958	2	1,419	3ш	0,8717
5	3,095	5	1,915	1	1,368	2ш	0,8638
2	2,955	3	1,874	2	1,309	3ш	0,8458

Л и т е р а т у р а

1. Конченнова Е. В., Скворцова К. В., Силантьева Н. И., Сидоренко Г. А., Михайлова Л. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 1, 67.
2. Скворцова К. В., Сидоренко Г. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1965, 94, вып. 5, 554.

НЕДОСТАТОЧНО ИЗУЧЕННЫЕ И СОМНИТЕЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ

			a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Ваноксит	$2V_2O_4 \cdot V_2O_5 \cdot 8H_2O$?	Ромб.	?	?	?	?
Гохшильдит	$5SnO_2 \cdot 2PbO \cdot nH_2O$?	Аморфн.	?	?	?	4,5
Кальновскит	$(Fe, Ce)_2(Ti, Si)_4O_{11}$?	Ромб.	?	?	?	4,01
Людочниковит	окисел Al, Mg, Ca, Fe	Ромб.	23,6	17,1	5,70	?
Мауритцит	$2(Mg, Fe^{2+})O \cdot (Fe^{3+}, Al)_2O_3 \cdot 5H_2O$	Монокл.	?	?	?	?
Мелапостибиан	$6(Mn, Fe)O \cdot Sb_2O_3$?	?	?	?	?	?
Оливейраит	$3ZrO_2 \cdot 2TiO_2 \cdot 2H_2O$?	Аморфн.	?	?	?	?
Плюмбонит	$(Y, Yb, Gd)_2(Fe, Pb, Ca, U)Nb_2O_7$?	?	?	?	?	4,81
Цезародит	$PbMn_3O_7 \cdot H_2O$?	?	?	?	?	5,29
Цирфесит	$ZrO_2 \cdot Fe_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot nH_2O$?	?	?	?	?	2,70
Экзотермит	$(Ca, Mg)O \cdot 4,5MnO_2 \cdot 3H_2O$?	Аморфн.	?	?	?	?

В а н о к с и т — vanoxite. $2V_2O_4 \cdot V_2O_5 \cdot 8H_2O$? Назван по составу (Хес, 1925) [1]. Микроскопические удлиненные кристаллики, иногда с ромбическим сечением. Цв. черный, в тонких осколках буроватый. Непрозрачен.

Данные оптического и рентгеновского изучения отсутствуют. Анализировался лишь материал, значительно загрязненный примесями. Теор. состав: V_2O_4 — 50,44; V_2O_5 — 27,65; H_2O — 21,91%. Пересчитанные данные анализов материала из Джо-Дэндди (анал. Шэлер), содержавшего до 75% других минералов [1,2]:

	1	2	3	4
V_2O_4	53,1	51,60	50,9	49,66
V_2O_5	25,7	27,03	29,5	29,91
UO_3	0,5	—	0,2	—
H_2O^+	} 20,7	} 21,37	} 19,4	13,54
H_2O^-				6,89
Сумма	100,0	100,00	100,0	100,00

В качестве цемента песчаника формации Макэльмо наблюдался в США в нескольких местах в долине Парадокс в шт. Колорадо (месторождения Джо-Дэндди, Бил-Брайэн, Уайлд-Стир-Каньон и Генри-Клей). Тесно ассоциируется с гипсом, пиритом, вторичными ванадатами и уранованадатами (карнотитом, тюамунитом, хьюэттитом, паскоитом и др.).

Л и т е р а т у р а

1. Hess F. L. U. S. Geol. Surv. Bull., 1925, No 750, 63.
2. Wells R. C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1937, No 878, 93.

Г о х ш и л ь д и т (хохшильдит) — hochschildite. $5SnO_2 \cdot 2PbO \cdot nH_2O$? Назван по имени доктора М. Гохшильда (Герценберг, 1942) [1]. Землистые и чешуйчатые выделения, частью гелевидные. Очень хрупок. Тв. $3-3\frac{1}{2}$. Уд. вес 4,45—4,59. Цв. желтый. В прох. свете в шл. ярко-желтый. Изотропен. $n \geq 1,55$.

Формула установлена недостоверно, анализировался нечистый материал. Состав, за вычетом примесей (0,7 S, 0,2 Sb и 0,043 Ag): PbO — 28,60; Fe_2O_3 — 8,05; SnO_2 — 47,75; SiO_2 — 4,37; H_2O — 11,23; сумма — 100,00. Предположительно, содержание Fe_2O_3 и SiO_2 обусловлено наличием примесей.

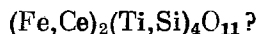
Растворяется в КОН, NaOH и почти нацело — в HCl; после нагревания и потери воды растворимость понижается. При действии уксусной кислоты большое количество олова и свинца переходит в раствор. П.п.тр. не плавится. При нагревании вода выделяется постепенно.

Встречен в зоне окисления оловорудного месторождения Монтсеррат (Кальшампа, Боливия) в шахте Ичукольо в виде псевдоморфоз по тиллиту, совместно с варламовитом, англезитом, ярозитом и др. Содержит тонкие прожилки церуссита и прослойки гидроокислов железа.

Л и т е р а т у р а

1. Herzenberg R. Reprint of paper given at the University of Otago, 1942; Герценберг Р. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1956, № 10, 55.

К а л ь к о в с к и т Kalkowskite



Назван по имени немецкого минералога Э. Кальковского (Риман, 1925) [1].

Синон. Кальковский — kalkowskyn (Риман, 1925).

Характ. выдел. Мелкие таблички с неправильными очертаниями.

Структ. и морф. крист. Сингония неизвестна, предположительно ромбическая.

Физ. св. Сп. не наблюдалась. Изл. раковистый. Тв. 3—4. Уд. в. 4,01. Цв. черный до бурого. Черта красновато-бурая. Бл. полуметаллический, также восковой и смоляной. В тонких осколках по краям просвечивает в бурых тонах; периферические части пластинок более светлые (вероятно, результат изменения). Темно-окрашенные зерна притягиваются электромагнитом при напряжении поля 600 гс, более светлые лишь при 1000 гс.

Микр. В шл. в прох. свете красновато-бурый, не плеохроирует. П. микр. имеет волокнистое сложение. Удлинение волокон (+). Двупреломление слабое. $n > 1,769$. В полир. шл. в отраж. свете однородный, серый.

Хим. Состав и формула достоверно не установлены. Анализировался лишь материал с примесью около 10% монацита и мусковита. Анализ нечистого материала (анал. Фишер) [1]: K_2O — 0,67; MgO — 0,48; CaO — 1,64; Al_2O_3 — 2,21; Fe_2O_3 — 28,66; $(Ce, La)_2O_3$ — 2,66; SiO_2 — 5,63; TiO_2 — 54,62; $(Nb, Ta)_2O_5$ — 1,67; P_2O_5 — 0,28; H_2O — 3,27, сумма — 101,79; за вычетом примесей: MgO — 0,52; CaO — 1,78; Fe_2O_3 — 31,44; ΣCe_2O_3 — 2,41; SiO_2 — 3,30; TiO_2 — 59,34; $(Nb, Ta)_2O_5$ — 1,81; сумма — 100,00. По Риману [1], состав близок к $(Fe, Ce)_2O_3 \cdot 4 (Ti, Si) O_2$, по Фошагу [2], предположительная формула $Fe_2Ti_3O_9$; Si рассматривается им как примесь, и минерал отождествляется с арizonитом; данные анализа приводят к приближенной формуле $(Fe, Ce)_2 (Ti, Si)_4 O_{11}$.

Диагн. исп. При обработке горячей конц. HCl в раствор переходит Fe, тогда как Ti не извлекается [3], зерна обесцвечиваются, форма и блеск их сохраняются. H_2SO_4 действует слабо.

Находж. Наблюдался в Серро-до-Итаколуми (Минас-Жераис, Бразилия) в секущем кварцитах прожилке мелкочешуйчатого мусковита с монацитом, цирконом и алмандином.

Изм. По-видимому, легко изменяется (материал, изученный Риманом, был частично измененным).

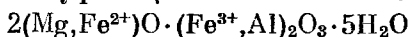
Л и т е р а т у р а

1. R i m a n n E. Zbl. Min., 1925, A, 18 (основная работа).
2. F o s h a g W. F. Am. Min., 1925, 10, No 5, 135.
3. R i m a n n E. Sitzungsber. u. Abhandl. Naturw. Ges. Isis, Dresden, 1932, 193, 114 (приведены штриховые изображения порошковых диаграмм).

Л о д о ч н и к о в и т — lodochnikovite (Нефедов, 1953) [1,2] — сложный окисел Al, Mg, Ca и Fe. Ромб. с. $a_0 = 23,6$; $b_0 = 17,1$; $c_0 = 5,70$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,37 : 1 : 0,333$ [2]. Сп. не обнаружена. Хрупок. Тв. $7^{1/2}$. Цв. сине-зеленый. В шл. в прох. свете по Ng — почти бесцветный, по Nm — светло-желтовато-зеленый, по Np — сине-зеленый. Двусный (—) с малым $2V$; $r < v$; $n_g = 1,746$, $n_m = 1,744$; $n_p = 1,732$; $n_g - n_p = 0,014$. Химический анализ не опубликован. Нерастворим в кислотах. Не плавок. Наблюдался в скарнах совместно с кальцитом, шинелью, титаномангнетитом, везувианом и корундом.

Л и т е р а т у р а

1. М о к и е в с к и й В. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1953, 82, вып. 4, 317.
2. N e f e d o w E. I. Geologie, 1955, 4, Nr 5, 526.

Мауритцит *Mauritzite*

Назван по имени проф. Б. Мауритца (Токоди, Мапди, Немеш-Варга, 1957) [1].

Синон. Маурицит, морицит.

Характ. выдел. Гелевидные образования.

Структ. и морф. крист. Монокл. с.? Порошковая мауритцита сходна с порошокромой монтмориллонита и индиферирована на основе последней. $a_0 = 5,31$; $b_0 = 9,19 \text{ \AA}$.

Физ. св. Цв. сине-черный. Черта желто-коричневая с зеленым оттенком. Бл. матовый или бархатистый.

Микр. В пл. в прох. свете соломенно-желтый. По-видимому, изотропен. $n = 1,6035$.

Хим. Анализ мауритцита из Эрдебеньи (анал. Немеш-Варга):

MgO	CaO	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	H ₂ O	Сумма
16,07	1,95	0,20	10,28	32,52	10,28	29,24	100,54

Диagn. исп. Легко растворяется на холоду в HCl (1 : 1).

Повед. при нагр. При 150° теряет всю воду.

Нахожд. Встречен в Эрдебеньи в горах Земплен (Венгрия) в пироксеновом андезите; в ассоциации с мауритцитом установлены: кварц, кварцин, халцедон, тридимит, опал, барит, галотрихит, кальцит, сидерит, сферосидерит и ильменит. Наблюдался в виде почковидных и трубчатых образований, внутренние части которых сложены кварцином; мауритцит в виде тонкого слоя облекает кварцин; в центральных частях трубок — тонкие волосовидные полости.

Межплоскостные расстояния мауритцита из Эрдебеньи [1]

Fe-антикатод

Г	d (Å)	Г	d
5	14,5	2	1,7346
4	4,54	5	1,5313
4ш	2,619	3ш	1,3179

Л и т е р а т у р а

1. Tokody L., Mándy T., Nemes-Varga S. N. Jb., Min., Monatsh., 1957, N. 2, 33.

Меланостибиан — *melanostibian*. $6(\text{Mn, Fe})\text{O} \cdot \text{Sb}_2\text{O}_3?$

Название от греч. μέλανος (меланос) — черный и лат. stibium — сурьма (Игельстрём, 1893) [1].

Листоватые выделения и очень мелкие кристаллики, образованные призмой и пирамидой, со штриховкой на гранях. Наблюдалась двойники сростания и крестообразные двойники прорастания. Сп. отчетливая по призме и базопинакоиду. Тв. 4. Цв. черный. Черта вишнево-красная. Непрозрачен даже в тончайших пластинках. Формула минерала твердо не установлена. Анализ меланостибиана из рудника Шё: MgO — 1,03; CaO — 1,97; MnO — 29,62; FeO — 27,30; Sb₂O₃ — 37,50; H₂O — 1,06; сумма — 98,48. CaO, MgO и H₂O, предположительно, не входят в состав минерала. Растворяется в кипящей концентрированной HCl с окрашива-

нием раствора в желтый цвет. После прокаливания становится слабо магнитным.

Обнаружен только в марганцовом руднике Шё (Эребру, Швеция) в прожилках доломита и друзовых пустотах в кальците.

По новым данным П. Моора (P. V. Moore — личное сообщение), формула $Mn_2Sb^{5+}Fe^{3+}O_6$. Триг. с. $a_h = 5,226$; $c_h = 14,325 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 2,741$; $a_{rh} = 5,648 \text{ \AA}$; $\alpha = 55^\circ 08$; $Z = 1$. Вычисл. уд. в. 5,24. Структурно близок к ильмениту.

Л и т е р а т у р а

1. Igelström L. J. Zs. Krist., 1893, 21, 246.

Оливейраит—oliveiraite. $3ZrO_2 \cdot 2TiO_2 \cdot 2H_2O?$ [1] Плотный. Метамиктен? Изотропен. Частично образует чешуйчатые и радиально-волокнистые выделения со слабым двуупреломлением. Цв. зеленовато-желтый, в тонких осколках желтовато-зеленый. Анализ: TiO_2 — 29,92; ZrO_2 — 63,36; H_2O — 6,48; сумма — 99,76. Наблюдался как продукт изменения эвксенита в Санта-Клара около г. Помба (Минас-Жераис, Бразилия). Назван по имени бразильского геолога Ф. де Паула Оливейра.

Л и т е р а т у р а

1. Lee T. H. Am. J. Sci., 1919, 47, 129.

Плюмбониобит—plumboniobite. $(Y, Yb, Gd)_2(Fe, Pb, Ca, U)Nb_2O_7?$

Название дано Хаузером и Финком (1909) [1] с учетом состава. Синон. плюмбосолумбит — plumbosolumbite (Штрунц, 1941).

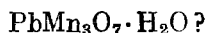
Несовершенные и неправильно развитые кристаллы. Рентгеноаморфен. Изл. раковистый. Тв. 5—5½. Уд. в. 4,801—4,813. Цв. буровато-черный. Черта коричневая. Бл. смоляной. В шл. в прох. свете бурый. Изотропен. Анализ (анал. Хаузер): CuO — сл.; CaO — 3,05; PbO — 7,62; MnO — 0,11; FeO — 5,70; Al_2O_3 — 0,28; ΣY_2O_3 — 14,26; TiO_2 — 1,20; ZrO_2 — сл.; SnO_2 — 0,15; ThO_2 — 0,06; UO_2 — 13,72; Nb_2O_5 — 46,15; Ta_2O_5 — 1,18; H_2O — 6,38; N_2, He — 0,22; CO_2 — 0,19; сумма — 100,27. Содержит Du , Er , Ho , Sc [2].

Установлен в слюдяном пегматите Морогоро в горах Улугуру (Танганьика) в ассоциации с настураном.

Л и т е р а т у р а

1. Hauser O., Finckh L. Ber. Deutsch. Chem. Ges., 1909, 42, 2270.
2. Hauser O. Ber. Deutsch. Chem. Ges., 1910, 43, 417.

Цезаролит Cesarolite



Назван по имени проф. минералогии и кристаллографии Льежского университета Д. Цезаро (Бутгенбах и Жилля, 1920) [1].

Характ. выдел. Рыхлые и плотные натечные агрегаты.

Физ. св. Тв. 5. Уд. в. 5,29. Цв. стально-серый. Бл. тусклый до полуметаллического.

Микр. В полир. шл. в отраж. свете внутренняя часть корочек изотропна, наружная часть состоит из анизотропных сферолитов [2]. Отраж. способность 27,5% при λ 465 $m\mu$.

Хим. Формула точно не установлена. Состав цезаролита из Сиди-Амор-бен-Салема [1]: Na_2O — 0,18; MnO — 42,65; Pb — 36,29; Al — 0,79; Fe — 0,49; другие металлы — 0,36; O — 13,26; H_2O — 3,30; н.о. — 0,75; сумма — 98,07. Этот же анализ, пересчитанный Уодсли [3]: MnO — 0,62; PbO — 39,09; MnO_2 — 51,40; H_2O^+ — 3,30; остаток (Al , Fe , Na и др.) — 3,66.

Диagn. исп. Неплавок. Растворяется в HCl с выделением Cl . В полир. шл. желтеет от конц. HCl и от $\text{H}_2\text{O}_2 + \text{H}_2\text{SO}_4$; от конц. HNO_3 тускнеет.

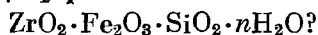
Нахожд. Впервые найден в пустотах среди агрегатов галенита в Сиди-Амор-бен-Салеме в Тунисе. Отмечен в зоне окисления свинцово-цинковых руд хр. Каратау (КазССР) в ассоциации с церусситом [4]. В зоне окисления свинцово-цинковых рудопроявлений Мехдибада (Иран) обнаружен в ассоциации с коронадитом [5].

Искусств. Сходное вещество было получено при перекристаллизации и нагревании до 160° (Na , Mn) $\text{Mn}_3\text{O}_7 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ в течение 6 недель в 1% растворе нитратов свинца и марганца [3].

Л и т е р а т у р а

1. Buttgenbach H., Gillet S. Ann. Soc. géol. Belg., 1920, 43, Mém., 239.
2. Orcei J., Pavlovitch St. Bull. Soc. fr. min., 1931, 54, 162.
3. Wadsley A. D. Am. Min., 1950, 35, № 7—8, 485.
4. Юшко С. А. Изв. Выст. уч. зав., геол. и разв., 1961, № 1, 25.
5. Variand P. Bull. Soc. fr. min., 1963, 86, № 1, 17 (53).

Цирфесит Zirfesite



Впервые установлен в 1926 г. в Хибинском массиве; назван Костылевой в 1945 г. по составу [1] (от начальных слогов главных элементов — Zr , Fe , Si). Цирфесит с высоким содержанием SiO_2 и повышенным содержанием R_2O и RO — цирсит — zirsite (Дорфман, 1962). Требуется изучения.

Характ. выдел. Землистый, чешуйчатый.

Структ. и морф. крист. Рентгеноаморфный.

Физ. св. Тв. 1. Уд. в. 2,7—2,6. Цв. бледно-желтый, бело-желтый, пепельно-серый, светло- и темно-бурый. При растирании пачкает пальцы; липнет к языку. Бл. чешуек перламутровый.

Микр. В шл. в прох. свете желтый, изотропный, замутненный. $n = 1,620$ у цирфесита, 1,592 (анализ 2) и 1,550 (анализ 4) у цирсита.

Хим. Состав непостоянен.

Анализы:

	1	2	3	4		1	2	3	4
Na_2O	Сл.	8,12	5,97	3,11	SiO_2	21,27	44,08	43,20	46,74
K_2O	0,21	3,29	9,34	14,36	TiO_2	0,96	0,91	0,80	0,47
BeO	—	0,02	—	Сл.	ZrO_2	30,47	17,11	18,84	14,28
MgO	0,57	0,43	0,25	0,33	$(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_5$	2,40	0,24	—	Сл.
CaO	0,14	8,46	3,82	6,07	H_2O^+	9,66	7,13	—	5,96
MnO	0,24	3,16	2,89	1,00	H_2O^-	16,17	2,77	3,77	4,20
Al_2O_3	1,63	1,30	1,00	0,89	П. п.	—	—	7,40	—
Fe_2O_3	14,27	2,58	1,47	2,12	Cl	Не обн.	—	—	—
TR_2O_3	2,12	1,34	0,78	0,12	Сумма	100,11	100,94	99,53	93,65

1 — Хибинский массив, анал. Тумилович [1]; 2—4 — цирсит, Хибинский массив [2]: 2 — бурый, анал. Кульчицкая; 3 — пепельно-серый, анал. Мокрецова; 4 — анал. Кульчицкая.

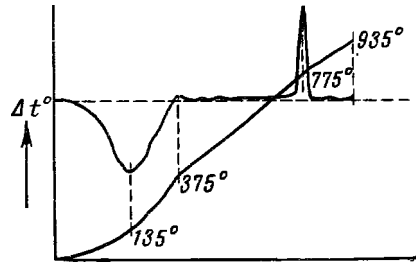
Содержание HfO_2 колеблется от 0,5 до 0,9%; отношение $\text{ZrO}_2 : \text{HfO}_2$ составляет 38—52 [3]. Цирфесит из Ловозерского массива содержит 0,00105% Th [4]. Спектральным анализом установлены Be , Sr , Ba , рентгеноспектральным — 0,3 Y , 0,1 La , 0,1 Ce , 0,05 Pr и 0,1% Nd [5].

Диагн. исп. В разбавленной HCl растворяется и желатинирует. Раствором Na_2CO_3 (5%) извлекается SiO_2 , в присутствии органических соединений также часть ZrO_2 и Fe_2O_3 .

Повед. при нагр. В закр. тр. выделяет воду. Кривая нагревания (фиг. 172) при 135° имеет прогиб (выделение большей части воды), при 775° — резкий экзотермический подъем (кристаллизация ZrO_2). При 105° выделяется 16,17%, при 135° — 20,96%, при 200° — 23,56% воды. Плавится с образованием стекла кирпично-красного цвета ($n > 1,720$), нерастворимого в HCl.

Нахожд. На Кольском полуострове довольно обычен в Хибинских тундрах в измененных нефелиновых сиенитах, содержащих эвдиалит [1,2]. Является продуктом выветривания эвдиалит-эвколита (вынос щелочей, щелочных земель и части кремнезема). Содержит включения эгирина, полевого шпата, лопарита, роговой обманки и других минералов. Как продукт выветривания эвдиалита отмечен также среди мурманитовых порфировидных лувяритов Ловозерского щелочного массива [5,6].

Изм. Подвержен механическому разрушению и распылению.



Фиг. 172. Кривая нагревания цирцезита
(по Костылевой)

Л и т е р а т у р а

1. Костылева Е. Е. ДАН СССР, 1945, 48, № 7, 531.
2. Дорфман М. Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртитых горы Юкспор Хибинского массива. Изд-во АН СССР, 1962, 125.
3. Герасимовский В. И., Шевалеевский И. Д. Геохимия, 1957, № 8, 697; Тузова А. М., Шевалеевский И. Д. Геохимия, 1962, № 6, 501.
4. Поляков А. И., Рот Г. А. Геохимия, 1965, № 1, 73.
5. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959.
6. Буссен И. В. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ва». Изд-во АН СССР, 1962, вып. 2, 61.

Экзотермит — exothermite ($\text{Ca, MgO} \cdot 4,5\text{MnO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$?) Недостаточно охарактеризован. Назван по экзотермическому эффекту при 350° (Белянкин, Лапин, 1943). Аморфный. Близок к рансееиту. Состав, вычисленный из данных анализа руды, содержащей кальцит, каолинит, кварц, гипс, рутил и гётит: MgO — 2,30; CaO — 7,01; MnO — 17,41; MnO_2 — 54,64; H_2O — 18,61; сумма — 99,97. При нагревании дает эффекты: эндотермический при 167 — 240° и экзотермический при 350° . Найден в Улу-Теляжском месторождении Башкирской АССР вместе с гаусманнитом, аллофаном, гётитом, кальцитом, гипсом.

Л и т е р а т у р а

Белянкин Д. С., Лапин В. В. Зап. Мин. об-ва, 1943, 72, вып. 3—4, 161.

Аммиолит — ammiolite — антимонат меди?

Назван от греч. *αμιλλων* (аммион) — по сходству с киноварью (Дава, 1850), описан был Домейко (1844) как антимонат ртути? Землистый, волокнистый. Цв. ярко-

красный, буро-красный. Анализировался лишь в смеси с киноварью или колорадоитом. Плавает на воде, окрашивает ее в ярко-красный цвет, кипящая HNO_3 не обесцвечивает раствор; при действии HCl наблюдается обильное выделение сурьмяных окислов. Встречается в риде рудников ртути содержащих блеклых руд в Чили, как в пустотах вмещающих пород, так и в рудных телах. Является продуктом изменения блеклых руд. Современными методами не проверен. (D o m e y k o M. Ann. Mines, Sér. 4, 1844, 6, 153; Elementos de Minerología, Sevna, 1845, 168; 2-е изд., Santiago, 1860, 120; 3-е изд., Santiago, 1879, 239; R i v o t L. E. Ann. Mines, Sér. 5, 1854, 6, 554; F i e l d F. J. Chem. soc. London, 1860, 12, 27).

Б а з и л и т (базилит) — *basiliite* (*basilite*). Формула не установлена, водный антимонат марганца (?). Назван по имени алхимика Базилия Валентина, впервые описавшего свойства сурьмы (Игельстрём, 1892). Листоватые выделения в несколько миллиметров величины. Сингония неизвестна. Спайность ясная. Цв. серовато-синий. В тонких осколках просвечивает кроваво-красным цветом. Черта темно-бурая. Бл. металлический. Немагнитен. Анализ: Fe_2O_3 — 1,91; Mn_2O_3 — 70,01; Sb_2O_5 — 13,09; H_2O — 15,00, сумма — 100,01. Легко растворим в теплой HCl с сильным выделением хлора. В закр. тр. выделяет воду и становится черным, а затем красновато-коричневым. При выветривании сначала на плоскостях спайности покрывается желтым налетом, а затем переходит в бурую охристую массу. Найден на руднике Шё, Эребру (Швеция) совместно с гаусманнитом и кальцитом. Образуется по магнетостибиану (I g e l s t r ö m L. J. Geol. för. förhandl., 1892, 14, Н. 4, N: o 144, 307).

Г е м а т о с т и б и т — *haematostibiite*. $8 \text{ MnO} \cdot \text{Sb}_2\text{O}_5$? Назван от греч. $\alpha\mu\alpha$ ($\alpha\mu\alpha$) — кровь и лат. *stibium* — сурьма в соответствии с составом и кроваво-красным цветом тонких пластинок (Игельстрём, 1885). Тонкие пластинки (до 1—3 мм длиной), мелкие зерна. Ромб. или монокл. с. Сп. совершенная по одному направлению. Тв. 5. Уд. в. неизвестен. Цв. черный, в тонких срезах ярко-красный. Бл. на плоскости спайности металлический. Черта бурая. В шл. в прох. свете (по Ларсену) сильный плеохроизм: по N_g — почти непрозрачен, по N_p — красновато-бурый. Двусный (—). $N_p \perp$ спайности, погасение косое, удлинение (+). $n_g = 1,96$; $n_m = 1,95$; $n_p = 1,92$. Анализ, за вычетом примесей: ($\text{MgO} + \text{CaO}$) — 1,6; MnO — 51,7; FeO — 9,5; Sb_2O_5 — 37,2; сумма — 100,0. Легко растворим в HCl . В закр. тр. воду не выделяет. При нагревании на угле не плавится, чернеет.

Совместно с баритом, якобитом и тефроитом встречен в кальцитовых прожилках в марганцевом месторождении Шё, Эребру (Швеция) (I g e l s t r ö m L. J. Bull. Soc. fr. min., 1885, 8, N° 6, 143).

Л а м п р о с т и б и а н — *lamprostibian*. Формула не установлена (безводный антимонат железа и марганца?). Название от греч. $\lambda\alpha\mu\pi\rho\sigma$ (лампрос) — сияющий и лат. *stibium* — сурьма (Игельстрём, 1893). Чешуйчатые и листоватые скопления, как у железного блеска. Тв. 4. Цв. свинцово-серый. Черта ярко-красная. Бл. сильный металлический. В тонких пластинках кроваво-красное просвечивание. По данным качественных определений содержит много сурьмы (Sb_2O_5 или Sb_2O_3), FeO и MnO ; не установлены As_2O_3 , PbO и H_2O ; близок к меланостибиту, от которого отличается, по мнению Игельстрёма, соотношением входящих в его состав элементов. В горячей конц. HCl растворяется с трудом (без выделения хлора) с желтым окрашиванием раствора.

Обнаружен на руднике Шё (Эребру, Швеция) в доломитизированных известняках, совместно с тефроитом и кальцитом (I g e l s t r ö m L. J. Geol. för. förhandl., 1893, 15,, Н. 6, N: o 153, 471; Zs. Krist., 1893, 22, Н. 5—6, 467).

По новым данным П. Моора (P. V. Moore — личное сообщение) является меланостибианом.

М а г н е т о с т и б и а н — *magnetostibian*. Формула не установлена, сомнительный антимонат железа и марганца (?). Название связано с магнитными свойствами и содержанием сурьмы (Игельстрём, 1894). Сп., тв., изл. и уд. в. не известны. Цв. черный; в тонких осколках просвечивает кроваво-красным цветом. Черта черная. Магнитный. Анализ за вычетом почти 70% механических примесей и после пересчета на 100%: MnO — 59,11; FeO — 17,16; Fe_2O_3 — 12,36; As_2O_5 — 1,54; Sb_2O_5 — 9,83. Растворяется в HCl без выделения хлора, раствор окрашивается в желтый цвет.

Найден в виде зерен и зернистых скоплений в кальците, совместно с базилитом и тефроитом на руднике Шё (Эребру, Швеция). Макроскопически похож на магнетит, отличается тем, что под микроскопом просвечивает кроваво-красным цветом (I g e l s t r ö m L. J. Zs. Krist., 1894, 23, 212).

По новым данным П. Моора (личное сообщение) является якобитом.

М а н г а н о с т и б и т (манганостибит) — *manganostibiite* (*manganostibite*) — $10 (\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg}, \text{Ca}) \text{O} \cdot (\text{Sb}, \text{As})_2\text{O}_5$? Назван по составу (Игельстрём, 1884). Ромб. с.? Зерна (2—3 мм в поперечнике), частью призматические кристаллы до 5—6 мм в длину. Сп. весьма несовершенная. Изл. неровный. Цв. черный. Черта шоколадно-бурая. Бл. жирный. Почти непрозрачен. По Ларсену, в прох. свете обладает сильным плеохроизмом: по N_p — красновато-бурый, по N_g — почти непрозрачен. Двусный (—).

Монокл. с. Удлинение (+). Угол погасания большой. $Np \perp$ спайности. $Ng = 1,96$; $Nm = 1,95$; $Np = 1,92$; $2V$ небольшой; нет уверенности, что данные Ларсена относятся к манганостибиту, описанному Игельстрёмом. Анализ: $MgO - 3,00$; $CaO - 4,62$; $MnO - 55,77$; $FeO - 5,00$; $Sb_2O_5 - 24,09$; $As_2O_5 - 7,44$; сумма — 99,92; анал. Игельстрём. В HCl растворяется полностью, с желтым окрашиванием раствора, в HNO_3 частично разлагается. П. п. тр. не сплавляется.

Очень редкий гипогенный минерал, встречается на руднике Мосс в Нордмарке (Швеция) в кальците совместно с гаусманнитом, пирохроитом, аллактитом и другими марганцевыми минералами. Близок к гематостибиту, отличается меньшим содержанием железа и частичным замещением сурьмы мышьяком (I g e l s t r ö m L. J. Geol. för. förhandl., 1884, 7, Н. 4, N: o 88, 210; Bull. Soc. fr. min., 1884, 7, N° 4, 120).

По новым данным П. Моора (Р. В. Мооре — личное сообщение), ромб. с.; D_{2h}^{28} — $Ibmt$ или C_{2v}^{22} — $Ibm2$. $a_0 = 8,72$; $b_0 = 18,86$; $c_0 = 6,06$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,462 : 1 : 0,321$.

С т и б и а т и л — stibiatil. Назван по составу (Игельстрём, 1890). Формула не установлена. Водный антимоанат марганца и железа (?) Зерна и призматические кристаллы (2—3 на 5—8 мм) с прямоугольными и ромбическими поперечными разрезами. Предположительно моноклиный (?). Изл. зернистый. Тв. 4 по Игельстрёму (1889), 5—5½ по Дана (1909). Цв. черный (темнее, чем у гаусманнита, магнетита и якобсита). Черта черная, со слегка бурым оттенком. Бл. металлический. Немагнитен. Прозрачен. Состав (ориентировочно): $FeO - 26$; $Mn_2O_3 - 44$; $Sb_2O_5 + H_2O - 30$. В разбавленной HCl растворяется с желтым окрашиванием раствора. В закр. тр. выделяет воду. П. п. тр. зерна оплавляются лишь незначительно.

Обнаружен на руднике Шё (Эребру, Швеция) в прожилках гаусманнита в тесной ассоциации с полларсенитом, в сопровождении тефроита и кальцита. (I g e l s t r ö m L. J. Geol. för. förhandl., 1889, 11, Н. 6, N: o 125, 391; N. Jb. Min., Abhandl., 1890, 1, 254).

С т и б ф е р р и т (stibferrite) иначе псевдолимонит (pseudolimonite) Раймонд (1878) — землистый и плотный, предположительно серебросодержащий антимоанат железа. Не изучен. (По Hintze, 1, 2, 1258).

Т а ц н и т (тазнит) — tznite. Сомнительный, содержащий воду арсенат-антимоанат висмута? Назван по месту находки (Домейко, 1877). Землистый, неясно волокнистый. Цв. желтый. Очень неоднороден, по-видимому, является смесью минералов или загрязненным ателеститом. Растворяется в HCl , не растворяется в разбавленной холодной HNO_3 , с трудом и не полностью в кипящей HNO_3 . Легко сплавляется в серую просвечивающую массу.

Найден в Тасне и Чоролоке в Бразилии как продукт разложения сульфидов и сульфидов висмута (D o m e y c o I. C. R., Paris, 1877, 85, 977; Elementos de Mineralogia Santiago, 1879, 298; V a n n i s t e r F. A. Min. Mag., 1935, 24, No 149, 49).

Ф е р р о с т и б и а н — ferrostibian (Игельстрём, 1889). Формула не установлена. По-видимому, водный антимоанат двухвалентного железа и марганца (?). Назван по составу. Моноклиный (?) кристаллы (до 1,5—2,5 см) с гранями (010), (100) и (001). Сп. по двум или трем направлениям. Изл. зернистый. Тв. 4. Цв. черный до серовато-черного. В больших кусках непрозрачен, в тонких срезах кроваво-красный. Черта буровато-черная (слегка красноватая). Бл. полуметаллический. Слабо магнитен. Анализ: $MnO - 46,97$; $FeO - 22,60$; $Sb_2O_5 - 14,80$; $(Mg, Ca)CO_3 - 2,14$; н.о. (преимущественно кварц) — 2,24; $H_2O - 10,34$; сумма — 99,09. В кислотах полностью не растворяется. В закр. тр. выделяет воду. П.п. тр. чернеет и сплавляется в тонких краях в черный магнитный шарик. С содой на угле в восст. пл. дает металлическую сурьму.

Найден на руднике Шё (Эребру, Швеция) в виде кристаллов, вросших в родонит; содержит включения манганofilлита, кальцита, якобсита, магнетита и тефроита. (I g e l s t r ö m L. J. Geol. för. förhandl. 1889, 11, Н. 6, N: o 125, 389; N. Jb. Min., Abhandl., 1890, 1, 250).

Х о н д р о с т и б и а н — chondrostibian. Формула не установлена (водный антимоанат трехвалентного железа и марганца?) Назван от греч. χονδρος (хондрос) — зерно и лат. stibium (Игельстрём, 1893). Зерна, иногда с октаэдрическими очертаниями. Тв. 4. Цв. желтовато-красный до темно-коричнево-красного. Бл. металлический. В мелких осколках просвечивает желтовато-красным цветом. Слабо магнитен. Анализ за вычетом более 50% примесей (пересчет на 100%): $Mn_2O_3 - 33,13$; $Fe_2O_3 - 15,10$; $Sb_2O_5 - 30,66$; $As_2O_5 - 2,10$; $H_2O - 19,01$. Часть железа, возможно, представлена в виде FeO . В закр. тр. выделяет много воды. При прокаливании с трудом сплавляется в черный шарик.

Обнаружен в марганцевом руднике Шё (Эребру, Швеция) в виде зерен в выделениях барита; сопровождается тефроитом и доломитом (I g e l s t r ö m L. J. Geol. för. förhandl., 1893, 15, Н. 5, N: o 152, 343; Zs. Krist., 1893, 22, Н. 1, 43).

Гимараесит — *guimaraesite*. Плохо изученный титано-танталат-ниобат TR, U, Fe и др. Описан Д. Гимараесом без названия; назван по его имени Гагарным и Куомо (1949). Представлен радиальнолучистыми и параллельно-шестоватыми выделениями. Ромб. с. Кристаллы сходны с кристаллами эпшинита. Формы: (100), (010) и (101). Угол (101): (101) близок к 75°. Изл. неяснораковистый. Тв. 5 1/2. Уд. в. 4,49. Цв. шоколадно-коричневый до светло-каштанового. Бл. смоляной.

Анализ: MgO — 0,27; CaO — 0,36; PbO — 1,54; Fe₂O₃ — 6,43; (Y, Er)₂O₃ — 2,18; (Ce, La, Di)₂O₃ — 1,45; TiO₂ — 19,14; SnO₂ — 0,56; ThO₂ — 2,09; UO₂ — 6,72; Nb₂O₅ — 31,53; Ta₂O₅ — 12,61; H₂O — 15,91; сумма — 100,79. H₂SO₄ на минерал действует слабо, в HF он полностью растворяется.

Встречен совместно с колумбитом, самарскитом и монацитом в пегматите Дивиндо-Уба в Минас-Жерайсе (Бразилия) (Guimaraes D. Bol. Inst. Brasil. Sci., 1926, 2, 56 — по Дана, 1944: «минерал без названия»).

Метатанталат Ca, Mg и Al (*metatantalate of Ca, Mg, Al*) — сомнительный минерал, возможно, близкий к таполиту. Наблюдался в хорошо образованных кристаллах. Тетраг. с. Сп. по (001) отчетливая. Излом раковистый. Уд. вес 7,10—7,30. Цв. медово-желтый. Под микроскопом бесцветен, прозрачен. Относительный ($n > 2$). Двупреломление как у кварца. Состав: MgO — 2—3; CaO — 3; FeO — сл.; Al₂O₃ — 3; TiO₂ — сл.; Ta₂O₅ — 92 (включая 1—2 Nb₂O₅). Ориентировочная формула (Ca, Mg)Ta₂O₆·Al₂(Ta₂O₅)₃. Найден в пегматитах района Пикуи в Бразилии (Guimaraes C. P. Rev. Quim. Ind. Rio de Janeiro, 1943, 12, No 129, 14, по реферату Min. Mag., 1944, 27, No 184, 7).

Акчатовит — *akchatovite* — не описан. Упоминается Соболевой и Пудовкиной среди титанатов, содержащих уран (Соболева М. В., Пудовкина И. А. «Минералы урана». Госгеолтехиздат, 1957, 29).

Гидростаннит — *hydrostannite* — оливково-зеленый порошковатый продукт изменения станнина. П. микр. представляет тонкозернистый слабополяризующий агрегат, желтовато- или грязно-зеленый с едва заметным двупреломлением; $n \sim 1,674$. Почти рентгеноаморфен. Уд. в. 3,75. Анализ: CuO — 8,59; CaO — 0,65; Al₂O₃ — 2,75; Fe₂O₃ — 15,89; SiO₂ — 4,28; SnO₂ — 35,53; As₂O₅ — 3,56; P₂O₅ — 0,35; SO₃ — 8,11; H₂O — 20,52; сумма — 100,23 (анал. Кузнецова). Не обнаружены Mn, Ti, Mg. Вероятно, анализировалась смесь минералов (Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 64).

Гидрофералсит — *hydroferalsite* — светло-желтый, порошковатый; наблюдался среди продуктов изменения станнина в смеси со скородитом. П. микр. тонковолокнистый, слабо анизотропен: $n = 1,765$. Анализ (анал. Кузнецова): CaO — 0,38; Al₂O₃ — 29,45; Fe₂O₃ — 13,43; As₂O₅ — 9,78; SiO₂ — 29,64; H₂O⁺ — 15,40; H₂O⁻ — 0,63; н.п. (F?) — 2,18; сумма — 100,89. По-видимому, является смесью минералов (Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 64).

Гидроферсистаннит — *hydrofersistannite* — темно-желтый продукт изменения станнина; замещает гидростаннит. Рыхлый или плотный (мягкий), блеск матовый. Частью изотропен с $n = 1,752$, частью слабо анизотропен с n до 1,774. На порошковой диаграмме дает 2 слабые линии (2,579 и 1,755). Уд. в. 3,29. Анализ: CuO — 0,04; MgO — 0,99; CaO — 1,05; Al₂O₃ — 6,62; Fe₂O₃ — 16,75; Mn — 0,02; SiO₂ — 17,65; SnO₂ — 40,92; TiO₂ — 0,01; S — 0,25; H₂O⁺ — 9,82; H₂O⁻ — 5,83; сумма — 99,95. По-видимому, является смесью нескольких минералов (Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И. Тр. Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 64).

Минерал без названия I — $3(Mn_2O_3, MnO_2) \cdot Co_2O_3 \cdot 3CuO \cdot 8H_2O$. [Мягкий чешуйчатый минерал черного цвета с мерцающим блеском на поверхности агрегатов. Найден в Камбове (Катанга, Конго) (De Leeuw L. Natuurwet. Tijdschr. Gent., 1936, 18, 77, по Шубниковой О. М., Тр. ИГН АН СССР, 1938, вып. 11, 6).

Минерал без названия II — $(Mn, Co)_2O_3 \cdot CoO \cdot 3H_2O$ с Mn : Co = 2 : 3. Порошковатые выделения черного цвета в порых малахита. Непрозрачен. Найден в Блэк (Катанга, Конго). Ассоциируется с кварцем, гематитом и мивидитом I (De Leeuw L. Natuurwet. Tijdschr. Gent., 1936, 18, по Шубниковой О. М., Тр. ИГН АН СССР, 1938, вып. 11, 6).

Робеллазит (робеллацит) — *robellazite*. Не изучен. Мелкие черные выделения типа конкреций. По предварительным данным, с большим содержанием V, Nb, Ta и W, а также Al, Fe и Mn. Наблюдался совместно с карнитом в Колорадо (США) (Cumenge M. Bull. Soc. fr. min., 1900, 23, No 3, 17).

Черникит — *chernikite* — сомнительный, встречен в Хибинских тундрах (?). По недостоверному анализу Черника, — богатый вольфрамом титанотанталат кальция и железа (Чирвинский П. Н. Сб. «Производительные силы Кольского п-ва». Изд-во АН СССР, 1940, 54).

Г И Д Р О О К И С Л Ы

Классификация гидроокислов и сходных с ними соединений основана на тех же положениях, что и классификация простых и сложных окислов. Некоторые минералы этого раздела относятся к числу водных гидроокислов, оксигидроокислов, окислов с гидроксилом или кислородных кислот. Минералы со структурой типа шёгрениита содержат CO_3^{2-} .

<i>Структура типа метаборита</i>		
метаборит		HBO_2
<i>Искаженная структура типа галита</i>		
группа джалиндита		
зёнгейт		$\text{Ga}(\text{OH})_3$
джалиндит		$\text{In}(\text{OH})_3$
викманит		$\text{MnSn}(\text{OH})_6$
стоттит		$\text{FeGe}(\text{OH})_6$
<i>Структура типа пироаурита-шёгрениита</i>		
группа пироаурита		
гидроталькит	}	$\text{Mg}_6\text{Al}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
манассеит		
стихтит	}	$\text{Mg}_6\text{Cr}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
барбертонит		
пироаурит	}	$\text{Mg}_6\text{Fe}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
шёгрениит		
[бруньятеллит]		$\text{Mg}_6\text{Fe}(\text{OH})_{13}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
[колингит]		$\text{Mg}_{10}\text{Fe}_2(\text{OH})_{24}\text{CO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
<i>Структура типа брусита</i>		
группа брусита		
брусит		$\text{Mg}(\text{OH})_2$
портландит		$\text{Ca}(\text{OH})_2$
широхроит		$\text{Mn}(\text{OH})_2$
амакинит		$\text{Fe}(\text{OH})_2$
гидроокисел никеля		$\text{Ni}(\text{OH})_2$
(Уильямса)		
[гидроокисел никеля		
(Джембора и Бойла)]		$4\text{Ni}(\text{OH})_2 \cdot \text{NiOOH}$
<i>Структура типа β-Be(OH)₂</i>		
гидроокись бериллия		$\text{Be}(\text{OH})_2$
<i>Структура типа гетерогенита</i>		
гетерогенит		CoOOH
<i>Структура типа голландита</i>		
акаганеит		FeOOH
<i>Структура типа диаспора</i>		
группа диаспора		
диаспор		AlOOH

	монтрозит	VOOH
	гроутит	MnOOH
	гётит	FeOOH
<i>Структура типа бёмита</i>		
группа бёмита		
бёмит	AlOOH	
лепидокрокит	FeOOH	
<i>Структура типа гидроокислов урана и сходные структуры</i>		
группа скупита		
скупит	$\text{UO}_2(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	
[параскупит]	$\text{UO}_2(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}?$	
группа беккерелита		
компреньясит	$\text{K}_2\text{U}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_6 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	
[ванденбрандеит]	$\text{CuO} \cdot \text{UO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	
беккерелит	$\text{CaU}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_6 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	
билъетит	$\text{BaU}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_6 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	
[вандендрисшеит]	$\text{PbO} \cdot 7\text{UO}_3 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	
[фурмарьерит]	$\text{PbO} \cdot 4\text{UO}_3 \cdot 7-8\text{H}_2\text{O}$	
[маскюит]	$3\text{PbO} \cdot 8\text{UO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}?$	
кюриг	$3\text{PbO} \cdot 8\text{UO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	
вёлсендорфит	$(\text{Pb}, \text{Ca})\text{U}_2\text{O}_7 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	
[ураносферит]	$\text{Bi}(\text{OH})\text{UO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$	
[умохоит]	$\text{UMoO}_6(\text{H}_2\text{O})_2 \cdot 0-2\text{H}_2\text{O}$	
[янтинит]	$\text{UO}_2 \cdot 5\text{UO}_3 \cdot 10\frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$	
[кларкеит]	$(\text{Na}, \text{K})_{2-2x}(\text{Ca}, \text{Pb})_x\text{U}_2\text{O}_7 \cdot y\text{H}_2\text{O}$	
<i>Структура типа марганита</i>		
марганит	MnOOH	
<i>Структура типа даттонита</i>		
группа даттонита		
даттонит	$\text{VO}(\text{OH})_2$	
долоресит	$\text{V}_3\text{O}_4(\text{OH})_4$	
хеггит	$\text{V}_2\text{O}_2(\text{OH})_3?$	
протодолоресит	$\text{V}_3\text{O}_3(\text{OH})_5?$	
<i>Структура типа гиббсита</i>		
группа гиббсита		
гиббсит	$\text{Al}(\text{OH})_3$	
байерит	$\text{Al}(\text{OH})_3$	
нордстрандит	$\text{Al}(\text{OH})_3$	
[литофорит]	$(\text{Al}, \text{Li})\text{MnO}_2(\text{OH})_2$	
[скарброит]	$12\text{Al}(\text{OH})_3 \cdot \text{Al}_2(\text{CO}_3)_3$	
<i>Структура типа квенселита</i>		
квенселит	$\text{PbMnO}_2(\text{OH})$	
<i>Структура типа гидрокальюмита</i>		
гидрокальюмит	$\text{Ca}_4\text{Al}_2(\text{OH})_{13}(\text{OH}, \text{CO}_3, \text{Cl}) \cdot n\text{H}_2\text{O}?$	
<i>Структура типа сассолина</i>		
сассолин	$\text{B}(\text{OH})_3$	
<i>Структура не выяснена</i>		
тунгстит	$\text{WO}_2(\text{OH})_2$	
гидротунгстит	$\text{WO}_2(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	
итротунгстит	$\text{Y}_2\text{W}_5\text{O}_{14}(\text{OH})_8$	
<i>Мало изученные и сомнительные минералы</i>		
таковит	$\text{Ni}_5\text{Al}_4\text{O}_2(\text{OH})_{18} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	

СТРУКТУРА ТИПА МЕТАБОРИТА

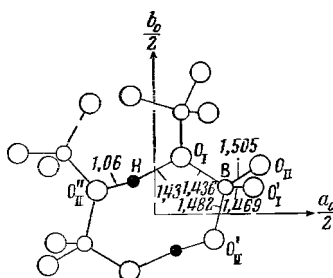
Метаборит Metaborite HVO₂

Назван по составу (Лобанова и Аврова, 1964) [1].

Характ. выдел. Зерна неправильной формы и их агрегаты (1 см и более в поперечнике).

Структ. и морф. крист. Куб. с. $T_d^4 - P\bar{4}3n$ [2]. $a_0 = 8,89 \text{ \AA}$ у минерала [1], 8,886 у искусств. $\gamma\text{-HVO}_2$ [2]; $Z = 24$. Отвечает устойчивой модификации HVO₂ — $\gamma\text{-HVO}_2$ (или, по Крацку и др., HVO₂-I) [3] $\alpha\text{-HVO}_2$ (HVO₂ — III) ромбическая [3,4], $\beta\text{-HVO}_2$ (HVO₂-II) — моноклинная [3—6].

В структуре кубической модификации — метаборита [2] атомы В окружены по тетраэдрам четырьмя атомами О (двумя O_I и двумя O_{II}); каждый атом О связан с двумя В, с образованием трехмерной решетки; тетраэдры VO₄ связаны водородной связью. Расстояния В — O_I = 1,436 и 1,465 Å; В — O_{II} 1,505 и 1,482 Å; Н — O_I 1,43, Н — O_{II} 1,06 (расстояния O_I — Н — O_{II}, равные 2,487 Å, меньше, чем у других модификаций HVO₂). Связь O_{II} — Н — O_I почти линейная, В — O_I — В = 118,6°; В — O_{II} — В = 126,7° (фиг. 173).



Фиг. 173. Структура $\gamma\text{-HVO}_2$ — метаборита (по Захариасену)

На несовершенных кристаллах минерала различаются грани тетраэдра и тригоннитетраэдра; кристаллы искусств. $\gamma\text{-HVO}_2$ — ромбододекаэдры [3].

Физ. св. Сп. по (100)?, обнаруживается только в шлифах. Изл. раковистый. Хрупок. Тв. 5. Уд. в. 2,47 (вычисл. 2,487). Цв. бесцветный, иногда буровато-серый, бурый. Черта белая. Бл. стеклянный. Прозрачен.

Микр. В шл. в прох. свете бесцветен. Изотропен. $n = 1,618$ [1].

Хим. Теор. состав: V₂O₃ — 79,46; H₂O — 20,54. Анализы минерала с примесью аксаита (2MgO · 5V₂O₃ · 8H₂O) [1]:

	MgO	V ₂ O ₃	H ₂ O	Прочие	Сумма
1	2,45	77,60	20,0	Не обн.	99,75
2	2,41	76,06	20,60	Не опр.	98,77

1 — анал. Вильнер; 2 — анал. Соколова.

Диагн. исп. Медленно растворяется в воде. Хорошо растворим в HCl.

Повед. при нагр. Кривая нагревания минерала характеризуется эндотермическим прогибом в пределах 250—470° с максимумом при 360° [1]. $\gamma\text{-HVO}_2$ плавится конгруэнтно при 236° [3].

Нахожд. [1]. Обнаружен в каменной соли в тонких слоях, с ангидритом и борагами, является наиболее ранним минералом в этой ассоциации. Теснее всего генетически связан с борацитом, аксаитом и джиноритом.

Искусств. Синтезируется разными способами путем нагревания H_3BO_3 [3,6]. Теплота образования при 25° (—) $192,77 \pm 35$ ккал/моль, теплота перехода моноклинной модификации в кубическую (—) $2,33 \pm 0,23$ ккал/моль, ромбической в кубическую (—) $3,63 \pm 0,24$ [6].

Изм. Замещается борацитом и джиноритом. В мономинеральных выделениях на воздухе устойчив; в образцах, содержащих хотя бы небольшое количество $MgCl_2$, разлагается [1].

Отл. Характерна растворимость в воде, изотропность; по сравнению с галитом и сильвинном имеет значительно более высокий показатель преломления.

Межплоскостные расстояния метаборита [1]

Ni-фильтр, $D = 143,25$ мμ

hkl	l	d(kX)	hkl	l	d
110	3	6,60	332	2	1,900
200	5	4,53	422	1	1,817
210	2	4,05	510; 431	1	1,740
211	3	3,71	521	1	1,624
—	1	3,57	522; 441	3	1,526
220	2	3,18	531	1	1,505
310	4	2,835	611; 532	2	1,442
222	2	2,581	620	1	1,405
321	3	2,388	621	1	1,386
400	2	2,229	622	2	1,340
410; 322	1	2,161	542	2	1,326
411; 330	3	2,102	631	1	1,312
331	1	2,049	721; 633	1	1,210
420	1	1,996	731	1	1,155
421	10	1,938			

Л и т е р а т у р а

1. Лобанова В. В., Аврора Н. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, 93, вып. 3, 329.
2. Zachariassen W. H. Acta cryst., 1963, 16, 380.
3. Krasek F. G., Morey G. W., Merwin H. E. Am. J. Sci., 1938, ser. 5., 35—A, 143.
4. Tazaki H. J. Sci. univ. Hiroshima, ser. A, 1940, 10, 37 и 55.
5. Zachariassen W. H. Acta cryst., 1952, 5, 68; 1963, 16, 385.
6. Kilday M. V., Prosen E. J. U. S. Nation. Bur. Stand., J. Research, 1964, 68 A, No 1, 127.

ИСКАЖЕННАЯ СТРУКТУРА ТИПА ГАЛИТА

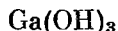
ГРУППА ДЖАЛИНДИТА

	Сингония	a_0	c_0	Уд. в.	
Зёнгейт	$Ga(OH)_3$	Куб.	7,47	—	3,8
Джалиндит	$In(OH)_3$	Куб.	7,95	—	4,4
Викманит	$MnSn(OH)_6$	Куб.	7,87	—	3,8
Стоттит	$FeGe(OH)_6$	Тетраг.	7,55	7,47	3,6

Минералы данной группы открыты лишь за последние годы. Структуры их и аналогичных синтетических соединений еще уточняются, но бли-

зость структур несомненна. В отличие от трех других минералов стоттит является псевдокубическим тетрагональным минералом, в котором искажение идеальной структуры галита, по-видимому, проявилось наиболее сильно.

Зёнгейт *Söhngeite*



Назван по имени Г. Зёнге (Штрунц, 1965) [1].

Характ. выдел. Кристаллические агрегаты до 5 мм в поперечнике.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $T_h^5 - Im\bar{3} ?$; $a_0 = 7,47 \text{ \AA}$; $Z = 8$. По-видимому, изоструктурен с джалиндитом и $\text{Sc}(\text{OH})_3$. Кристаллы тетрагонального облика.

Физ. св. Сп. по (100) неясная. Тв. 4—4 1/2. Уд. вес 3,84 (вычисл. 3,847). Цв. светло-буроватый.

Микр. Изотропен. $n = 1,736$.

Хим. Теор. состав: $\text{Ga}_2\text{O}_3 - 77,63$; $\text{H}_2\text{O} - 22,37$. Анализ: $\text{Ga}_2\text{O}_3 - 66,8$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 4,7$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 2,3$; $\text{SiO}_2 - 1,8$; $\text{H}_2\text{O}^- - 4,2$; $\text{H}_2\text{O}^+ - 19,6$; сумма — 99,4.

Нахожд. Обнаружен только в зоне окисления месторождения Тсумб в Юго-Зап. Африке в виде скоплений мелких кристаллов на значительно измененном германите, содержащем включения галита.

Межплоскостные расстояния зёнгейта из Тсумба [1]

$$D = 57,3 \text{ мм}$$

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (\AA)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
200	10	3,74	440	2	1,320
220	6	2,63	433; 530	1/2	1,282
310	3	2,36	442; 600	3	1,244
222	3 1/2	2,15	611; 532	1/2	1,211
321	2	1,994	620	2	1,179
400	4	1,867	622	2	1,124
420	7	1,669	444	1/2	1,075
422	6	1,525			

Л и т е р а т у р а

1. S t r u n z Н. Naturwissenschaften, 1965, Н. 17, 493.

Джалиндит *Jalindite*



Назван по месту находки (Генкин, Муравьева, 1963) [1].

Характ. выдел. Микроскопические обособления в касситерите.

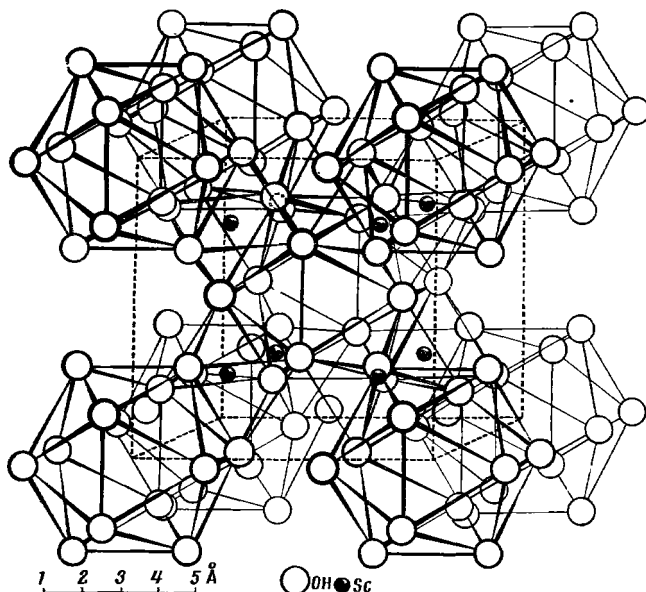
Структ. и морф. крист. Куб. с. $T_h^5 - Im\bar{3}$ [2]. $a_0 = 7,95$ для минерала [1], 7,92\AA для искусств. $\text{In}(\text{OH})_3$ (Фрике, Зайц, 1947) [3]; $Z = 8$.

Изоструктурен с $\text{Sc}(\text{OH})_3$ [2]. Структура отвечает структуре NaCl . Атомы In окружены шестью OH по деформированным октаэдрам; каждый октаэдр общими вершинами связан с шестью другими октаэдрами (фиг. 174).

Искусств. кристаллы — мелкие кубики, иногда несколько вытянутые.

Физ. св. Уд. вес искусств. $\text{In}(\text{OH})_3$ 4,41 (вычисл. 4,34) [3]. Цв. желто-бурый с оранжевым оттенком.

Инфракрасный спектр поглощения искусств. $\text{In}(\text{OH})_3$ характеризуется широкой полосой в области $3700\text{--}2600\text{ см}^{-1}$, четырьмя слабыми полосами в области $1800\text{--}1300$ и около 700 см^{-1} , а также полосами около 1100 и 500 см^{-1} (по новым данным Роженко).



Фиг. 174. Структура $\text{Sc}(\text{OH})_3$ и джалиндита

(по Шуберту и Зайцу)

Микр. В шл. в прох. свете светло-желтый. Изотропен. $n = 1,725$.

В отраж. свете темно-серый. Отраж. спос. для желтого света 8,2% [1].

Хим. Теор. состав: In_2O_3 — 83,72; H_2O — 16,28% (In — 69,23%). Количественным микроспектральным анализом в джалиндите определены (в % к сумме металлов): In — 90,6; Fe — 9,4. Железо, содержание которого в минерале довольно постоянно ($\text{In} : \text{Fe} = 4 : 1$), вероятно, входит в состав тонких включений.

Диагн. исп. В полир. шл. травится HCl (1 : 1 и конц.), H_2SO_4 (1 : 1 и конц.).

Повед. при нагр. При нагревании до 500° в течение 30 мин выделяет воду и переходит в In_2O_3 [1].

Находк. Обнаружен только в рудах Джалиндинского месторождения (Хабаровский край) как продукт гипергенного замещения индита (FeIn_2S_4), зерна которого наблюдаются среди концентрически-зональных почковидных агрегатов касситерита и в цементирующем их кварце. Наблюдались структуры, отражающие все стадии замещения индита до полных псевдоморфоз джалиндита по нему [1].

Искусств. Получается [4] при действии аммиака на хлористый или азотнокислый индий с последующим кипячением раствора; также путем добавления хромовокислого калия к раствору хлористого индия с кипячением раствора [5]. В системе $\text{In}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{O}$ [6] при давлении 703 кг/см^2 $\text{In}(\text{OH})_3$ устойчив ниже 245° .

Межплоскостные расстояния джалиндита из Джалинды [1]

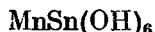
Fe-излучение, без фильтра, $D = 57,3$ мм

hkl	Γ	$d(\text{Å})$	hkl	Γ	d	hkl	Γ	d
	5 β	4,36		1	2,10		2 β	1,384
200	10	3,96	400	4	1,991	600; 442	6	1,324
	4	3,35		2 β	1,961	620	5	1,257
	3	3,14	420	9	1,778	622	5	1,198
	1 β	3,10	422	7	1,624	631	2	1,175
220	9	2,80	510	2	1,552	444	2	1,143
310	3	2,52		2	1,511	640	4	1,103
222	6	2,29		1	1,462	721	2	1,082
	1	2,19	440	3	1,406	642	4	1,061
321	1	2,14						

Л и т е р а т у р а

1. Генкин А. Д., Муравьева И. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, 92, вып. 4, 445.
2. Schubert K., Seitz A. Zs. anorg. Chem., 1948, 256, H. 4, 226.
3. Fricke R., Seitz A. Zs. anorg. Chem., 1947, 255, H. 1—3, 13.
4. Milligan W. O., Weiser H. B., J. Am. chem. soc., 1937, 59, 1670; Weiser H. B., Milligan W. O. J. phys. chem., 1936, 40, 1.
5. Palm A. J. Phys. a. colloid. chem., 1948, 52, No 6, 959.
6. Roy R., Shafer M. W. J. Phys. chem., 1954, 58, 372.

Викманит Wickmanite



Назван по имени шведского минералога Ф. Е. Викмана, занимавшегося изучением минералогии Лонгбана (Мооре, Смит, 1967) [1].

Характ. выдел. Кристаллы (до 2 мм по ребру октаэдра).

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^4 - Pn3m$; $a_0 = 7,873$ Å; $Z = 4$ (Мооре, Смит, 1966) [1]. $a_0 = 7,88$ Å (для искусств. $\text{MnSn}(\text{OH})_6$) [2]. Структурно близок к стоттиту [3]. Изоструктурен с искусств. $\text{Fe}^{2+}\text{Sn}(\text{OH})_6$ [2], в структуре последнего группы ОН занимают вершины искаженных октаэдров, в центрах октаэдров располагаются атомы Fe и Sn.

Кристаллы в виде октаэдров.

Физ. св. Сп. по (100) совершенная. Тв. $3\frac{1}{2}$ Уд. вес 3,89 (вычисл. 3,82). Цв. буровато-желтый до зеленовато-желтого и медово-желтого. Черта белая. Просвечивающий до прозрачного.

Микр. Изотропен. $n = 1,705$.

Хим. Теор. состав: MnO — 25,74; SnO₂ — 54,67; H₂O — 19,59. Состав минерала из Лонгбана (определен с помощью электронного микросонда): Ca — 0,25; Mg — 0,35; Mn — 16,6; Fe — 0,1; Si — сл.; Sn — 47,2; Sb — сл. Данные анализа в пересчете на окислы: (MnO + MgO + CaO) — 22,1; SnO₂ — 59,9.

Диагн. исп. С трудом растворяется в холодной HCl (1 : 1), окрашивая при этом раствор в бледно-зеленый цвет.

Находж. Обнаружен в музейных образцах из Лонгбана (Швеция), собранных Флинком в девяностых годах прошлого века. Наблюдается в ассоциации с кальцитом и баритом среди бементита, а также с кальцитом, аллактитом и другими минералами в брекчированном якобито-рихтерито-манганофиллитовом скарне. Вероятно, образовался в позднюю низкотемпературную стадию минералообразования.

Искусств. Получен при нагревании $\text{K}_2\text{Sn}(\text{OH})_6$ с $\text{MnCl}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ в водных щелочных растворах [2].

Межплоскостные расстояния викамита [1]

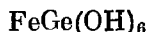
Fe-излучение, Mn-фильтр, $D = 114,6$ мкм

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
111	4	4,552	400	$3^{1/2}$	1,9710	600	3	1,3130
200	10	3,931	331	2	1,8060	620	3	1,2452
220	6	2,778	420	7	1,7618	533	1	1,2000
310	2	2,487	422	5	1,6080	622	3	1,1882
311	3	2,372	511; 333	2	1,5138	640	2	1,0929
222	3	2,273	440	2	1,4038	642	4	1,0536
321	1	2,104	531	2	1,3315	731	3	1,0268

Л и т е р а т у р а

1. Moore P. B., Smith J. V. Ark. min., geol., 1967 (в печати; согласно личному сообщению авторов).
2. Strunz H., Contag B. Acta cryst., 1960, 13, 601.
3. Strunz H., Söhngel G., Geiger B. H. N.Jb. Min., Monatsh., 1958, H. 4,5.

Стоттит Stottite

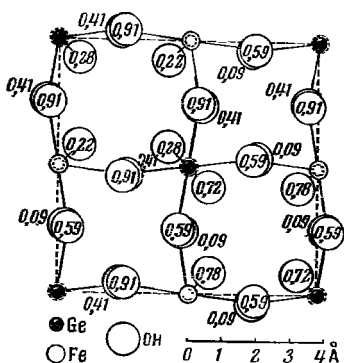


Назван по имени директора рудника Тсумб — геолога Ч. Стотта (Штрунц, Зёнге, Гайгер, 1958) [1].

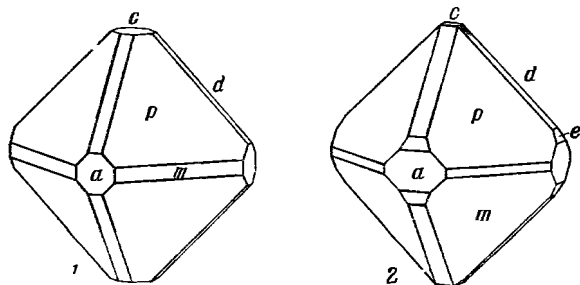
Синон Штоттит.

Характ. выдел. Псевдооктаэдрические кристаллы (величиной до 1 см).

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. (псевдокубический). $C_{4h}^2 - P4_2/n$. $a_0 = 7,55$; $c_0 = 7,47$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 0,989$; $Z = 4$ (Штрунц и др.) [1].



Фиг. 175. Структура стоттита в проекции на (001) (по Штрунцу и Гирлио)



Фиг. 176. Кристаллы стоттита, Тсумб (по Штрунцу и др.)

Расположение атомов Ge и Fe отвечает решетке типа NaCl (фиг. 175) [2,3]. Атомы Ge окружены шестью OH по искаженному октаэдру со средним расстоянием Ge — OH = 1,96 Å и OH — OH = 2,70—2,85 Å; атомы Fe также связаны с шестью OH (среднее расстояние Fe — OH = 2,14 Å, расстояния OH — OH = 2,85—3,22 Å). Октаэдры $\text{Ge}(\text{OH})_6$ и $\text{Fe}(\text{OH})_6$ имеют общие вершины.

Преобладающие на кристаллах грани (111) отвечают слегка волнистым OH-слоям структуры, а спайность по (100) и (001) — кубической спайности галита [2].

По структуре [2,3,4] близок к $\text{Sc}(\text{OH})_3$, $\text{In}(\text{OH})_3$ — джалиндиту, $\text{NaSb}(\text{OH})_6$, $\text{AgSb}(\text{OH})_6$, $\text{FeSn}(\text{OH})_6$, $\text{MnSn}(\text{OH})_6$ — викманиту. Тетраг.-дипирамид. кл. $a : c = 1 : 0,989$ (Штругнц и др.). Наблюдавшиеся формы [1].

	φ	ρ		φ	ρ		
c	001	—	$0^\circ 00'$	d	101	$90^\circ 00'$	$44^\circ 41'$
a	100	$90^\circ 00'$	90 00	e	201	90 00	63 11
m	110	45 00	90 00	p	111	45 00	54 26
$dd(101):(011) = 53^\circ 38'$		$ee(201):(021) = 78^\circ 15'$		$pp(111):(111) = 70^\circ 32'$			
$dm(101):(110) = 60 11$		$em(201):(110) = 50 52$		$pa(111):(100) = 54 53$			

В работах Штругнца в подписях к фигурам символ грани e должен быть не (012), а (021); для $p(111)$, вычисленное на основе $a : c = 1 : 0,989$, $\rho = 54^\circ 26'$, а не $54^\circ 34'$.

Кристаллы псевдооктаэдрического облика (фиг. 176).

Физ. св. Сп. по (100) отчетливая, по (001) менее ясная.

Тв. $4\frac{1}{2}$. Уд. в. 3,596 (вычисл. 3,594). Цв. коричневый. Черта серо-белая. Бл. стеклянный, на плоскостях спайности жирный.

Микр. Одноосный (—), в разрезах, параллельных (001), аномально двуосный с малым $2V$ и слабой дисперсией $r > v$. $n_o = 1,7375$ ($n_g = 1,738$, $n_m = 1,737$); $n_e = 1,728$; $n_o - n_e = 0,0105$.

Хим. Теор. состав: $\text{FeO} - 31,18$; $\text{GeO}_2 - 45,39$; $\text{H}_2\text{O} - 23,43$.

Главная масса железа [1] представлена Fe^{2+} и лишь незначительная его часть (во внешней части кристаллов) — Fe^{3+} . Инфракрасные спектры свидетельствуют об отсутствии молекулярной воды и наличии гидроксильных групп. Анализ: $\text{MgO} - 0,46$; $\text{CaO} - 0,34$; $\text{MnO} - 0,88$; $\text{FeO} - 34,81$; $\text{GeO}_2 - 41,75$; $\text{H}_2\text{O} - 21,84$; сумма — 100,08.

Диагн. исп. Растворяется в 20% HCl .

Наход. Очень редок. Обнаружен только на глубоких (800—1000 м) горизонтах зоны окисления мышьяково-медно-свинцово-цинкового месторождения Тсумеб в Юго-Западной Африке. Ассоциируется с реньеритом и германитом, за счет которых стоттит образовался в результате действия кислородсодержащих грунтовых вод, температура которых, предположительно, $35-40^\circ$.

Искусств. Синтез не осуществлен.

Межплоскостные расстояния стоттита [1]

FeK_α -излучение, $D = 57,3$ мм

hkl	I	$d(\text{Å})$	hkl	I	d	hkl	I	d
111	4	4,339	400	6	1,886	620	6	(1,950)?
200; 002	10	3,767	004	4	1,865	206	3	1,184
220; 202	9	2,655	420	8	1,687	622	6	1,139
221	2	2,505	204	6	1,672	226	3	1,129
310	4	2,386	422	6	1,538	444	3	1,087
301	3	2,354	224	3	1,529	640	1	1,048
311	4	2,271	440	2	1,337	064	1	1,045
222	6	2,171	404	3	1,328	604	1	1,040
302	2	2,080	600	3	1,258	642	3	1,009
321	2	2,011	424	6	1,254	624	3	1,006
						426	3	1,002

Л и т е р а т у р а

1. Strunz H., Söhngel G., Geiger B. H. N. Jb. Min., Monatsh., 1958, H. 4, 85.
2. Strunz H., Giglio M. Naturwissenschaften, 1959, 46, H. 16, 489; Acta cryst., 14, 205.
3. Zemann J. N. Jb. Min., Monatsh., 1959, H. 3, 67.
4. Schrewelius N. Zs. anorg., allgem. Chem., 1938, 238, 241.

СТРУКТУРА ТИПА ПИРОАУРИТА — ШЁГРЕНИТА

ГРУППА ПИРОАУРИТА

		Сингония	a_0	c_0	Уд. в.
Гидроталькит	} $Mg_6Al_2(OH)_{16}CO_3 \cdot 4H_2O$	Триг.	6,14	46,24	2,00
Манассеит		Гексаг.	6,13	15,37	2,00
Стихтит	} $Mg_6Cr_2(OH)_{16}CO_3 \cdot 4H_2O$	Триг.	6,19	46,47	2,11
Барбертонит		Гексаг.	6,18	15,55	2,11
Пироаурит	} $Mg_6Fe_2(OH)_{16}CO_3 \cdot 4H_2O$	Триг.	6,20	46,63	2,11
Шёгренит		Гексаг.	6,21	15,60	2,11
[Брунштейлит]	$Mg_6Fe(OH)_{18}CO_3 \cdot 4H_2O$	Триг.	5,48	16,00	2,07
[Коллингит]	$Mg_{10}Fe_2(OH)_{24}CO_3 \cdot 2H_2O$	Гексаг.	—	—	2,3

Соединения с общей формулой $Mg_6R_2^{3+}(OH)_{16}CO_3 \cdot 4H_2O$ встречаются в природе в двух полиморфных модификациях: гексагональной и тригональной; гексагональным манассеиту, барбертониту и шёгрениту по составу отвечают тригональные гидроталькит, стихтит и пироаурит. В природе обе модификации наблюдаются в тесных закономерных прорастаниях или сростаниях (оси с минералов параллельны), в которых обычно незначительно преобладает одна из модификаций.

Для структуры характерны слои, перпендикулярные оси c , слагающие пакеты толщиной около 2,6 Å. Полиморфные модификации, предположительно, различаются взаимным расположением пакетов; в тригональной структуре (пироаурита) пакеты по сравнению с гексагональной структурой шёгренита повернуты на 60° . По определениям Аминова горизонтальные оси пироаурита и шёгренита одинаковы: $a_0 = 3,095$ и $3,103$ Å, вертикальные оси относятся как 3 : 2 — ячейка пироаурита состоит из девяти пакетов ($c_0 = 23,28$ Å), ячейка шёгренита слагается шестью пакетами ($c_0 = 15,59$ Å). При параметрах по Аминову и вышеприведенных формулах, однако, число формульных единиц Z представляет дробную величину, поэтому Фрондел [3] принял элементарную ячейку с удвоенным значением a_0 (около 6,2); для тригональных — также с удвоенным параметром c_0 . В структуре тригональных модификаций Mg, Fe-октаэдры изолированы, H_2O и часть атомов Mg и Fe расположены в кубооктаэдрах; в гексагональных структурах октаэдры двояны. Структура определена лишь для представителя гексагональной модификации — шёгренита [4], формула которого по Алману и Лозе $[Mg_x Fe^{3+}(OH)_{2x+2}]^{1/2} CO_3 \cdot (x-1) H_2O$, где $x \approx 2-3$. В бруситоподобных слоях атомы металлов распределены статистически, занимают все октаэдрические положения. Молекулы воды и плоские группы CO_3 располагаются в промежуточных слоях в отношении 4 : 1. Расстояния Me — OH = 2,06 Å, OH — OH = 2,04, H_2O — OH = 2,92; угол OH — H_2O — OH составляет 160° .

Структура аналогична структуре кёненита.

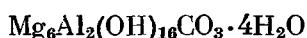
Уд. веса модификаций одинаковы, показатели преломления гексагональных модификаций выше, чем у тригональных.

Брунъятедлит и колингит предположительно изоструктурны с пироауритом и другими минералами данной группы.

Л и т е р а т у р а

1. Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. Изд-во АН СССР, 1947, 233.
2. Aminoff G., Broome B. Handl. Kgl. Svenska Vet. Akad., 1931, 9, Nr 5, 23.
3. Frondel C. Am. Min. 1941, 26, No 5, 295.
4. Allmann R., Lohse H. N. N. Jb. Min., Monatsh., 1966, H. 6, 161.

Гидроталькит Hydrotalcite



Название дано по внешнему сходству с тальком и по содержанию воды (Хохштегер, 1842).

Синон. Фёлькнерит (вёлкнерит) — voelknerite (Херман, 1846), карбонат-гидроталькит — carbonate-hydrotalcite (Рой и др., 1953).

Хогит (хугит, гугит, хокит) — houghite (Шепард, 1851) — по-видимому, псевдоморфоза гидроталькита по шпивели.

Характ. выдел. Мелкие чешуйки, шестиугольные пластинки и листоватые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $a_0 = 6,14$; $c_0 = 46,24$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 7,527$; $Z = 3$ (Фрондел) [1].

Изоструктурен с пироауритом и стихтитом; диморфен с манассеитом. В кристаллах не известен.

Обычны параллельные сростания с манассеитом. Наблюдались эпитактические сростания с бруситом, с параллельной ориентировкой (0001) и [10 $\bar{1}$ 0] обоих минералов [2].

Физ. св. Сп. по (0001) совершенная; у минерала из Шипшимской копи Херман дополнительно наблюдал несовершенную спайность под углом к (0001). Тв. 2. Уд. в. 2,04—2,09 (вычисл. 2,00). Цв. белый, иногда желтоватый.

Черта белая. Бл. перламутровый. На ощупь жирен. В тонких листочках просвечивает.

В инфракрасном спектре имеется ряд полос: широкая и интенсивная с двумя максимумами при 3610 и 3500 см^{-1} , размытая около 1640, интенсивная, четкая около 1360, широкая при 690 и узкая при 420 см^{-1} (данные Рудницкой).

Микр. В шл. в прох. свете бесцветен. Одноосный (—), частью двуосен с малым 2V. Удлинение (+). По Фронделу, у гидроталькита $n_o = 1,511$; $n_e = 1,495$. Почти все определения для природного минерала дают $n_o = 1,510—1,518$ и $n_e = 1,495—1,502$; $n_o - n_e = 0,012—0,017$.

Хим. Теор. состав: MgO — 40,06; Al₂O₃ — 16,88; CO₂ — 7,29; H₂O — 35,77. Частично Al изоморфно замещается Fe³⁺. Состав по данным анализов несколько отклоняется от теоретического, что, возможно, объясняется содержанием механических примесей брусита, гиббсита и других минералов. Анализированный материал обычно представляет смесь обеих модификаций; являются ли минералы из Шипшимских гор (фёлькнерит) и из Баженова гидроталькитом или манассеитом, не выяснено.

Анализы:

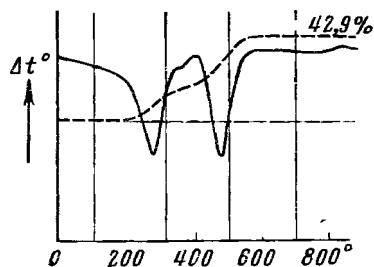
	1	2	3	4	5
MgO	37,16	35,82	39,84	33,90	39,72
CaO	—	—	—	0,41	Не обн.
FeO	—	—	—	—	0,28
Al ₂ O ₃	17,32	19,03	15,16	19,88	15,32
Fe ₂ O ₃	0,78	0,38	0,90	1,10	1,89
CO ₂	10,84	8,06	7,26	7,97	7,60
H ₂ O	33,52	36,18	36,83	35,99*	35,46
SiO ₂	—	—	—	1,40	0,44
H. о.	—	—	0,14	—	—
Сумма	99,62	99,47	100,13	100,50	100,71
Уд. в.	2,078	2,027	—	—	—

* В том числе 0,15 H₂O—.

1 — Баженовское м-ние, анал. Черных [3]; 2 — Снарум, анал. Черных [3] (в сводке Гинзбург и Рукавишниковой [4] ошибочно указывается как уральский); 3 — Снарум, смесь гидроталькита и манассеита, анал. Манассе [2]; 4 — Снарум, содержит небольшую примесь других минералов [5]; 5 — Конгсберг, смесь гидроталькита и манассеита, анал. Фспаг [6].

Диагн. исп. В кислотах растворяется со слабым вскипанием.

Перл бесцветный, при смачивании раствором азотнокислого кобальта приобретает розовую окраску. При нагревании пластинки расщепляются, в закр. трубке выделяет воду, п. п. тр. светится, не плавясь.



Фиг. 177. Кривые нагревания и изменения веса гидроталькита, Якутия

(по Цветову и др.)

Повед. при нагр. На кривой нагревания уральского минерала (анализ 1), по Курнакову и Черных [3], имеются понижения при 240, 410, 540 и 700°. По Кайер [5], норвежский дает остановки с началом при 180, 480 и 700°.

На кривой нагревания гидроталькита из Якутии [7] (фиг. 177) резко выражены прогибы с максимумами около 300 и 500°; первый объясняется потерей кристаллизационной воды, второй — выделением CO₂ и гидроксильной воды; общая потеря веса составляет 42,9%. При нагревании до 200° оптические свойства

почти не меняются, выше 200° существенно уменьшается двупреломление.

Находк. Минерал коры выветривания магнезиальных пород; возможно, иногда пропускается. Наблюдается в виде корок и прожилков среди серпентинитов, образуется за счет антигорита, талька, хлорита и шпинели, по-видимому, в результате воздействия на них карбонатных вод. В небольших количествах встречен во многих местах. В СССР известен в Баженовском месторождении асбеста (Свердловская обл.); с пироауритом — в Лабинском (Беденском) серпентинитовом массиве (Краснодарский край); среди тальковых сланцев (фёлькнерит Хермана) — в Шишимских горах (Челябинская обл.); в людвигитовых породах — в Южн. Якутии [8]. В Норвегии установлен в серпентинитах Снарума, в доломитах Нордмарка и Конгсберга; в США в Сомервиле и Амити (шт. Нью-Йорк) — вторичный по шпинели в ассоциации с колингитом и в коре выветривания серпентинитов массива Нью-Идрия (шт. Калифорния) [9]; в Югославии — в серпентинитах Голеша [10] и др.

Искусств. Образуется [11] в системе $MgO - Al_2O_3 - H_2O$ в присутствии CO_2 при температуре, не превышающей 325° (давление CO_2 7—140 $кГ/см^2$ и H_2 около 70—1400 $кГ/см^2$).

Отл. От сходного талька отличим по вскипанию и растворению в кислотах. Имеет более низкие показатели преломления, чем широраурит и гидротагнетит. Надежно определяется по порошкограмме.

Межплоскостные расстояния гидроталькита из Снарума [9]

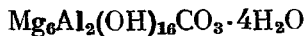
CuK_α -излучение, Ni-фильтр, $D = 114,6$ мм

l	d	l	d	l	d
10	7,83	3	1,755	1	1,322
9	3,92	3	1,662	1	1,302
6	2,62	4	1,535	3	1,282
6	2,31	5	1,506	2	1,212
8	1,97	2	1,427	1	0,980

Л и т е р а т у р а

1. Frondel C. Am. Min., 1941, 26, No 5, 295.
2. Manasse E. Atti Soc. Toscana, Proc. 1915, 24, 92.
3. Курнаков Н. С., Черных В. В. Зап. Мин. об-ва, 1926, 55, вып. 1, 121.
4. Гинзбург И. И., Рукавишников А. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд-во АН СССР, 1951, 216.
5. Caillègre S. Bull. Soc. fr. min., 1944, 67, No 7—12, 411.
6. Foshaag W. F. U. S. Nation. Mus. Proc., 1921, 28, 147.
7. Цветков А. И., Вальшихина Е. П., Пидоян Г. О. Дифференциальный термический анализ карбонатных минералов. Изд-во «Наука», 1964, 149.
8. Сердюченко Д. П., Глебов А. В., Павлов В. А. Людвигитовая минерализация и (Fe—V—TR)-парагенез в древних платформах. Изд-во АН СССР, 1963.
9. Murnton F. A., Jaffe H. W., Thompson C. S. Am. Min., 1965, 50, No 11—12, 1893.
10. Максимович Э. Зап. Српск. геол. друштва за 1958 и 1959 гг., 1962, 231.
11. Roy D. M., Roy R., Osborne E. F. Am. J. Sci., 1953, 251, 337.

Манассеит Manasseite



Назван по имени итальянского минералога Э. Манассе (Фрондел, 1941) [1].

Характ. выдел. Чешуйки и их агрегаты.

Структ. и морф. Гексаг. с. $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$; $a_0 = 6,13$; $c_0 = 15,37$ А; $a_0 : c_0 = 1 : 2,507$; $Z = 1$ (Фрондел).

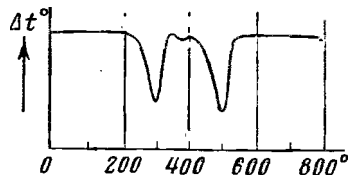
Изоструктурен с шегренитом и барбертонитом; диморфен с гидроталькитом, в сростании с которым обычно наблюдается.

Физ. св. Свойства как угидроталькита. Манассеит из Снарума голубоватый или сероватый.

Микр. [1]. В пл. в прох. свете бесцветен. Одноосный (—), иногда аномально двуосный с малым $2V$. Удлинение (+). $n_o = 1,524$; $n_e = 1,510$; $n_o - n_e = 0,014$ (манассеит из Снарума).

Хим. Теор. состав: $MgO - 40,06$; $Al_2O_3 - 16,88$; $CO_2 - 7,29$; $H_2O - 35,77$.

Известен всего один анализ манассеита (из



Фиг. 178. Кривая нагревания манассеита, Норвегия (по Беку)

Снарума), не содержавшего примеси гидроталькита, но загрязненного гиббситом. Данные анализа, за вычетом 6,38% гиббсита (анал. Гюннер) [1]: MgO — 39,38; Fe₂O₃ — 0,21; Al₂O₃ — 16,59; CO₂ — 7,48; H₂O — 36,34; сумма — 100,00.

Диагн. исп. См. гидроталькит.

Повед. при нагр. На кривой нагревания [2] фиксируются два эндотермических эффекта — около 300 и 500° (фиг. 178); первый объясняется выделением кристаллизационной воды, второй — выделением CO₂ и гидроксильной воды.

Наход. Очень редок. Обнаружен в смеси и в сростании с гидроталькитом в серпентинитах Снарума и Нордмарка (Норвегия) и в Амити (шт. Нью-Йорк, США). Возможно, что гидроталькит некоторых авторов представляет манассеит или смесь его с гидроталькитом.

Отл. От гидроталькита отличается несколько более высокими показателями преломления.

Межплоскостные расстояния манассеита из Норвегии*
CuK α - излучение

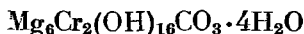
<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
002	100	7,67	105	40	2,00	200; 1.0.10; 202	10	1,33
004	20	3,83	106	60	1,84	203; 0.0.12	10	1,25
101; 006	50	2,60	108	20	1,56	204	10	1,24
102	30	2,49	110	30	1,52	206	10	1,17
103	40	2,34	112	30	1,49	208; 1.1.10	10	1,03
104	40	2,17	114	10	1,42			

* ASTM 14—525

Л и т е р а т у р а

1. Frondel C. Am. Min., 1941, 26, No 5, 295.
2. В е с к С. Am. Min., 1950, 35, No 11—12, 985.

Стихтит Stichtite



Был найден в Тасмании в 1883 г., впервые описан в 1910 г. и назван по имени Р. Стихта — директора горной компании в Тасмании (Петерд, 1910) [1].

Синон. Хром-бруньятеллит — chrom-brugnatellite (Хедвер, 1912) [2].

Разнов. Феррстихтит?

Характ. выдел. Мелкие слюдоподобные чешуйки или волокна, слагающие скрытокристаллические агрегаты, которые иногда имеют вид желвачков.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $a_0 = 6,19$; $c_0 = 46,47$ А; $a_0 : c_0 = 1 : 7,505$; $Z = 3$ (Фрондел) [3].

Изоструктурен с пироауритом и гидроталькитом; диморфен с барбертонитом.

В кристаллах не наблюдался.

Физ. св. Сп. по (0001) совершенная. Волокна и чешуйки гибкие, но не упругие. Тв. 1 $\frac{1}{2}$ —2. Уд. в. 2,10—2,20 (вычисл. 2,11). Цв. лиловый до розового; при выветривании буреет. Черта белая, со слабым лиловым оттенком. Бл. жирный или перламутровый. Прозрачный до просвечивающего.

Микр. В пл. в прох. свете светло-лиловый; железистый (из Марокко) — розовато-желтый. Плеохроизм отсутствует или очень слабый, $N_o > N_e$.

Одноосный (—), иногда частично аномально двуосный с небольшим 2V. Удлинение (+). $n_o = 1,545$; $n_e = 1,518$; $n_o - n_e = 0,028$ (Na) у стихтита из Тасмании [3], $n_o = 1,553$; $n_e = 1,538$; $n_o - n_e = 0,015$ (Na) у минерала из Трансвааля [4] (стихтит или барбертонит?). Обогащенный железом стихтит из Марокко [5] имеет более высокие показатели преломления: $n_o = 1,562$; $n_e = 1,543$; $n_o - n_e = 0,019$.

Хим. Теор. состав: MgO — 36,98; Cr₂O₃ — 23,24; CO₂ — 6,73; H₂O — 33,05. Чистый материал для анализа выделить не удавалось; FeO и SiO₂, устанавливаемые анализами, а также соответствующие им количества Cr₂O₃, MgO и H₂O входят в состав минералов-примесей. Fe³⁺ и Al в том или ином количестве изоморфно замещают Cr. Минерал из Марокко (ферростихтит) является по составу промежуточным между стихтитом и пироауритом или бруньятеллитом

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
Na ₂ O	—	—	—	—	0,05	—	—
MgO	39,49	37,12	36,0	36,59	36,70	37,34	38,26
CaO	—	—	—	Сл.	—	—	—
FeO	—	1,10	—	0,28	0,85	0,31	0,16
NiO	Не обн.	—	—	—	0,10	—	—
Al ₂ O ₃	—	—	—	2,24	0,90	2,08	2,06
Fe ₂ O ₃	3,50	—	9,0	4,04	10,60	13,90	14,18
Cr ₂ O ₃	17,75	20,44	11,5	14,08	8,90	6,19	4,92
SiO ₂	—	3,87	—	2,09	4,50	—	—
CO ₂	6,83	10,45	7,2	6,94	6,90	7,80	8,50
H ₂ O ⁺	32,43	26,31	} 36,1	33,01	26,80	32,52	31,92
H ₂ O ⁻	—	0,95		—	3,65	—	—
Сумма	100,00	100,24	99,8	99,27	99,95	100,14	100,00
Уд. в.	2,19	2,161	2,12	—	—	2,15	—
n_o	—	1,559	—	1,542	—	1,562	—

1 — Нёнигсбург (данные анализа за вычетом серпентина и хромита), не обнаружены Ti, Ni, Co, P₂O₅ [6]; 2—4 — Дандас: 2 — анал. Хейнер [2]; 3 — анал. Уесли [1]; 4 — анал. Фошар [7]; 5 — Барбертон, анал. Мак Кра и Уэл [8]; 6 и 7 — Уффо, анал. Фрей и Бурхель [4].

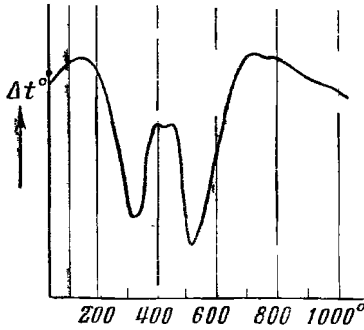
Диагн. исп. В слабой HCl легко растворяется с выделением CO₂.

Перлы буры и фосфорной соли окрашиваются в характерный для Cr зеленый цвет. П. п. тр. становится светло-серым, приобретает магнитные свойства, но не плавится. В закр. тр. выделяет воду.

Повед. при нагр. На кривой нагревания (фиг. 179) имеются прогибы с началом около 200 и при 440° [9]; первое понижение обусловлено выделением кристаллизационной воды, второе — выделением CO₂ и гидроксильной воды [10].

Наход. Редкий вторичный минерал, встречающийся лишь среди хромитсодержащих серпентинитов в тесной ассоциации с хромитом и антигоритом; образуется по этим двум минералам. Наблюдается в виде неправильных скоплений, жилок и желвачков, отличающихся лиловым цветом.

В СССР обнаружен среди серпентинитов в Аккермановском месторождении силикатных никелевых руд (Чкаловская обл.) [11] и в Сарановском хромитовом месторождении (Пермская обл.) [12].



Фиг. 179. Кривая нагревания стихтита, Марокко (по Кайер)

ферристихтита приведен в обзоре Шубниковой [14]. Значился под названием буазверита — bouazzerite в коллекции пражского музея [15].

Наблюдался в серпентинитах около Дандаса в Тасмании [2, 3, 7] и в пров. Квебек [13] (Канада), в Кёнигсбурге (Шотландия), ферристихтит — в серпентинитах Уффо (Марокко) [4, 5, 9].

Изм. При выветривании буреет.

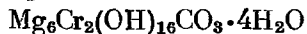
Отд. От внешне сходных кеммерерита и лепидолита отличается вскипанием при растворении в кислоте, более низким уд. весом, меньшей твердостью; от кеммерерита также отличается более низкими показателями преломления, в отличие от лепидолита не плавится перед паяльной трубкой.

Разнов. ? Ферристихтит (ferristichtite) — железистый стихтит из Марокко (анализы 6 и 7). Описан Кайер [4, 5] как стихтит. Под названием

Л и т е р а т у р а

1. Petterd W. F. Catalogue of the Minerals of Tasmania. 1910, 167.
2. Hezner L. Zbl. Min., 1912, 569; Himmelsbauer A. Tscherm. min., petr. Mitt., 1913, 32, 135.
3. Frondel C. Am. Min., 1944, 26, No 5, 306.
4. Caillère S. Bull. Soc. fr. min., 1943, 66, No 7—12, 494.
5. Caillère S. C. R., Paris. 1942, 215, 420.
6. Read H. H., Dixon M. S. Min. Mag., 1933, 23, No 140, 309.
7. Foshag W. F. U. S. Nation. Mus. Proc., 1920, 58, 147.
8. Hall A. L. Trans. Geol. soc. South Africa, 1922, 24, 182.
9. Caillère S. Bull. Soc. fr. min., 1944, 67, No 7—12, 417.
10. Цветков А. И., Вальшихина Е. П., Пилотан Г. О. Дифференциальный термический анализ карбонатных минералов. Изд-во «Наука», 1964, 149; Иванова В. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 55.
11. Гинзбург И. И. Тр. ИГН АН СССР, 1947, вып. 81, 1.
12. Абрамович Ю. М. Уч. зап. Пермск. ун-та, геол., 1961, 18, вып. 2, 87.
13. Poitevin E., Graham R. P. Canada Geol. Surv. Mus. Bull., 1918, No 27, 29.
14. Шубникова О. М. Тр. ИГН АН СССР, 1953, вып. 144, 52.
15. Rasch J. N. Jb. Min., Monatsh., 1953, H. 7, 188.

Барбертонит Barbertonite



Назван по месту находки (Фрондел, 1941) [1].

Характ. выдел. Спутанно-волокнистые и чешуйчатые выделения.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. D_{6h}^4 — $R6_3/mmc$; $a_0 = 6,18$; $c_0 = 15,55$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 2,515$; $Z = 1$ (Фрондел).

Изоструктурен с манассеитом и шёгренином; диморфен со стихтитом. В кристаллах не наблюдался; характерны чешуйки по (0001).

Физ. св. Свойства как у стихтита.

Микр. Одноосный (—), частью аномально двуосный. Удлинение (+). $n_o = 1,557$; $n_e = 1,529$; $n_o - n_e = 0,028$ (у барбертонита из Трансваля) [1].

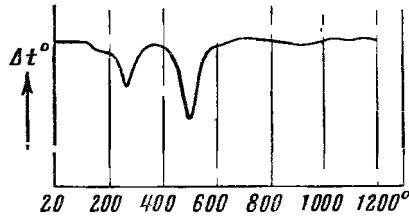
Хим. Теор. состав: MgO — 36,98; Cr₂O₃ — 23,24; CO₂ — 6,73; H₂O — 33,05. Анализировался лишь в смеси со стихтитом.

Диagn. исп. См. стихтит.

Повед. при нагрев. При нагревании дает два эндотермических эффекта с максимумами при 250 и 500° (фиг. 180) [2, 3]; первый обусловлен выделением кристаллизационной воды, второй — выделением CO₂ и гидроксильной воды [4].

Находж. Очень редкий минерал. С несомненностью установлен лишь в серпентинитовых породах Дандас в Тасмании (Австралия) и в Барбертоне в Трансваале (Южн. Африка) совместно с стихтитом в прожилках среди серпентинитов.

Отл. Как и стихтит, от сходных чешуйчатых минералов отличается цветом (лиловый, розовый), вскипанием при растворении в HCl; от стихтита — более высокими показателями преломления.

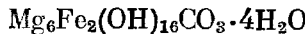


Фиг. 180. Кривая нагревания барбертонита (по Ивановой)

Л и т е р а т у р а

1. Frondel C. Am. Min., 1944, 26, No 5, 295.
2. Иванова В. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 50.
3. Heystek H., Schmidt E. R. Trans., proc. Geol. soc. S. Africa, 1953, 56, 149.
4. Цветков А. И., Вальяшихина Е. П., Пилоян Г. О. Дифференциальный термический анализ карбонатных минералов. Изд-во «Наука», 1964, 149.

Пироаурит Pyroaurite



Название от греч. πῦρ (пир) — огонь и лат. aurum — золото, по ярко-золотистой окраске продукта прокалывания минерала (Игельстрём, 1865).

Синон. Пираурит, игельстрёмит — igelströmite (Хэдла, 1878, не игельстрёмит Вейбула, соответствующий кнебелиту).

Разнов. Ферропироаурит.

Характ. выдел. Чешуйчатые выделения, скрытокристаллические агрегаты; кристаллы очень редки.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $C_{3v}^5 - R\bar{3}m$, $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$ или $D_3^7 - R32$; $a_0 = 6,20$; $c_0 = 46,63 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 7,519$; $Z = 3$ (Фрондел) [1].

Описание структуры [2] см. на стр. 470. Изоструктурен с гидротальки-том и стихтитом, диморфен с шёгрени-том.

Судя по кристаллам, измеренным Флинком, класс симметрии — дитригонально-скаленоэдрический, что соответствует пространственной группе $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$. Кристаллы с Урала относятся к дитригонально-пирамидальному классу ($C_{3v}^5 - R\bar{3}m$) и являются гемиморфными (по новым данным Яковлевской). $a : c = 1 : 7,519$ (Фрондел).

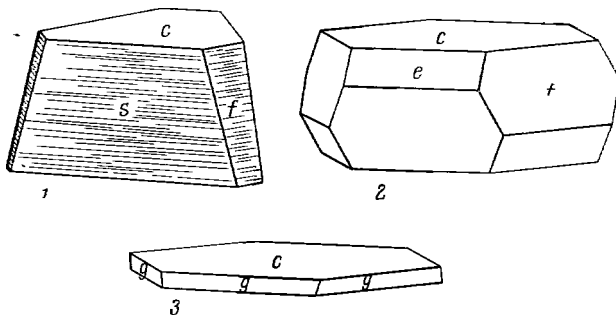
Формы [3, 4]:

	φ	ρ		φ	ρ
e	0001	—	0°00'	g	4045 60°00' 83°20'
m	1120	30 00	90 00	s	2021 60 00 86 42
a	1010	60 00	90 00	f	0225 0 00 73 56
e	1015	60 00	60 04		

$sf (20\bar{2}1) : (02\bar{2}5) = 60^\circ 17'$
 $ss (20\bar{2}1) : (0\bar{2}21) = 119^\circ 41'$
 $ee (10\bar{1}5) : (0\bar{1}15) = 97^\circ 16'$
 $ef (10\bar{1}5) : (02\bar{2}5) = 56^\circ 20'$
 $gg (40\bar{4}5) : (0\bar{4}45) = 118^\circ 40'$
 $ff (02\bar{2}5) : (2\bar{2}05) = 113^\circ 12'$

Облик кристаллов таблитчатый (фиг. 181). Кристаллы несовершенные. Грани $h0\bar{h}l$ и $0h\bar{h}l$ покрыты горизонтальной штриховкой. Иногда штриховка наблюдается на призматических гранях.

У несовершенных кристаллов из Нордмаркена, по Шёгрёну [4], $c(0001) : a(10\bar{1}1) = 76^\circ 30'$, откуда $a : c = 1 : 3,6072$; Флинк [3] для тонко таблитчатых кристаллов из Лонгбана установил $g(40\bar{4}1) : c(0001) = 82^\circ 33'$ (в его работе ошибочно указано $81^\circ 33'$) и вычислил $a : c = 1 : 1,6557$; на кристаллах другого типа определено $f(02\bar{2}1) : c(0001) = 75^\circ 30'$, $e(10\bar{1}1) : c(0001) = 61^\circ 50'$. Эти данные не согласуются удовлетворительно с вычисленными на основе рентгеновских констант; по-видимому, формы Флинка в рентгеновской установке отвечают формам $f(02\bar{2}5)$, $e(10\bar{1}5)$ и $g(40\bar{4}5)$.



Фиг. 181. Кристаллы пирроаурита

1 — Красный Урал (по Яковлевской); 2 и 3 — Лонгбан (по Флинку)

Наблюдаются взаимные прорастания пирроаурита и шёгренита [1, 2], сростания пирроаурита с гидроталькитом и бруситом [5, 6]; во всех случаях оси с минералов параллельны.

При деформации возникают три системы параллельных трещин, разделяющих кристаллы на области с сечениями в виде правильных треугольников (на гранях (0001)) [7].

Физ. св. Сп. по (0001) совершенная. Тв. 2—3. Тонкие листочки гибки, но не упруги. Уд. в. 2,07—2,14 (вычисл. 2,11). Цв. светло-желтый, золотисто-желтый, буро-желтый, бурый, также голубой, зеленый и сине-зеленый. Черта белая. Бл. жирный, на (0001) — перламутровый. Просвечивает.

Инфракрасный спектр характеризуется широкой интенсивной полосой с двумя максимумами при 3580 и 3465 $см^{-1}$, размытой полосой при 1640 и тремя четкими полосами около 1357, 685 и 420 $см^{-1}$ (по новым данным Рудницкой).

Микр. В пл. в прох. свете обычно бесцветен. Пирроаурит из Радуши плеохроирует: по No — медово-желтый, светло-желтый, по Ne — бледно-желтый до бесцветного [5]; пирроаурит из Якутии: по No — синева-зеленый, по Ne — почти бесцветный до бледно-красновато-бурого [7]. Одноосный (—). Деформированные кристаллы аномально двуосны с небольшим $2V$. Удлинение (+). Показатели преломления и двупреломление:

n_o	1,560	1,562	1,563	1,562
n_e	1,543	1,529	1,543	1,540
$n_o - n_e$	0,017	0,033	0,020	0,022
М-ние	Онтарио [8]	Лонгбан [6]	Радуша [5]	Шоржин- ское [9]

n_o	1,567 — 1,570	1,580	1,584	1,603
n_e	1,538 — 1,540	1,552	1,552	1,573
$n_o - n_e$	0,027 — 0,030	0,028	0,032	0,030
М-ние	Якутия [7]	Урал [10]		
Цвет	сине-зеленый	зеленый	светло-бурый	темно-бурый

Пироаурит из Якутии и с Урала отличается от других пироауритов более высокими показателями преломления.

Хим. Теор. состав: MgO — 36,55; Fe₂O₃ — 24,13; CO₂ — 6,65; H₂O — 32,67. Al частично изоморфно замещает Fe; некоторые пироауриты содержат немного Mn. Данные анализов не вполне отвечают формуле, что можно объяснить примесями других минералов.

Образцы пироаурита из Швеции, неоднократно анализированные [2, 4, 6], как показало последующее рентгеновское изучение [1, 4], содержали примесь шёгренита. Анализированные образцы из Уральских месторождений также содержат небольшую примесь шёгренита.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
MgO	37,90	34,50	34,12	33,92	35,84	35,08	35,60	35,44	31,57
CaO	Необн.	—	—	—	—	0,54	—	—	4,87
MnO	0,90	—	—	—	0,01	0,21	—	0,28	—
FeO	Необн.	—	—	—	—	—	—	0,10	—
Al ₂ O ₃	0,80	—	2,60	7,24	—	—	—	0,11	—
Mn ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0,28	—	—
Fe ₂ O ₃	23,02	23,49	21,95	17,18	23,37	23,20	23,73	23,19	23,92
SiO ₂	1,36	—	—	—	—	0,29	—	0,41	—
CO ₂	6,35	7,87	7,00	6,34	7,30	6,91	6,49	7,01	9,50
H ₂ O ⁺	27,46	33,92	33,64	34,52	33,66	33,53	33,12	33,62	30,50
H ₂ O ⁻	3,00								
H. о.	—	—	—	—	—	—	0,33	—	—
С у м м а	100,79	99,78	99,31	99,17	100,18	99,92	99,61	100,16	100,36
Уд. в.	—	2,083	2,049	2,051	—	—	—	—	—

1 — Красный Урал [10]; 2 — 4 — Баженовское м-ние, анал. Черных [11]; 5 — однородный пироаурит, Онтарио; анал. Элсуорт [8]; 6 — 8 — Дюбизан: 6 — анал. Мауселлусе [12]; 7 — анал. Магассе [6]; 8 — анал. Йохансен [2]; 9 — трубка Удачная-восточная, анал. Ксноплева [7].

Диагн. исп. В кислотах растворяется со вскипанием.

П. п. тр. не плавится, становится бурым или золотисто-бурым и магнитным. В закр. тр. выделяет воду.

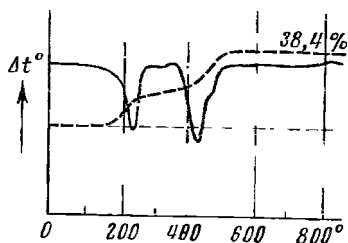
Повед. при нагр. При прокаливании чешуйки окрашиваются в золотисто-желтый цвет, увеличиваются в объеме.

На кривой нагревания (фиг. 182) уральского пироаурита (анализ 1) имеются понижения при 230 и 420°, первое из них отвечает выделению кристаллизационной воды, второе — выделению гидроксильной воды и CO₂ [13]; общая потеря веса составляет 38,4%.

Находк. Сравнительно редкий минерал. Преимущественно наблюдается в нижних частях коры выветривания на змеевиковых и дунитовых массивах. Образуется в условиях пониженного парциального давления CO₂ [10, 14]. Встречается в виде тонких прожилков, корок и налетов с водными карбонатами магния и бруситом. Развивается по антигориту, оливину, частично по бруситу [10]. Отмечено также обрастание пироаурита бруситом [10]. В СССР известен на Урале в серпентинитах Баже-

новского асбестового месторождения (Свердловская обл.), в дунитах Шоржинского месторождения хромита и в магнетитизированных дунитах Даринского месторождения (АрмССР) [9], в дунитах района р. Малки (Кабардино-Балкарская АССР) с более поздним гидромагнетитом и артинитом [15], в Тагильском дунитовом массиве (Красный Урал, Свердловская обл.).

В кимберлитах Далдынского р-на (Якутская АССР) слагает ядра в выделениях серпентинизированного оливина, образует каемки вокруг



Фиг. 182. Кривые нагревания и изменения веса пироаурита, Урал

(по Цветкову и др.)

зерен оливина или пироксена, а также обнаруживается в пустотах кимберлита между пластинками кальцита [7]. В коре выветривания гипербазитов Среднего Побужья (УССР) [16] встречается в бурых железняках вместе с бруситом; отмечен в коре выветривания серпентинитов Гайдаринского хромитового месторождения (АзербССР). [17]. Найден в зоне окисления месторождения Кургаптинкан (УзССР) [18]. В серпентинитах Лонгбана в Швеции пироаурит ассоциируется с кальцитом, пирохроитом. Найден также в Онтарио (Канада), в Краубате (Австрия), около Радужи (Югославия) [5] и в других местах.

Изм. Переходит в магнезит.

Отл. От сходных флогопита и мусковита отличается растворением в кислотах со вскипанием. От пёгрениита и водных карбонатов магния надежно отличим лишь на основе порошкограмм. В шлифах в отличие от гидромагнетита оптически отрицательный; показатели преломления пироаурита больше таковых бруньятеллита, гидромагнетита и особенно гидроталькита.

Разнов. Ферропироаурит — ferroruroaurite (Майкснер, 1937) — содержит до 16,07% FeO и 3,59% Fe₂O₃.

Синон. Железистый брусит — Eisenbrucit (Зандбергер, 1880).

Межплоскостные расстояния пироаурита [19]
(месторождение неизвестно)

<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
10	7,6	5	1,981	1	1,497
1*	4,8	1	1,763	1	1,448
7	3,89	1	1,670	1	1,335
4	2,62	2	1,556	2	1,232
4	2,33	2	1,526	1	1,223

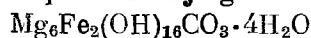
* линия брусита?

Л и т е р а т у р а

1. Frondel C. Am. Min., 1941, 26, No 5, 295.
2. Aminoff G., Bromé B. Handl. Kgl. Svenska Vet. Akad., 1931, 9, Nr. 5, 23.
3. Flink G. Bull. Geol. inst. Upsala, 1900, 5, No 9, 87.
4. Sjögren H. Bull. Geol. inst. Upsala, 1894/95, 2, 59.
5. Meixner H. Zbl. Min., 1937, A, 363.
6. Manasse E. Atti Soc. Toscana, Proc., 1915, 24, 92.
7. Ровша В. С., Футергендлер С. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, 92, вып. 3, 354.
8. Ellsworth H. V. Univ. Toronto Stud., geol. ser. 1939, No 42, 33.
9. Абовян С. Е. Изв. АН АрмССР, сер. геол., геогр., 1957, 10, № 4, 51.

10. Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд-во АН СССР, 1951, 210.
11. Курнаков Н. С., Черных В. В. Зап. Мин. об-ва, 1926, 55, вып. 1.118.
12. Flinck G. Ark. kemt, min., geol., 1910, 3, No 6, 107.
13. Цветков А. И., Вальшихина Е. П., Пилоян Г. О. Дифференциальный термический анализ карбонатных минералов. Изд-во «Наука», 1964, 149; Иванова В. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, 90, вып. 1, 55.
14. Сердюченко Д. П. Сб. «Кора выветривания». Изд-во АН СССР, 1952, вып. 1, 56.
15. Яхонтова Л. К. Зап. Всес. мин. об-ва, 1952, 81, вып. 1, 58.
16. Лебедев Ю. С. Минералогия и генезис коры выветривания гипербазитов Ср. Побужья. Изд-во «Наукова думка». Киев, 1965.
17. Аллахвердиев Ш. И. Изв. АН АзербССР, сер. геол., геогр., 1958, № 3, 79.
18. Голованов И. М. Сб. «Геология и полезные ископаемые Узбекистана». Изд-во «Наука». Ташкент, 1964, 171.
19. M um p t o n F. A., J a f f e H. W., T h o m p s o n C. S. Am. Min., 1965, 50, No 11—12, 1893; S a b i n a A. P., T r a i l R. J. Canada Geol. Surv., Paper, 1960, No 60—4, 85.

Шёгрениит Sjögrenite



Назван по имени шведского минералога Х. Шёгрена (Фрондел, 1941).

Синон. Сьёгрениит.

Характ. выдел. Чешуйчатые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. D_{6h}^4 — $P6_3/mmc$; $a_0=6,21$; $c_0=15,60$ Å; $a_0 : c_0=1 : 2,511$; $Z=1$ (Фрондел) [1].

Изоструктурен с манассеитом и барбертонитом, диморфен с пироауритом [2].

Кристаллы тонкопластинчатые с гексагональными очертаниями. Грани матовые со штриховкой. Образует параллельные сростки с пироауритом.

Физ. св. Свойства в основном, как у пироаурита. Цв. кремово-белый, желтоватый, также бесцветный.

Микр. Слабый плеохроизм; по No — бледно-желтый до коричневатого, по Ne — бесцветный. Одноосный (—). Удлинение (+). $n_o = 1,573$; $n_e = 1,550$.

Хим. Теор. состав: MgO — 36,55; Fe₂O₃ — 24,13; CO₂ — 6,65; H₂O⁺ — 32,67. Анализировался лишь в смеси с пироауритом.

Нахожд. Наблюдался только в Лонгбане (Швеция) в сростании с пироауритом в ассоциации с кальцитом. Шёгрениитом, возможно, является уральский пироаурит, отличающийся от пироаурита более высоким светопреломлением (см. стр. 479).

Отл. От пироаурита отличается по порошкограмме и более высокими показателями преломления.

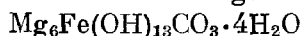
Межплоскостные расстояния шёгрениита из Лонгбана [3]

CuK_α-излучение, Ni-фильтр, $D = 114,6$ мм

<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
10	7,78	3	2,39	1	1,44
6	3,90	5	2,21	1	1,35
1	3,24	2	2,04	1	1,33
1	3,08	5	1,87	1	1,29
1	2,86	1	1,57	1	1,27
4	2,65	2	1,55	1	1,19
5	2,54	2	1,52	1	1,17

Л и т е р а т у р а

1. Frondel C. Am. Min. 1944, 26, No 5, 295; Allmann R., Lohse H.H. N. Jb. Min., Monatsh. 1966, H. 6, 161.
2. Aminoff G., Broomé B. Handl. Kgl. Svenska Vet. Akad., 1931, 9, Nr 5, 23.
3. Mumpton F. A., Jaffe H. W., Thompson C. S. Am. Min., 1965, 50, No 11—12, 1893.

Бруньятеллит *Brugnatellite*

Назван по имени итальянского минералога Бруньятели (Артини, 1909) [1].

Синон. Бругнателлит.

Характ. выдел. Листоватые и чешуйчатые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Триг. с. Простр. группа не выяснена. $a_0 = 5,48$; $c_0 = 16,00$ Å; $a_0:c_0 = 1 : 2,919$; $Z = 1$ (Феноглио) [2].

Структура не известна; предположительно изоструктурен с пиррауритом, от которого, возможно, отличается тем, что заняты не все позиции железа (Фрондел) [3].

В кристаллах не известен, образует листочки с гексагональными очертаниями, уплощенные по (0001).

Физ. св. Сп. по (0001) совершенная. Тв. 1—2. Уд. в. 2,07 (вычисл. 2,21). Цв. мясо-красный, буроватый, бурый. Бл. на (0001) перламутровый.

Микр. В пл. в прох. свете отчетливый плеохроизм: по *No* — красновато-желтый; по *Ne* — бесцветный; $No > Ne$. Удлинение (+). Одноосный (—), иногда аномально двусосный с небольшим $2V$. $n_o = 1,542—1,533$; $n_e = 1,514—1,510$; $n_o - n_e = 0,028—0,030$ (см. хим. анализы); более высокие значения показателей преломления у бруньятеллита из Халилова, видимо, связаны с повышенным содержанием железа.

Хим. Теор. состав: MgO — 43,62; Fe₂O₃ — 14,41; CO₂ — 7,93; H₂O — 34,04. Магний в небольшом количестве замещается марганцем; минерал из Халилова (анализ 5) [4] содержит значительно больше Fe₂O₃ и по отношению MgO : Fe₂O₃ занимает, по-видимому, промежуточное положение между бруньятеллитом и пиррауритом.

Анализы:

	1	2	3	4	5
MgO	43,13	43,33	12,79	43,08	43,50
CaO	—	—	—	—	0,24
MnO	—	—	1,80	1,92	—
FeO	Сл.	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	—	0,19	—	—	—
Fe ₂ O ₃	13,78	14,25	13,20	12,98	20,01
SiO ₂	—	—	—	—	0,83
TiO ₂	—	—	—	—	0,07
CO ₂	10,41	10,64	7,78	7,45	3,94
H ₂ O	32,90	31,46	33,77	33,25	31,33
H.о.	—	—	1,03	1,05	—
Сумма	100,22	99,87	100,37	99,73	99,92
Уд. в.	—	—	2,07	—	—
n_o	1,542	1,542	1,534	—	1,585—1,605
n_e	1,514	1,511	—	—	—

1 — Баженово (Свердловская обл.) [5]; 2 — Армения [6]; 3 — Ломбардия (Италия), анал. Артини [1]; 4 — Пьемонт (Италия) [2]; 5 — Халилово (Среднебургская обл.), анал. Егорова [4].

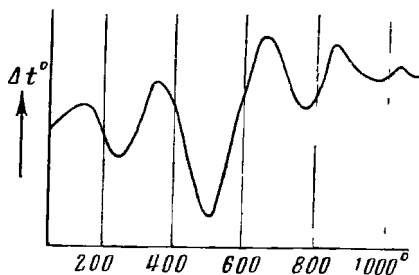
Диагн. исп. Растворяется в холодных разбавленных кислотах с выделением CO_2 .

П. п. тр. не плавится, становится золотисто-желтым и магнитным. В закр. тр. выделяет много воды, чернеет, затем становится золотисто-желтым.

Повед. при нагр. На кривой нагревания бруньятеллита из Италии имеются прогибы с максимумами при 250, 500, 750 и 900° (фиг. 183) [7]. Первое понижение (250°) отвечает выделению кристаллизационной воды, второе (500°) — потере CO_2 и гидроксильной воды [8], прогибы при 750 и ~900° связаны с примесями серпентина и талька.

Находж. Очень редкий гипергенный минерал. Встречен в нескольких серпентинитовых массивах в СССР (на Урале и в Армении) и в Италии в виде примазок в трещинах серпентинитов в ассоциации с гидромагнетитом, артинитом, арагонитом, бруситом, серпентином, хризотил-асбестом, магнетитом и другими минералами.

Отл. От золотисто-бурых гидроокислов железа и от железосодержащего брусита отличается вскипанием при растворении в кислотах. От пироаурита отличим лишь на основании химического анализа. Иногда определяется ошибочно [3].

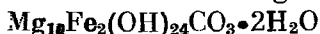


Фиг. 183. Кривая нагревания бруньятеллита, Рамаццо, Италия (по Кайер)

Л и т е р а т у р а

1. Artini E. Atti Accad. Naz. Lincei, 1909, 18, 3.
2. Fenoglio M. Period. min., Roma, 1938, 9, 1.
3. Fiondella S. Am. Min., 1941, 26, No 5, 314.
4. Киселев А. И. Зап. Ленингр. горн. ин-та., 1938, 11, вып. 1, 40.
5. Черных В. В. Матер. по общей и прикл. геол., 1930, вып. 151, 19.
6. Абовян С. Б. Изв. АН АрмССР, 1957, 10, № 4, 52.
7. Caillègue S. Bull. Soc. fr. min., 1943, 66, 498.
8. Цветков А. И., Вальяшхина Е. П., Пилляйн Г. О. Дифференциальный термический анализ карбонатных минералов. Изд-во «Наука», 1964, 149.

Колингит Coalingite



Назван по месту находки вблизи города Колинга (Мамптон, Джаффе, Томпсон, 1965) [1].

Характ. выдел. Скопления чешуек размером 0,1—0,2 мм.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. Зерна иштрихованы вдоль удлинения.

Физ. св. Сп. слюдоподобная. Тв. 1—2. Уд. вес 2,32. Цв. красновато-бурый. Бл. смоляной. Просвечивает.

Инфракрасный спектр колингита характеризуется полосами поглощения в области 3333—4000 и 1408—1538 см^{-1} .

Микр. Плеохроирует: по N_o — золотисто-бурый, по N_e — бесцветный; $N_o > N_e$. Одноосный (—). Деформированные чешуйки аномально двусосны (—), $2V$ от 5 до 20°. $n_o = 1,594$; $n_e = 1,563$; $n_o - n_e = 0,031$.

Хим. Теор. состав: MgO — 46,95; Fe_2O_3 — 18,59; CO_2 — 5,12; H_2O — 29,34. Состав колингита из Нью Идрия (в%): MgO — 46,1; CaO — 0,5;

FeO — не опр.; Al₂O₃ — 0,05; Fe₂O₃ — 18,3; SiO₂ — 1,7; MnO₂ — 0,4; CO₂ — 4,8; H₂O⁺ — 28,8; сумма — 100,7.

Повед. при нагр. На кривой нагревания имеются три эндотермических пика с началом реакции при 175, 310 и 400°. Около 120° начинается дегидратация минерала (процесс обратим), сопровождающаяся некоторым перераспределением атомов С. Основная потеря кристаллизационной воды отмечена при 175—180°. При 260° происходит дальнейшая перегруппировка атомов С, около 320° выделяется CO₂ и гидроксильная вода, образуется периклаз. Образованию периклаза отвечает эндотермический пик около 400° на кривой нагревания.

Нахожд. Обнаружен в коре выветривания серпентинитового массива Нью Идрия, расположенного около Колинга (шт. Калифорния, США). Образовался по железосодержащему бруситу. Характерны тесные сростания с хризотилом или гидроталькитом, ассоциируется также с пирроауритом.

Отл. От сходных минералов группы гидроталькита — пирроаурита отличается по порошкограмме, инфракрасному спектру и кривым нагревания, от флогонита — меньшими твердостью и уд. весом, а также по порошкограмме и составу.

Межплоскостные расстояния колингита из Нью Идрия [1]

SuK_α-излучение, Ni-фильтр, D = 114,6 мм

l	d	l	d	l	d
4ш	13,4	1ш	2,52	1	1,509
5	6,05	10	2,34	1	1,462
1	4,75	3	1,884	1/2	1,430
8	4,20	3	1,767	1/2	1,313
3	2,67	3	1,712	1	1,238
1/2	2,62	5	1,558	1ш	0,998

Л и т е р а т у р а

- Mumpton F. A., Jaffe H. W., Thompson C. S. Am. Min., 1965, 50, No 11—12, 1893.

ГРУППА БРУСИТА

	Сингония	a _h	c _h	Уд. в.	
Брусит	Mg(OH) ₂	Триг.	3,14	4,76	2,40
Портландит	Ca(OH) ₂	Триг.	3,53	4,91	2,24
Пирохроит	Mn(OH) ₂	Триг.	3,35	4,63	3,24
Амаквинит	Fe(OH) ₂	Триг.	6,93	14,55	2,38
Гидроокисел никеля (Уильямса)	Ni(OH) ₂	Триг.	3,08	4,62	4,05
[Гидроокисел никеля (Джембора и Бойла)]	4Ni(OH) ₂ · NiOOH	Триг.	3,07	22,74	2,96

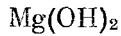
Минералы состава A(OH)₂, отнесенные к группе брусита, обладают одинаковой структурой (описание структуры см. на стр. 485). Брусит имеет широкое распространение в природе, пирохроит наблюдался в нескольких месторождениях, другие минералы весьма редки. Незнаваемые гидроокислы никеля установлены в ничтожно малом количестве, как и никельсодержащая гидроокись магния, состав которой еще не уточнен (см. стр. 501).

Брусит иногда содержит небольшие количества марганца или железа, в амакините есть примесь магнезия и марганца, но минералы промежуточного состава — представители изоморфных рядов — в природе не установлены.

Амакинит отличается от других минералов группы и от синтетической $\text{Fe}(\text{OH})_2$ увеличенной элементарной ячейкой ($a_h = 6,93 = 3,46 \times 2$; $c_h = 14,55 = 4,65 \times 3$). И амакинит, и пирохроит, содержащие двухвалентные Fe и Mn, легко окисляются.

Структуру брусита имеет и искусств. $\text{Co}(\text{OH})_2$, соответственно природный гидроокисел кобальта — гетерогенит считался минералом группы брусита, но по последним данным он рассматривается как минерал с формулой CoOOH и структурой типа NaNH_2 (см. стр. 504).

Брусит Bricite



Назван по имени минералога А. Бруса, впервые описавшего этот минерал в 1814 г. (Бедап, 1824).

Синон. Талькгидрат — Talkhydrat (Леонгард, 1821), водный тальк — Wassertalk (Глокер, 1831), магнезин — magnesine (Брайтхаупт, 1832), гидрофиллит — hydrophyllite (Глокер, 1831), гидринфиллит — hydrinphyllite (Брайтхаупт, 1832), тексалит (техалит) — texalite (Герман, 1860), шепардит — shepardite (Брук, до 1896, по Хейю).

Гайит — gajite (Тучап, 1911) — смесь брусита и кальцита (Барич, 1960) [1].

Разнов. По форме выделений — немалит, по составу — ферробрусит, манганбрусит.

Характ. выдел. Агрегаты мельчайших кристаллов и чешуек, волокнистые (немалит), реже талько- и алебастроподобные массы, иногда натечные метакolloидные образования, сфероиды, редко кристаллы.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $D_{3d}^3 - P\bar{3}m1$ [2].

	Пластинчатый			Волокнистый		
$a_h(\text{Å})$	3,136	3,148	3,131	3,13	3,13	3,146
c_h	4,759	4,768	4,762	4,76	4,74	4,759
$a_h : c_h$	1:1,518	1:1,515	1:1,521	1:1,521	1:1,514	1:1,513
М-ние	Лонгбан	Техас	Техас	Техас	Югославия	Якутия
Автор	Аминов [2]	Мероу [4]	Мероу [4]	Гаридо [5]	де Йонг [6]	Харьков [7]

$Z=1$.

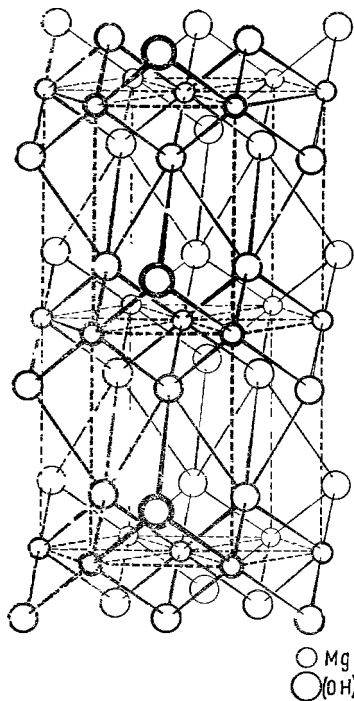
Структура [2, 3] слоистая, аналогичная структуре CdI_2 ; роль аниона играет группа $(\text{OH})^{1-}$ с радиусом иона 1,33 Å. Такие группы уложены по принципу плотнейшей гексагональной упаковки. Каждый слой состоит из двух параллельных (0001), плоских листов, сложенных группами (OH) , и расположенного между ними слоя атомов Mg, занимающих все октаэдрические пустоты между листами (OH) ; каждый атом Mg располагается между шестью (OH) , связывая три $(\text{OH})^{1-}$ одного листа с тремя $(\text{OH})^{1-}$ (повернутыми на 180°) другого листа. Совершенная спайность проходит между тройными слоями, сцепленными друг с другом слабыми остаточными силами связи (фиг. 184).

Дитриг.-скаленоэдр. кл. $D_{3d}^3 - \bar{3}m (L_3 3L_2 3PC)$; $a : c = 1 : 1,5208$ (Хесенберг) [8].

Формы [8]:

	c	φ	ρ		z	φ	ρ
	0001	—	0°00'		0113	0°00'	30°20'
	1120	30°00'	90 00		0112	0 00	41 17
	1011	60 00	60 20		0775	0 00	67 52
	2021	60 00	74 06		0431	0 00	81 54
	$rr(10\bar{1}1) : (\bar{1}101) = 97^{\circ}37'$				$pp(20\bar{2}1) : (\bar{2}201) = 112^{\circ}48'$		
	$zz(01\bar{1}3) : (\bar{1}103) = 51 53$				$rz(10\bar{1}1) : (01\bar{1}3) = 49 43$		

Кристаллы (фиг. 185) преимущественно толстотаблитчатые по (0001). Обнаружены ориентированные включения пироаурита в брусите и эпитаксическое срастание брусита с гидроталькитом: их (0001) и $[10\bar{1}0]$ взаимно параллельны [9]. Отмечены срастания взаимно-перпендикулярных волокон брусита и ашарита [10].



Фиг. 184. Структура брусита (по Ормонту)

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. слюдоподобная по (0001). На (0001) при ударе возникают две системы фигур с углом 60° между лучами в каждой; обе системы повернуты на 30° одна по отношению к другой [41]. Волокна немалита поддаются скручиванию вокруг оси удлинения [41]. Спайные пластинки и волокна гибкие, но не упругие. Легко режется ножом. Тв. 2 1/2. Уд. в. 2,37—2,42 (вычисл. 2,40). Цв. белый, переходящий в светло-зеленый, серый или голубой, у Mn-содержащего — медово-желтый до буро-красного и темно-бурого; обогащенный железом на свету буреет. Черта белая. Бл. на плоскостях спайности перламутровый, на других — восковой до стеклянного, у волокнистых разностей — шелковистый. Просвечивает, иногда прозрачен.

Обладает пьезоэлектрическими свойствами: при охлаждении концы оси c заряжаются отрицательно, а ребра базопинакоида положительно [42]. Непроводник электричества. В ультрафиолетовых

лучах сильно светится голубоватым или темномалиновым цветом.

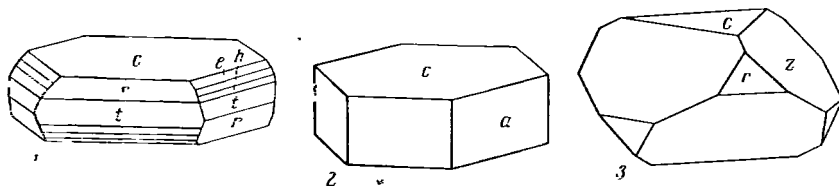
Теплоемкость в интервале 298—600° К: $C_p = 13,04 + 15,80 (10^{-3}) T$; энтропия $S_{298,16} = 15,09$ кал/г·град [43].

Инфракрасный спектр характеризуется полосами поглощения (в $см^{-1}$): 3690, 3430, 560 и 460 [44].

Методом электронного парамагнитного резонанса изучалась изоморфная примесь Mn [45].

Микр. В пл. в прох. свете бесцветен. У чешуек удлинение отрицательное. Одноосный (+), иногда аномально двуосный (+), с малым $2V$ (2—10°). Волокнистые разности (немалиты) явно двуосны (см. анализы), $2V$ достигает 18—20° [46, 47] и 37° у немалита из Лояне [48]. Показатели преломления: $n_e = 1,585—1,577$; $n_o = 1,566—1,558$ (Na); $n_e - n_o = 0,021—0,019$ (см. анализы); для немалитов из кимберлитов Яку-

тии отмечаются [7] нормальные показатели преломления у снежно-белого, несколько более низкие у золотисто-белого и существенно более низкие у голубого и голубовато-зеленого ($n_e = 1,540$; $n_o = 1,528$; $n_e - n_o = 0,012$). Манганбрусит из Франклина имеет $n_e = 1,60$; $n_o = 1,59$ [19].



Фиг. 185. Кристаллы брусита

1 — Ахматовская копь (по Еремееву); 2 — Унст, Шотландия (по Дюфрену);
3 — Краубат, Австрия (по Цефаровичу)

Дисперсия показателей преломления и дупреломления брусита из Техаса (оригинал анализа 3), по Черных [16]:

λ , $m\mu$	706,5	587,5	501,6	471,3	447,1
n_e	1,5815	1,5853	1,5902	1,5926	1,5949
n_o	1,5617	1,5662	1,5730	1,5766	1,5794
$n_e - n_o$	0,0198	0,0191	0,0172	0,0160	0,0155

Существенные различия в дупреломлении при разных длинах волн обуславливают часто наблюдаемые аномальные интерференционные цвета.

Хим. Теор. состав: MgO — 69,12; H₂O — 30,88; Mn и Fe частично замещают Mg (см. разнов. — ферробрусит и манганбрусит); при замещении Mg на Mn искажений в структуре не возникает [17]. В незначительных количествах Mg замещается также на Zn (3,67% ZnO в манганбрусите из Франклина) [19]. Иногда отмечается содержание CO₂, что, по-видимому, объясняется наличием примесей карбонатов. В брусите из хромитоносного массива Южный Крака (Башкирская АССР) спектроскопически установлен Ga (0,0003%) [20].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
MgO	64,23	66,88	66,38	66,58	69,86	68,15	64,81	65,96	62,92
CaO	—	—	—	—	—	1,20	—	Не обн.	—
MnO	—	—	сл.	0,65	0,04	0,08	1,10	0,26	—
FeO	3,30	2,26	0,62	0,80	0,35	—	—	1,63	5,04
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	Не обн.	0,08	0,43	—
Fe ₂ O ₃	2,08	—	—	—	0,07	Не обн.	1,69	—	1,72
H ₂ O ⁺	—	—	—	28,80	—	—	31,38	30,57	—
H ₂ O ⁻	30,21	30,00	32,07	0,17	30,30	30,25	0,39	0,20	29,64
CO ₂	—	—	—	2,17	—	—	—	—	0,51
SiO ₂	0,32	1,02	1,13	0,12	—	Не обн.	0,33	0,60	—
Сумма	100,14	100,16	100,20	99,29	100,62	99,68	99,78	99,65	99,83
Уд. в.	2,382	2,378	2,388	2,273	2,42	2,37	2,475	—	2,384
n_e	—	1,584	1,585	1,581	1,582	1,577	1,581	1,581	—
n_o	—	1,563	1,566	1,559	1,561	1,559	1,562	1,562	—
2V	2—3°	2—3°	6°	0°	0°	?	?	20°	18°

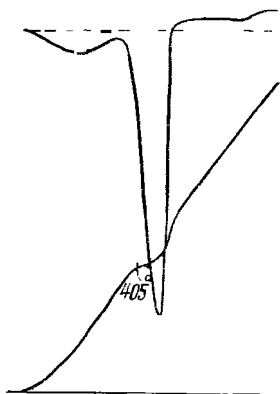
1 — Николье-Максимитановская копь, анал. Черных [16]; 2 — Башартский рудник, анал. Черных [16]; 3 — рудник Ууд, Техас, анал. Черных [16]; 4 — белый из серпентинита, г. Беден, анал. Френкель [17]; 5 — белый, из прожилка в брусиковом мраморе, Горная Шория [21]; 6 — зеленовато-голубой, из доломитовых известняков, Кансай, анал. Касьянова [22]; 7 — Сасагури (преф. Фукуока, Япония), из серпентинита [23]; 8 — белый немалит, из серпентинита, г. Беден, анал. Френкель [17]; 9 — голубой немалит, Якутская АССР, анал. Черных [16].

См. также анализы брусита из якутских кимберлитов [7,24] и из Шорджинского хромитового месторождения [27] (материал тех и других, видимо, был нечистым), из Ланкастера [26] и из Асбестоса [27].

Диагн. исп. Легко растворяется в кислотах (растворимость в воде всего $1,5 \cdot 10^{-4}$ моль/л [27а]).

П. п. тр. не плавится; будучи накалившимся, ярко светится; прокаленный дает щелочную реакцию. В закр. тр. становится непрозрачным и рыхлым, выделяет воду; иногда серый брусит буреет, манганбрусит приобретает темно-бурую окраску. Солянокислым раствором железисто-синеродистого калия иногда быстро окрашивается в синий цвет [28].

Повед. при нагр. В результате нагревания на воздухе обезвоживается и переходит в периклаз; на кривых нагревания соответственно дает четко выраженный эндотермический прогиб при $410-490^\circ$ (фиг. 186) [29, 30]. По мере увеличения давления паров воды температура диссоциации (температура эндотермического эффекта) значительно повышается: при давлении $400-1050$ атм может находиться в равновесии с парами воды при $880-900^\circ$ [31]. Нагревание в атмосфере азота при давлении $300-400$ кг/см² вызывает понижение температуры максимума эндотермического прогиба (при 1000 кг/см² до $50-80^\circ$) [32].



Фиг. 186. Кривая нагревания брусита

В результате нагревания нередко образуются ориентированные псевдоморфозы периклаза по бруситу — «метабрусит»: (111) и (110) MgO перпендикулярны соответственно осям *c* и *a* Mg(OH)₂, а [001] MgO параллельна [1011] или же [1101] Mg(OH)₂ [27, 33].

Теплота диссоциации при нагревании 285 кал/г [34]. Коэф. термического расширения $(4,47 \pm 0,20) \cdot 10^{-5}$ (0001) и $(4,10 \pm 0,15) \cdot 10^{-5}$ (1010) [4].

Нахожд. Сравнительно распространенный минерал метаморфизованных доломитов и доломитизированных известняков, мраморов, серпентинитов, магнезиальных скарнов; иногда встречается в железорудных и хромитовых месторождениях, в хлоритовых сланцах, изредка — в карбонатитах и других породах. В некоторых породах — пенкватитах, преаццитах, бруситовых мраморах является породообразующим минералом [35]. Образуется в щелочной среде на поздних стадиях изменения пород (в сравнительно низкотемпературных условиях). Нередко развивается по серпентину и периклазу (при гидратации последнего), образует псевдоморфозы по доломиту. Наиболее часто наблюдается в серпентинитах и хлоритовых сланцах в ассоциации с кальцитом, арагонитом, гидромагнезитом, бруньятеллитом, тальком, магнезитом, девейлитом и др. Немалит нередко заполняет трещины в серпентинитах и тальковых породах, волокна его чаще всего параллельны стенкам трещин.

Есть указания на находки брусита в почвах, в осадках содовых озер [36].

В СССР встречается в разных районах, преимущественно в серпентинитах, не подвергшихся выветриванию. Широко распространен, например, в некоторых серпентинитах Бурятской АССР [37]. Немалит характерен для Баженовского месторождения асбеста (Свердловская обл.), встречается с артинитом в Шорджинском месторождении хромита (АрмССР) [25], с асбестом в верховьях р. Б. Лабы на г. Беден (Краснодарский край) [47], обнаружен в тальковом сланце в районе г. Шуши в АзербССР [38].

Прожилки грубопластинчатого и волокнистого брусита (немалита) наблюдаются в кимберлитовых трубках Якутской АССР [7,24]. В Таласском Алатау (КиргССР) брусит обнаружен в скарновом магнетитовом месторождении Ирису [39]. В Бакальском железорудном месторождении на Южн. Урале имеются бруситовые мраморы (в контакте измененных доломитов с диабазами); содержание брусита в них местами достигает 80% [40]. В Саткинском месторождении магнезита (Челябинская обл.) брусит в ассоциации с гидромагнезитом, кальцитом и серпентином приурочен к контактам даек диабазов, секущих магнезитовое тело, а также входит в состав бруситовых мраморов (около 30% брусита) [35, 41]. Является порообразующим минералом мраморов в скарновом железорудном месторождении Леспромхозное в Горной Шории (Кемеровская обл.) [21], бруситовых мраморов Алмалыка, серпентинизированных доломитов Кумышкана (УзбССР) [42]; распространен в мраморах на контакте доломитов с гранитами Бердяшского массива (Челябинская обл.) [43], в доломитовых известняках и в серпентине в Кансае (Ю. З. Карамазар) [22] и т. д. В виде хороших кристаллов брусит установлен на Урале в Николае-Максимилиановской копи (Челябинская обл.) [44] и в Башартском руднике (Оренбургская обл.) [46].

Своеобразные округлые скорлуповатые агрегаты брусита характерны для форстерито-бруситовых карбонатитов Сайжинского щелочно-ультраосновного массива (Витимское нагорье); в них брусит ассоциируется с форстеритом, серпентином, шпинелью и тальком [45].

В Италии, близ Предаццо, брусит наблюдается как продукт изменения периклазового мрамора; в виде жил мощностью в несколько дециметров встречен в месторождении Карро (Лигурия) с артинитом, гидромагнезитом и кальцитом [46]; содержится в известковых глыбах, выброшенных Везувием. Отмечен в мраморах Кореи [47], в серпентинитах и мраморах Японии [23] и др. В США в округе Ланкастер (шт. Пенсильвания) брусит обнаружен в виде прекрасных кристаллов и широких пластинок длиной до 19 см; известен на Аляске и в месторождении Хобокен (шт. Нью-Джерси). В Канаде брусит встречен в цинковом месторождении Мит Коув в Новой Шотландии в ассоциации с серпентином на контакте измененных сиенитов с мраморами [48]; длиноволокнистый немалит (длина волокон более 50 см) с серпентином — в месторождении Асбестос в Квебеке. Отмечено также наличие немалита в Лояне (Югославия) [50] и в других местах. В виде метаколлоидных белых фарфоровидных и опаловидных выделений найден среди андезитов горы Чоди (Венгрия) с серпентиновыми минералами [49].

Изм. В зоне гипергенеза легко изменяется и переходит в гидромагнезит, реже в бруньтаеллит и девейлит.

Искусств. [29, 30, 51]. Кристаллы брусита выделяются в щелочной среде при охлаждении нагретого до 900° раствора $MgCl_2$. Наблюдается в накиши некоторых паровых котлов. Образуется при воздействии раствора $NaOH$ на MgO при повышенных температурах, также при старении золь $Mg(OH)_2$, полученных при взаимодействии растворов $MgCl_2$ и $NaOH$ [52].

Практ. знач. В больших массах может представлять интерес как сырье для получения магнезия или его солей.

Отл. От алуниита отличается более совершенной спайностью, гибкостью пластинок, меньшей твердостью. От талька, пирофиллита и гиббсита — легкой растворимостью в HCl . Под микроскопом от талька, мусковита и гипса отличается одноосностью, положительным оптическим знаком, отрицательным удлинением; от гидромагнезита, серпентина и лейх-

тенбергита — более высоким двупреломлением, отрицательным удлинением.

Разнов. Н е м а л и т — *nemalite* — тонковолокнистый.

Название от греч. *νήμα* (нема) — нить (Нател, 1821). Синон. Нематолит — *nematolite* (Хинце, 1915).

Волокна удлинены параллельно (0001). Выделяются два типа немалита: 1 — направление удлинения волокна полностью совпадает с осью *a* (немалит из Асбестоса и Лояне); 2 — направление удлинения образует с *a* произвольный угол (немалит из округа Ланкастер и Хобокена) [50].

Цв. белый, кремовый, изумрудно-зеленый, зеленовато-голубой и черный. Бл. стеклянный или шелковистый. Удлинение (—). Обычно двуосен (см. выше). Состав отвечает формуле брусита (хим. анализы 8 и 9).

Ферсман [53] различал немалит и ф е р р о н е м а л и т — *ferro-nemalite* — с содержанием FeO 5—7%.

Ф е р р о б р у с и т — *ferrobrucite* (Лакруа, 1909) [54] содержит значительное количество Fe²⁺, замещающего Mg (до 36% FeO, по Бетехтину). Анализы ферробруситов:

	MgO	CaO	FeO	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	CO ₂	H ₂ O	Сумма
1	60,33	—	9,57	1,95	—	—	28,60	100,45
2	40,02	1,35	16,07	3,59	4,02	4,58	30,35	99,98

1 — Асбестос (Квебек, Канада), анал. Гониер [55]; 2 — Зибелен около Фрейберга (Саксония, ГДР), анал. Черных (очевидно, материал был нечистым) [16].

По внешним признакам в свежем состоянии совершенно аналогичен бруситу. На свету становится бурым, расщепляется по плоскостям спайности. В зоне выветривания приобретает золотисто-бурю окраску, переходит в пироаурит. Наблюдался в ассоциации с бруситом (в зональных сростаниях) и с гидрокарбонатами магния в трещинах среди сильно серпентинизированного дунита, иногда в хромитовых телах. Богатые железом разновидности встречены в СССР на Урале в платиноносных месторождениях хромита в Нижне-Тагильском дунитовом массиве (по Бетехтину, 1950).

Возможно, что за ферробрусит иногда принимаются колингит или его смеси [56].

М а н г а н б р у с и т — *manganbrucite* (Игельстрём, 1882) [57] содержит значительное количество Mn²⁺, замещающего Mg.

Синон. Манганобрусит (*manganobrucite*).

У минерала из Франклина $n_e = 1,60$; $n_o = 1,59$ [19].

Анализы манганбруситов:

	MgO	MnO	ZnO	H ₂ O	Сумма
1	57,81	14,16	—	28,00	99,97
2	51,46	18,11	3,67	26,76	100,00

1 — Якобсберг, анал. Игельстрём [56]; 2 — Франклин, анал. Бауер [19], пересчет анализа за вычетом 3% CaCO₃.

На воздухе быстро бурет и чернеет. Встречен в ассоциации с гаусманнитом и другими минералами в марганцевых рудах Якобсберга (Вермланд, Швеция) и в цинковых рудах Франклина (шт. Нью-Джерси, США).

Междлюскостные расстояния волокнистого брусита из Техаса [5]
Cu-излучение, исправлено по NaCl

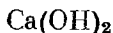
hkl	I	d	hkl	I	d
0001	8	4,75	10 $\bar{1}$ 4	7	1,0904
10 $\bar{1}$ 0	2	2,73	20 $\bar{2}$ 3; 2130	6	1,0327
10 $\bar{1}$ 1	10	2,361	21 $\bar{3}$ 1		1,0064
10 $\bar{1}$ 2	10	1,793	0005	8	0,9506
0003	6	1,584	11 $\bar{2}$ 4; 2132	8	0,9481
11 $\bar{2}$ 0	5	1,575	30 $\bar{3}$ 0	1	0,9081
11 $\bar{2}$ 1	5	1,495	10 $\bar{1}$ 5; 20 $\bar{2}$ 4	6	0,8972
10 $\bar{1}$ 3; 20 $\bar{2}$ 0	7	1,372	30 $\bar{3}$ 1	6	0,8917
11 $\bar{2}$ 2; 20 $\bar{2}$ 1	5	1,314	2133	6	0,8631
0004	10	1,189	11 $\bar{2}$ 5	7	0,8144
20 $\bar{2}$ 2	5	1,1828			

Л и т е р а т у р а

1. Baric L. N. Jb. Min., Abhandl., 1960, 94, H. 2, 1200.
2. Aminoff G. Geol. för. förhandl., 1919, 41, H. 5, N: o 334, 407; Zs. Krist., 1921, 56, 506; Brindley G., Ogilvie G. J. Acta cryst., 1952, 5, 412; E l l e m a n D. D., Williams D. J. chem. phys. 1956, No 4, 742.
3. Василиади А. В., Выродов И. П. Тр. Кубанск. с.-х. ин-та, 1963, вып. 11 (39), 114.
4. Megaw H. D. Proc. Roy. soc., 1933, ser. A, 142, 198.
5. Garrido J. Zs. Krist., 1936, 95, 189.
6. De Jong W. T. Vesnik Geol. inst. Belgrade, 1938, 6, 241 (по Str. Rep., 8, 139).
7. Харьков А. Д. Геология и геофизика, 1961, № 8, 98.
8. H e s s e n b e r g. Mineralogische Notizen, 1861, 4, 40; Е р е м е е в П. В. Зап. Мин. об-ва, 1899, 36, прот., 19; 1888, 25, прот., 388.
9. Meixner H. Zbl. Min. 1938, A, 5; M a n a s s e E. Atti Soc. Toscana, Proc., 1915, 24, 92.
10. Шабынин Л. И. Геология и геофизика, 1960, № 6, 28.
11. Mügge O. N. Jb. Min. 1884, 1, 57; 1898, 1, 110.
12. Hankel W. G. Ann. Phys., 1879, 6, 53; Zs. Krist., 1881, 5, 261.
13. Olsen E. Am. J. Sci., 1963, 261, No 10, 945.
14. Моенке Н. Mineralspektren. Berlin, 1962; см. также: M a r a R. T., S u t h e r l a n d G. V. B. M. J. Opt. soc. Am., 1956, 46, 1100; B e u t e l s p o c h e r H. 6-th Internat. Congress of Soil. Sci., 1956, 13, 329; H e x t e r R. M. J. Opt. soc. Am., 1958, 48, No 11, 770; M i t r a S h a s h a n k a S. Internat. Symposium Molec. Structure and Spectroscopic. Tokyo, S. 1, s. a. A303/1; B o u t i n H., B a s s e t t W. Am. Min., 1963, 48, No 5—6, 659.
15. Щербаклова М. Я., Гилинская Л. Г. Геология и геофизика, 1964, № 8, 57.
16. Курнаков Н. С., Черных В. В. Зап. Мин. об-ва, 1926, 55, 74.
17. Сердюченко Д. П. Зап. Мин. об-ва, 1933, 62, вып. 2, 363.
18. Tajder M. Vesnik Geol. inst. Belgrade, 1938, 6, 239 (по Str. Rep., 8, 139).
19. Bauer L. H., Verman H. Am. Min., 1930, 15, No 8, 346.
20. Соколов Г. А. Тр. Ломон. ин-та АН СССР, 1938, вып. 9, 53.
21. Спьянков В. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 3, 358.
22. Попов В. С. Зап. отд. Всес. мин. об-ва, 1959, вып. 13, 112.
23. Shirozu H., Ogawa T., Tanaka N., Miyahisa M. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1961, 46, No 6, 191.
24. Козлов И. Т., Левшов П. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 1, 72.
25. Абовян С. Б. Изв. АН АрмССР, 1957, 10, № 4, 47.
26. Neuvonen K. L. Bull. Comm. géol. Finl., 1952, N: o 158, 1.
27. Ball M. S., Taylor H. F. W. Min. Mag., 1961, 32, No 253, 754.
- 27а. Поваренных А. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 2, 215.
28. Гитар Ж., Лаффт П. Сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Изд-во АН СССР, 1961, 1, 387.
29. Николаев А. В. Журн. прикладн. химии, 1947, 20, вып. 3, 187.
30. Bowen N. L., Tuttle O. F. Bull. Geol. soc. Am., 1949, 60, 439; K a u f m a n A. J., Don Dolling E. Econ. Geol., 1950, 45, No 3, 228; R o y D. M., R o y R.,

- Osborn E. F. Am. J. Sci., 1953, 251, No 5, 337; Kennedy G. C. Am. J. Sci., 1956, 254, No 9, 567; Roy D. M., Roy R. Am. J. Sci., 1957, 255, No 8, 574; Hostettler P. V. Am. J. Sci., 1963, 261, No 3, 238 и др.
31. Берг Л. Г., Рассонская И. С. ДАН СССР, 1951, 81, № 5, 855; Лебедев В. И. ДАН СССР, 1952, 86, № 1, 153; Лебедев В. И. Тр. 5-го совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии 1956 года. Изд-во АН СССР, 1958, 129; Fyfe W. S. Am. J. Sci. 1958, 256, No 10, 729; Fyfe W. S., Godwin L. H. Am. J. Sci., 1962, 260, No 4, 289; Anderson P. J., Horlock R. F. Trans. Faraday soc., 1962, 58, No 10, 1993 и др.
 32. Лебедев В. И., Котов Н. В. Тезисы докладов 7-го совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во Львовск. ун-та, 1964, 54.
 33. Garrido J. Am. Min., 1951, 36, No 9—10, 773.
 34. Sabatier G. Bull. Soc. fr. min., 1954., 77, N° 4—6, 1077.
 35. Смолин П. П. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 17, 34; Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 12, 36.
 36. Страхов Н. М. Тр. ИГН АН СССР, 1951, вып. 124, 1.
 37. Лодочников В. Н. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 38, 77 и 202.
 38. Карпинский А. П. Зап. Мин. об-ва, 1904, 42, прот., 21.
 39. Баталов А. Б. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 4, 485.
 40. Бургелю Н. К. Сб. «Очерки по металлогении осадочных и осадочно-метаморфических пород». Изд-во АН СССР, 1962, 57; Варлаков А. С. Сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. 1-го Уральского петрогр. совещания. Свердловск, 1963, 3, 283.
 41. Игнатьев Н. А. ДАН СССР, 1926, 132 (анализ, оптика).
 42. Бадалов С. Т. Узб. геол. журн., 1961, 1, 70; Землянов А. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1965, 94, вып. 6., 713.
 43. Заварицкий А. Н. Тр. ЦНИГРИ, 1937, вып. 96, 255.
 44. Еремеев П. В. Зап. Мин. об-ва, 1899, 36, прот., 20.
 45. Конец А. А. Зап. В.-Сиб. отд. Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 4, 165.
 46. Ferrarì A., Scaini G., Cavalca L. Period. min., Roma., 1950, 19, 41.
 47. Watanabe T. J. Fac. sci. Hokkaido univ., Ser. 4. Geol., 1935, 3, No 1, 49.
 48. Turper W. W. Canad. Mineralogist, 1963, 7, p. 5, 796.
 49. Erdélyi J., Koblenz V., Varga N. S. Acta geol. Acad. sci. Hungar., 1959, 6, f. 1—2, 65.
 50. de Jong W., Delft H. Vesnik Geol. inst. Belgrade, 1938, 6, 241.
 51. Mellor J. W. A comprehensive treatise on inorganic and theoretical chemistry. London, 1923, 4, 290.
 52. Mering J., Oberlin A. Bull. Soc. fr. min. 1957, 80, N° 4—6, 158.
 53. Ферсман А. Е. Изв. АН ССР., 1911, 7, 539.
 54. Lacroix A. Minéralogie de la France, 1901—1909, 3, 402.
 55. Verma H., West C. D. Am. Min., 1932, 17, No 7, 313.
 56. Mumpton F. A., Jaffe H. W., Thompson C. S. Am. Min., 1965, 50, No 11—12, 1893.
 57. Igelström L. J. Öfvers. Vet. Akad. Stockholm. förhandl., 1882, 39, 83.

Портландит Portlandite



Название — от портланд-цемента, так как является одним из продуктов его гидратации (Тилл, 1933) [1].

Характ. выдел. Мелкокристаллические массы.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $D_{3d}^3 - R\bar{3}m1$; $a_h = 3,593$; $c_h = 4,909 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 1,366$; $Z = 4$ (для искусств., по ASTM). У несовершенных природных кристаллов: $a_h = 3,647$; $c_h = 4,859$; $a_h : c_h = 1 : 1,332$ [1].

Кристаллическая решетка слоистая, типа решетки брусита [2, 3].

Дигриг.-скаленовдр. кл. $D_{3d} - \bar{3}m (L_3 3L_2 3PC)$. Образует мелкие гексагональные пластинки. Искусственные кристаллы таблитчатые по (0001), образованы формами c (0001) и m (10 $\bar{1}0$) [4]. Наблюдались двойники [5].

Физ. св. Сп. по (0001) совершенная. Гибок. Режется ножом. Тв. 2. Уд. в. 2,23 (вычисл. 2,24). Бесцветный [1], белый или желтоватый [6]. Бл. на плоскостях спайности перламутровый. Прозрачен.

Инфракрасный спектр указывает на наличие групп (OH) и отсутствие H_2O [7]. Положение водорода в Ca(OH)_2 исследовано методом ядерного магнитного резонанса [8].

Микр. В прох. свете бесцветен. Одноосный (—). $n_o = 1,575$; $n_e = 1,547$; $n_o - n_e = 0,028$ [1].

Хим. Теор. состав: CaO — 75,70; H₂O — 24,30. Природный портландит не анализировался.

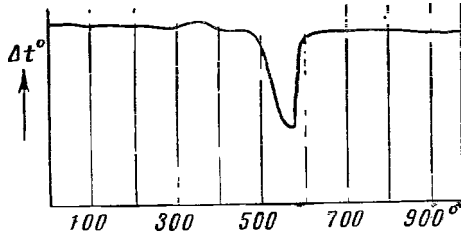
Диагн. исп. Незначительно растворим в воде [9], раствор имеет щелочную реакцию. Легко растворяется в разбавленной HCl. В закр. тр. выделяет воду.

Повед. при нагр. При низких давлениях плавится incongruently; при давлениях несколько больше 100 бар — congruently [10]. На кривой нагревания Ca(OH)₂ имеется четкий эндотермический прогиб с максимумом при 560—580°, отвечающий потере (OH) (фиг. 187) [11]. Коэф. линейного термического расширения $(3,34 \pm 0,20) \cdot 10^{-5}$ || оси с, $(0,98 \pm 0,08) \cdot 10^{-5} \perp$ с [2].

Нахожд. Редок. В тесной ассоциации с афвиллитом и кальцитом встречается в ларнито-спёрритовых контактных породах Скаут-Хила в графстве Антрим (Сев. Ирландия); образовался в результате изменения кальциевых силикатов [1]. Найден в отложениях фумарол Везувия в виде золотисто-желтых порошковатых выделений [6]. Обнаружен также в виде округлых кристаллов в районе Лаахерского озера (ФРГ) [12]. С фторapatитом и этрингитом слагает тонкие прожилки, секущие кальцито-спёрритовые породы в центральных районах Израиля [13].

Изм. Переходит в CaCO₃ в атмосфере влажного воздуха или в воде, содержащей CO₂.

Искусств. [4, 5, 14]. Образуется в виде кристаллов при медленном взаимодействии водных растворов CaCl₂ и NaOH, также при действии водных растворов KOH на CaCO₃, при гидратации портланд-цементга. Изучен в системе CaO — H₂O [10, 15].



Фиг. 187. Кривая нагревания Ca(OH)₂
(по Бутту и Рапковичу)

Межплоскостные расстояния портландита *

Cu-излучение, Ni-фильтр

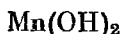
hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
001	74	4,90	112; 103	13	1,449	302; 213	4	0,9551
100	23	3,112	202	8	1,314	105	1	0,9369
101	100	2,628	004	1	1,228	220	1	0,8379
002	3	2,447	113	1	1,211	221	2	0,8838
102	42	1,927	210	3	1,1762	303	1	0,8760
110	36	1,736	211; 104	11	1,1432	310; 115;		
111	21	1,687	203	2	1,1275	222	2	0,8623
003	1	1,634	212	12	1,0539	311; 214	6	0,8435
200	3	1,557	300	5	1,0366	006	5	0,8140
201	13	1,484	301; 114	7	1,0143			

* ASTM, 4—0733.

Л и т е р а т у р а

1. Tilley C. E. Min. Mag., 1933, 23, No 142, 419.
2. Megaw H. D. Proc. Roy. soc., 1933, Ser. A, 142, 198.
3. Petch H. E. Acta cryst., 1961, 14, 950.
4. Achton F. W., Wilson R. Am. J. Sci., 1927, 13, 209.
5. Tիրրшанн F. T. Kolloid. Zs., 1931, 55, 85.
6. Minguzzi C. Period. min., Roma, 1937, 8, 5.
7. Majumdar A. J. Roy R. J. Am. ceram. soc., 1956., 39, No 12, 434.
8. Henderson D., M., Gutowsky H. S. Am. Min., 1962, 47, No 11—12, 1231 (перевод Хендерсон Д. М., Гутовский Х. С. Сб. «Физика минералов». Изд-во «Мир», 1964, 316).
9. Поваренных А. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 2, 215.
10. Tuttle O. F., Wyllie P. G. Am. J. Sci., 1963, 261, No 10, 983.
11. Бутт Ю. М., Рашкович Л. Н. Тр. 5-го совещания по эксперим. и техв. минералогии и петрографии 1956 года. Изд-во АН СССР, 1958, 322.
12. Heftler J. Aufschluss, 1962, 13, H. 4, 100.
13. Ventor Y. K., Gross S., Heller L. Am. Min. 1963, 48, No 7—8, 924; Nature, 1963, 199, No 4892, 478.
14. Белянкин Л. С., Иванов Б. В. Зап. Мин. об-ва, 1944, 73, вып. 2—3, 155; Лапин В. В. Тр. ИГН АН СССР, 1945, вып. 77, 2.
15. Pistorius C. W. F. T. Am. J. Sci., 1963, 21., No 1, 79.

Пирохроит Pyrochroite



Назван от греческих πῦρ (пир) — огонь и χροια (χροια) — род. падеж от χροματος (хроматос) — цвет в связи с изменением окраски при прокаливании (Игельстрём, 1864).

Синон. Гидроокись марганца — мангангидроксид — Manganhydroxid (Грот, 1906). Железистый пирохроит — Eisenpyrochroit предположительно отмечался Флинком (Geol. för. förhandl., 1919, 41, H. 5, 436) в Лонгбане (Швеция), не описан.

Характ. выдел. Листоватые, волокнистые и чешуйчатые агрегаты, кристаллы.

Структ. и морф. крист. Триг. с. D_{3d}^3 — $P\bar{3}m1$.

a_h	3,35	3,29	3,306
c_h	4,69	4,66	4,737
$a_h : c_h$	1 : 1,401	1 : 1,417	1:1,433
М-ние	Лонгбан	Гонцен	Хамайко-кава
Автор	Аминов [1]	Эпрехт [2]	Като, Юи[3]

Структура типа брусита [1].

Дитриг.-скаленоэдр. кл. $D_{3d}^3 - \bar{3}m$ ($L_3\bar{3}L_2\bar{3}PC$); $a : c = 1 : 1,3999$ (Флинк) [4].

Формы [4, 5]:

	Ф	ρ	Ф	ρ
c	0001	—	q	30 $\bar{3}4$
m	10 $\bar{1}0$	60°00'	r	10 $\bar{1}1$
a	11 $\bar{2}0$	30 00	s	30 $\bar{3}2$
p	10 $\bar{1}4$	60 00	t	90 $\bar{5}4$
o	10 $\bar{1}2$	60 00	x	71 $\bar{8}6$
		0°00'		60°00'
		90 00		60 00
		90 00		60 00
		22 00		60 00
		38 57		53 25
				50°29'
				58 16
				67 35
				74 37
				63 49

$$rr(10\bar{1}1) : (0\bar{1}11) = 94^\circ 52'$$

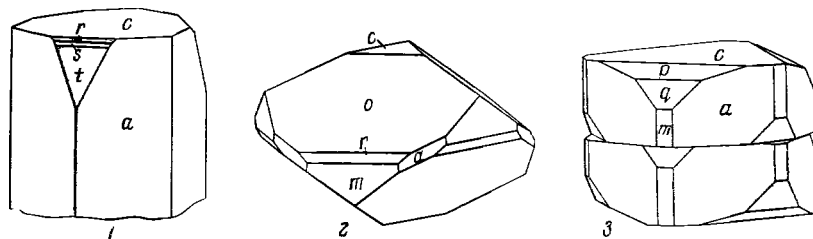
$$ra(10\bar{1}1) : (11\bar{2}0) = 42^\circ 34'$$

$$oo(10\bar{1}2) : (0\bar{1}12) = 65^\circ 58'$$

$$oa(10\bar{1}2) : (11\bar{2}0) = 57^\circ 01'$$

Кристаллы (фиг. 188) таблитчатые по (0001), иногда ромбоэдрические, реже призматические, удлиненные по оси *c*.

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. совершенная по (0001). Тв. 2—2 1/2. Листочки гибкие. Уд. в. 3,23—3,27 (вычисл. 3,24 при параметрах по Аминову). В свежем состоянии бесцветный до бледно-зеленоватого или голубоватого, серебристо-белый [6]; на свету быстро становится бронзово-бурый, затем



Фиг. 188. Кристаллы пироксрита
1 — Франклин (по Палачу); 2 и 3 — Лонгбан (по Флинку)

черным; в позднюю стадию изменения стекловатый и непрозрачный. Черта бурая. Бл. на плоскостях спайности перламутровый. Свежий минерал прозрачен в тонких листочках, измененный — непрозрачен.

На (0001) получают фигуры давления с лучами, параллельными (1010) [7].

Свободная энергия образования (—) 147,34 ккал/моль [7а].

Микр. В пл. в прох. свете бесцветен до бурого (измененный). Плеохроирует от бурого по *No* до светло-бурого или бесцветного по *Ne*; абсорбция сильная, $N_o > N_e$. Одноосный (—), иногда аномально двuosный с малым $2V$. Погасание прямое. Удлинение (+) [8].

n_o	1,723	1,725	1,724	1,733	1,740
n_e	1,681	1,683	1,682	—	—
$n_o - n_e$	0,042	0,042	0,042	0,04	—
М-вне	Лонгбан [7]	Нода-Тамагава [8]	Хамайю-когава [3]	[9]	Алмалык [6]

В полир. пл. в отраж. свете серый со слабым желтоватым оттенком [9]. Отраж. способность (в %) [9а]:

λ , μ	430	470	490	520	550	580	610
<i>R</i>	16,4—19,1	16,3—18,6	16,0—18,8	15,3—18,1	15,2—17,9	15,0—17,6	14,6—17,1

Черный измененный пироксroit имеет высокую отраж. способность [10].

Хим. Теор. состав: $MnO - 79,65$; $H_2O - 20,35$ ($Mn - 61,69$). Mn замещается на Mg (отношение $Mn : Mg$ не более 5 : 1), Zn и, возможно, Fe .

Анализы:

	1	2	3	4	5
MgO	1,7	2,39	6,56	1,87	1,06
CaO	Сл.	0,29	0,32	0,93	2,01
MnO	77,3	76,56	66,98	78,49	72,92
FeO	0,4	0,47	1,39	0,49	Не опр.
ZnO	—	—	3,08	—	—
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	0,42
Al ₂ O ₃	—	—	—	Не обн.	0,18
SiO ₂	—	—	—	—	3,13
MnO ₂	—	—	0,89	—	Не обн.
H ₂ O ⁺	20,9	18,57	20,57	18,14	17,42
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,59	—
CO ₂	—	1,99	0,37	—	2,70
S	—	—	—	—	0,28
С у м м а	100,3	100,27	100,16	100,51	100,12
У д. в.	3,24	—	—	—	3,32

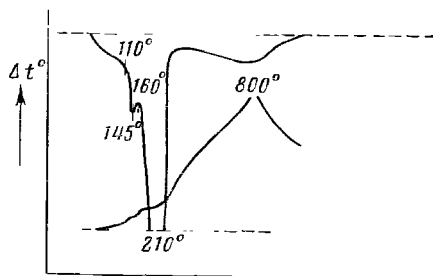
1 — Лонгбан (Швеция), анал. Мауселлус [7]; 2 — Мос (Нордмарк и, Швеция), анал. Штаре [11]; 3 — Франклин (США), анал. Дреждж [5]; 4 — Гонцен (Швейцария), анал. Эпрехт [2]; 5 — Нода-Тамагава (Япония), анал. Ито [8]; материал содержал небольшую примесь родохрозита, тефроита, галаксита и алабадинна.

Диagn. исп. Легко растворяется в разбавленной HCl, образуется прозрачный бесцветный раствор.

В полир. пл. сильно травится HCl, от FeCl₃ слегка бурет. HNO₃ и KCN не действуют [9].

П. п. тр. не плавится. В закр. тр. выделяет много воды и принимает сначала зеленый, затем зеленовато-серый и, наконец, буровато-черный цвет.

Повед. при нагр. При нагревании на воздухе переходит в гаусманнит [12, 13]. На термограмме искусственного Mn(OH)₂, полученной в вакууме, имеются эндотермические прогибы при 145° (небольшой) и при 210° (резкий); второй прогиб отвечает диссоциации моногидрата (фиг. 189).



Фиг. 189. Кривая нагревания искусственного Mn(OH)₂ (по Роде)

Находч. Относительно низкотемпературный гидротермальный минерал. Образуется лишь в резко восстановительных условиях. Впервые найден в Персберге (Швеция) с магнетитом. В СССР встречен в Комарово-Зигазинском месторождении (Башкирская АССР) среди турьита вместе с магнетитом [14] и в свинцово-цинковом месторождении Алмалык (УзбССР), где на глубине 60—70 м от поверхности образует пачки тонколистватых

агрегатов в пустотах скарированного доломита [6]. В Лонгбане (Швеция) [4, 7, 11] ассоциируется с гаусманнитом, родохрозитом, кальцитом, доломитом, баритом и пироауритом. Во Франклин (шт. Нью-Джерси, США) [5] встречен в прожилках, секущих франклинитовую руду, вместе с родохрозитом, галенитом, виллемитом, хлорофеницитом, кальцитом и годжкинсонитом. Известен в марганцовом месторождении Гонцен (Швейцария) [2]. Установлен в валунах марганцовой руды в Алюм-Рок (шт. Калифорния, США) вместе с тефроитом, гаусманнитом, ганофил-

литом, родохрозитом, баритом и псиломеланом [9]. Отмечен в рудниках Хамайококава (преф. Нагано, Япония) [3] и Фукутаки (преф. Ямагуши, Япония) [15]. В руднике Нода-Тамагава (преф. Ивате, Япония) волокнистый пирохроит развился псевдоморфно по манганозиту при гидротермальном изменении марганцевых руд; ассоциируется, главным образом, с вторичным родохрозитом и остаточным манганозитом [8].

Изм. Легко переходит в манганит и другие марганцевые минералы [2, 16].

Искусств. Получен путем нагревания раствора $MnCl_2 \cdot 2H_2O$ и K_2CO_3 в автоклаве в атмосфере водорода при температуре около 160° [17], при двухдневном нагревании в бомбе порошка металлического марганца в гидротермальных условиях при 350° (давление водяного пара около $11,5 \text{ кг/мм}^2$) [13], также при смешении разбавленных растворов $Mn(NO_3)_2$, $Mn(ClO_4)_2$, $MnSO_4$ и $NaOH$ при 25° без доступа кислорода [7а].

Отл. От сходного брусита отличается быстрым потемнением на свету, значительно большими показателями преломления и уд. весом.

Межплоскостные расстояния пирохроита из Японии [3]

Cu-излучение, Ni-фильтр

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
001	10	4,77	102	1	1,826	111	1/3	1,562
100	1/2	2,86	110	1/2	1,653	200	1/4	1,432
101	2	2,45	003	1/2	1,579	103	1/2	1,383
002	1/2	2,37						

Л и т е р а т у р а

1. Aminoff G. Geol. för. förhandl., 1919, 41, Н. 5, N : o 334, 407; Wadsley A. D. Am. Min., 1955, 40, No, 3—4, 349.
2. Epprecht W. Schweiz. min., petr., Mitt., 1946, 26, Н. 1, 19.
3. Kato A., Yui Sh. J. Min. soc. Japan, 1960, 4, No 6, 453.
4. Flink G. Bull. Geol. inst. Upsala, 1900, 5, 89; Ark. kemi, min., geol., 1910, 3, Н. 6, N : o 35, 106.
5. Palache Ch. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1935, No 180, 50.
6. Бадалов С. Т. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87 вып. 6, 698.
7. Sjögren H. Geol. för. förhandl., 1905, 27, Н. 1, N : o 232, 37.
- 7a. Bricker O. Am. Min., 1965, 50, No 9, 1296.
8. Watanabe T., Kato A. Mineral. J., Japan, 1960, 3, No 1, 30.
9. Rogers A. F. Am. J. Sci., 1919, 48, 443.
- 9a. Nichol I., Phillips R. Min., Mag., 1965, 35, No 269, 200.
10. Orsel J., Pavlovitch St. Bull. Soc. fr. min., 1931, 54, 157.
11. Nordenskiöld A. E. Geol. för. förhandl., 1878, 4, Н. 5, N : o 47, 163.
12. Роде Е. Я. Кислородные соединения марганца. Изд-во АН СССР, 1952, 38.
13. Klingsberg S., Roy R. Am. Min. 1959, 44, No 7—8, 819.
14. Заварицкий А. Н. Вестн. Главн. геол.-разв. упр., 1930, № 7—8, 23.
15. Higotari F. Bull. Geol. Surv., Japan., 1961, 12, No 8, 1.
16. Frondel C. Am. Min., 1953, 38, No 9—10, 761.
17. Григорьев Д. П. Зап. Мин. об-ва, 1934, 63, вып. 1, 67.

Бекстрёмит — bäckströmite — $Mn(OH)_2$. Назван Аминовым [1]. Гипотетический ромбический минерал, перешедший в пирохроит, который, в свою очередь, частично замещен манганитом. Рентгенограмма Аминова отвечает таковой пирохроита с примесью манганита. Фрондел [2] на основе порошковых снимает бекстрёмит гидрогаусманнитом. Однако, снимался образец, не являющийся оригиналом исследований Аминова. Кроме того, бекстрёмиту Аминова свойственны призматические кристаллы ромбической сингонии (гидрогаусманнит является тетрагональным). Назван по имени проф. Стокгольмского университета Х. Бекстрёма (Аминов, 1919) [1].

Синон. Псевдопирохроит — pseudopyrochroite (Аминов, 1918) [1].

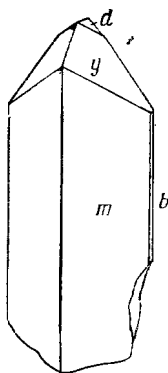
Призматические кристаллы.

Ромб. с. Диморфен с пирохроитом (?).

Ромбо-дипирамид. кл.; $a : b : c = 0,7393 : 1 : 0,6918$ (Аминов) [1].

Формы (при измерениях наблюдались значительные отклонения от средних данных):

	φ	ρ		φ	ρ
b 010	0°00'	90°00'	u 151	15°08'	74°24'
m 110	53 31	90 00	z 131	24 16	66 17
l 210	63 42	90 00	y 121	34 04	59 05
d 011	0 00	34 40	x 211	63 43	63 23
q 021	0 00	54 80			
mm (110) : ($\bar{1}\bar{1}0$) = 72°58'		ub_1^i (151) : (010) = 21°36'		yy (121) : ($\bar{1}21$) = 57°27'	
dd (011) : ($\bar{0}\bar{1}1$) = 63 20 $\frac{1}{2}$		zb (131) : (010) = 33 25		zy (131) : (121) = 11 16	



Фиг. 190. Кристалл бекстрёмита, Лонгбан (по Аминову)

Кристаллы удлинены по оси c (фиг. 190). Отмечались ориентированные сростания с пироксеном: (010) бекстрёмита параллельна (0001) пироксена, $\{100\}$ бекстрёмита совпадает с $\{10\bar{1}0\}$ пироксена [1]. Сп. по (010). Цв. черный до коричневого.

Теор. состав: $MnO - 79,76$; $H_2O - 20,24$. Единственный анализ бекстрёмита из Лонгбана, опубликованный Аминовым [1], относится к смеси пироксена и манганита. Растворяется в конц. HCl .

Найден в Лонгбане (Швеция) в ассоциации с пироксеном, кальцитом, баритом, флюоритом, манганитом. Аминов [1] предполагал, что из раствора сначала выделялась ромбическая модификация, которая с развитием процесса кристаллизации становилась неустойчивой и переходила в тригональный пироксен. Ромбическая модификация $Mn(OH)_2$ была получена [3] при нагревании водного раствора $MnCl_2 \cdot 2H_2O$ и K_2CO_3 в течение 72 часов при температуре около 100°.

Л и т е р а т у р а

1. Aminoff G. Geol. f6r. f6rhandl., 1919, 41, N. 6, N : o 335, 473.
2. F r o n d e l C. Am. Min., 1953, 38, No 9—10, 761.
3. Г р и г о р ь е в Д. П. Зап. Мин. об-ва, 1934, 63, вып. 1, 67.

Амакинит Amakinite



Название от Амакинской экспедиции, открывшей месторождения алмазов в Якутии; экспедиция получила название от эвенкийского слова амака — медведь (Козлов, Левшов, 1962) [1].

Характ. выдел. Зерна неправильной формы, редко кристаллы (до 2 см).

Структ. и морф. крист. Триг с. $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$; $a_h = 6,931$; $c_h = 14,549 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 2,10$; $Z = 12$; $a_{rh} = 6,289 \text{ \AA}$; $\alpha = 66^\circ 52'$; $Z = 4$ (Левшов, для минерала) [1]. Для искусств. $Fe(OH)_2$; $a_h = 3,28$; $c_h = 4,64 \text{ \AA}$ (Файткнехт, Келер) [2]; $a_h = 3,25$; $c_h = 4,61 \text{ \AA}$ (Кларк и Хедли) [2].

Кристаллы несовершенные, ромбоэдрического развития.

Физ. св. [1]. Сп. не обнаружена; иногда отмечается грубая отдельность. Изл. неровный. Тв. 3 $\frac{1}{2}$ — 4. Уд. в. 2,98 (вычисл. 2,975 для минерала, 3,45 для искусств.). Цв. свежих образцов светло-зеленый, мелкие осколки бледно-желтовато-зеленые до почти бесцветных.

Слабо магнитен.

Микр. [1]. В прох. свете в иммерсии почти бесцветен. Плеохроизм незаметен. Одноосный (+). $n_e = 1,722$; $n_o = 1,707$ (в белом свете); $n_e - n_o = 0,015$.

Хим. Теор. состав: $FeO - 79,97$; $H_2O - 20,03$ ($Fe - 62,16$). Fe частично замещен Mg и в меньшей степени Mn . При подготовке к химичес-

кому анализу Fe^{2+} частично перешло в Fe^{3+} , в свежем образце содержание Fe_2O_3 очень незначительно.

Анализ (анал. Шевченко): MgO — 10,10; CaO — сл.; MnO — 3,63; FeO — 30,40; Fe_2O_3 — 31,58; Al_2O_3 — 0,32; Cr_2O_3 — не обн.; SiO_2 — 0,43; TiO_2 — не обн.; H_2O^+ — 23,04; H_2O^- — 0,09; CO_2 — 0,32; сумма — 99,91.

Диагн. исп. Растворяется в разбавленной HCl (1 : 5).

В закр. тр. в пламени спиртовой горелки быстро растрескивается, выделяет много воды и становится сильно магнитным, темно-бурым до синевато-черного.

Повед. при нагр. При обезвоживании искусственного $Fe(OH)_2$ образуется α - Fe_2O_3 (гематит) [3].

При окислении в сильнощелочной среде искусственный $Fe(OH)_2$ переходит (сохраняя особенности структуры) в α - $FeOON$ (гётит) или в δ - $FeOON$, которые при дегидратации дают α - Fe_2O_3 (гематит); если дегидратация предшествует окислению, непосредственно образуется α - Fe_2O_3 [3].

Нахожд. Обнаружен в кимберлитовой трубке «Удачная восточная» в Якутской АССР на глубине 300 м в трещиноватой зоне; слагает тонкие прожилки (до 3 см) и гнездообразные выделения с серпофитом и карбонатом. Является одним из самых поздних гидротермальных минералов.

Изм. Очень неустойчив. Уже через несколько дней после извлечения на земную поверхность покрывается ржаво-бурой корочкой гидроокислов железа.

Искусств. $Fe(OH)_2$ получен разными способами: путем осаждения из железосодержащего раствора в атмосфере водорода с нагреванием [4]; при введении щелочей [3] в растворы, содержащие Fe^{2+} ; в результате медленного перемешивания в атмосфере азота 0,1 N растворов $NaOH$ и $FeSO_4$ при внесении затравки в виде кристалликов $Mg(OH)_2$ [3]. Окраска искусств. $Fe(OH)_2$, как и амакинита, бледно-зеленая [2] или серая [3].

Наличие коллоидной $Fe(OH)_2$ совместно с водной окисью железа и гидротроилитом предполагалось Надсоном (1903) [5] в грязи Вейсова озера из группы Славянских озер (УССР); осталась не изученной. Чухровым (1936 и 1955) [6] упоминается под названием феррогидрита — *ferrohydrite*.

Межплоскостные расстояния амакинита [1]

Сr-излучение*, $D = 57,3$ мм

<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>
0113	3	6.00	3033	4	1.845	4045	4	1,383
0111	7	5.43	2240	9	1,728	4150;	}	2
0003	3	4,73	02283	2	1,702	2.0.2.10		
1012	3	4,58	12373	2	1,678	0552;	}	2
20213	1	3,11	3141	2	1.645	3147		
11233	3	3,075	2243;	}	3	1.0.1.11	1	1,289
2021	4	2,913	1342			4153	7	1,265
1123	8	2,80	0228	7	1,551	0.0.0.12	2	1,211
20243	4	2,53	1237	8	1,530	42643	2	1,189
2024	10	2.30	0441	3	1,490	0552	6	1,182
01173	2	2.15	40453;	}	1	4,466	4264	5
0225	4	2.08	4042			4265	5	1,057
30333	2	2.02	2246	4	1,408	5557	3	1,037
0117	4	1,957	0444	7	1,386	1.2.3.11;	}	5
22403	3	1,893	2351	3	1,370	6060		

* Последние четыре линии получены при Fe-излучении.

Л и т е р а т у р а

1. Козлов И. Т., Левшов П. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 94, вып. 1, 72.
2. Feitknecht W., Keller G. Zs. anorg. Chem., 1950, 262, Н. 1—5, 61; см. также: Clark L. M., Hedley A. G. M., Robinson J. G. J. Soc. chem. industr., 1944, 63, 208.
3. Bernal J. D., Desgupta D. R., Maskay A. L. Clay Minerals Bull., 1959, 4, No 21, 15.
4. Natta G., Casazza A. Gazz. chim. ital., 1928, 58, 344.
5. Надсон Г. А. Микроорганизмы, как геологические деятели. Тр. Комиссии по исследованию Славянских минеральных озер. СПб., 1903.
6. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1936, 97 и 1955, 374.

Гидроокисел никеля (Уильямса) — nickel hydroxide. $\text{Ni}(\text{OH})_2$ [1]. Мелкие, тонкозернистые выделения в тесной смеси с заратитом.

Триг. с. $D_{3d}^3 - P\bar{3}m1$. Для искусств. $\text{Ni}(\text{OH})_2$: $a_h = 3,08$; $c_h = 4,62 \text{ \AA}$; $a_1 : c_h = 1 : 1,501$; $Z = 1$, по Ната [2]; $a_h = 3,123$; $c_h = 4,604 \text{ \AA}$, по Лотмару и Файткнехту [3], соответственно $a_{rh} = 2,35$ и $2,37 \text{ \AA}$; $\alpha = 81^\circ 48'$ и $82^\circ 32'$. Изоструктурен с CdJ_2 и бруситом.

Мягок (тв. около 2). Вычисл. уд. в. 4,05. Цв. бледно-зеленовато-синий. Бл. матовый (отличие от заратита). Черта белая. Прозрачен. Изотропен, частью слабо анизотропен (оптическое изучение затруднено незначительной величиной зерен минерала). n близок к 1,68. Не анализировался; состав установлен на основе идентичности порошкограммы с порошкограммой синтетической $\text{Ni}(\text{OH})_2$. Теор. состав: $\text{NiO} - 80,58$; $\text{H}_2\text{O} - 19,42$.

Обнаружен совместно с заратитом в штуфе серпентинита из рудника Лорд Бресэй в рудном районе Хизлевод (Тасмания).

Межплоскостные расстояния гидроокисла никеля с Тасмании [1]

CuK $_{\alpha}$ -излучение								
hkl*	<i>l</i>	<i>d</i>	hkl	<i>l</i>	<i>d</i>	hkl	<i>l</i>	<i>d</i>
0001	10	4,63		3	1,338	0005	1,5	0,937
	0,2	3,67	2021; } 1122 } 2022; } 0004 }	2	1,239	1124; } 1232 }	0,5	0,929
1010	6	2,71		1,5	1,167	3030	0,7	0,903
0002; } 1011 }	10	2,34				1015; } 2024; }	0,5	0,886
1012	8	1,757	1123	0,5	1,017	3031		
0003	4	1,562	1014	0,2	1,061			
1121	3	1,480	2130; } 2023 }	0,5	1,017	2133	1	0,853
2020; } 1013 }	0,2	1,352	2131?	1	0,999	1125	0,2	0,796

* Индексировано заново.

Л и т е р а т у р а

1. Williams K. L. Am. Min., 1960, 45, No 9—10, 1109.
2. Natta G. Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, Cl. sci. fis. mat. nat., Roma, 1925, 2, 495; Gazz. chim. ital., 1928, 58, 344; Natta G., Passerini L. Gazz. chim. ital., 1928, 58, 597.
3. Lotmar W., Feitknecht W. Zs. Krist., 1936, 93, 374.

Гидроокисел никеля (Джембора и Бойла) — nickel hydroxide. $4\text{Ni}(\text{OH})_2 \cdot \text{NiOOH}$ [1]. Порошковатые скрытокристаллические налеты.

Триг. с. $a_h = 3,07$; $c_h = 22,74 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 7,41$; $a_{rh} = 7,88$, $\alpha = 22^\circ 27'$; $Z = 1/4$. Структура соответствующего синтетического окисла, предположительно, представляет нарушенную структуру $\text{Ni}(\text{OH})_2$ (типа структуры брусита) с NiOOH между слоями $\text{Ni}(\text{OH})_2$ [2].

Вычисл. уд. вес 2,96. Цв. бледно-желтый, у агрегатов — желтый [1]. Главный компонент — Ni; по данным качественного спектрального анализа, содержит следы Fe. Теор. состав: $\text{NiO} - 64,60$; $\text{Ni}_2\text{O}_3 - 17,89$; $\text{H}_2\text{O} - 17,51$. Растворим в HCl (1 : 1).

В ничтожно малом количестве установлен в составе корочек в трещинах среди доломито-кварцево-серпентиновой породы в ультраосновном массиве около Рок-Крик в Британской Колумбии (Канада); тесно ассоциируется с аннабергитом и с гарниеритом; образовался при изменении аннабергита [1].

Гидроокислы типа $\text{Ni}(\text{OH})_2 \cdot n \text{NiOOH}$ синтезированы путем электролиза растворов NiSO_4 при $70-80^\circ$ [2].

Межплоскостные расстояния гидроокисла никеля из Британской Колумбии [1]

CuK_α -излучение, $D = 57 \text{ мкм}$

<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>b</i>
003	10	7,59	0118	4	1,946	0.1.1	14	1/2, 1,39
006	6	3,79	1.0.1	10	1,73	2022	1	1,32
	1/2	2,77	0.1.1	11	1,64	0224	1/2	1,29
0112	6	2,585	1120	3	1,536	2025	1/2	1,28
1014	1/2	2,41	1123	3	1,507	1.0.1	16	1/2, 1,26
0115	5	2,296	1.0.1	13	1,47	2028	1/2	1,21
1017	1/2	2,06	1126	1	1,426			

Л и т е р а т у р а

1. J a m b o r J. L., B o y l e R. W. Canad. Mineralogist, 1964, 8, pt. 1, 116.
2. G l e m s e r O., E i n e r h a n d J. Zs. anorg., allgem. Chem., 1950, 261, 26 и 43.

Н и к е л ь с о д е р ж а щ а я г и д р о о к и с ь м а г н и я — nickeliferous magnesium hydroxide. $4\text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot (\text{Ni}, \text{Fe})\text{OOH}$? [1]. Порошковатые валеты, сложенные мельчайшими чешуйками. Триг. с. $a_h = 3,198$; $c_h = 23,190 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 7,43$; у некоторых более темно окрашенных образцов c_h достигает $23,79 \text{ \AA}$ (при $a_h = 3,120$), что, предположительно, связано с повышенным содержанием никеля. Цв. желто-зеленый до буровато-желтого. Оптический знак неизвестен. Максимальный $n = 1,58$, минимальный — 1,565.

Спектральный количественный анализ выполнен на материале, содержавшем примеси серпентина и доломита; за вычетом примесей, ориентировочно, $\text{Mg} : \text{Ni} : \text{Fe} = 4,039 : 0,752 : 0,209$. Из-за недостатка материала H_2O и CO_2 определены не были. HCl (1N) действия не оказывает.

Наблюдалась в трещинах серпентинита в округе Ланкастер в Пенсильвании (США) среди продуктов выветривания серпентинита в тесной ассоциации с бруситом, серпентином, магнетитом, реже с доломитом и девейлитом. Межплоскостные расстояния:

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
003	100	7,75	0.0.12	?	1,92
006	55	3,86	1.0.10	4	1,758
012	18	2,62	0.1.11	4	1,658
015; 0.0.10	25	2,330	110; 111	10	1,559
018	25	1,975	113	12	1,523

Л и т е р а т у р а

1. L a p h a m D. M. Am. Min., 1965, 50, No 10, 1708.

СТРУКТУРА ТИПА β -Be(OH)₂

Гидроокись бериллия Ромб. с. a_0 4,620 b_0 7,039 c_0 4,535 Уд. в. 1,94

Гидроокись бериллия Beryllium hydroxide
Be(OH)₂

Описана Монтойя, Бауром и Уильсоном без специального названия [1].

Характ. выдел. Мелкие бесцветные кристаллы [1, 2].

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_2^4 - P2_12_12_1$; $a_0 = 4,620$; $b_0 = 7,039$; $c_0 = 4,535$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,656 : 1 : 0,644$; $Z = 4$. (для искусств., Зайц и др.) [3]. Порошковаяграмма отвечает порошковойграмме искусств. β -Be(OH)₂ [1, 2].

Структура β -Be(OH)₂ [3] весьма сходна со структурой искусств. Zn(OH)₂; ее основа — плотнейшая кубическая упаковка групп OH. Атомы Be занимают тетраэдрические пустоты; BeO₄-тетраэдры не вполне правильны: расстояния Be — O от 1,57 до 1,68 Å, длина ребра тетраэдра O — O от 2,53 до 2,74 Å. Наименьшие ребра тетраэдров сильно сокращены за счет действующих по этим направлениям водородных связей. Расстояния O — O между анионами разных тетраэдров от 2,86 до 3,89 Å.

Облик природных кристаллов неизвестен; искусственные — псевдооктаэдры (около 0,1 мм в поперечнике) [3].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Уд. в. 1,88—1,90 (вычисл. 1,94). Бесцветна. Прозрачна [1]. Энтропия $\Delta S = 11,2$ кал/град·моль [4]; теплота образования Be(OH)₂ (из BeO и H₂O) ~ 40 ккал/моль [5].

Микр. В прох. свете бесцветна. Двуосна (—). $n_g = 1,540$; $n_m = 1,533$; $n_p = 1,524$; $2V = 84^\circ$, $r > v$ [1].

Межплоскостные расстояния искусственной β -Be(OH)₂*
CuK_α-излучение

hkl	I	d	hkl	I	d
110	90	3,93	202	5	1,615
011	80	3,80	212	10	1,574
111	70	2,94	231	20	1,540
021	60	2,78	132	10	1,531
121	100	2,38	310	2	1,501
200	2	2,31	013	2	1,474
002	40	2,26	103;311	10	1,429
210	60	2,19	113;240	10	1,400
012	10	2,15	042	10	1,385
130;031	20	2,08	321	5	1,343
102	40	2,030	142;123	30	1,327
211	70	1,973	330	10	1,280
112	60	1,946	302;033	40	1,265
220	1	1,925	312;213	10	1,248
022;131	50	1,894	331	40	1,235
221	40	1,783	250	30	1,198
122;040	20	1,756	242;223	40	1,185
230;140	10	1,640	251;340;	20	1,157
032	10	1,624	152;400		

* ASTM, 7—34.

Хим. Теор. состав (в %): BeO — 55,56; H_2O — 44,44. Концентрат из туфа Ханикоум Хилс (состоящий из 80% минерала, 15% вулканического стекла, 5% кальцита, флюорита и монтмориллонита) содержит (в %): BeO — 45; CaO — 2, нераств. ост. — 15 [1].

Диагн. исп. Полностью растворяется в HCl (1 : 1) без нагревания.

Нахожд. Впервые найдена совместно с кальцитом и флюоритом в пустотах среди красных бериллоносных туфов Ханикоум Хилс (шт. Юта, США) [1]. Встречена также как продукт изменения гадолинита в редкоземельном пегматите Бэринджер-Хил (Техас, США) [2]. По-видимому, является гипергенным минералом.

Искусств. [3]. Кристаллики $\beta\text{-Be}(\text{OH})_2$ были получены при насыщении 30—40% раствора $\text{Na}(\text{OH})$ аморфной $\text{Be}(\text{OH})_2$ при температуре кипения с последующим охлаждением в закрытом сосуде. Кристаллизация в основном происходила в интервале 105—110°.

Отл. От сходного гипса отличается значительно большим углом оптических осей и по порошкограмме.

Л и т е р а т у р а

1. Montoya J. W., Baur G. S., Wilson S. R. U. S. Bur. Mines Rep. Invest., 1964, No 6408, 1 (по реферату Am. Min., 1964, 49, No 9—10, 1497).
2. Ehlmann A. J., Waipera J. L., Williams J. Econ. Geol., 1964, 59, No 7, 1357.
3. Seitz A., Rösler U., Schubert K. Zs. anorg., allgem. Chem., 1950, 261, H. 1—2, 94.
4. Baur A., Lescocq A. C. R. Paris, 1963, 257, N° 7, 1445.
5. Altman R. L. J. Chem. eng. Data, 1963, 8, No 4, 534 (по реферату Chem. Abstr., 60, 61f).

СТРУКТУРА ТИПА ГЕТЕРОГЕНИТА

Гетерогенит CoOOH Триг. с. a_h 2,85 c_h 13,16

Для гетерогенита здесь принята трактовка М. Хей [1].

В течение многих лет в литературе обсуждался вопрос о минералах из числа гидроокислов кобальта; неясными были степень окисления в них кобальта, роль меди и других элементов, индивидуальность минералов, известных под разными названиями.

Гетерогенит, описанный еще в 1872 г. Френцелем [2], считался минералом, содержащим двух- и трехвалентный кобальт; близкий к нему стениерит был описан Скупом и Кювелье [3] как гидроокисел трехвалентного кобальта $\text{Co}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ — CoOOH , возможно, содержащий железо и алюминий. Леенхеер [4] отметил отсутствие в минерале алюминия и железа и наличие в его составе меди. Кук и Доен [5] предложили, независимо от содержания меди, янокристаллические (микроструктурные) разности обозначать стениеритами, микроскопически-аморфные — гетерогенитами, что в дальнейшем было принято многими авторами [6]. Бийиз и Вандендрише [7] рассматривали стениерит, а также ранее описанные трибит [8] и миндигит [9] как гетерогенит, которому приписывалась формула $(\text{Co}_2\text{O}_3, \text{CuO}) \cdot \text{H}_2\text{O}$. В справочнике Дана (1944) стениерит рассматривается как минерал с формулой $\text{CoO}(\text{OH})$, а гетерогенит, винклерит [10], гейбахит [11], трансваалит [12], шульценит [13], миндигит и трибит кратко описаны как «плохо охарактеризованные коллоидальные минералы, отличающиеся от стениерита и друг от друга лишь размерами частиц». Орсель, Энен и Кайэр [14] считают стениерит гидроокислом двухвалентного кобальта с формулой $\text{Co}(\text{OH})_2$ — $\text{CoO} \cdot \text{H}_2\text{O}$

(соединение типа брусита). По Яхонтовой [15], стениерит содержит лишь двухвалентный кобальт, а в состав гетерогенита входят двух- и трехвалентный кобальт при переменных содержаниях меди.]

Кондрашев и Федорова [16] указали, что рентенограммы стениерита и гетерогенита ближе отвечают рентенограмме CoOOH , чем $\text{Co}(\text{OH})_2$, что подтверждает и Хей [4], выполнивший новые химические анализы и рентгеновское изучение ряда образцов. Учитывая, что название гетерогенит имеет приоритет, Хей предлагает гетерогенитом обозначать минерал с формулой CoOOH (стениерит — синоним гетерогенита), а медьсодержащую разновидность гетерогенита с предположительной формулой $(\text{Co}, \text{Cu})(\text{O}, \text{OH})\text{OH}$ называть шульценитом, так как медьсодержащий гидроокисел кобальта впервые был описан под этим названием [13]; соответственно предложено рассматривать названия миндигит и трибит синонимами шульценита.

Л и т е р а т у р а

1. Heu M. H. Min. Mag., 1962, 33, No 258, 253.
2. Frenzel A. J. prakt. Chem. 1872, 5, 404.
3. Schoer A., Cuvelier V. Bull. Soc. belge géol., 1929, 39, F. 1, 74.
4. Leenheer L., Natuurwet. Tijdschr., 1935, 17, 44 и 148; Zbl. Min. 1938, 9, A, 281.
5. Cooke S. R. B., Doan D. J. Am. Min., 1935, 20, No 4, 274.
6. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955, 388.
7. Billiet V., Vandendriessche A. Bull. Soc. belge géol., 1939, 49, F. 1—2, 63.
8. Schoer A. Bull. Soc. chim. Belge, 1921, 30, 207.
9. Leenheer L. Natuurwet. Tijdschr., 1934, 16, 237.
10. Breithaupt A. N. Jb. Min., 1872, 816.
11. Sandberger F. Sitzungsber. Akad. Wiss., München, 1876, 338.
12. McGhie T. B., Clark J. Engin., Mining J., 1890, 50, 96.
13. Martens P. Acta Soc. sci. Chile, 1895, 5, 87; Bull. Soc. fr. min. 1896, 19, 211.
14. Orceel J., Hénin S., Caillière S. Bull. Soc. fr. min., 1958, 81, N° 7—9, 189.
15. Яхонтова Л. К. Вестн. Моск. ун-та, сер. биол., почвов., геол., геогр., 1959, № 4, 109; Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 11, 127.
16. Кондрашев Ю. Д., Федорова Н. И. ДАН СССР, 1954, 94, № 2, 229.

Гетерогенит Heterogenite

CoOOH

Назван от греч. ἑτερογένης (этерогенес) — чужеродный, иной, в связи с отличием от внешне сходных марганцовых окислов (Френцель, 1872) [1].

Синон. Гидроокисл кобальта — Kobalt Hydroxyd, трансваалит — transvaalite (Мак-Гай, Кларк, 1890) [2], стениерит (стэниерит, станьерит, стейньерит) — stainerite (Скуп, Кювелье, 1929) [3]. Любумбашит (лубумбашит) — lubumbashite местное название гетерогенита в Катанге.

Разнов. Шульценит, гейбахит?

Характ. выдел. Плотные натечные скрытокристаллические выделения (почковидные, сосцевидные и гроздевидные) и корки, порошокватые агрегаты, также радиально-лучистые скопления микроскопически мелких кристалликов. Натечные выделения нередко концентрически-скорлуповатые; иногда на их поверхности наблюдаются трещинки дегидратации геля [4].

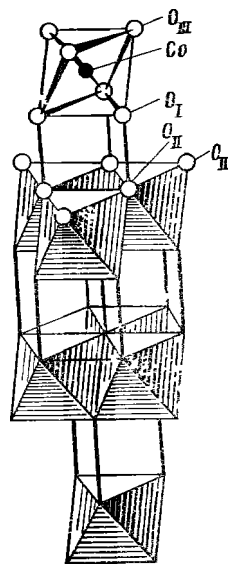
Структ. и морф. крист. Триг. с $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$; $a_h = 2,855$; $c_h = 13,156 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 4,608$; $Z = 3$; $a_{rh} = 4,685 \text{ \AA}$; $\alpha = 35^\circ 28' 1/2''$; $Z = 1$ (Кондрашев, Федорова, для искусств.) [5].

Структура аналогична структуре NaHF_2 (фиг. 191). Кобальт находится в координации 6. Слои заполненных октаэдров чередуются со слоями незаполненных тригональных призм. Расстояния $\text{Co}-\text{O} = 1,94$; $\text{O}_{\text{II}}-\text{O}_{\text{II}} = 2,85$; $\text{O}_I-\text{O}_{\text{III}} = 2,63$; $\text{O}_I-\text{O}_{\text{II}} = 2,36$. O_I и O_{II} связаны водородной связью [5].

Частью рентгеноаморфен, иногда дает на порошковыхogramмах размытые линии.

Дитриг.-скаленоздр. кл. $D_{3d} - \bar{3}m$ (L_3ZL_2ZPC). Под микроскопом поперечные разрезы игольчатых кристаллов имеют гексагональные очертания. Иногда кристаллы двойникованы; дв. пл. параллельна удлинению.

Физ. св. Сп. иногда наблюдается под микроскопом (трещины спайности перпендикулярны удлинению) [6, 7]. Изл. неровный до раковистого. Хрупок. Данные о твердости разноречивы: у шульценита («гетерогенита» по обозначению Яхонтовой) из Хову-Аксы твердость 1—3 [4, 8], из Чили — $3\frac{1}{2}$ [2, 9, 10], у конголезского «триёита» — $3\frac{1}{2}$ [11], у алтайского «трансваалита» — 4 [12], у «стениерита» из Конго — $4\frac{1}{2}$ [6, 7]. Различные и указываемые значения уд. веса, существенно более низкие, чем теоретические, что, по-видимому, объясняется ошибками определений в связи с мелкозернистостью и неоднородностью образцов. Значения уд. веса, по данным разных авторов:



Фиг. 191. Структура гетерогенита (по Кондрашеву и Федоровой)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
3,07	3,128	3,39	3,43	3,44	3,68	3,75	3,846	4,32	4,367

1 — «миндигит», Миндиги [13]; 2 — Эгуаль-дю-Конго [3, 14]; 3 — шульценит, Чили [9]; 4 — «винклерит», Сьерра-Аламилья [10]; 5 — Шнееберг [1]; 6 — «трансваалит», Алтай [12]; 7 — «гейбахитт», Хойбахталь [15]; 8 — «трансваалит», Трансвааль [2]; 9, 10 — «стениерит», Конго [3, 7].

Уд. в. искусств. 4,72 (вычисл. 4,92) [5]. Цв. черный (часто напоминает антрацит или асфальт), частью стально-серый. Черта буровато-черная. Бл. от металлического до тусклого, также смоляной, жирный или стеклянный. Не прозрачен или слабо просвечивает в тонких срезах.

Немагнитен. Непроводник электричества.

Микр. В прох. свете темно-бурый. Колломорфный из Конго — изотропен, $n = 1,85$ [7]. В полир. пл. в отраж. свете серо-белый, частью с желтоватым оттенком. Отраж. способность конголезского «стениерита», по Орселю [16] (в %): R_o для зеленых лучей — 22,5, для оранжевых — 20, для красных — 18; R_e соответственно 15,5; 14 и 13; в иммерсии отраж. способность резко понижается (R_o для зеленых лучей — 11; для оранжевых — 8,5 и для красных — 7,5; R_e соответственно 4; 3,5 и 3,5). Двухотражение в разрезах, параллельных удлинению, очень сильное, от белого с кремовым оттенком до темно-буровато-серого и бурого. В разрезах, параллельных удлинению, сильно анизотропен; слабые голубоватые и желтовато-белые цветные эффекты отмечаются при точно скрещенных николях (по Рамдору). В поперечных разрезах изотропен. Скрытокристаллические разности кажутся изотропными и лишь слабо двуотражают [6, 7]; некоторые из них изотропны с отдельными слабо анизотропными участками [4]. Внутренние рефлексии отсутствуют.

В шлифах иногда неоднороден, состоит из игольчатых кристалликов и изотропной коллоидной массы [17].

Хим. Теор. состав: Co_2O_3 — 90,21; H_2O — 9,79 (Co — 64,11) (о степени окисления кобальта см. выше, стр. 503). Co в большей или меньшей степени замещен Cu и, по-видимому, Ni, соответственно формула богатой медью разновидности (шүльценита) — $(\text{Co}, \text{Cu})(\text{O}, \text{OH})\text{OH}$ [18]; часть меди входит в состав включений медных минералов. В «трансваалите» установлено существование количество As_2O_5 : 5,79% в минерале из Трансвааля [2], 10,43 — в минерале с Алтая [12]; однако в обоих случаях анализировался нечистый материал.

Минерал из Трансвааля содержал примесь эритрина и кварца. При пересчете анализа алтайского минерала Баженов исключил лишь кварц (SiO_2) и считал, что Ca (8,51% CaO) и As присущи минералу. Однако на рентгенограмме различимы и линии эритрина; возможно, что хотя бы часть As содержится в эритрине, а Ca — в гипсе.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
CuO	0,19	2,47	0,10	0,92	3,46	3,6	3,7
MgO	0,79	2,46	1,40	—	—	—	—
CaO	4,07	3,67	0,85	0,88	—	—	—
MnO	0,30	0,41	0,35	—	—	—	—
CoO	14,61	11,61	70,00	—	—	Не обн.	Не обн.
NiO	0,88	3,47	—	—	—	0,3	6,4
Al_2O_3	0,15	1,92	1,00	—	—	0,2	2,0
Cr_2O_3	—	—	0,20	—	—	—	—
Fe_2O_3	0,51	1,34	3,30	0,63	—	0,5	1,9
Co_2O_3	56,81	51,15	—	83,54	84,60	74,7	74,0
CO_2	0,66	—	—	—	—	—	—
SiO_2	0,55	0,61	1,35	—	—	—	—
TiO_2	—	—	0,05	—	—	—	—
H_2O^+	18,64	21,22	17,00	11,97	11,00	[20,7]	[12,0]
H_2O^-	—	—	4,00				
H.o.	—	—	—	1,66	—	—	—

Сумма 98,16 100,03 99,60 99,60 99,21 100,0 100,0

1 — 7 — гетерогенит: 1 — Дашкесан [8]; 2 — изотропный, Хову-Аксы, анал. Кудрякова [4]; 3 — Бу-Азер, среднее из двух анализов «стеннерита», анал. Патуро [19]; 4 — «стеннерит», Каджиджанге, чистый, среднее из двух анализов Кювелье [6]; 5 — Миндиги, чистый, среднее из двух анализов [6, 7]; 6 — Катанга, оригинал рентгенограммы, анал. Хей [18]; 7 — Шинколовбе, анал. Хей [18].

	8	9	10	11	12	13	14
CuO	7,34	9,22	14,30	15,07	17,22	14,5	17,43
CoO	—	—	—	—	—	Не обн.	—
NiO	—	—	—	—	—	1,1	1,86
Al_2O_3	—	—	—	—	—	0,4	2,34
Fe_2O_3	—	—	—	—	—	1,4	—
Co_2O_3	77,05	76,05	61,52	61,68	61,97	72,3	59,21
SiO_2	—	—	2,04	1,99	—	—	—
H_2O	14,74	14,79	20,66	20,80	20,81	[10,3]	19,16
H.o.	0,66	—	—	—	—	—	—

Сумма 99,79 100,06 98,52 99,54 100,00 100,0 100,00

8 — 14 — шүльценит: 8, 9 — «миндигит», Миндиги, анал. Леенхеер [13]; 10, 11 — «трибит», анізотропный, Катанга: 10 — анал. Леенхеер [20]; 11 — среднее из двух анализов Вандендрисше [21]; 12 — изотропный, Этуаль-де-Конго, пересчет анализа Скупа, за вычетом малахита и хризоколлы [3, 14]; 13 — Чили, анал. Хей [18]; 14 — Чулчукани, анал. Беридт, пересчет анализа за вычетом 13,52% нерастворимого остатка [22].

Состав «шульценита» из Чили: Cu — 12,65; Co — 46,76; H₂O — 19,00; SiO₂ — 1,76; Fe₂O₃ — 0,29; O — [19,54]; сумма — 100,00 (в пересчете: CuO — 15,74; CoO + Co₂O₃ — 52,72), уд. в. 3,39 [9].

Диагн. исп. Растворяется без нагревания в концентрированной HCl, при нагревании в разбавленной HCl; при этом выделяется хлор, раствор имеет зеленую окраску; в HNO₃ и H₂SO₄ растворяется труднее с выделением кислорода.

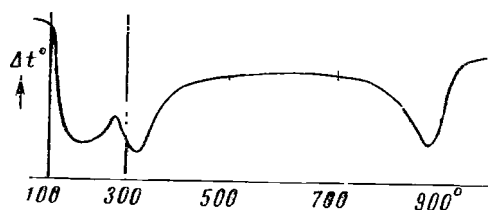
Обычно употребляемые реактивы, по данным Лееенхеера [11], на полированные шлифы «стениерита» не оказывают действия. По Куку и Дюеву [17], слегка действуют HCl и царская водка, Баженов для алтайского «трансваалита» отмечает растворение в HCl и HNO₃ и отсутствие воздействия FeCl₃, KOH, HgCl₂ [12].

Повед. при нагр. Кривые нагревания гетерогенита из Хову-Аксы и из Дашкесана характеризуются эндотермическими прогибами при 180° (145° соответственно), 320° (330°) и около 900° (фиг. 192) [4, 8]; аналогичные эффекты отмечены для минерала из Катанги [7, 19, 23]. Вода выделяется в пределах 50—340° (фиг. 193).

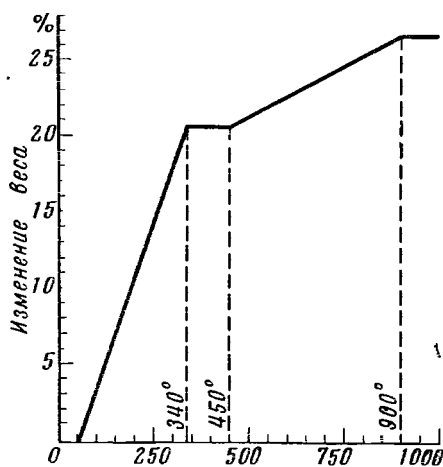
По данным Лееенхеера [7], гетерогенит выше 190—200° приобретает структуру типа шпинели, при 980° переходит в CoO (со структурой типа периклаза, при 900—1000° плавится; Орсель и др. [19] также отмечали образование промежуточной шпинелевой фазы, а при прокаливании выше 900° — периклазовой (CoO); по Яхонтовой [4], промежуточная шпинелевая фаза не образуется, продукты нагревания до 350 и до 1000° идентичны и отвечают CoO (куб. с., $a_0 = 4,26 \text{ \AA}$).

По мере нагревания «стениерита» из Катанги отраж. способность для красных лучей возрастает от ~14,0 % при 20° до ~20% при 80—90°, падает до ~14 при 160—190°, снова возрастает до ~20 при 250—280° и вновь понижается до 14% при 350° [7].

Находж. Минерал зоны окисления кобальтовых месторождений; возможно, нередко пропускается и принимается за минералы марганца. Образуется в результате изменения кобальтина, смальтина-саффорита, сферокобальтита. Характерен парагенезис с эритрином и другими вторичными минералами кобальта, также с хризоколой, малахитом, Co-содержащим вадом и др. Широко распространен на месторождении Хову-Аксы (Тувинская АССР), где ассоциируется с кальцитом, эритрином, арсениосидеритом, гидроокислами железа [4]. Является спутником эритрина в Саякском (КазССР) [24, 25] и Дашкесанском (АзербССР)



Фиг. 192. Кривая нагревания гетерогенита
(по Яхонтовой)



Фиг. 193. Кривая потери веса гетерогенита
(по Яхонтовой)

[8] месторождениях; установлен на юго-востоке Алтая, где («трансваалит») наблюдался среди марганецсодержащего кальцита в сопровождении эритрина и гипса [12].

Впервые был установлен в Шнееберге (Саксония, ГДР) в составе продуктов окисления смальтина [1]. Встречен в различных местах Конго [7]: с малахитом и хризоколлой в руднике Этуаль-дю-Конго, с вторичными минералами урана в Шинколобве, совместно с гематитом, малахитом, лимонитом и тальком в руднике Миндиги, также в значительном количестве в месторождении Каджилангве. Согласно представлению Леекхеера, в Конго в результате разложения сфериокобальтита в зоне окисления из обогащенных кобальтом и медью коллоидных растворов сначала выделялись богатый медью шульценит (в понимании Хейя) и хризоколла, позднее происходило образование малахита и бедного медью гетерогенита («миндигита» или «стенперита»).

Наблюдался также в районе Гудспрингс (шт. Невада, США) [26], в Бу-Азере (Марокко) [19], около Мидлберга в Трансваале (Южн. Африка) — в прожилках среди кальцита в тесной ассоциации с эритрином («трансваалит») [2], с малахитом и азурином в месторождении Чулчукани около Потоси (Боливия) [22], с эритрином, розелитом и окислами меди в Талмесси (Иран) [27].

Искусств. По данным Кондрашева и Федоровой ([5] и личное сообщение), при действии щелочи на соль Co^{2+} и просушивании на воздухе при комнатной температуре получается соединение состава $\text{CoO} \cdot \text{H}_2\text{O} = \text{Co}(\text{OH})_2$, порошокграмма которого отвечает порошокграмме брусита; в результате сушки препарата при 100° образуется $\text{CoOOH} = \text{Co}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$. После выдерживания препарата гидроокиси кобальта при 50 и 75° получается продукт, на порошокграммах которого имеются линии CoOOH и $\text{Co}(\text{OH})_2$; для второго из этих веществ характерны линии 2,39, 4,64 и 1,78 μX ($a_h = 3,179$; $c_h = 4,649 \text{ \AA}$) [28]. Гидраты $\text{Co}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ с n от 1 до 3 образуются при добавлении щелочи к растворам солей Co в присутствии Br (Хютиг, Каслер) [29], порошокграммы их однотипны и не зависят от значения n (Ната и др.) [29].

Практ. знач. В Катанге и в Неваде является существенной составной частью кобальтовых руд.

Отл. От внешне сходных марганцовых вторичных минералов отличим по реакции на кобальт и по ассоциации с другими минералами кобальта.

Разнов. Шульценит — schulzenite (Мартенс, 1895) [9] — богатый медью гетерогенит с предполагаемой формулой $(\text{Co}, \text{Cu})(\text{O}, \text{OH})\text{OH}$ [18] (анализы 8—14).

Синон. Миндигит — mindigite (Леекхеер, 1934) [13], триэнт (триэнет, трперит) — trieuite (Леекхеер, 1935) [11]. Будтит (боодтит) — boodtite (Леекхеер, 1936) [7] — загрязненный «миндигит» [23, 30].

Гейбахит (геубахит) — heubachite (Заандбергер, 1876) [15] — по-видимому, Ni-содержащая разновидность гетерогенита, природа которой современными методами не проверена.

Синон. Хойбахит, кобальто-никелевый оксигидрат — Kobalt-nickel-oxhydhydrat (Поваренных, 1962).

Состав (анал. Цейтшель): Mn_2O_3 — 1,50; Fe_2O_3 — 5,13; Co_2O_3 — 65,50; Ni_2O_3 — 14,50; H_2O — 12,59; сумма — 99,22. Наблюдался в зоне окисления сульфидных кобальто-никелевых месторождений ФРГ — Сент-

Антон в Хойбахтале (Баден) и Эберхард близ Альпирсбаха (Вюртемберг). Наблюдался также Зандбергером как продукт изменения сфериокобальтита в Копьяно (Чили).

В и н к л е р и т — winklerite (Брайтхаупт, 1872) [10] является гейбахитом или смесью. Анализировался лишь в смеси с арсенагом Си и Са. Наблюдался в месторождении Ория в Сьерра-Аламилля (Испания) в ассоциации с малахитом и галлуазитом как продукт изменения эритрина.

Межплоскостные расстояния гетерогенита из Катанги [18]

СоK₂-излучение, $D = 11,46$ мм

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
0003	10	4,40	11 $\bar{2}$ 0	7	1,427	2025	5	1,120
1011	6	2,428	10 $\bar{1}$ 8	3	1,374	2027	2	1,036
1012	9	2,315	11 $\bar{2}$ 3	6	1,356	11 $\bar{2}$ 9	1	1,024
0006	3	2,208	2021	3	1,230	2028	3ш	0,990
1014	5	1,979	2022	5	1,216	1.0.1.13	1	0,933
1015	8	1,804	1126	2	1,199	1231; 1232	5ш	0,927
1017	5	1,501	1.0.1.10; 2024	4	1,163			

Л и т е р а т у р а

- Frenzel A. J. prakt. Chem. 1872, 5, 404.
- McGhie T.V., Clark J. Engin., Mining J., 1890, 50, 96.
- Schoer A., Cuvelier V. Bull. Soc. belge géol., 1929, 39, F. 1, 74.
- Яхонтова Л. К. Вестн. Моск. ун-та, сер. биол., почвов., геол., геогр., 1959, № 4, 109.
- Кондрашев Ю. Д., Федорова Н. Н. ДАН СССР, 1954, 94, № 2, 229.
- Leenheer L. Natuurwet. Tijdschr., 1935, 17, 44 и 148.
- Leenheer L. Comité Spéc. Katanga, Ann. Serv. d. mines, 1950, 15, 3 (сводка и критич. обзор данных по минералам гр. гетерогенита из Катанги).
- Яхонтова Л. К. Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 11, 127.
- Martens P. Acta Soc. sci. Chile, 1895, 5, 87; Bull. Soc. fr. min., 1896, 19, 211.
- Breithaupt A. N. Jb. Min., 1872, 816.
- Leenheer L. Natuurwet. Tijdschr., 1935, 17, 91.
- Баженов А. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 6, 715.
- Leenheer L. Natuurwet. Tijdschr., 1934, 16, 237.
- Schoer A. Bull. Soc. chim. Belge, 1921, 30, 207.
- Sandberger F. Sitzungsber. Akad. Wiss., München, 1876, 338.
- Orcel J. Bull. Soc. fr. min., 1929, 52, N° 4—5—6, 207.
- Cooke S. R. B., Doan D. J. Am. Min., 1935, 20, No 4, 274.
- Heu M. H. Min. Mag., 1962, 33, No 258, 253.
- Orcel J., Hénilin S., Caillière S. C. R., Paris., 1958, 246, N° 5, 792; Bull. Soc. fr. min., 1958, 81, N° 7—9, 189.
- Leenheer L. Zbl. Min., 1939, A, 172.
- Billiet V., Vandendriessche A. Bull. Soc. belge géol., 1939, 49, F. 1—2, 63.
- Ahlfeld F., Reyes J. M. Les especes minerales de Bolivia. La Paz, 1955, 101.
- Leenheer L. Comité Spéc. Katanga, Ann. Serv. d. mines, 1936, 6, 35.
- Данные Ф. В. Чухрова, 1950.
- Шинкин Н. Н., Михайлова В. А., Красковский Г. И. Сб техн. информации «Гипроникель», 1962, вып. 4, 11.
- Hewett D. F. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1931, 162, 84.
- Bariand P. Bull. Soc. fr. min., 1963, 86, N° 1, 38.
- Lotmar W., Feitknecht W. Zs. Krist., 1936, 93, 374.
- Natta G., Reina A. Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, Roma, 1926, 4, 48; Natta G., Strada M. Gazz. chim. ital., 1928, 58, 419; Natta G., Passerini L. Gazz. chim. ital., 1928, 58, 597; Hüttig G. F., Kessler R. Zs. anorg., allgem. Chem., 1929, 124, 279; Weiser H. B., Milligan W. O. J. phys. chem., 1932, 36, 722 и др.
- Leenheer L. Zbl. Min. 1938, A, 341.

СТРУКТУРА ТИПА ГОЛЛАНДИТА

Акаганеит FeOOH Тетраг. с. a_0 10,48 c_0 3,02 Уд. в. 3,5

Акаганеит, установленный в природе в последние годы, отвечает $\beta\text{-FeOOH}$ — неустойчивой модификации FeOOH . Таким образом из четырех известных модификаций FeOOH (α -, β -, γ - и δ -) [1] в природе встречены три: ромбический гётит ($\alpha\text{-FeOOH}$), тетрагональный акаганеит ($\beta\text{-FeOOH}$) и ромбический лепидокрокит ($\gamma\text{-FeOOH}$).

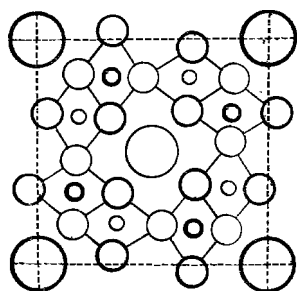
Литература

1. Bernal J. D., Dasgupta D. R., Maskay A. L. Nature, 1957, 180, No 4586, 645; Clay Minerals Bull., 1959, 4, No 21, 15; Francombe M. H., Rooksby H. P. Clay Minerals Bull., 1959, 4, No 21, 1; Dasgupta D. R., Maskay A. L. J. Phys. soc. Japan, 1959, 14, 932; Maskay A. L. Proc. 4-th Internat. Symposium on the Reactivity of Solids. Amsterdam, 1960, 571; Maskay A. L. Min. Mag., 1960, 32, No 250, 545; 1962, 33, No 259, 270 и др.

Акаганеит Akaganéite
 FeOOH

Назван М. Намбу по месту находки [1]. Другими авторами отмечался как $\beta\text{-FeOOH}$ [2, 3]. Установлен на основе рентгенограмм.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. C_{4h}^5 — $I4/m$; $a_0 = 10,48$; $c_0 = 3,023$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 0,288$; $Z = 8$ (для искусств., Маккэй, 1960) [4, 5]. $\beta\text{-FeOOH}$



Фиг. 194. Структура $\beta\text{-FeOOH}$ в проекции на (001)

(По Маккэю)

Малые кружки — Fe; кружки средней величины — O, OH; большие — положения элементов-примесей. Линиями разной толщины обозначены различные уровни в ячейке

имеет структуру типа $\alpha\text{-MnO}_2$ и голландита $\text{Ba}_{2-y}\text{Mn}_{8-z}(\text{O}, \text{OH})_{16}$ [4] (фиг. 194): атомы Fe^{3+} окружены шестью (O, OH) по октаэдру, занимающая места Mn в структуре $\alpha\text{-MnO}_2$ и голландита [6]. Октаэдры соединены общими ребрами в двойные ряды, параллельные оси c , а эти ряды общими вершинами — в трехмерный каркас. В $\beta\text{-FeOOH}$ предположительно, входят элементы-примеси, занимающие места Ba в структуре голландита (стр. 208), как и в $\alpha\text{-MnO}_2$, существование которой возможно лишь в присутствии ионов K^+ [6]. Остается открытым вопрос о природе примесей, необходимых для относительной устойчивости решетки.

Первоначальное предположение [4] об обязательном вхождении примесей H_2O , Cl или F в решетку $\beta\text{-FeOOH}$ было основано на том, что синтез этой модификации удавался лишь из растворов хлоридов или фторидов железа, однако в дальнейшем был осуществлен ее синтез из нитрата железа [4]; в природном $\beta\text{-FeOOH}$ — акаганеите хлор не установлен, но отмечены примеси Si, Al и др.

Частицы акаганеита из Японии под электронным микроскопом имеют вид значительно вытянутых по оси c и уплощенных по (100) кристалликов величиной около 2500×250 Å. Искусств. кристаллики иглообразные и веретенообразные.

Физ. св. Вычисл. уд. в. 3,55. Цвет буро-красный [3]. Немагнитен [3].

Хим. Теор. состав: Fe_2O_3 — 89,86; H_2O — 10,14; (Fe — 62,86). Анализы не вполне чистого минерала из Акагана, по Намбу [4]:

	Na ₂ O	K ₂ O	FeO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
1	0,62	0,19	0,82	1,21	78,23	3,10	10,20	4,96	99,33
2	0,82	0,29	0,23	1,40	80,98	3,57	9,71	2,55	99,55

Повед. при нагр. В результате трехчасового выдерживания при 280—300° акаганеит из Индии переходил в гематит [3]; при нагревании синтетического β -FeOОН существенное изменение веса и параметров элементарной ячейки наблюдалось в пределах 200—220° [7]; указывается образование промежуточной шпинелевой фазы при переходе β -FeOОН в α -Fe₂O₃ [4].

Нахожд. Очень редок. Впервые установлен наряду с дельвокситом и гётитом в составе тонких (толщиной 0,1—0,2 мм) бурых корочек, выстилавших стенки пустоток в брекчированных, богатых фосфатами известняках в Ришель около Визе (Бельгия) [2]. Краткий и Новотный ранее предполагали существование неустойчивой модификации FeOОН в составе природных гидрозоелей железа [8, 9]. Обнаружен в Индии при бурении в виде мелких зерен в составе природного кокса из угольного бассейна долины Дамодар [3] и из угольного бассейна шт. Бихар [10], так же в составе лимонита из рудника Акагане в преф. Ивате (Япония), где совместно с гематитом и сульфатом железа является продуктом изменения пирротина [1].

Искусств. Получается в результате гидролиза растворов FeCl₃ и FeF₃ при 50—100° [1, 10], гидролиза FeOCl [4, 9], путем окисления FeCl₂·4H₂O при его выдерживании на воздухе, из раствора нитрата железа в присутствии FeOОН [1].

Изм. Очень неустойчив.

Отл. От сходного халькофанита отличается более слабым двуотражением, эффектами анизотропии и отсутствием внутренних рефлексов, а также по порошкограмме (Рамдор).

Межплоскостные расстояния акаганеита из Ришеля [2]

Со-излучение, $D = 57,3$ мкм

I *	d (Å)	I	d	I	d	I	d
5	7,4	8	3,31	1	1,94	1	1,52
3	5,3	8	2,54	3	1,73	1	1,43
1	4,17**	5	2,29	3	1,63	1	1,37

* Интенсивности, приведенные автором в четырехбалльной шкале, переведены на десятибалльную: f—8; m—5; j—3; ij—1.

** Линия гётита.

Л и т е р а т у р а

1. Маскау А. Л. Min. Mag., 1962, 33, No 259, 270.
2. Van Tassel R. Bull. Soc. belge géol., 1959, 68, F. 2, 360.
3. Chandu K. C. Indian Minerals, 1961, 40, No 2, 197; Indian J. Phys., 1962, 36, No 9, 484.
4. Маскау А. Л. Min. Mag., 1960, 32, No 250, 545; Proc. 4—th Internat. Symposium on the Reactivity of solids. Amsterdam, 1960, 571.
5. Bernal J. D., Dasgupta D. R., Маскау А. Л. Clay Minerals Bull., 1959, 4, No 24, 27.
6. Byström A., Byström A. M. Acta cryst., 1950, 3, 146.
7. Chandu K. C. Min. Mag., 1965, 35, No 272, 666.
8. Kratky O., Nowotny H. Zs. Krist., 1938, 100, 356.
9. Heller W., Kratky O., Nowotny H. C. R. Paris, 1936, 202, N° 13, 1171.
10. Chandu K. C. Min. Mag., 1965, 35, No 272, 664.

СТРУКТУРА ТИПА ДИАСПОРА

		ГРУППА ДИАСПОРА				
		Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Диаспор	AlOОН	Ромб.	4,41	9,41	2,85	3,4
Монтрозезит	VOОН	Ромб.	4,54	9,97	3,03	4,15
Гроутит	MnOОН	Ромб.	4,58	10,76	2,89	4,18
Гётит	FeOОН	Ромб.	4,65	10,02	3,04	4,2

Диаспор (α -AlOОН) и гётит (α -FeOОН) — главные представители данной группы — полиморфны с бёмитом (γ -AlOОН) и лепидокрокитом (γ -FeOОН), объединенными в группу бёмита; для FeOОН известна еще одна природная (неустойчивая) модификация — акаганеит (β -FeOОН); гроутит (α -MnOОН) диморфен с манганитом (γ -MnOОН) и β -MnOОН (файткнехтитом).

Структура [1] минералов группы диаспора характеризуется гексагональной плотнейшей упаковкой атомов O (фиг. 195). Атомы металла



Фиг. 195. Структура диаспора
(по Белову)

(Al, Fe, Mn, V) располагаются в двух слоях заселенных октаэдрических положений, чередующихся с двумя слоями незаселенных как в направлении плотнейшей упаковки, так и перпендикулярном ей направлении. Слои октаэдров параллельны оси c , чем обусловлена совершенная спайность минералов по b (010) и столбчатое до игольчатого развитие кристаллов.

Ребра, принадлежащие одновременно двум AlO_6 -октаэдрам, несколько укорочены по сравнению с другими ребрами. Атомы H связаны в группы O — H — O. В структуре диаспора и других минералов этой группы позиции всех атомов кислорода однозначны; поэтому общая формула минералов группы диаспора может быть представлена также в виде $HR^{3+}O_2$. По данным инфракрасных спектров, предполагается наличие двух типов положений атомов H [2].

В соответствии с порядком расположения металлических атомов минералов данной группы в периодической системе, параметры элементарных ячеек a_0 и c_0 и их объём, а также уд. вес возрастают от диаспора к гётиту; только объёмы элементарных ячеек гроутита и гётита отличаются незначительно (объём ячейки гроутита $142,4 \text{ \AA}^3$, гётита — $141,6 \text{ \AA}^3$).

Л и т е р а т у р а

1. Deflandre M. Bull. Soc. fr. min., 1932, 55, 140; Ewing F. J. J. chem. phys., 1935, 3, No 4, 203; Норре W. Zs. Krist., 1940, 103, 73; Zs. Krist., 1942, 104, 11; Белов Н. В. Структура ионных кристаллов. Изд-во АН СССР, 1947, 74; Белов Н. В. Кристаллография, 1964, 9, вып. 2, 150.
2. Cabannes C. 20-e Congrès Groupe avanc. meth. spectr., 1957. Paris, 1958, 115.

Диаспор Diaspore

AlOОН

Назван Аюи в 1801 г. от греч. *διασπορά* (диаспора) — рассеяние, ввиду растрескивания и распада зерен минерала на мелкие кусочки при нагревании. Впервые установлен в образце с Урала (около деревни Косой Брод).

Синон. Эмфолит — *empholite* (Игельстрём, 1883), листоватый гидраргиллит — *blättriger Hydrargillit* (по Дёльтеру), кайзерит — *kauserite* (Вальтер, 1921; по Гонц, идентичен диаспору) [1], танатарит — *tanatarite* (Петрушкевич, 1926; по Готману, является диаспором) [2], каменскит — *kamenskite* (Гладковский, Ушатинский) [3] — лишнее название тонкодисперсного диаспора. Отвечает искусств. α -AlOОН. Гель диаспора обозначали названиями спорогелит — *sporogelite* (Кишпатич, 1912), диаспорогелит — *diaporogelite*; однако, возможно, что это гели бёмита, а не гели диаспора.

Разнов. Железо-, марганец- и хромсодержащий диаспор.

Характ. выдел. Листоватые, чешуйчатые, реже спутановолокнистые агрегаты, иногда натечные образования; также тонкодисперсные метаколлоидные выделения (в бокситах и др.); изредка кристаллы.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{16} - Pbnm$; $a_0 = 4,41$; $b_0 = 9,41$; $c_0 = 2,85 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,468 : 1 : 0,302$; $Z = 4$ (Юинг) [4]. Диморфен с бёмитом. Изоструктурен с гётитом. Межатомные расстояния [5]; два расстояния Al — O_I = 1,84; одно 1,86; два Al — O_{II} = 1,98; одно 2,02; O_I — O_I = 2,81; O_I — O_{II} = 2,73; 2,54 и 2,83 (по два расстояния); O_{II} — O_{II} = 2,85 и 2,50 (по два); O — H = 1,05 Å [6].

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - mmm$ ($3L_2 3PC$). $a : b : c = 0,4689 : 1 : 0,3019$ (Дана, 1944).

Формы (см. Дана, 1944 и [7—11]):

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>b</i>	010	0°00'	90°00'	0°00'	90°00'	—
<i>l</i>	140	28 04	90 00	0 00	61 56	90°00'
<i>k</i>	130	35 25	90 00	0 00	54 35	28 04
<i>y</i>	120	46 51	90 00	0 00	43 09	90 00
<i>m</i>	110	64 53	90 00	0 00	25 07	90 00
<i>e</i>	021	0 00	31 07	58 53	90 00	0 00
<i>w</i>	101	90 00	32 48	90 00	57 12	32 48
<i>s</i>	111	64 53	35 26	73 12	58 20	90 00
<i>p</i>	121	46 51	41 27	58 53	61 07	32 48

$mm(110) : (1\bar{1}0) = 50^\circ 14'$

$yy(120) : (1\bar{2}0) = 86^\circ 18'$

$ee(021) : (0\bar{2}1) = 62^\circ 14'$

$sb(111) : (010) = 75^\circ 45'$

$ss(111) : (\bar{1}\bar{1}1) = 28^\circ 29'$

$ss(111) : (\bar{1}11) = 63^\circ 20'$

$pb(121) : (010) = 63^\circ 05'$

$pp(121) : (\bar{1}\bar{2}1) = 53^\circ 50'$

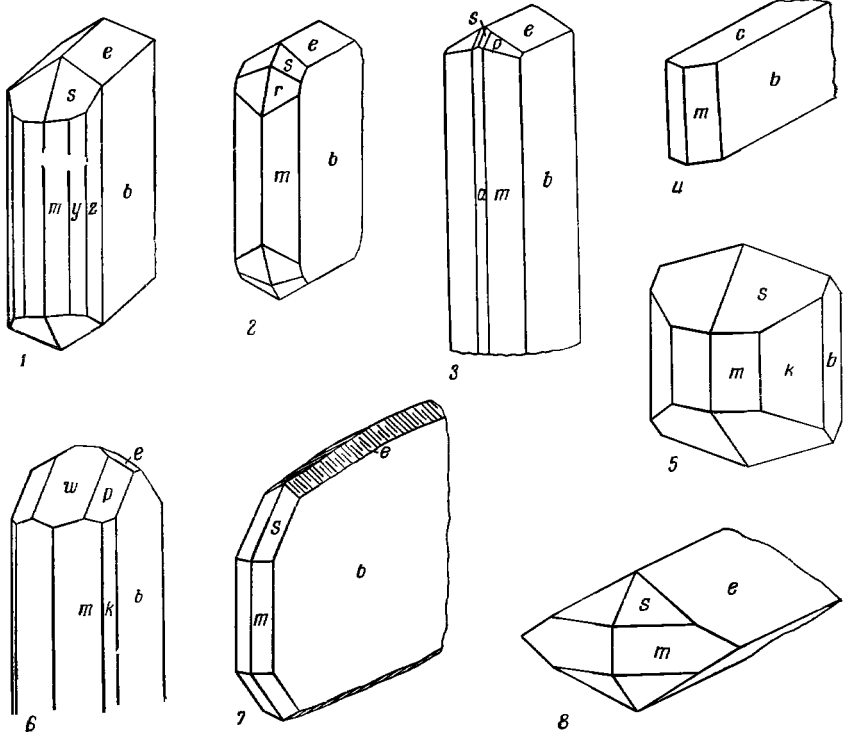
$pp(121) : (\bar{1}21) = 57^\circ 45'$

Более редкие формы:

<i>c</i> 001	<i>z</i> 160	μ 094	α 706	<i>t</i> 221	<i>v</i> 142	<i>r</i> 512
<i>a</i> 100	<i>Z</i> 230	σ 061	γ 201	<i>o</i> 191	<i>q</i> 131	
<i>D</i> 180	<i>f</i> 011	<i>W</i> 103	<i>i</i> 502	<i>x</i> 163	<i>u</i> 384	

Мало достоверные (или вициальные) формы: *n* (1.10.0), φ (3.10.0), *X* (7.12.0), *d* (4.10.5), β (7.18.6), *g* (7.16.8), *G* (27.4.11).

Кристаллы обычно более или менее таблитчатые по *b* (010) (фиг. 196), часто удлинены по оси *c*, также столбчатые или игольчатые по оси *c*. Грани зоны [001] с вертикальной штриховкой, конечные грани иногда округлые. Двойники по (061) и (021) редки, имеют псевдогексагональное развитие.



Фиг. 196. Кристаллы диаспора

1, 2 — Мраморская, Урал (по Кокпарову, в установке Дана); 3 — Нижне-Исетская дача, Урал (по Кравченко); 4 — Вишневые горы, Урал (по Чеснокову); 5 — Спахицево, Болгария (по Костову); 6 — Камполунго (по Гюбелину); 7, 8 — Честер (по Палэчу)

Известны закономерные сростания диаспора и корунда [9, 12], а также ориентированные нарастания кристаллов диаспора на кристаллы корунда [13], обусловленные сходством структур обоих минералов (о законах сростаний см. Минералы, т. 2, вып. 2, стр. 67).

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. совершенная по b (010), несовершенная по m (110), весьма несовершенная по a (100). Изл. раковистый. Очень хрупок. Тв. $6\frac{1}{2}$ — 7. Уд. в. 3,3—3,5 (вычисл. 3,37). Цв. желтовато-бурый, белый, зеленоватый, серый, розоватый, иногда светло-фиолетовый. Иногда окраска различна по разным направлениям и зависит от освещения; диаспор из месторождения Кайракты [2] и хромсодержащий диаспор из Саранского рудника [14] при искусственном свете, подобно александриту, становятся красно-фиолетовыми. Черта белая. Бл. сильный стеклянный, на плоскостях спайности — перламутровый. Прозрачен или просвечивает.

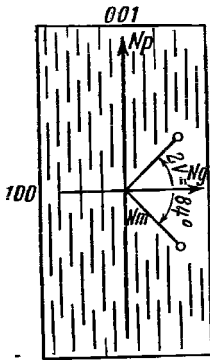
Непроводник электричества.

Инфракрасный спектр диаспора [15, 16], по Уайту и Рою, характеризуется полосами: 2898, 1075—960 (двойная), 709 и 571 $см^{-1}$. Довольно низкое значение частоты валентных колебаний гидроксидов (2898 $см^{-1}$) указывает на наличие сильных водородных связей.

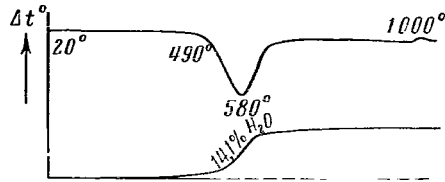
Теплота образования ΔH_{298} (—) 234,9 ккал/моль, энтропия образования ΔS_{298} 58,33 э. е., изобарный потенциал образования ΔZ при 300° К (—) 217,1 ккал/моль [17].

О флотации см. стр. 609.

Микр. В пл. бесцветен, иногда окрашен и плеохроирует: по N_g желто-белый, по N_p темно-фиолетовый, красновато-голубой или по N_g синий, по N_m и N_p бесцветный. Двусный (+). $N_g = a, N_m = b, N_p = c$, пл. опт. осей (010) (фиг. 197); погасание иногда волнистое. Показатели преломления в $2V$ в общем постоянны: $n_g = 1,745-1,750$; $n_m = 1,716-1,722$; $n_p = 1,696-1,709$; $n_g - n_p = 0,045-$



Фиг. 197. Оптическая ориентировка диаспора



Фиг. 198. Кривые нагрева и обезвоживания диаспора (по Кашкаю и Бабаеву)

0,048; $2V = 84-85^\circ$. В Na-свете, по Баричу [48]: $n_g = 1,7495$; $n_m = 1,7230$; $n_p = 1,7016$; $2V = 84^\circ$. Дисперсия показателей преломления диаспора из Камполунго (Тессин, Швейцария) [9]:

λ , $m\mu$	719	637	656	589	527	486	431
n_m	1,7171	1,7188	1,7197	1,7221	1,7253	1,7286	1,7359
n_p	1,6980	1,6990	1,6999	1,7020	1,7047	1,7072	1,7129

В отличие от типичного диаспора «кайзерит» из Серро-Редондо (Уругвай) оптически отрицательный с $2V = 60^\circ$, что, предположительно, является результатом испытанной минералом механической деформации: при съемке в направлении [010] он дает менее совершенную лауеграмму [1].

Хим. Теор. состав: $Al_2O_3 - 84,99$; $H_2O - 15,01$ ($Al - 44,98$). Al частично замещается Fe , Mn и Cr (см. разновидности). SiO_2 , TiO_2 , P_2O_5 , SO_3 , по-видимому, входят в состав посторонних примесей — опалового вещества, рутила и др. [19]. В диаспоре из Хибин содержится Ga [20].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
MgO	0,38	—	0,06	Не обн.	—	—	—
CaO	Не обн.	—	0,25	0,20	—	—	—
FeO	—	—	—	Не обн.	—	—	—
Al_2O_3	85,23	84,44	81,93	82,49	81,8	80,5	82,0
Mn_2O_3	—	—	—	Не обн.	—	—	—
Fe_2O_3	0,10	0,18	0,12	1,22	3,10	0,3	1,4
SiO_2	0,37	0,42	0,73	0,42	0,04	0,85	1,6
TiO_2	—	сл.	0,47	Не обн.	0,03	3,35	—
H_2O^+	14,36	14,99	16,38	15,10	15,12	14,2	14,8
H_2O^-				Не обн.			
SO_3	—	—	—	1,06	—	—	—
Сумма	100,44	100,03	99,94	100,49	100,09	99,20	99,8
Уд. в.	—	—	—	—	—	—	3,39

1 — из талько-магнетитовых пород, Шабы (Свердловская обл.) [21]; 2, 3 — месторождение нандака Косий Брод (Свердловская обл.); 2 — среднее из двух анализов Шварца [22]; 3 — анал. Книпович [23]; 4 — пирофилитовое месторождение Алунитдаг, Дашкесан (Азерб. ССР) [24]; 5, 6 — из бокситов [25]; 5 — Северо-Уральское месторождение; 6 — Кукшинское; 7 — «кайзерит», Серро-Редондо (Уругвай) [1] ($a_0 = 4,36$; $b_0 = 9,38$; $c_0 = 2,81 \text{ \AA}$, оптически аномальный).

Очень трудно растворим в кислотах и щелочах: при 60° в 0,1N NaHCO_3 растворяется около 0,03—0,04 г/л, в 0,1 N Na_2CO_3 около 0,02—0,04, в 0,01N NaOH в течение 213 час растворяется максимально 0,16 г/л, в 0,1N NaOH в течение 285 час — 0,26 г/л [26]. В 10 % HCl и 5% растворе соды значительно менее растворим, чем гиббсит и бёмит [21].

Диагн. исп. П. п. тр. не плавится, растрескивается. В струе кислорода легко сплавляется в бесцветную массу. В закр. тр. выделяет воду, зерна распадаются на мелкие чешуйки. С трудом растворяется в HF , в других кислотах нерастворим.

Повед. при нагр. При нагревании выделяет воду и переходит в Al_2O_3 — корунд (сохраняется гексагональная плотнейшая упаковка), выделения которого иногда закономерно ориентированы; внешняя форма кристаллов диаспора при этом сохраняется [27]. Имеются указания на возникновение при дегидратации промежуточной структурной формы [28]. На кривой нагревания [24, 29] имеется эндотермический прогиб с максимумом при 580—590° и небольшое повышение около 1000° (фиг. 198). Вода в основном выделяется при 300—400°. Теплота диссоциации 166 кал/г [30].

Нахожд. Встречается в гидротермальных метасоматических (вторичные кварциты и др.) и в метаморфических породах, в некоторых высокотемпературных гидротермальных жилах. Является характерным минералом бокситов, подвергшихся значительному воздействию давления; обнаружен в некоторых осадочных породах (глины и др.) и в коре выветривания.

В метаморфических и метасоматических месторождениях сопровождается обычно пирофиллитом, серицитом, корундом, хлоритом, иногда пиритом, топазом, турмалином, рутилом, цуниитом, также алунином, каолинитом и др. Характерен для вторичных кварцитов (например, вторичные кварциты Казахской ССР [31] и Малого Кавказа (АзербССР) [32]). Наблюдается в метаморфических породах в Дилне (Венгрия), в Митсюки и Нагасаки (Япония).

Иногда среди гидротермально измененных пород образует почти мономинеральные скопления (диаспориты) с содержанием свыше 50% диаспора; примеры — Акташ (КазССР) [33], Чирагидзорское месторождение (АзербССР) [32] и др. Очень типичен для месторождений корунда и андалузита (Борзовка в Челябинской обл., Семиз-Бугу в КазССР); образовался в результате изменения корунда, андалузита, кианита, сопровождается корундофиллитом, серицитом и др. Совместно с цуниитом или с пирофиллитом, андалузитом и корундом наблюдается в породах Кабанского колчеданного месторождения на Урале (Свердловская обл.) [34], с рутилом — в пирофиллитовых боковых породах Красноуральского колчеданного месторождения [35]; с цуниитом — в пирофиллитовом месторождении г. Кырвакар в Дашкесанском рудном районе (АзербССР) [36].

Наблюдается в кварцево-пирофиллитовых породах Бухтарминского района Рудного Алтая (КазССР) [37]. На Южн. Урале известны диаспоро-шамозитовые породы [38]. Встречается в больших количествах в месторождениях наждака округа Честер (Массачусетс, США), Наксоса (Греция) и др.

Установлен в ассоциации с флюоритом, пиритом, гюбнеритом в мусковитовых и топазовых прожилках среди известняков в месторождении Караоба (КазССР) [39]. Совместно с алунином образовался путем замещения санидина и стекла в измененных фумаролами линаритовых туфах Суматры [40]. Хромсодержащий диаспор встречается в месторожде-

ниях хромита — Кайракты (КазССР) [2], Саранское (Пермская обл.) [14], а также в Южн. Родезии [41].

Распространен в бокситах [25] платформенного и геосинклинального типов [42—44] (в СССР — палеозойские бокситы Урала, Салаирского Кряжа, Туркестанского хребта и др., в США — бокситы шт. Джорджия и др., также в Китае и др.). Сопровождается бёмитом, хлоритами, гидроокислами железа и др., обычно образует мелкочешуйчатые скопления; часто в бокситах наблюдается диаспор двух генераций [25, 45]. Иногда замещает известяки (диаспоро-лентохлоритовые руды Салаира). В некоторых бокситах содержание диаспора превышает 40% (Североуральские месторождения) [25], в бокситах Боксонского месторождения имеются прослой диаспоритов [46].

В осадочных породах диаспор обнаруживается в районах, подвергавшихся тектоническому воздействию. Входит в состав некоторых глин, иногда образует в них скопления (озера США).

В микроскопически мелких зернах совместно с натролитом, с гидроокислами железа, иногда с гиббситом или бёмитом встречается в продуктах изменения нефелина щелочных пегматитов: в СССР — в Хибинских тундрах (Кольский п-ов) и Вишневых горах (Урал), в Норвегии — в Лангезунде.

Изм. Известны псевдоморфозы каолинита по диаспору.

Искусств. [47, 48]. Получается в автоклавах при длительном нагревании при 315° (при 350° процесс ускоряется) из геля Al_2O_3 или искусственного бёмита в щелочной водной среде в присутствии диаспоровой затравки. Образуется при более высоких температурах и давлениях, нежели гиббсит и бёмит; в системе $Al_2O_3 - H_2O$ ниже 275° неустойчив [47, 49].

Практ. знач. [33]. В составе бокситов совместно с другими гидратами глинозема используется для получения алюминия. Диаспориты с 60% диаспора и выше применяются для изготовления высокоглиноземистых огнеупоров, силумина и др.

Отл. От весьма сходных чешуйчатых выделений хлоритоида отличается нерастворимостью в H_2SO_4 , высокими показателями преломления и растрескиванием перед паяльной трубкой. В отличие от гиббсита и слюд имеет более высокую твердость. От бёмита, имеющего сходную термическую характеристику, отличим по порошковой диаграмме и по большому показателю преломления.

Разнов. *Fe-содержащий* — железо изоморфно замещает алюминий. Цв. бурый. Наблюдался на Урале. Уд. в. 3,40. Состав: $Al_2O_3 - 77,95$; $Fe_2O_3 - 6,60$; $H_2O - 15,00$; $P_2O_5 - 0,45$; сумма — 100,00 (анал. Герман) [50].

Mn-содержащий — м а н г а н д и а с п о р — Mangandiaspor (Худоба, 1929) [51]. Al частично замещен Mn^{3+} . Уд. в. 3,328. $n_g = 1,7502$; $n_m = 1,7219$; $n_p = 1,7023$ (Na). $2V = 80-81^\circ$; цв. розовый, темно-красный. Состав: $Al_2O_3 - 78,58$; $Mn_2O_3 - 4,32$; $Fe_2O_3 - 1,96$; $SiO_2 - 0,11$; $H_2O - 14,65$; сумма — 99,62. Установлен в марганцовом месторождении Постмасбург (Южно-Африканская республика).

Cr-содержащий — обнаружен в хромитовом руднике Седикве (Южн. Родезия) [41] в трещинах хромита. Состав: $MgO - 0,94$; $FeO - 1,70$; $Al_2O_3 - 76,91$; $Cr_2O_3 - 5,15$; $SiO_2 - 1,48$; $H_2O - 13,92$; сумма — 100,10.

Наличие хромового диаспора — саранита (saranite), указывается А. Е. Ферсманом [14] для Саранского рудника на Урале (не изучен).

Межплоскостные расстояния дикснора из Косого Брода [52]

Fe-излучение, $D=46,01$ мм								
hkl	I	$d(kX)$	hkl	I	d	hkl	I	d
020	2	4,690	211	4	1,707	170	3	1,283
110 β	2	4,399	131	2	1,673	261	2	1,262
110	6	3,988	221	10	1,630	132	2	1,240
120	1	3,249	240	3	1,605	071	2	1,211
130 β	1	2,823	060	2	1,567	331	4	1,201
130	6	2,554	231	2	1,517	080	2	1,176
111 β	2	2,350	160	8	1,477	142	4	1,171
111	6	2,313	002	3	1,426	341	2	1,144
210; 121	8	2,130	310	3	1,400	400	3	1,091
140	8	2,072	061	6	1,372	410	2	1,069
131	1	1,887	112	2	1,337		2	1,063
041	2	1,792	330	2	1,325		2	1,054
β	1	1,771	301	3	1,300		2	1,037

Л и т е р а т у р а

1. W a l t h e r K. Zs. Dtsch. geol. Ges., 1921—22, 73, 316; G o n i J. Bull. Soc. fr. min. 1953, 76, № 7—9, 315.
2. П е т р у ш к е в и ч О. А. Бюлл. геол.-мин. кружка при Екатеринбург. горн. ин-те, 1926, № 2, 17; Г о т м а н Я. Д. ДАН СССР, 1941, 31, № 1, 29.
3. Г л а д к о в с к и й А. К., У ш а т и н с к и й И. Н. Тр. Горно-геол. ин-та УФАН, 1961, вып. 56, 109.
4. E w i n g F. J. J. chem. phys., 1935, 3, 203; см. также: T a k a n e K. Proc. Japan Acad., Tokyo, 1933, 9, No 3, 113; T a k e u t e T. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1942, 27, 240; E r v i n G. Acta cryst., 1952, 5, 103; L i p p e n s B. C. Structure and texture of aluminas. Delft, 1961 и др.
5. Н о р р е W. Zs. Krist., 1940, 103, 73; 1942, 104, 11.
6. А л е к с а н д р о в Н. М., С к р и п о в Ф. И. Вестн. Ленингр. ун-та, 1959, сер. физ.-хим., № 4, вып. 1, 59; А л е к с а н д р о в Н. М. Вестн. Ленингр. ун-та, 1959, сер. физ.-хим., № 22, вып. 4, 24.
7. К о к ш а р о в Н. И. Матер. для минералогии России, 1858, ч. 3, 192.
8. К р а в ч е н к о Г. Т. Тр. Ломон. ин-та АН СССР, 1937, вып. 10, 73.
9. G ü b e l i n E. Schweiz. min., petr. Mitt., 1939, 19, H. 2, 348.
10. Ч е с н о в о в Б. В. Тр. Свердловск. горн. ин-та, 1963, вып. 42, 149.
11. К о с т о в Ив., Б р е с к о в с к а В., М и н ч е в а - С т е ф а н о в а И., К и р о в Г. Н. Минералите в България. София, 1964, 172.
12. M ü g g e O. N. Jb., Min., 1903, V.-Bd. 16, A, 378.
13. V a r i ć L. Bull. sci., Conseil Acad. RPFY, 1962, 7, No 4—5, 99; Beitr. Min., Petr., 1963, 9, H. 2, 133.
14. Ф е р с м а н А. Е. Драгоценные и цветные камни России. Изд-во АН СССР, 1920, 49.
15. W h i t e W. B., R o y R. Am. Min., 1964, 49, No 11—12, 1677.
16. I b e r g R. Helv. chim. acta, 1957, 40, f. 1, 102; S a b a n n e s C. 20-e Congrès Groupe avanc. meth. spectr., 1957. Paris, 1958, 115; O m o r i K. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1961, 46, No 3, 89; К о л е с о в а В. А., Р ы с к и н Я. И. Журн. структурной химии, 1962, 3, № 6, 680 и др.
17. Л е т н и к о в Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хим. родство) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 50.
18. V a r i ć L. Bull. sci., Conseil Acad. RPFY, 1960, 5, No 3, 71.
19. Р о ж к о в а Е. В., Л я м и н а А. М. Тр. ВИМС, 1949, вып. 2, 29.
20. С е м е н о в Е. И. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 17, 19.
21. Б о р о д и ц к а я Р. Тр. Гос. н.-и. керамического ин-та, 1931, вып. 30, 1.
22. S c h w i e r s c h H. Chem. d. Erde. 1933—34, 8, H. 1—2, 252.
23. Л е в а н д о Е. П. Литологический сб., Госгеолиздат, 1940, вып. 1, 186.
24. К а ш а к а й М. А., Б а б а е в И. А. ДАН АзербССР, 1962, 18, № 1, 49.
25. Б е н е с л а в с к и й С. И. Сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958, 7; Минералогия бокситов. Госгеолтехиздат, 1963, 171 стр.
26. Л е в а н д о Е. П., А д а м о в а Н. А. Матер. ЦНИГРИ, геохимия, 1940, сб. 5, 1.
27. D e f l a n d r e M. Bull. Soc. fr. min., 1932, 55, 140; E r v i n G. Acta cryst., 1952, 5, 103; Д е м и х о в а Т. В. Изв. АН КазССР, сер. горн. дела, 1955, № 5, 92; S a s v a r i K., Z a l a i A. Acta geol. Acad. sci. Hungar., 1957, 4, f. 3—4, 415;

- Franscombe M. H., Rooksby H. P. *Clay Minerals Bull.*, 1959, 4, No 24, 1; Brindley G. W. *J. Min. soc. Japan*, 1961, 5, No 4, 212 и др.
28. Lima-de-Faria J., Gau P. *Min. Mag.*, 1962, 33, No 256, 37 (перевод: Сб. «Физика минералов». Изд-во «Мир», 1964, 208); *Zs. Krist.*, 1963, 119, H. 3—4, 176.
 29. Феодотьев К. М. Тр. ИГи АН СССР, 1949, вып. 120, 92; см. также: Иванова В. П., Феодотьев К. М. *Советская геология*, 1945, № 8, 83; Бородицкая Р. [21]; Левандо Е. П. [23]; Schwiersch H. [22]; Кашкай и Бабаев [24]; Kauffman A. J., Don Dilling E. *Econ. Geol.*, 1950; 45, No 3, 228 и др.
 30. Sabatier G. *Bull. Soc. fr. min.*, 1954, 77, № 4—6, 1077.
 31. Наковник Н. И. Зап. Мин. об-ва, 1944, 73, вып. 1, 50; Озеров К. Н. Изв. Каз. фил. АН СССР, сер. геол. 1945, вып. 6—7, 205; Наковник Н. И. Изв. АН СССР, сер. геол. 1947, № 1, 139 и др.
 32. Алиев В. И. Изв. АН АзербССР, 1957, № 7, 31.
 33. Аршинов В. В., Ляпин К. З. *Неметаллические ископаемые СССР*, Изд-во АН СССР, 1941, 5, 290.
 34. Логинов В. П. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 6, 105; Тр. ИГи АН СССР, 1951, вып. 134, 37.
 35. Наковник Н. И. Изв. АН СССР, сер. геол., 1943, № 1, 71.
 36. Кашкай М. А., Гусейнов Ф. Г. Уч. зап. Азерб. гос. ун-та, 1955, № 1, 32.
 37. Белькова Л. Н. Тр. ВСЕГЕИ, 1959, 25, 42.
 38. Белоусов А. К. Тр. ВИМС, 1937, вып. 112, 75; Соболева М. В. Тр. ВИМС, 1938, вып. 120, 35.
 39. Ермилова Л. П. *Минералы молибдено-вольфрамового месторождения Караоба в Центральном Казахстане*. Изд-во «Наука», 1964, 71.
 40. Leinz V. *Geol. Rundschau, Festschr.*, 1933, 23a, 18.
 41. Barlow W. *Occas. papers Nation. mus. S. Rhodesia*, 1944, No 10, 1.
 42. Рожкова Е. В., Соболева М. В. *Советская геология*, 1947, № 23, 54; Вишняков С. Г. ДАН СССР, 1953, 88, № 3, 543; Бенеславский С. И. Сб. «Вопросы минералогии осадочных образований». Изд-во Львовск. ун-та, 1956, кн. 3 и 4, 146.
 43. Терентьева К. Ф. Сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958, 51 (обзорная статья о генезисе минералов глинозема в бокситах).
 44. Allen V. T. *Bull. Geol. soc. Am.*, 1952, 63, No 7, 649; перевод Сб. «Происхождение бокситов». Изд-во Инстр. лит-ры, 1959, стр. 44, 122 и 148; Tschoner R. *N. Jb. Min., Monatsh.*, 1960, H. 5, 97 и др.
 45. Бенеславский С. И. ДАН СССР, 1962, 144, № 1, 216.
 46. Орлова П. В. Сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958, 291.
 47. Laubengayer A. W., Weisz R. S. *J. Am. chem. soc.*, 1943, 65, No 2, 247; Ervin G., Osborn E. F. *J. of Geology*, 1951, 59, No 4, 381; Fyfe W. S., Godwin L. H. *Am. J. Sci.*, 1962, 260, No 4, 289; Torkar K., Krichner H. *Symposium sur les bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium*. Zagreb, 1963, 2, 25.
 48. Дружинина Н. К. ДАН СССР, 1953, 88, № 1, 133; Рожкова Е. В., Соловьев Н. В., Карюкина В. Н. Тр. ВИМС, 1949, вып. 2, 3.
 49. Ervin G., Osborn E. F. *J. of Geology*, 1951, 59, No 4, 391; Kennedy G. *S. Am. J. Sci.*, 1959, 257, No 8, 563 и др.
 50. Hermann R. *J. prakt. Chem.*, 1869, 106, 70.
 51. Chudova K. *Zbl. Min.*, 1929, A, 11.
 52. Ковалев Г. А. Матер. ЦНИГРИ, геохимия, 1937, сб. 2, 59.

Медаманит — medamaite (Харада, 1943) из Японии описан как разновидность диаспора. Состав: MgO—0,25; CaO—следы; Al₂O₃—77,01; Fe₂O₃—0,65; SiO₂—8,78; H₂O—14,30; сумма—100,99. В чем отличие от диаспора, был ли чистым минерал — не ясно. (Hagada Z. *J. Japan ceramic. assoc.*, 1943, 51, 381; *J. Fac. sci., Hokkaido univ.*, Ser. 4, Geol., 1948, 7, No 2, 153 — по краткому указанию Спенсера, *Min. Mag.*, 1952, 29, No 218, 988).

Монтрозент Montroseite VOOH

Назван по графству Монтроз, где был найден (Уикс, Сисни и Шервуд, 1950) [1].
Синон. Монтрозит.

Характ. выдел. Микроскопические кристаллы [1], корки с почковидной поверхностью [2].

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{16} - Pbnm$; $a_0 = 4,54$; $b_0 = 9,97$; $c_0 = 3,03$; A ; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,455 : 1 : 0,304$; $Z = 4$ (Эванс, Блок) [3].

Структура (фиг. 199), как у диаспора [3, 4] (о соотношении структур монтрозейта и парамонтрозейта см. Минералы. т. 2, вып. 2, стр. 306).

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - m\bar{3}m$ ($3L_23PC$); $a : b : c = 0,509 : 1 : 0,310$ (Уикс, Сисни и Шервуд — на основе измерений плоских кристаллов).

Наблюдавшиеся формы:

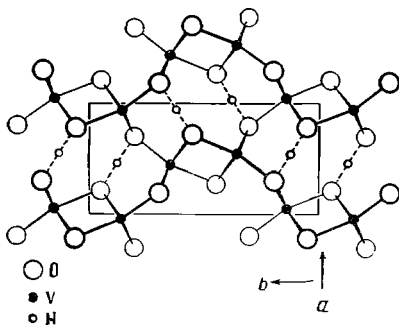
	φ	ρ		φ	ρ
b 010	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	p 121	$44^\circ 26'$	$40^\circ 58'$
m 110	62 59	90 00			

Полярные координаты тех же граней на основе рентгеновского отношения осей Эванса и Блока: для m (110) $\varphi = 65^\circ 32'$, для p (121) $\varphi = 47^\circ 42'$, $\rho = 42^\circ 06'$.

Недостоверна d (0.10.1) с ρ около 72° .

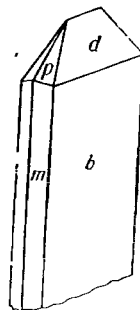
Кристаллы мелкие, уплощенные по (010) и удлинненные по оси c (длина до 0,5 мм) (фиг. 200), весьма несовершенные.

Монтрозейт из Пришбрама образует мелкие концентрически-зональные сферолиты, состоящие из игольчатых кристалликов.



Фиг. 199. Мотив структуры монтрозейта

Пунктиром обозначены водородные связи (по Эвансу и Мроз)



Фиг. 200. Кристалл монтрозейта, Колорадо (по Уиксу, Сисни и Шервуду)

Физ. св. Сп. совершенная по (010) и (110) Изл. раковистый [2]. Хрупок. Тв. меньше, чем у гётита [2]. Уд. в. 4,00—4,03 (вычисл. 4,15). Цв. черный. Черта черная. Бл. полуметаллический [1] до алмазного; тонкокристаллические агрегаты матовые или со слабым блеском [2]. Непрозрачен.

Притягивается слабым электромагнитом.

Микр. [2]. В отраж. свете в полир. шл. серовато-белый со слегка буроватым оттенком. Отраж. способность в белом свете около 19—21%. Двухотражение заметно лишь в иммерсии. Сильно анизотропен с изменением цвета от голубовато-серого (\perp удлинению) до буровато-серого (\parallel удлинению). Внутренние рефлексии отсутствуют.

При наблюдении с иммерсией монтрозейт из Пришбрама [2] неоднороден: отдельные участки отличаются по оттенку цвета и отражательной способности.

Хим. Теор. состав: $V_2O_3 - 89,28$; $H_2O - 10,72$, (V — 60,69). Частично V замещается Fe.

Анализы:

	1	2	3	4
Na ₂ O	—	0,03	—	—
K ₂ O	—	0,02	—	—
MgO	—	0,36	0,37	0,35
CaO	—	0,38	0,60	0,77
MnO	—	0,043	0,11	0,08
PbO	—	—	0,002	0,001
FeO	8,26	—	—	—
Al ₂ O ₃	3,00	Не обн.	—	—
V ₂ O ₃	11,10	64,54	65,68 *	59,81 *
V ₂ O ₄	66,90	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	19,63	12,25 *	16,12 *
UO ₂	—	0,046	0,128	0,027
SiO ₂	6,12	3,70	1,80	1,50
H ₂ O ⁺	4,82	11,15	12,0	12,0
H ₂ O ⁻	—	0,47	—	—

Сумма 100,20 100,339 (92,94) (90,66)

* Среднее из двух определений.

1—Матчлес, примесь около 35% кварца, содержание V⁴⁺, возможно, объясняется наличием примеси параментрозейта и протодолорезита [4];
2—4—Пришбрам [2]; 2—апал. Орехова; 3, 4—амал. Ходжаева.

Диагн. исп. В полир. пл. от действия HCl и HNO₃ быстро чернеет; 40 % KOH корродирует минерал (по новым данным Е. А. Анкинович).

Повед. при нагрев. [2]. При нагревании до 300° наблюдается заметное уменьшение веса, выше 300° — увеличение веса (за счет окисления ванадия). Кривые нагревания несколько варьируют (в зависимости от степени изменения минерала); дает экзотермические эффекты в пределах 200—300 и 590—620°; выше 650° плавится.

Находж. Первичный минерал, входящий в состав руд ряда ванадиево-урановых месторождений США. В Битер-Крик и Уитни (шт. Колорадо) является главным ванадиевым минералом. Найден среди черных неокисленных ванадиево-урановых руд формации Морисон в шт. Колорадо и в шт. Юта. В руднике Матчлес (шт. Колорадо) обнаружен в корвуситовой руде с хьюэтитом, в руднике Джунипер (шт. Юта) — совместно с апатитом среди минерализованных ископаемых костей. Обычно находится в тесной смеси с кварцем, настураном, вторичными минералами ванадия и др.

Установлен [2,5] в кальцитовых жилах свинцово-цинкового месторождения Пришбрам (Чехословакия) в тесной ассоциации с кальцитом (выделения по зонам роста скаленоэдрических кристаллов кальцита); корочки монтрозейта покрывают пастуран, сопровождаются антраксолитом [2].

Изм. Монтрозейт в зоне окисления легко изменяется — переходит в метастабильный парамонтрозейт, который легко разрушается; при наличии кальцита за счет монтрозейта и замещающего его парамонтрозейта образуется долорезит [4, 6, 7]. В Пришбраме подвергся замещению антраксолитом и, особенно, поздним кальцитом.

Отл. По внешнему виду похож на меланованадит (черные удлиненные кристаллы), но монтрозейт ромбический и непрозрачен, а меланованадит триклинный, прозрачен, обладает сильным плеохроизмом (черный

и красный); уд. вес монтрозита больше, чем у меланованадита и корвусита, характерна черная черта.

Межплоскостные расстояния монтрозита [1]

Си-излучение								
hkl	Γ	d	hkl	Γ	d	hkl	Γ	d
020	1	4,75	220	2	2,151	151	8	1,512
110	10	4,31	131	6	1,965	250	6	1,490
120	8	3,38	230	6	1,918	006; 002	6	1,467
130	10	2,644	041	2	1,841	061	6	1,391
021	8	2,495	221	6	1,731	170	2	1,302
111	6	2,423	241	6	1,689	132	2	1,282
121	8	2,217	321	6	1,605			

* Интенсивности, приведенные авторами в шестибалльной шкале, переведены на десятибалльную.

Л и т е р а т у р а

1. Weeks A. D., Cisney E. A., Sherwood A. M. Bull. Geol. soc. Am., 1950, 61, No 12, 1513 (автореферат); Am. Min., 1953, 38, No 11—12, 1235 (подробное описание); Weeks A. D., Thompson M. E. U. S. Geol. Surv. Bull., 1954, No 1009—B, 52.
2. Бродин Б. В., Дымков Ю. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 6, 653.
3. Evans H. T., Block S. Am. Min., 1953, 38, No 11-12, 1242.
4. Evans H. T., Mrose M. E. Am. Min., 1955, 40, No 9-10, 861.
5. Tuček K. Casop. Národn. muzea, odd. přírodověd., 1962, 131, No 2, 103.
6. Evans H. T., Garrels R. M. Geoch., cosm. acta. 1959, 15, No 1—2, 131.
7. Evans H. T. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1960, No 400-B, 443.

Гроутит **Grouitite**



Назван по имени проф. Р. Гроута из Миннесоты (Грунер, 1947) [1].

Синон. Грутит, граутит.

Характ. выдел. Мелкие кристаллики.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{16} - Pbnm$; $a_0 = 4,58$; $b_0 = 10,76$; $c_0 = 2,89$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,4256 : 1 : 0,2685$; $Z = 4$ (Холин, Липскоум [2] — на материале Грунера для минерала из рудника Сагамор). Диморфен с манганитом.

Структура, по-видимому, аналогична структуре диаспора [2]. Расстояния Mn — O = 2,06 Å, O — O = 2,9 Å [2].

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - mmm (3L_2 3PC)$; $a : b : c = 0,4262 : 1 : 0,2663$ (на основе рентгеновских данных).

Наблюдавшиеся формы:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
b	010	0°00'	90°00'	0°00'	90°00'	—
y	120	49 33	90 00	0 00	40 27	90°00'
m	110	66 55	90 00	0 00	23 05	90 00
e	021	0 00	28 02	61 58	90 00	0 00
s	111	66 55	34 12	75 05	58 52	32 01
x	134	38 02	14 14	78 42	81 17	8 53

$mm (110) : (\bar{1}\bar{1}0) = 46^\circ 10'$

$yy (120) : (\bar{1}\bar{2}0) = 80^\circ 54'$

$ee (021) : (0\bar{2}1) = 56^\circ 04'$

$sm (111) : (110) = 55^\circ 48'$

$xm (134) : (110) = 75^\circ 46'$

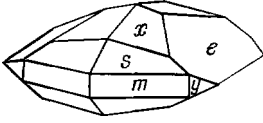
$sb (111) : (010) = 77^\circ 16'$

$xb (134) : (010) = 78^\circ 50'$

Недостоверна форма (130).

Кристаллы призматические, линзо- или клиновидной формы с округлыми гранями (фиг. 201). Грани зоны вертикальных призм — со штриховкой, параллельной оси *c*. Обнаружены двойники (закон не установлен) [3].

Образует ориентированные нарастания на кристаллах манганита при общей грани (100) обоих минералов.



Фиг. 201. Кристаллы гроутита
(по Грунеру)

Физ. св. Сп. по (010) совершенная, по (100) несовершенная. Хрупок. Тв. около 4 (несколько меньше, чем у манганита). Уд. в. 4,144 у гроутита из Миннесоты, 4,183 — из Хоккайдо [4] (вычисл. 4,10 [2]). Цв. угольно-черный. Черта темно-красовато-бурая. Бл. сильный полуметаллический до алмазного.

Пьезоэлектричества не обнаруживает.

Микр. В шл. в прох. свете плеохроизм очень сильный: по оси *c* темно-бурый до черного, по оси *b* — желтовато-бурый [1]. $n_g = 2,40$; $n_p = 1,80$ [5].

В полир. шл. в отраж. свете серовато-белый с буроватым оттенком. Отраж. способность (в %) [5]:

λ , μ	430	470	520	550	580	610
<i>R</i>	12,8—21,4	12,6—20,8	12,6—20,0	12,4—20,0	12,2—20,0	12,0—19,5

Сильные двуотражение и анизотропия [6]. Изредка красные внутренние рефлексы.

Хим. Теор. состав: MnO — 80,66; H₂O — 10,22; O — 9,12 (Mn₂O₃ — 89,76, H₂O — 10,24; Mn — 62,47).

Анализы:

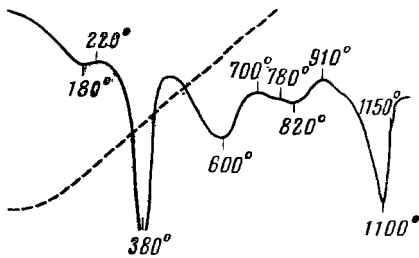
	MnO	O	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	Сумма
1	80,21	8,97	0,02	0,34	10,42	0,04	100,00
2	80,04	9,02	—	0,07	—	—	(89,13)

1 — р-к Магномен, пересчет на 100% за вычетом 2,39% кварца; BaO не обнаружен, Al₂O₃ и щелочи не определялись, анал. Элестед [1]; 2 — р-к Сагамор, анал. Элестед [1].

Диагн. исп. П. п. тр. не плавится.

Повед. при нагр. Вода удаляется при нагревании выше 200° [1]. Кривая нагревания минерала из Хоккайдо имеет два эндотермических прогиба: при 395 и при 980—1120° [4]. На кривой нагревания гроутита из Идикеля имеются также эндотермические прогибы при 180, 600 и 820° (фиг. 202) [6]. При нагревании гроутита на воздухе до 130° образуется рамсделлит [7], при 300° гроутит превращается в пиролюзит, причем оси *a*, *b* и *c* гроутита становятся соответственно осями *a* = *b* и *c* пиролюзита [8]; из-за сходства структур гроутита и пиролюзита превращение происходит топотаксически [8, 9]. Потеря веса при нагревании происходит при 300, 500 и 1000°, что объясняется переходом соответственно в пиролюзит, курнакит и гаусманнит [8].

Находж. Найден в виде скоплений кристалликов в пустотах железных руд в нескольких рудниках (Магномен, Сагамор и др.) района Куиана (шт. Миннесота, США); сопровождается манганитом, гематитом, гётитом, кварцем, иногда кальцитом. В ассоциации с кальцитом и Mn-содержащими тальком и тремолитом обнаружен на руднике Тэлквил (шт. Нью-Йорк, США) [3]. В ассоциации с манганитом, кварцем, баритом и лимонитом найден в руднике Пайрайка на о-ве Хоккайдо (Япония) [4], с браунитом, гаусманнитом, псиломеланом, креднеритом и родонитом — в месторождении Идикель (Марокко) [6].



Фиг. 202. Кривая нагревания
грутитта, Идикель
(по Журавскому и Ортели)

Условия образования не выяснены. Возможно, что грутит в природе более распространен и ошибочно принимается за манганит.

Изм. Замещается рамделлитом [10], иногда с образованием псевдоморфоз [11].

Отл. Ст внешне и химически сходного манганита отличается в шлифах сильным плеохронизмом и сильной анизотропией; в мелкозернистых агрегатах оба минерала различимы лишь по порошкограммам.

Межплоскостные расстояния грутитта из рудника Сагамор [1]

Fe-излучение, без фильтра, $D = 57,3 \text{ мм}$								
hkl^*	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
020	2	5,36	211	3	1,763		2	1,281
110	10	4,17	240	2	1,732		2	1,267
120	2	3,462	221	6	1,692		2	1,258
130	7	2,798	151	5	1,603		2	1,220
040	7	2,675	061	4	1,515	081	2	1,212
021	2	2,524	320	2	1,465		2	1,202
111	7	2,369	170	2	1,448		3	1,153
140	6	2,303		3	1,435		3	1,134
210	3	2,210		2	1,398		2	1,107
131	2	2,008		2	1,367		1	1,086
041	1	1,959		2	1,345		1	1,077
150	2	1,932		1	1,304	0.10.0	4	1,068
141	1	1,798		2	1,286			

* Индексировано Михеевым.

Л и т е р а т у р а

1. Gruner J. W. Am. Min., 1947, 32, No 11—12, 654 (всестороннее описание).
2. Collin R. L., Lipscomb W. N. Acta cryst., 1949, 2, 104.
3. Segeler C. G. Am. Min., 1959, 44, No 7—8, 877.
4. H a r i y a Y. J. Min. soc. Japan, 1959, 4, No 10, 255.
5. Nichol I., Phillips R. Min. Mag., 1965, 35, No 269, 200.
6. Jouravsky G., Orтели L. Notes et mém. géol. Maroc., 1960, 19, N° 149, 94.
7. Klingsberg C., Roy R. Am. Min., 1959, 44, No 7—8, 819.
8. Lima-de-Faria J., Lopes-Vieira A. Min. Mag., 1964, 33, No 266, 1024.
9. Dent Glasser L. S., Smith I. B. Min. Mag., 1965, 35, No 270, 327.
10. Klingsberg C., Roy R. Econ. Geol., 1957, 52, No 5, 574.
11. Fleischer M., Richmond W. E., Evans H. T. Am. Min., 1962, 47, No 1—2, 47.

Гётит Goethite

FeOОН

В течение продолжительного периода все природные скрытокристаллические бурые выделения гидроокислов железа с предполагавшейся формулой $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ или $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ относились к лимониту. Рентгеновские, термические и оптические исследования последнего времени, однако, показали, что лимониты представляют гидрогётит или смеси гётита, гидрогётита, лепидокрокита и гидрогематита, нередко с резким преобладанием одного из этих минералов, главным образом гидрогётита; последний представляет гётит с избыточным содержанием воды против формулы FeOОН.

Первоначально гётит ($\alpha\text{-FeOОН}$) был назван Андре в 1802 г. онегитом по месту находки его на Волк-острове (Онежское озеро), а гётитом Ленц в 1806 г. назвал в честь В. Гёте минерал, отвечающий $\gamma\text{-FeOОН}$, который в настоящее время называют лепидокрокитом. Однако в минералогической литературе название онегит не привилось, т. к. своевременно не были описаны свойства и диагностические признаки минерала, и в практику для природного $\alpha\text{-FeOОН}$ вошло название гётит, которое за ним сохранилось и в настоящее время.

Синон. Фуллонит — fullonite (Армстронг, 1800), онегит — onegite (Андре, 1802), бурый гематит — brown hematite (Джемсон, 1816), игольчатая железная руда — Nadeleisenerz (Брайткаунт, 1823) — название, применяемое немецкими авторами и в настоящее время, частично пшибрамит — prziбраmit (Глокер, 1831), бархатная обманка — Sammetblende (Филипп, 1832), бархатная железная руда — Sammeteisen-erz (Глокер, 1839), чилеит — chileite (Брайткаунт, 1840), мезабит — mesabite (Винчел, 1893), α -гётит — α -goethite (Химель, 1939).

Загрязненным гётитом, по-видимому, является халькохлор — chascochlore, упоминаемый в словаре Честера (1896). Эсмеральдаит (эсмеральдит) — esmeraldaite (Икл, 1901) — по-видимому, смесь гидрогётита с другими минералами.

Разнов. Гидрогётит.

Характ. выдел. Жеоды, почковидные, гроздевидные, сталактитовые выделения, сплошные массы, конкреции, оолиты, также кристаллы. Агрегаты имеют радиально лучистое или параллельно-волокнистое строение.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{16} — $Pbnm$; $Z = 4$.

a_0 (Å)	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	Месторождение	Автор
4,65	10,02	3,04	0,464 : 1 : 0,303	Ленливери, Корнуэлл	Гольдштауб [1]
4,605	9,977	3,027	0,462 : 1 : 0,303	Стипрок Лэйк, Онтарио	Пянок [2]
4,587	9,937	3,015	0,462 : 1 : 0,303	$\alpha\text{-FeOОН}$	Бернал и др. [3]

Параметры решетки $\alpha\text{-FeOОН}$ уменьшаются по мере возрастания содержания AlOОН [4]. По Коренсу и Энгельхардту (в Å):

% AlOОН	a_0	b_0	c_0
1,5	4,61	10,01	3,04
4,5	4,55	9,92	3,01
11,2	4,50	9,86	3,02

Является одной из трех природных полиморфных модификаций FeOОН (две другие — лепидокрокит и акаганеит), отвечает $\alpha\text{-FeOОН}$. Изоструктурен с диаспором [4] (описание структуры см. на стр. 512). Два расстояния $\text{Fe} - \text{O}_I = 2,02$ Å, одно 1,88; два $\text{Fe} - \text{O}_{II} = 2,13$, одно 2,06; $\text{O}_I - \text{O}_I = 2,94$; $\text{O}_I - \text{O}_{II} = 2,96$, 2,78 и 2,94 (по два расстояния); $\text{O}_{II} - \text{O}_{II} = 3,04$ и 2,57 (по два) [5].

Ромбо-дишпирамид. кл. D_{2h} — mmm ($3L_23PC$); $a : b : c = 0,4593 : 1 : 0,3034$ (Дана, 1944).

Формы [2,6]:

		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'	90 00
<i>y</i>	120	47 26	90 00	0 00	42 34	90 00	47 26
<i>m</i>	110	65 20	90 00	0 00	24 40	90 00	65 00
<i>e</i>	021	0 00	31 15	58 45	90 00	0 00	58 45
<i>u</i>	101	90 00	33 27	90 00	56 33	33 27	90 00
<i>s</i>	111	65 20	36 01	16 52	57 42	56 33	75 47
<i>p</i>	121	47 26	41 53	31 15	60 32	56 33	63 09

<i>mm</i> (110) : ($\bar{1}\bar{1}0$) = 49°20'	<i>sb</i> (111) : ($\bar{1}\bar{1}0$) = 75°47'	<i>rb</i> (121) : ($\bar{1}\bar{1}0$) = 63°09'
<i>yy</i> (120) : ($\bar{1}\bar{2}0$) = 85 08	<i>ss</i> (111) : ($\bar{1}\bar{1}1$) = 28 25	<i>pp</i> (121) : ($\bar{1}\bar{2}1$) = 53 42
<i>ee</i> (021) : ($\bar{0}\bar{2}1$) = 62 30	<i>ss</i> (111) : ($\bar{1}\bar{1}1$) = 64 36	<i>pp</i> (121) : ($\bar{1}\bar{2}1$) = 58 55

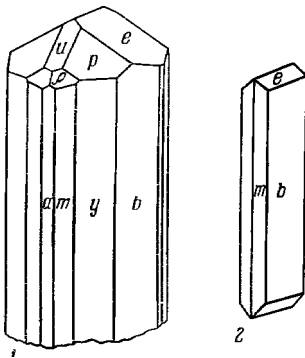
Менее обычные формы:

<i>c</i>	001	<i>l</i>	140	<i>v</i>	560	<i>t</i>	061	β	102	<i>A</i>	151
<i>D</i>	180	<i>x</i>	230	<i>d</i>	041	<i>f</i>	081	γ	301	ρ	321
<i>n</i>	160	<i>o</i>	340	<i>i</i>	051	α	104	<i>N</i>	401	<i>W</i>	423

Недостовверные или вицинальные формы: *f* (1.16.0), *k* (3.20.0), *g* (1.12.0), *h* (1.10.0), *L* (7.10.0), (36.16.27).

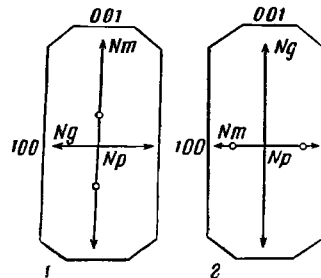
Отношение осей Пикко и Дана (1944) отличается от ранее принимавшегося в справочниках отношения Филиппа в два раза большим значением *b*; формула перехода от символов по Филиппу к символам по Дана (1944): 100/020/001.

Кристаллы игольчатые, волокнистые, призматические или столбчатые по осп *c* (фиг. 203), с вертикальной штриховкой, иногда пластинки



Фиг. 203. Кристаллы гётита

1 — Новая Шотландия (по Гольдшмидту и Парсонсу); 2 — по Волдыреву и др.



Фиг. 204. Оптическая ориентировка гётита

1 — для желтых, зеленых и синих лучей; 2 — для красных лучей

или чешуйки по (010). Под электронным микроскопом наблюдались микроростки в виде пятерников, по-видимому, это срастания по (101) [7]. Двойники по (101) отмечались у гётита из бокситов Франции [8].

Указывалась закономерная ориентировка игл гётита при замещении им геденбергита: (010) и [100] гётита параллельны (110) и [001] геденбергита [9]; отмечено также ориентированное расположение в гётите пластинок гематита — продукта распада твердого раствора [10].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (010) совершенная, по (100) менее совершенная. Изл. неровный, у волокнистых и игольчатых разновидностей за-

новистый. Хрупок. Тв. 5—5 1/2. Микротвердость 525—620 кг/мм² у тонкокристаллического, 772—824 у крупнокристаллического (при нагрузке 100 г) [11]. Уд. в. отдельных кристаллов около 4,28 [12] (вычисл. 4,139). Цв. кристаллов темно-бурый, почти черный; у плотных разностей от желтовато-бурого до бурого. На поверхности натечных агрегатов иногда наблюдается золотистая или радужная побежалость. Черта желтовато-бурая, буроватая оранжево-желтая. Бл. алмазный, полуметаллический до матового (у многих гидрогётитов), у волокнистых разностей часто шелковистый. В тонких осколках прозрачен.

Парамагнитен. Магнитная восприимчивость $42 \cdot 10^{-6}$ CGSM/g [13].

В инфракрасном спектре гётита (по Уайту и Рою) [14] имеются полосы около 2985, 882, 793, 599 и 450 см⁻¹; наиболее интенсивные из них — около 2985 см⁻¹ (валентные колебания гидроксидов) и 882—793 см⁻¹.

По флотационным свойствам не отличается от гематита и магнетита (по Бергеру).

Теплота образования ΔH_{298} (—) 135,8 ккал/моль, энтропия образования ΔS_{298} 67,02 э. е., изобарный потенциал ΔZ_{300} (—) 115,64 ккал/моль [14а].

Микр. В прох. свете буро-желтый. По *Ng* — оранжево-желтый; по *Nm* — буровато-желтый; по *Np* — ярко-желтый; $Ng > Nm > Np$ (для белого света). Двусный (—) при длинах волн 610—520 мμ, при 620 мμ одноосный, при больших длинах волн оптически (+) [1, 15]. $Np = b$, вследствие очень сильной дисперсии оптических осей оптическая ориентировка меняется: пл. опт. осей для красных лучей || (100), для желтых, зеленых и синих || (001) (фиг. 204). Константы при разных длинах волн [16] (по Байи):

λ, мμ	850	700	645	589	542
n_g	2,304	2,356	2,378	2,415	2,447
n_m	2,292	2,344	2,371	2,409	2,439
n_p	2,185	2,234	2,247	2,275	2,303
$n_g - n_p$	0,119	0,122	0,131	0,140	0,144
$2V$	+36°	+26°	+17°	-23°	-25

В полир. пл. в отраж. свете голубовато-серый; цвет и отраж. способность меняются в зависимости от качества полировки (порошковатые, пористые и волокнистые разности очень плохо полируются). Отраж. способность гётита (в %): для зеленых лучей — 17,5, для оранжевых — 14, для красных — 13 (по Рамдору); $Rg = 16$, $Rp = 15$ (по Орселю); для оранжевых — 14,8—17,0 (по Байи) [16]. У гидрогётита отраж. способность несколько ниже, чем у гётита. Двухотражение слабое. Гётит анизотропен, гидрогётит нередко практически изотропен. Характерны сильные желтоватые и красновато-бурые внутренние рефлексии.

Видимый угол вращения плоскости поляризации отраженного света — A_r 1,69° при 520 мμ; 1,16° при 546; 1,34° при 589; 1,17° при 620 и 1,07° при 650 мμ [17].

Хим. Теор. состав: Fe₂O₃ — 89,86; H₂O — 10,14 (Fe — 62,86%). Обычно плотные и микрокристаллические разновидности (гидрогётит) содержат адсорбированную или капиллярную воду, в результате чего химические анализы показывают избыточное против формулы содержание воды (H₂O : Fe₂O₃ > 1,0). Al частично входит в решетку гётита [4, 18, 19]. Обычными примесями являются Si, Ca, Mg, P, S, Cr, Mn; особенно много примесей в гидрогётитах. В гётите из среднетриасовых отложений Мангышлака [20] содержится Cd, в гётите и гидрогётите из Сарыбулакского оловянно-свинцово-цинкового месторождения (КиргССР) —

In (до 0,43%) [24]. В некоторых гипергенных гётитах содержится Tl, предположительно связанный с примесью ярозита [22].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
MgO	—	0,008	0,057	0,08	0,04	—	0,11	—	—
CaO	0,45	0,004	0,017	1,26	0,85	—	0,25	—	—
MnO	—	—	—	—	1,12	0,57	0,20*	0,09	0,21
FeO	сл.	—	—	He обн.	—	0,20	—	0,47	0,34
Al ₂ O ₃	»	—	—	» »	1,97	1,01	1,51	1,11	1,40
Fe ₂ O ₃	89,69	88,60	87,92	85,04	83,31	84,77	83,47	84,35	83,29
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,18	—	—	—	—	—
SiO ₂	0,14	1,22	1,79	0,82	1,04	0,88	2,55	2,28	2,24
TiO ₂	—	—	—	—	0,87	—	He обн.	сл.	сл.
P ₂ O ₅	—	—	—	0,01	0,06	—	0,27	—	0,12
H ₂ O ⁺	10,14	10,03	10,17	10,23	10,70	—	11,37	11,80	12,35
H ₂ O ⁻	0,11	—	—	1,43	—	0,40	—	—	—
П.п.	—	—	—	—	—	11,40	—	—	—
S	—	—	—	—	сл.	—	—	—	0,01
Сумма	100,53	99,86	99,95	99,05	99,96	99,23	99,73	100,10	99,96
Уд. в.	—	4,215	4,164	—	—	—	—	—	—
H ₂ O : Fe ₂ O ₃	1,00	1,00	1,02	1,06	1,14	1,19	1,21	1,24	1,31

* Mn₂O₃.

1—4 гётиты: 1—из пустот кварца Волыни (УкраССР) [23]; 2—из жёлод мелафира, Косов (Чехословакия) [24]; 3—из жёлод мелафира, Козаков (Чехословакия) [24]; 4—Поветасвское м-ние (Челябинская обл.) [25]; 5—9 гидротётиты: 5—плотный, Бакальское м-ние (Челябинская обл.) [26]; 6—Синарское м-ние (Свердловская обл.) [27]; 7—«бурая стеклянная голова», Верхний Нарсай (КазССР) [28]; 8—пучковато-волокнистый, Аланаевский р-н (Свердловская обл.) [29]; 9—волокнистый, Каменский р-н (Свердловская обл.) [29].

См. также анализы менее чистых гётитов и гидротётитов Алтайского края [30], степной части КазССР [31], Сарыбулака, КиргССР [21], Ольховских месторождений (Свердловской обл.) [32], Кривого Рога [33] и других советских и зарубежных месторождений [25—28, 34, 35].

Диагн. исп. В HCl медленно растворяется.

П. п. тр. не плавится. При нагревании в закрытой стеклянной трубке выделяет воду, превращаясь в Fe₂O₃. При продолжительном нагревании в восстановительных условиях и высокой температуре образуется магнитный Fe₃O₄ [36].

Стандартные реактивы диагностического травления не действуют.

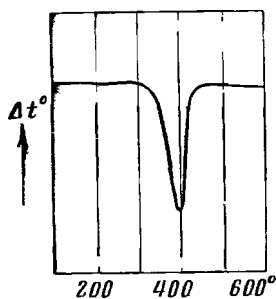
Повед. при нагр. Кривые нагревания гётита (фиг. 205) имеют резко выраженный эндотермический прогиб с максимумом около 400°, отвечающий разложению моногидрата и переходу его в α-Fe₂O₃ [37—42]. Температура перехода снижается до 250° при увеличении примесей в минерале [43]. На кривых нагревания гидротётитов наблюдается дополнительное эндотермическое понижение в пределах 50—150°, отвечающее выделению избыточной (против формулы) воды. Кривая потери веса фиксирует выделение воды в интервале 100—350° (фиг. 206). При переходе гётита (α-FeOОН) в гематит (α-Fe₂O₃), вследствие сходства структур обоих минералов, гематит часто ориентируется закономерно [1,40]: (100) и [001] гётита становятся (0001) и [1010] гематита. Есть указания, что при этом переходе образуются промежуточные структурные фазы [44, 42]. Разложение гётита и превращение его в гематит в нейтральных растворах происходит выше 125°, в щелочных растворах выше 165°,

при давлении, близком к давлению пара растворов. При увеличении давления температура разложения повышается [44].

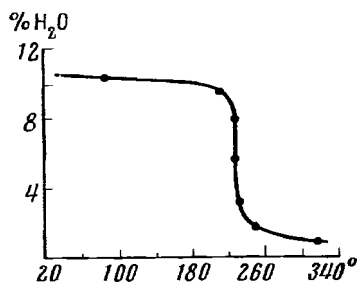
При дегидратации гётита и последующем восстановлении в атмосфере H_2 и H_2O при $350-480^\circ$ в присутствии $CoCl_2$, $FeCl_3$, NH_4Cl или HCl образуется магнетит [45].

При нагревании гётита $2E$ для желтых лучей при 0° равен 85° , при 25° уменьшается до 55° , при 22° до 43° , при дальнейшем нагревании проходит через 0° , после чего пл. опт. осей становится (100) (Винчелл). Теплота диссоциации при нагревании 90 кал/г [46].

Находят. Гётит и гидрогётит широко распространены как гипергенные минералы, изредка встречается гипогенный гётит, представляющий обычно один из наиболее поздних гидротермальных минералов. Как известно, в зоне гипергенеза железо может перемещаться поверхностными или грунтовыми водами в виде коллоидальных частиц его водной окиси, в виде органических соединений, бикарбонатов, сульфатов или



Фиг. 205. Кривая нагревания гётита
(по Келли)



Фиг. 206. Кривая обезвоживания гидрогётита
(по Роде)

хлоридов. Осаждение железа, поступающего в морские, озерные или болотные водоемы и в реки, происходит в результате коагуляции коллоидальных частиц водной окиси; из гелей водной окиси железа возникают гидрогётит, гётит, гидрогематит и гематит. Вероятно, часть гидроокислов железа, выделяющихся в природных водоемах, имеет биогенное происхождение. Значительная часть водных окислов железа образуется в коре выветривания и зоне окисления за счет различных железистых силикатов, сульфидов, сидерита и т. д. [47]. В зоне окисления месторождений, руды которых богаты сульфидами железа или сидеритом, — в так называемых железных шляхах — главными минералами являются гидрогётит, гётит, гидрогематит и гематит. В ассоциации с гиббситом или бёмитом гидрогётит и гётит устанавливаются в железистых бокситах [24, 48, 49], в латеритах [50]. Гидрогётит содержится в почвах [51], в дерновой руде [52].

Гидрогётит и значительно реже гётит образуют псевдоморфозы по пириту [53], сидериту, марказиту, иногда по анкериту, оливину, пироксену, магнетиту, гематиту, кальциту, гранату, амфиболам и т. д. Гидрогётит обнаружен как продукт изменения железных предметов, найденных при археологических раскопках [54].

В многочисленных месторождениях гипергенных (преимущественно осадочных) железных руд в СССР [55] и за рубежом главными минералами железа являются гидрогётит и гётит. В СССР к таким месторождениям относятся: на Урале — месторождения Орско-Халиловского района (Ново-Киевское, Халиловское, Орловское, Аккермановское в Оренбургской обл.) [29, 56], Синаро-Каменское (Челябинская обл.), Елизаветинское (Свердловская обл.), Бакальское [26], Полетаевское [57, 58] (Челябинская обл.),

Комарово-Зигагинское (Башкирская АССР); в Крыму — Керченское [34]; в Волгоградской обл. — Хоперское [55]; в Центральной части Европейской территории СССР — Липецкое [62] и Тульское [63]; в Кабардино-Балкарской АССР — Малкинское; в Арало-Тургайской низменности (КазССР) — Лисаковское и Приаральские месторождения [64] и т. д.; на Украине гидрогётитовые руды образовались по железистым роговикам и джеспилитам Кривого Рога [59, 60, 61].

Гидрогётит распространен в месторождениях осадочных (минеттовых) руд во Франции, в коре выветривания латеритного типа в Майари и Моа на Кубе, в США (в Аппалачских горах, в шт. Техас, в шт. Колорадо), в Чехословакии, в различных районах ФРГ и ГДР и т. д.

Гётит известен в Нассау, Зигене, Хердорфе и Оберштейне (ФРГ); распространен в оолитовых рудах Эльзаса-Лотарингии, вместе с лепидокрокитом встречается в месторождении Шизей в департаменте Арьеж (Франция). Хорошие кристаллы гётита были найдены в Корнуэлле (Англия) на рудниках Рестормел, Лостуитил, Боталак, Сент-Джаст и в окрестностях Редрута.

Гётит в виде игл обнаружен в зернах сильвина и карналлита из соляной толщи Гиссарского хребта (УзбССР) [65]; установлен в радулах современных гастропод [66].

Гётит и гидрогётит отмечаются в составе метеоритов Каали и Старое Песьяное, где эти минералы образовались в результате окисления на Земле никелистого железа и пирротина [67].

Гипогенный гётит обнаружен в пустотах мелафиров Чехословакии [24], в жеодах аметиста на Волк-острове (Онежское озеро); среди кристаллов кварца в пегматитах Волены [23]; в гнездах пегматитов с кварцем, микроклином и сидеритом в Пайкс-Пик (шт. Колорадо, США) (кристаллы и псевдоморфозы по сидериту); с пиритом и сфалеритом в месторождении Кен-Шанык (КазССР) [68] и в Пршибраме (Чехословакия); в виде каемок на контакте пирита и халькопирита в глубоких горизонтах рудника Пеко (Австралия) [69]. Имеются указания на гипогенный гидрогётит [10, 70]. Различие между гётитом и гидрогётитом проводится не всеми авторами.

Изм. Гидрогётит и гётит, так же как и лепидокрокит, в природных условиях подвергаются растворению. К числу их растворителей принадлежат серная кислота, гуминовые кислоты, уголекислота [71, 72]. В результате дегидратации гидрогётита образуются гётит, гидрогематит или гематит. При региональном метаморфизме гидроокислы железа превращаются в безводные окислы железа. Отмечены псевдоморфозы гематита по гётиту, замещение гётита псиломеланом [10].

Искусств. Гётит образуется путем окисления соединений закисного железа, при медленном гидролизе многих солей окисного железа [73] и при раскристаллизации гидрогелей водной окиси железа [74]. По Казакову и др. [73], в феррисульфатной системе $Fe_2(SO_4)_3 - KOH - H_2O$ (в отличие от феррихлоридной) при 20° кристаллизуется как в кислых, так и в щелочных растворах; Швертман [73] отмечает, что наличие CO_2 благоприятствует образованию гётита из солей Fe^{2+} при старении геля. Из сидерита гётит получен в результате длительного окисления в автоклаве при 95° и давлении около 95 атм. (рН=2,5) [76]. В виде кристаллов гётит образовался при нагревании растворов $FeCl_2$ под давлением. Является устойчивым гидратом в системе $Fe_2O_3 - H_2O$ [74, 75].

Практ. знач. Гидрогётит является основным минералом многих железных руд.

Отл. Для гётита характерны игольчатые кристаллики, гидрогётит большей частью является скрытокристаллическим. От гематита

и гидрогематита оба они отличаются цветом черты (желтовато-бурая или буровато-коричневая). При обработке азотнокислым серебром в отличие от лепидокрокита (γ -FeOОН) не образует ферритов серебра (лишь обработка гётита из Ауэрбаха привела к образованию феррита) [77]. В отличие от лепидокрокита плеохроизм у гётита более слабый, а отражательная способность [78] более низкая (см. «Отл.» на стр. 544); однако надежно гётит отличим от лепидокрокита лишь по рентгенограмме.

Разнов. Г и д р о г ё т и т — hydrogoethite (Роде, 1936) [29] — гётит с избыточной водой, дающий преимущественно скрытокристаллические выделения. Так называемый лимонит в большинстве случаев представляет гидрогётит. Рентгенограммы гидрогётита отвечают рентгенограммам гётита, но отличаются размытостью линий (большая степень дисперсности). Бл. наиболее часто матовый. В пл. в прох. свете желто-красно-бурый, нередко колломорфный, изотропный. $n = 2,00$ — $2,40$. В отраж. свете серый. Отраж. способность ниже, чем у гётита. Густота внутренних рефлексов и отраж. способность понижаются по мере увеличения содержания воды [79]. Состав непостоянный (анализы 5—9).

С и н о н. α -гидрогётит (Кротов, 1943) [80].

Название гидрогётит широко применяется советскими исследователями, тогда как в зарубежной литературе аналогичный минерал нередко описывается под названием л и м о н и т (limonite).

Многочисленные старые названия «лимонитов» имеют лишь историческое значение.

Бурый железняк — Brauneisenstein (Вернер, 1789) и бурая железная руда — Brauneisenerz — неоднородные агрегаты, в основном состоящие из гидрогётита, иногда с примесью гематита, гётита, лепидокрокита и других минералов [80, 81]. В зависимости от состава, характера выделений, цвета бурые железняки получали различные названия: железная охра — Eisenocher, умбра — umbra, бурая стеклянная голова — brauner Glaskopf, болотная руда — Sumpferz (Валериус, 1750), озерная руда — Seeerz (Валериус, 1750), желтый железняк — Gelbeisenstein (Хаусман, 1813), железная почка — Eisenniere, адлерштейн — Adlerstein или азит — aelite и клашперштейн — Klapperstein (Брайтхаупт, 1816), бобовая руда — Bohnerz, копеечная руда, дерновая руда — Rasenerz и луговая руда — Wiesenerz (Брайтхаупт, 1816), минетт — minette (Эли-де-Бомон, 1822), феррит — ferrite (Фогельзанг, 1872), гидроферрит — hydroferrite, гелльгётит — gelgoethite (Семенов, 1960). Орлиный камень — древнерусское название жезд лимонита, полых внутри (по Ферсману, 1954).

В различной степени гидратированными гётитами являются ключевая руда — Quellerz (Герман, 1842), калифит — kaliphite (Иванов, 1844), гипосидерит — hyposiderite (Брайтхаупт, 1847), ксантосидерит — xanthosiderite (Шмидт, 1854), гипоксантит — hypoxanthite (Роуни, 1855), сиенская земля — Sienna earth, лимнит — limnite (Дана, 1868), гидросидерит — hydrosiderite (до 1896, по Честеру), конхилит — conchilite (Тентон, 1944).

По составу среди «лимонитов» выделялись, но не охарактеризованы: алюмолимонит — aluocolimonite (Билибин, 1926), манганолимонит — manganolimonite (Болдырев, 1928). Мот — motl — название Zn-содержащего лимонита в Каринтии.

По-видимому, смесью гидроокислов железа с кремнеземом (опалом) является авазит — avasite (Креннер, 1884). Круцилит, крупит — crucilite, crucite (Томсон, 1836) — псевдоморфозы лимонита по двойникам арсеноприта, авролит — Aerolith — псевдоморфозы по пириту (Розе, 1842). Турьит, тургит — turjite, turgite, установленный в Турьинском медном руднике Германом (1845), является смесью гидрогётита с гидрогематитом [30, 82]. Железные охры — бурые и желтые — yeellow ochre, brown ochre (Дженскон, 1816) — смеси гидрогётита с глинистым веществом.

Алюмогётит — aluomgoethite (Бенеславский, 1957) [83] недостаточно охарактеризованная разновидность гётита из бокситов, содержащая, предположительно, в твердом растворе до 8—10% Al_2O_3 . Искусств. α -FeOОН может содержать в твердом растворе до 15% Al_2O_3 [4].

Эренвертит — ehrenwerthite (Корню, 1909) — псевдоморфоза колломорфного гётита (гидрогётита) по пириту. Кротов с сотрудниками [81, 84] применяет обозначение эренвертит для разновидности гидрата окиси железа с колеблющимся

содержанием воды, образующие прожилки, гнезда и неправильные выделения в бурых железняках.

Гелеобразные выделения гидроокислов железа описывались под различными названиями: сидерогель — siderogel (Тучан, 1913), лимонитогелит — limonitogelite (Тучан, 1913), феррогель — ferrogel (Болдырев, 1928).

Гидрогётит с повышенным содержанием P_2O_5 (2% и более) — стилипносидерит — stilpnosiderite (Улман, 1814). По-видимому, гидрогётитом является и железная смоляная руда — Pecheisenetz, Eisenpechez (Брайтхаупт, 1823).

Межплоскостные расстояния гётита из Ловозерских тундр *
Fe-излучение, $D = 57,9$ мм

hkl	I	d (кХ)	hkl	I	d	hkl	I	d
020	1	5,07	211	2	1,802	330	1	1,397
110	10	4,14	221	8	1,725	170	2	1,363
120	2	3,39	240	2	1,699	132; 321	6	1,320
130	8	2,70	060	1	1,668	042	1	1,296
021	5	2,59	231	2	1,610	122	1	1,268
111	10	2,46	151	7	1,574	152	2	1,251
121; 210	6	2,27	310; 002	7	1,512		2	1,203
140	6	2,20	241	6	1,461		3	1,152
131	1	2,01	070; 112	1	1,426		5	1,127
041	2	1,934						

* ИГЕМ АН СССР.

Л и т е р а т у р а

1. Goldsztaub S. Bull. Soc. fr. min., 1935, 58, 6; см. также B ö h m J. Zs. Krist., 1928, 68, 567.
2. Peacock M. A. Trans. Roy. soc. Canada, 1942, 36, Ser. 3, Sect. 4, 107.
3. Bernal J. D., Dasgupta D. R., Mackay A. L. Clay Minerals Bull., 1959, 4, No 21, 15; Nature, 1957, 180, No 4587, 645.
4. Hansen W. C., Brownmiller L. T. Am. J. Sci., 1928, 15, No 87, 224; Correns C. W., Engelhardt W. Nachrichten Akad. Wiss. Göttingen, 1941, 131.
5. Норре W. Zs. Krist., 1940, 103, 73.
6. Goldschmidt V., Parsons A. L. Zs. Krist., 1910, 47, 238; Himmel H. Zbl. Min., 1939, A, 281.
7. Франк-Каменецкий В. А. ДАН СССР, 1954, 94, № 4, 765.
8. Lapparent J. Bull. Soc. fr. min., 1930, 53, № 1—6, 255.
9. Federico M., Fornasari M. Period. min., Roma, 1953, 22, No 1, 107.
10. Bose M. K. Am. Min., 1958, 43, No 9—10, 989.
11. Бови С., Тейлор К. Тр. 2-й Международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958. Атомиздат, 1959, 8, 161.
12. Rosnjak E., Merwin H. E. Am. J. Sci., 1919, 47, 311.
13. Scheffer F., Welte E., Ludwig F. Chem. d. Erde, 1957, 19, H. 1, 51.
14. White W. B., Roy R. Am. Min., 1964, 49, No 11—12, 1670; см. также: Cabannes C. 20-e Congrès Groupe avanc. meth. spectr., 1957. Paris, 1958, 115; Moenke H. Jenaer Jb., 1960, T. 2, 402.
- 14а. Летников Ф. А. Изobarные потенциалы образования минералов (хим. родство) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 50.
15. Nuffield E. W., Peacock M. A. Univ. Toronto Stud., geol. ser., 1942, No 47, 53; Carpedonne L. Bull. Soc. fr. min., 1946, 69, No 1, 27; Bowie S. H. U. Min. Mag. 1957, 31, No 237, 476.
16. Bailly R. Am. Min., 1948, 33, No 9—10, 519; Toubeau G. Bull. Soc. belge géol., 1961, 70, F. 3, 281; перевод: Тубо Г. Сб. «Физика минералов». Изд-во «Мир», 1964, 415.
17. Carpenter R. H., Cameron E. N. Econ. Geol., 1963, 58, No 8, 1309.
18. Simon A., Lang M., Seidel M. Chem. Zvesti, 1959, 13, 733 (по реферату Chem. Abstr., 1960, 54, No 17, 16974g); Correns C. W., Thiel R. Naturwissenschaften, 1963, 50, H. 1, 16.
19. Schellmann W. N. Jb. Min., Monatsh., 1964, H. 2, 49; Norrish K., Taylor R. M. J. Soil sci., 1961, 12, No 2, 294.

20. Каримов А. Г. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1955, вып. 24, 53.
21. Вишневецкий А. С. Геохимия, 1958, № 7, 682.
22. Чеботарев Г. М. Сб. «Вопросы минералогии и геохимии». Изд-во «Наука». Ташкент, 1964, 165.
23. Цыганов Е. М. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1951, № 5, 179; Ляхов Ю. В. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1963, № 17, 240.
24. Кошагек К., Тушек К. Sborn. Narodnoho musea Praze, 1951, 7, N 5, 1.
25. Подситник А. А. Сб. «Железородные месторождения Алапаевского типа». Изд-во АН СССР, 1936, 2, 81.
26. Ушаков Н. А. Сб. «Главнейшие железородные месторождения СССР». Изд-во АН СССР, 1934, 2, 194; Малахов А. Е. Тр. Свердловск. горн. ин-та, 1955, вып. 22, 115; Малахов А. Е. Сб. «Очерки по металлогении осадочных и осадочно-метаморфических пород». Изд-во АН СССР, 1962, 3.
27. Яницкий А. Л. Сб. «Халиловские месторождения комплексных железных руд». Тр. ИГН АН СССР, 1942, вып. 67, 139 и 313.
28. Чухров Ф. В. Рудные месторождения Джезказганско-Улутавского района в Казахстане. Изд-во АН СССР, 1940, 97.
29. Роде Е. Я. Сб. «Железородные месторождения Алапаевского типа». Изд-во АН СССР, 1936, 2, 174.
30. Розбакиева Н. А. Сб. «Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая». Изд-во АН КазССР, 1957, 2, 87 и 92 (описание гётита и гидрогётита из рудных месторождений Алтая, хим. анализы не вполне чистых проб. термические кривые и др.).
31. По данным Ф. В. Чухрова, 1950.
32. Миропольский Л. М. Уч. зап. Казанск. ун-та, 1936, 96, кн. 3, геол., вып. 7, 42.
33. Дмитриев Э. В. Геология рудных м-ний, 1965, № 3, 82.
34. Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф., Лебедев Ю. С., Кириченко О. Н. Минералогия железородных формаций Керченского бассейна. Изд-во АН УССР, 1960, 108.
35. Nambu M. Sci. Rep. Res. inst. Tohoku univ., 1959, ser. A, 11, No 6, 482.
36. Lesznar F. J. Acta techn. Acad. sci. Hungar., 1957, 16, No 3—4, 383.
37. Schwiersch N. Chem. d. Erde, 1933/34, 8, H. 1—2, 252.
38. Kulp J. L., Trites A. F. Am. Min., 1951, 36, No 1—2, 23; Gheith M. Am. J. Sci., 1952, 250, No 9, 677; Kelly W. C. Am. Min., 1956, 41, No 3—4, 353; McConnell J. D., Lima-de-Faria J. Min. Mag., 1961, 32, No 254, 898; Винниченко Н. Т. Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1951, вып. 2, 34; Mackenzie R. C. The differential thermal investigation of clays. London, 1957, 299.
39. Сальдау Э. П. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1961, 38, вып. 2, 140.
40. Francoube M. H., Rooksby H. P. Clay Minerals Bull., 1959, 4, No 21, 1; Oosterhout G. W. Acta cryst., 1960, 13, 932; Maskau A. L. Proc. 4-th Internat. Symposium on the Reactivity of Solids. Amsterdam, 1960, 571; Brindley G. W. J. Min. soc. Japan, 1961, 5, No 4, 217.
41. Gokhale K. V. G. K. Econ. Geol., 1961, 56, No 6, 1058; Lima-de-Faria J., Gau F. Min. Mag., 1962, 33, No 256, 37 (перевод: Сб. «Физика минералов». Изд-во «Мир», 1964, 208); Lima-de-Faria J. Zs. Krist., 1963, 119, H. 3—4, 176.
42. Каурковский В. И. Тр. 2-го совещания по термографии. Изд-во АН СССР, Казань, 1961, 506.
43. Dasgupta D. R. Proc. Nat. inst. Sci. India, 1955, Pt. A, 21, No 5, 338.
44. Smith F. G., Kidd D. J. Am. Min., 1949, 34, No 5—6, 403.
45. Adachi M., Nobuoka S., Ando T. Bull. Govern. Industr. Res. Inst., Osaka, 1962, 13, 321 (по реферату Min. Abstr., 1965, 17, No 3, 277).
46. Sabatier G. Bull. Soc. fr. min., 1954, 77, No 4—6, 1077.
47. Поваренных А. С. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1952, № 6, 87.
48. Бенеславский С. И. Сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958; 7; Бушинский Г. И. Там же, 176.
49. Nemesz E. Acta geol. Acad. sci. Hungar., 1954, 2, f. 3—4, 257.
50. Shimazaki Y., Isono K. Bull. Geol. Surv., Japan, 1964, 15, No 8, 4.
51. Schwertmann U. Zs. Pflanzenernahrung, Duingung, Bodenkunde, 1959, 84, H. 1—3, 194.
52. Krause A., Lewendowski A. Tscherm. min., petr. Mitt., 1963, Ser. 3, 8, H. 3, 439.
53. Франк-Каменецкий В. А. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1952, № 6, 268; Kern R. Bull. Soc. fr. min. 1962, 85, No 2, 125; Ясинская А. А. Мин. сб. Львовск. ун-та, 1964, № 18, вып. 1, 86.
54. Винниченко Н. Т. Тр. Ср.-Азиатск. ун-та, 1954, вып. 52, геол., кн. 5, 93.

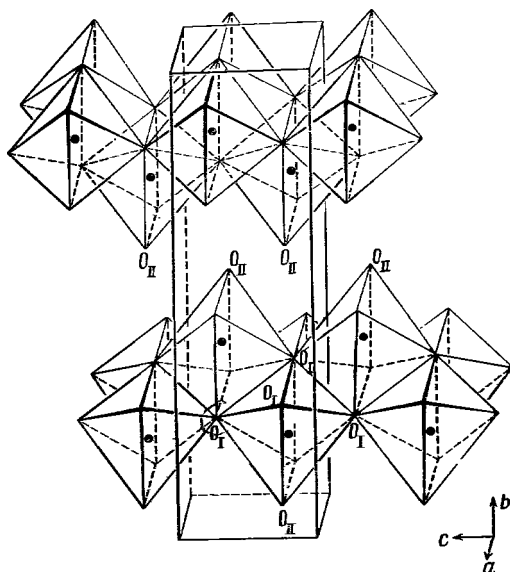
55. Сб. «Главнейшие железорудные месторождения СССР». Изд-во АН СССР, 1934, 1 и 2.
56. К р о т о в Б. П. и др. Сб. «Халиловские месторождения комплексных железных руд». Тр. ИГН АН СССР, 1942, вып. 67.
57. П о д с и т н и к А. А. Сб. «Железорудные месторождения Алапаевского типа». Изд-во АН СССР, 1936, 1, 235.
58. К р о т о в Б. П. Сб. «Железорудные месторождения Алапаевского типа». Изд-во АН СССР, 1936, 2, 319.
59. Д о б р о х о т о в М. И. Сб. «Главнейшие железорудные месторождения СССР». Изд-во АН СССР, 1934, 2, 250.
60. М о м д ж и Г. С. Горный журн., 1950, № 5, 3; Гершойг Ю. Г. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1951, № 5, 187; Рябконов С. М. Тр. ИГН АН УкрССР, сер. петр., мин., геохим., 1960, вып. 6, 99.
61. Р и п у н М. Б., С а н д л е р Я. М., В о р о н а Г. П. Литология и полезн. ископ., 1964, № 6, 98.
62. Т о ч и л и н М. С. ДАН СССР, 1951, 80, № 4, 665.
63. К а п л у н о в Р. П., В а с и л ь е в С. П. Месторождения бурых железняков Центральной части СССР и их разработка. ОНТИ, 1935, 1.
64. Ф о р м о з о в а Л. Н., Я н и ц к и й А. Л. ДАН СССР, 1954, 95, № 3, 635; Ф о р м о з о в а Л. Н. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 20, 289.
65. П е т р о в Н. П. Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1951, вып. 2, 97.
66. L o w e n s t a m H. A. Science, 1962, 137, No 3526, 279.
67. Ю д и н И. А., С м ы ш л я е в С. И. Тр. Ин-та геол. АН ЭстонССР, 1963, вып. 11, 53; Метеоритика, 1964, вып. 25, 116.
68. Б р о д и н В. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 4, 496.
69. E d w a r d s A. V. Am. Min., 1956, 41, No 7—8, 657.
70. Т а р н о в с к и й Г. Н., В а с и л ь е в Е. К. Зап. В.-Сиб. отд. Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 3, 130.
71. Г и н з б у р г И. И., Р у к а в и ш н и к о в а И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд-во АН СССР, 1951, 79.
72. А н т и п о в - К а р а т а е в И. Н. Тр. конфер. по генезису руд железа, марганца и алюминия. Изд-во АН СССР, 1937, 97.
73. Д м и т р е н к о О. И., К а р г и н В. А. Коллоидный журн., 1951, 13, вып. 4, 259; Arden T. V. J. Chem. soc., London, 1951, No 78, 350; К а з а к о в А. В., С о к о л о в а Е. И., В а й н ш т е й н А. З. Тр. ИГН АН СССР, 1957, вып. 152, 72; Schwertmann U. Zs. anorg., allgem. Chem., 1959, 298, H. 5—6, 337; Weiser H. B., Milligan N. O. J. phys. chem., 1935, 39, No 1, 25.
74. P o s n j a k E., M e r w i n H. E. J. Am. chem. soc., 1922, 4, 1965; K r a u s e A., L e w a n d o w s k i A. Zs. anorg., allgem. Chem., 1932, 206, H. 3, 328; K r a u s e A., T o r n o H. Zs. anorg., allgem. Chem., 1933, 211, H. 1—2, 98; B a n d i s c h O., W e l o L. Chem. Rev., 1934, 15, 45; K r a u s e A., E r n s t Z., G a w r y c h S t. K o s a y W. Zs. anorg., allgem. Chem., 1936, 228, H. 4, 352; M a c k e n z i e R. Investigations on gold precipitated hydrated ferric oxide and its origin in clays. «Problems of clay and laterite genesis», A. J. M. E., 1952, 65; M a c k e n z i e R. C., M e l d a u R. Min. Mag., 1959, 32, No 245, 153; K u r o n H., P r e u s s e H. U. Zs. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde, 1963, 100, H. 1, 12.
75. Д а н и л ь ч е н к о П. Т., М е л ь ш к о П. С. Тр. Крымск. фпл. АН СССР, 1953, 4, вып. 1, 3.
76. Е п а т к о Ю. М. Матер. к совещанию по геохимии гипергенеза. Минск, 1964, 138; Е п а т к о Ю. М., Л и т в и н А. Л. Сб. «Морфология свойства и генезис минералов». Изд-во «Наукова думка», 1965, 127.
77. K r a u s e A., L e w a n d o w s k i A. Naturwissenschaften, 1961, 48, H. 15, 522.
78. Т о ч и л и н М. С. ДАН СССР, 1952, 87, № 2, 269.
79. Ю ш к о С. А. Сб. «Кора выветривания». Изд-во АН СССР, 1952, вып. 1, 231.
80. К р о т о в Б. П. ДАН СССР, 1943, 40, № 3, 131.
81. К р о т о в Б. П. Сб. «Железорудные месторождения Алапаевского типа». Изд-во АН СССР, 1936, 2, 3.
82. Т о ч и л и н М. С. ДАН СССР, 1951, 81, № 1, 75.
83. Б е н е с л а в с к и й С. И. ДАН СССР, 1957, 113, № 5, 1130.
84. Т е о д о р о в и ч Г. И., Я н и ц к и й А. Л., Я г а н о в а В. Е. Сб. «Халиловские месторождения комплексных железных руд». Тр. ИГН АН СССР, 1942, вып. 67, 379.

СТРУКТУРА ТИПА БЁМИТА

ГРУППА БЁМИТА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Бёмит	AlOОН	Ромб.	2,96	12,80	3,92	3,06
Лепидокрокит	FeOОН	Ромб.	3,06	12,54	3,88	3,96

Бёмит (γ -AlOОН) [1, 2] и лепидокрокит (γ -FeOОН) [3] имеют одинаковую структуру, аналогичную структуре γ -ScOОН [2]. Другие природные полиморфные модификации AlOОН и FeOОН — гётит (α -FeOОН), акаганеит (β -FeOОН), диаспор (α -AlOОН).



Фиг. 207. Структура бёмита (лепидокрокита)
(по Struct. Rep., X)

В структуре бёмита и лепидокрокита [1] (фиг. 207) атомы Al (Fe) расположены в центрах несколько искаженных октаэдров, пять вершин которых занимают атомы O, шестую вершину — группа OH. Каждый O_I принадлежит четырем октаэдрам, каждый O_{II} и группа (OH) — двум октаэдрам. Октаэдры связаны общими ребрами и образуют слой, параллельные (010); слой связаны слабыми водородными связями, что обуславливает совершенную спайность бёмита и лепидокрокита по (010). Связь O — H — O асимметрична [4, 5].

Л и т е р а т у р а

1. Goldshtaub S. Bull. Soc. fr. min., 1935, 58, No 1, 54; Reichertz P. P. Yost W. J. J. chem. phys., 1946, 14, No 8, 495.
2. Milligan W. O., McAtee J. L. J. phys. chem., 1956, 60, No 3, 273.
3. Ewing F. J. J. Chem. phys. 1935, 3, 203.
4. Holm C. H., Adams C. R., Ibers J. A. J. phys. chem., 1958, 62, No 8, 992.
5. Kroon D. J., Stolpe C. Nature, 1959, 183, No 4666, 944.

Бёмит Boehmite

AlOОН

Назван Лапшараном (1927) [1] в честь химика И. Бёма, который впервые в 1925 г., на основе рентгеновских данных, установил и описал этот минерал, назвав его «бокситом» (bauxite).

Синон. Купшмурунит (Гладковский, Ушатинский, 1961) [2]. Спорогелит — spogelite (Тучан, 1913), по-видимому, является бёмитовым телом (коагелем) (Рожкова, 1948) [3]; см. также синон. диаспора и гиббсита.

Бёмит отвечает искусств. γ -AlOОН.

Характ. выдел. Коллоидные и метаколлоидные выделения, иногда мельчайшие таблички с ромбовидными контурами; исключительно редки макроскопически различимые кристаллики.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{17} - Стст$; [4—6] или $C_{2v}^{12} - Стс2_1$ [7]. $a_0 = 2,96$; $b_0 = 12,80$; $c_0 = 3,92$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,231 : 1 : 0,306$ (для минерала) [8]; $a_0 = 2,86$; $b_0 = 12,28$; $c_0 = 3,70$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,232 : 1 : 0,302$; $Z = 4$ (для γ -AlOОН, по Райхерцу и Иосту) [4].

Диморфен с диаспором. Изоструктурен с лепидокрокитом (описание структуры см. на стр. 535). Направления O — H связей образуют зигзагообразную цепочку между слоями кислорода [5]. Межатомные расстояния внутри слоев, по Милигену и Макэти [5]: Al — O_I = 1,88 и 1,99; Al — O_{II} = 1,87; O_I — O_I = 2,86 и 2,54 (общие ребра); O_I — O_{II} = 2,82 и 2,58; ближайшие расстояния O_{II} — O_{II} соседних слоев (через водородную связь) 2,70. Расстояние O — H, рассчитанное по данным ядерного магнитного резонанса, равно 0,98 Å.

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - mmm$ ($3L_23PC$); $a : b : c = 0,466 : 1 : 0,606$ (в установке, принятой Позняком и Мервином для лепидокрокита; вычислено на основе средних значений параметров ячейки) [4—6, 8, 9].

Формы [10]:

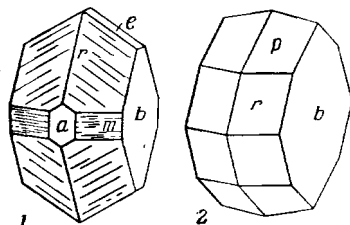
	Φ	ρ	Φ_1	ρ_1	Φ_2	ρ_2	
<i>b</i>	010	0°00'	90°00'	0°00'	90°00'	—	0°00'
<i>a</i>	100	90 00	90 00	—	0 00	90°00'	90 00
<i>m</i>	110	65 01	90 00	0 00	24 59	90 00	65 01
<i>e</i>	011	0 00	31 13	58 47	90 00	90 00	58 47
<i>p</i>	113	65 01	25 34	78 35	66 58	23 27	79 30
<i>r</i>	111	65 01	55 07	58 47	41 58	52 27	69 44

$$mm(110) : (1\bar{1}0) = 49^\circ 58'$$

$$rb(111) : (010) = 69^\circ 44'$$

$$ee(011) : (0\bar{1}1) = 62^\circ 26'$$

$$pb(113) : (010) = 79^\circ 30'$$



Фиг. 208. Кристаллы бёмита, Вишневые горы

(по Бонштедт-Куплетской)

1 — обычный тип; 2 — более редкий

У Гольдштауба и у Дана (1944) принята рентгеновская установка Гольдштауба, Милигена и др., отличающаяся от рентгеновской установки Райхерца и Иоста взаимной перестановкой осей *a* и *c*. В принятой здесь морфологической установке оси отвечают осям Райхерца и Иоста, но значение *b* в два раза меньше. Формула перехода к этой установке от установки Дана: 002/010/200.

Кристаллы чечевицеобразные, уплощенные по (010), бочонковидные (фиг. 208), образуют друзы и взаимно-параллельные сростки. За исключением b (010) и e (011) все грани матовые.

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (010) совершенная; по (100) и (001) неясная, заметная лишь под микроскопом. Хрупок. Тв. 3 $\frac{1}{2}$ — 4. Уд. в. вишневогорского 3,019, кольского — 2,98 (вычисл. 3,06). Цв. светло-желтоватый, светло-зеленовато-желтый, почти бесцветный, розоватый (от изоморфной примеси железа). Черта белая. Бл. в изломе стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Прозрачен.

Инфракрасный спектр бёмита по Уайту и Рою [11] характеризуется раздвоенными полосами 3246—3039 $см^{-1}$ и 1449—1063 и полосами 735, 606 и 476 $см^{-1}$. По Колесовой и Рыскину [12], искусственный γ -AlOОН и природный бёмит дают идентичные полосы в области 2800—420 $см^{-1}$ (полосы: 1155, 1074, 770, 725, 630, 520, 498), но в области валентных колебаний гидроксидов имеются существенные отличия. Расщепление валентной полосы поглощения (3246—3039 $см^{-1}$) объясняется наличием двух различных типов водородной связи в кристаллической структуре бёмита (Юнгман и др.) [12]. В инфракрасном спектре дейтерированного образца бёмита раздвоенная полоса смещена к более низким частотам; фактор сдвига немного меньше $\sqrt{2}$.

Теплота образования ΔH_{298} (—) 235,5 ккал/моль, энтропия образования ΔS_{298} 60,00 э. е., изобарный потенциал образования ΔZ при 300° К (—) 217,5 ккал/моль [13].

Микр. В пл. бесцветен, слегка буроватый. $Ng=c$, $Nm=b$, $Np=a$; пл. опт. осей (010) (фиг. 209) Двусный (+).

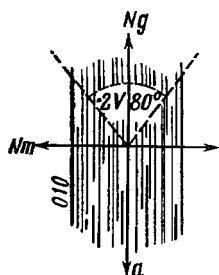
n_g	n_p	$n_g - n_p$	2V°	Месторождение
1,664	1,646	0,015	80—85	Урал [10]
1,666	1,651	0,015	78—80	Кавказ [14]
1,655	1,642	0,013		Кольский п-ов [15]
1,652	1,634	0,018	80	КМА [16]

Хим. Теор. состав: Al_2O_3 — 84,99 (Al — 44,98); H_2O — 15,01; Al частично замещается Fe [17]. Характерно присутствие Ga и Sc.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
$Na_2O + K_2O$	—	—	—	0,62	—	—	—	—
MgO	—	0,06	1,08	0,82	—	Не обн.	—	—
CaO	0,14	0,39	1,81	0,16	—	» »	Не обн.	—
Al_2O_3	82,86	82,07	79,78	81,39	76,47	76,17	74,89	74,99
Ga_2O_3	0,04	0,067	—	—	—	—	—	—
Fe_2O_3	0,62	0,48	1,81	2,54	0,90	1,18	3,20	1,44
SiO_2	0,87	1,24	0,67	0,92	4,99	4,12	2,29	5,33
TiO_2	—	—	0,79	0,32	2,37	2,37	4,11	2,95
H_2O^+	15,30	15,80	14,68	12,95	14,68	—	—	—
H_2O^-	0,29	0,19		0,25		—	—	0,30
П.п.	—	—	—	—	—	16,13	14,70	15,56
Сумма	100,12	100,297	100,62	99,97	99,41	99,97	99,19	100,57

1 — из пегматита Вишневых гор, анал. Влодавец [10]; 2 — из пегматита Лововерских тундр, анал. Капитонова [15]; 3 — из коры выветривания Яковлевского м-ния (КМА), анал. Покровская [18]; 4 — из пустот и трещин боксита КМА [16]; 5 — из Яковлевского м-ния боксита [19]; 6 — из Тихвинского боксита, анал. Книпович, $n = 1,643 - 1,653$ [20]; 7 — из боксита департамента Вар (Франция), $n = 1,655 \pm 0,002$ [20]; 8 — из боксита Айского м-ния, Южн. Урал, анал. Фрид [3].



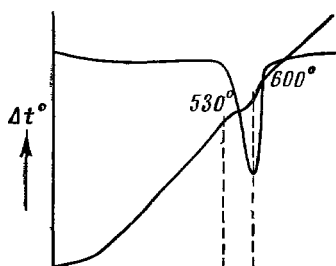
Фиг. 209. Оптическая ориентировка бёмита (по Вонштедт-Куплетской)

В бёмитах, выделенных из бокситов, всегда устанавливается [3, 20, 21] значительное содержание SiO_2 , а также TiO_2 , которые связаны с примесями.

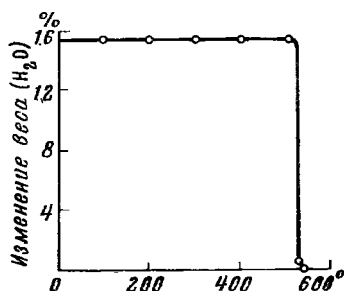
Диagn. исп. В кислотах не растворяется.

С фосфорной солью и содой сплавляется с трудом. П. п. тр. не плавится, белеет, становится матовым, таблички расщепляются по спайности. В закр. тр. выделяет воду.

Повед. при нагр. Кривая нагревания аналогична таковой диаспора (максимум эндотермического эффекта около 600°) (фиг. 210). Выделение воды происходит выше 500° (фиг. 211) [22]. Конечным продуктом нагревания искусственного $\gamma\text{-AlOOH}$ является корунд ($\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$), природа промежуточных продуктов дегидратации трактуется различными исследователями неодинаково [9, 23, 24] и, по-видимому, зависит от условий опытов (см. на стр. 611 о поведении гиббсита при нагревании).



Фиг. 210. Кривая нагревания бёмита (по Феодотьеву)



Фиг. 211. Кривая обезвоживания бёмита (по Феодотьеву)

По Заальфельду и по Ленне [23, 24] нагревание $\gamma\text{-AlOOH}$ приводит к образованию около $450\text{--}500^\circ$ тетрагонального псевдокубического $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ с $a_0 = 7,94$, $c_0 = 7,78$ Å, около 900° имеет место образование $\theta\text{-Al}_2\text{O}_3$ (монокл. с. $a_0 = 11,24$, $b_0 = 5,72$, $c_0 = 11,74$ Å; $\beta = 103^\circ 20'$); выше 1000° образуется тригональный $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$. Уральский бёмит [10] при нагревании до 1050° переходил в ближе не изученную ромбическую модификацию глинозема с более низкими показателями преломления и порошкограммой, отличающейся от порошкограммы как $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$, так и $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$. При нагревании тихвинского бёмита [20] показатель преломления повышался.

Нахожд. Относительно редкий минерал. Встречается в виде мельчайших кристалликов, тонкодисперсных частиц и их агрегатов в бокситах: в некоторых из них представляет главный минерал (ишмовидные бокситы Сев. Урала [19], бокситы Тихвинского месторождения Ленинградской обл. [2, 20], бокситы Франции [1, 25]). Сопровождается гиббситом, диаспором, каолинитом, гидроокислами железа, гелем глинозема. Встречается в бокситах [19, 26—28] различного типа (платформенных и геосинклинальных) и различного возраста; представляет продукт старения геля глинозема в процессе длительного эпигенеза и незначительного метаморфизма.

Отмечался в виде микроскопически мелких зерен в составе цемента и бобовин магнетита в болотно-лагуновых осадках района р. Малки (Ка-

бардино-Балкарская АССР); сопровождается хлоритом, гидроокислами железа, каолинитом [14]. Установлен в составе сухарных каолининовых глин в Татарской АО [29]. Встречен в некоторых месторождениях пирофиллита в Японии [30].

Изредка наблюдается среди продуктов изменения фельдшпатов и натролита в щелочных пегматитах (с кальцитом, гиббситом, галлуазитом и др.): в СССР — в Вишневых горах и Хибинских тундрах [10, 15].

Искусств. Образуется в автоклавах при температурах не ниже 200° из гидрата глинозема или из растворов солей алюминия [9, 16, 31] при обработке металлического алюминия водяным паром под давлением [32], в результате электролиза растворов алюмината калия [33], сульфата или хлорида алюминия в кислой среде (рН 4,1) [34]. Представляет первую фазу кристаллизации гелей глинозема [35]; присоединяя воду, легко переходит в байерит. Является промежуточным продуктом при обезвоживании гиббсита. Получен в результате обработки альбита водой при 200° в присутствии CO₂ [36]. Представляет одну из фаз системы Al₂O₃ — H₂O [37].

Практ. знач. В составе бокситов является сырьем для получения окиси алюминия.

Отлич. Сходен с гиббситом, от которого отличается формой кристаллов, хрупкостью, под микроскопом — отсутствием двойников, прямым погасанием и более высокими показателями преломления. В мелкодисперсных выделениях определяется на основе кривых нагревания и порошкограмм.

Межплоскостные расстояния искусственного бёмита *

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
020	100	6,11	062	2	1,369	262	<1	0,9903
021	65	3,164	152	15	1,312	—	<1	0,9818
041; 130	53	2,346	221	3	1,303	173	2	0,9506
131	6	1,980	241	1	1,224	330	2	0,9310
150	32	1,860	023	2	1,209	004; 223	2	0,9247
002	27	1,850	082	3	1,1782	282	2	0,9105
022	6	1,770	260	<1	1,1711	331	2	0,9023
151	13	1,662	172	3	1,1609	243	<1	0,8937
080	6	1,527	202	5	1,1337	350	1	0,8907
132	16	1,453	222	2	1,1152	351	<1	0,8660
200	9	1,434	133	<1	1,0917	134	1	0,8607
081	1	1,412	280	2	1,0459	332	2	0,8316
220	2	1,396	153	1	1,0281	154	3	0,8286
171	6	1,383						

* ASTM, 5—0190.

Л и т е р а т у р а

1. L a r r a g e n t J. C. R., Paris, 1927, 184, 1661; более подробное описание: он же, Bull. Soc. fr. min., 1930, 53, 261.
2. Г л а д к о в с к и й А. К., У ш а т и н с к и й И. Н. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1961, вып. 56, 114.
3. Р о ж к о в а Е. В., Л я м и н а А. И. Советская геология, 1948, № 29, 123.
4. R e i c h e r t z P. P., Y o s t W. J. J. chem. phys., 1946, 14, No 8, 495; см. также B e z j a k A., J e l e n i ć I. Symposium sur les bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium. Zagreb, 1963, 2, 105.
5. G o l d s t a u b S. Bull. Soc. fr. min., 1936, 59, No 4—5—6, 348; M i l l i g a n W. O., M c A t e e J. L. J. phys. chem., 1956, 60, No 3, 273; K r o o n D. J., S t e l p e C. v. d. Nature, 1959, 183, No 4666, 945.

6. Bosmans H., Michel P. C. R., Paris, 1959, 249, No 16, 1532.
7. Holm C. H., Adams C. R., Ibers J. A. J. phys. chem., 1958, 62, No 8, 992.
8. Takéuti T. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1942, 27, 240.
9. Liprens B. C. Structure and texture of aluminas. Delft, 1961.
10. Бонштедт-Куплетская Э. М., Влодавец Н. И. ДАН СССР, 1945, 49, № 8, 611; Бонштедт-Куплетская Э. М. Зап. Мин. об-ва, 1947, 76, вып. 4, 239.
11. White W. B., Roy R. Am. Min., 1964, 49, No 11—12, 1677.
12. Колесова В. А., Рыскин Я. И. Журн. структурной химии, 1962, 3, № 6, 680; см. также: Frederickson L. D. Analytical Chem., 1954, 26, No 12, 1883; Orsini L., Petitjean M. C. R. Paris, 1953, 237, No 4, 326; Adler H. H. Econ. Geol., 1963, 58, No 4, 558.; Jungmann E., Klarič K., Maričić, Meić Z. Symposium sur les bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium. Zagreb, 1964, 2, 137.
13. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хим. родство) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 50.
14. Ренгартен Н. В. ДАН СССР, 1949, 69, № 3, 425.
15. Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 17, 19.
16. Крюкова В. Г. Тр. Всес. н.-и. ин-та пьезооптич. минеральн. сырья, 1961, 5, 91.
17. Caillère S., Robeguin T. C. R. Paris., 1961, 253, N° 2, 288; Caillère S., Hépin S. C. R. Paris, 1961, 253, N° 4, 690; Caillère S., Robeguin T. C. R. Paris, 1962, 254, No 1, 137; 1966, D 263, No 1, 1.
18. Никитина А. П. Сб. «Исследование и использование глин». Изд-во Львовск. ун-та, 1958, 199.
19. Бенеславский С. И. Минералогия бокситов. Госгеолиздат, 1963, 173 стр.
20. Левандо Е. П. Тр. 3-го совещания по эксперим. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1940, 153.
21. Терентьева К. Ф. Изв. АН СССР, сер. геол., 1942, № 4, 23; Гладковский А. К., Шарова А. К. ДАН СССР, 1953, 89, № 1, 151.
22. Феодотьев К. М. Тр. ИГН АН СССР, 1949, вып. 120, 8.
23. Schwiösch H. Chem. d. Erde, 1933—34, 8, H. 1—2, 252; Schröder W. Zs. Electrochem., 1948, 52, Nr 3, 133; Stumpf H. C., Russell A. S., Newsome J. W., Tucker G. M. Industr. a. engin. chem., 1950, 42, 1398; Egerding G. Acta cryst., 1952, 5, 1 и 103; Воер J. H. de, Fortuin J. M., Stegenga J. J. Proc. Kon. Nederlandse Akad. Wet., 1954, 57, ser. B, No 2, 170; Tertian R., Parée D. C. R. Paris, 1955, 241, N° 22, 1575; Iler R. K. J. Am. ceram. soc., 1961, 44, No 12, 618 и др.
24. Saalfeld H. Fortschr. Min., 1957, 35, H. 1, 25; N. Jb. Min., Abhandl., 1960, 95, H. 1, 1; Lepné H. U. Zs. Krist., 1961, 116, H. 5—6, 190; литературу по обезвоживанию гидратов Al_2O_3 см. также при описании гиббсита.
25. Valeton I. Beitr. Min., Petr., 1965, 11, H. 3, 217.
26. Терентьева К. Ф. Сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958, 51.
27. Вишняков С. Г. ДАН СССР, 1953, 88, № 3, 543.
28. Бенеславский С. И. Сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958, 7.
29. Бетелев Н. П. ДАН СССР, 1960, 133, № 4, 928.
30. Nagata J., Mitsuda T. Kobutsugaku Zasshi, 1957, 3, 314 (по реферату Chem. Abstr., 52, No 13, 10812a).
31. Рожкова Е. В., Соловьев Н. В., Карюкина В. Н. Тр. ВИМС, 1949, вып. 2, 3; Chang Yuang-lung. Scientia Sinica, 1957, 6, No 3, 501; Dachselt E., Pätz K. Zs. anorg., allgem. Chem., 1957, 292, H. 5—6, 262; Аракелян О. И., Ляпунов А. Н., Чистякова А. А., Кавина В. А. Цветные металлы, 1960, № 11, 54.
32. Торкар К., Krischner H. Symposium sur les bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium. Zagreb, 1963, 2, 25.
33. Caillère S., Hépin S. C. R. Paris, 1948, 226, N° 7, 580.
34. Le Peintre M. C. R. Paris, 1948, 226, N° 17, 1370.
35. Moscou L., Vlies G. S. v. d. Kolloid Zs., 1959, 163, H. 1, 35; Mackenzie R. C., Meldau R., Gard J. A. Min. Mag., 1964, 33, No 257, 145.
36. Wyart J., Oberlin A., Tchoubar C. C. R. Paris, 1963, 256, N° 3, 554; Lagache M., Wyart J., Sabatier G. Там же, 1963, 256, No 12, 2501; Lagache M. Там же, 1964, 258, gr. 9, N° 13, 3515.
37. Ervin G., Osborn E. F. J. of Geology, 1951, 59, No 4, 391; Kennedy G. C. Am. J. Sci., 1959, 257, No 8, 563; Legrand C., Tertian L., Tertian R. C. R. Paris, 1953, 236, N° 4, 392 и др.

Лепидокрокит *Lepidocrocite* FeOОН

Назван по форме выделений от греч. *λεπις* (лепис) — чешуя и *κροκίς* (крокис) — волокно, нить (Ульман, 1814).

Синон. Рубиново-красная железная слюдка — *rubinrother Eisenglimmer* (Бехер, 1789), гётит — *goethite* (Ленц, 1806, см. при гётите, стр. 52b), рубиновая слюдка — *Rubinglimmer* (Хаусман, 1813), пирросидерит — *pyrrhosiderite* (Ульман, 1814), частично бархатная обманка — *Sammetblende* (Филлипс, 1832) и бархатная железная руда — *Sammeteisenerg* (Глокер, 1839), рубиновое железо — *Rubineisen* (Кёхлин, 1911), γ -гётит — γ -*goethite* (Химель, 1939).

Разнов. Гидролепидокрокит.

Характ. выдел. Кристаллики, пластинчатые, чешуйчатые, волокнистые, перистые, пучковидные и радиальноволокнистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{17} - C_{2v}$; $a_0 = 3,88$; $b_0 = 12,54$; $c_0 = 3,06$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,309 : 1 : 0,245$; $Z = 4$ (Юинг для минерала из Зигена) [1] или в соответствии с установкой Райхерца и Йоста для бёмита; $a_0 = 3,06$; $b_0 = 12,54$; $c_0 = 3,88$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,245 : 1 : 0,309$.

Полиморфен с гётитом и акаганеитом. Изоструктурен с бёмитом (описание структуры [2] см. на стр. 535). Отвечает искусств. γ -FeOОН.

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - m\bar{3}L_2PC$; $a : b : c = 0,490 : 1 : 0,618$ (отношение осей — на основе рентгеновских данных, в установке Позняка и Мервина) [3].

Формы [3,4]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>c</i>	001	—	0°00'	90°00'	0°00'	90°00'
<i>b</i>	010	0°00'	90 00	0 00	90 00	—
<i>a</i>	100	90 00	90 00	—	0 00	90 00
<i>w</i>	230	53 41	90 00	0 00	36 19	90 00
<i>m</i>	110	63 54	90 00	0 00	26 06	90 00
<i>e</i>	011	0 00	31 43	58 17	90 00	0 00
<i>f</i>	041	0 00	67 59	22 01	90 00	0 00
<i>d</i>	102	90 00	32 14	90 00	57 46	32 14
<i>x</i>	401	90 00	78 47	90 00	11 13	78 47
<i>t</i>	232	53 41	57 26	47 10	47 14	51 36

$$m\bar{m} (110) : (\bar{1}\bar{1}0) = 52^\circ 12'$$

$$ee (011) : (0\bar{1}1) = 63^\circ 26'$$

Недостовверные формы: (750), (210), (012), (106), (104), (103), (101), (302), (201) и (111).

Переход от символов Дана (1944), соответствующих рентгеновской установке Бёма, Юинга и др., к символам по Позняку и Мервину: 002/010/200.

Кристаллы (фиг. 212) таблитчатые по (010), нередко образуют сростки (см. фиг. 212,3). На гранях (010) иногда вертикальная штриховка.

Необычные по типу развития кристаллы из рудника Франкенгольц в Саарской области, изученные Химелем и Шрёдером [4], по-видимому, не принадлежат лепидокрокиту.

Физ. св. Сп. по (010) весьма совершенная, по (001) совершенная, по (100) заметная. Хрупок. Тв. 4—5. Данные о микротвердости разноречивы: 690—782 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ при нагрузке 100—200 г, по Бови и Тэйлору; 351—466 при нагрузке 50 г и 147—401 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ при 100 г, по Янгу и Милмэну [5]. Уд. в. 3,84—4,1 (вычисл. 3,96). Цв. рубиново-красный, вишнево-красный, оранжево-бурый, иногда с золотистым оттенком Черта оранжевая, кирпично-красная, вишнево-красная. Бл. полуметаллический до алмазного, у волокнистых агрегатов — шелковистый. В тонких шлифах прозрачен.

Парамагнитен. Магнитная восприимчивость $28-42 \cdot 10^{-6}$ эл. магн. ед/г. Инфракрасный спектр поглощения характеризуется полосами 2857 см^{-1} (валентные колебания O — H), 1145, 1013, 738 и 465 [6]; последняя полоса широкая, с нечетким максимумом.

Микр. В прох. свете, в зависимости от толщины шлифа, красноватый, оранжевый или желтый. Плеохроизм сильный (в отличие от гётита): по N_g — красный; по N_m — красновато-оранжевый; по N_p — желтый; $N_g > N_m > N_p$. Двуосный (—). $N_g = a$, $N_m = c$, $N_p = b$, $n_g = 2,51$; $n_m = 2,20$; $n_p = 1,94$ (Na); $n_g - n_p = 0,57$; $2V = 83^\circ$ [3], дисперсия отг. осей слабая. В полир. пл. в отраж. свете лепидокрокит серовато-белый. Отраж. способность (в %) для зеленых лучей — 20,5; для оранжевых — 17; для красных — 16 (двуотражение не учтено), существенно понижается в иммерсии. У лепидокрокита из Зигена (Вестфалия, ФРГ) и из Сент-Пьер-ла-Кура (Майенн, Франция), по Орселю [7] (в %):

Свет	R_g	R_m	R_p	$R_g - R_p$
Синий	24,5		12,5	12,0
Желтый	19,5	14,6	11,3	8,2
Красный	18,0		11,2	6,8

Двуотражение сильное, особенно в иммерсии. Сильная анизотропия, цветные эффекты не всегда заметны, иногда ясные [8]. Внутренние рефлексы оранжевые, буровато-красные.

Видимый угол вращения плоскости поляризации отраженного света — A_p $7,14^\circ$ при $470 \text{ м}\mu$; $7,02^\circ$ при 520; $6,87^\circ$ при 546; $6,32^\circ$ при 589; $6,09^\circ$ при 620 и $5,57^\circ$ при $650 \text{ м}\mu$ [9].

Хим. Теор. состав: Fe_2O_3 — 89,86; H_2O — 10,14 (Fe — 62,86). Обычно содержит примеси SiO_2 , MnO , Al_2O_3 , CaO , MgO и др. Лепидокрокиты, содержащие избыток воды против формулы FeOOH , относятся к гидрولепидокрокитам — $\gamma\text{-FeOOH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Анализы:

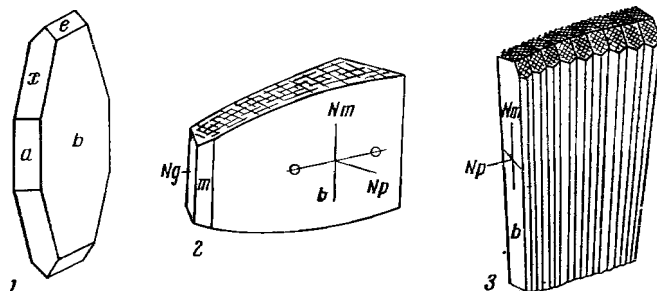
	1	2	3	4	5	6	7
MgO	—	Не обн.	—	0,23	—	Сл.	0,14
CaO	—	» »	—	1,25	—	0,26	Сл.
MnO	—	2,40	—	0,84	—	0,31	0,56
FeO	—	—	1,47	Сл.	—	—	0,36
Al_2O_3	—	Не обн.	—	0,27	1,64	Не обн.	Не обн.
Fe_2O_3	89,90	84,46	85,80	85,53	83,52	85,88	81,97
SiO_2	—	0,27	0,91	0,09	1,02	0,27	0,78
H_2O^+	10,79	10,47	11,02	11,43	11,62	12,19	13,64
H_2O^-	—	—	—	—	1,72	0,36	—
Сумма	100,69	97,60	99,20	99,64	99,52	99,97*	97,45
Уд. в.	—	—	—	4,0	—	3,7	4,10
$\text{H}_2\text{O} : \text{Fe}_2\text{O}_3$	1,08	1,10	1,14	1,18	1,23	1,26	1,47

* В том числе P_2O_5 — 0,60; SO_3 — 0,10.

1 — Дюнсберг [10]; 2 — Саксония [11]; 3 — Истон [3]; 4 — Полетаевское м-ние [11]; 5 — Абеширо, из жезды [12]; 6 — Тросна [13]; 7 — Бакальское м-ние [11].

Диагн. исн. Растворяется в HCl.

Для структурного травления применим раствор SnCl_2 . П. п. тр. не плавится. При высоких температурах становится черным и магнитным. При обработке растворами азотнокислого серебра в присутствии щелочей образуется феррит серебра [14].

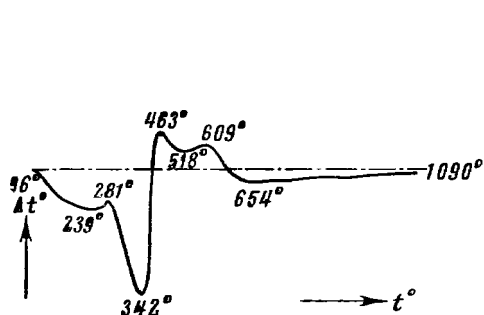


Фиг. 212. Кристаллы и оптическая ориентировка лепидокрокита

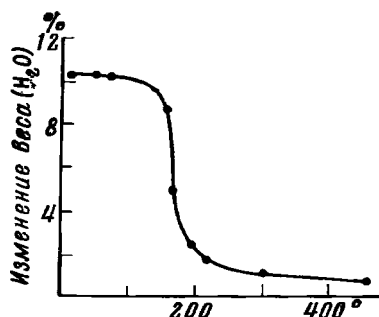
1 — Эйзерфельд, Вестфалия (по Розе); 2 — Корнуэлл (по Цезаро и Абрахаму); 3 — срослок, Колорадо (по Цезаро и Абрахаму)

Повед. при нагр. По Гейту [16], при медленном обезвоживании в течение нескольких дней при 95° лепидокрокит переходит в гематит ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$), при быстром — в маггемит ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$); последний образуется в пределе температур $170\text{--}400^\circ$ только в отсутствие воды при атмосферном или более низком давлении [17]. Отмечалась закономерная ориентировка маггемита, образовавшегося в результате нагревания лепидокрокита: $[100]$, $[110]$ и $[\bar{1}10]$ маггемита \parallel $[001]$, $[010]$ и $[100]$ лепидокрокита [4].

Кривые нагревания лепидокрокитов (фиг. 213) [15, 18, 19] характеризуются эндотермическим прогибом в интервале $330\text{--}350^\circ$ и экзотермическим подъемом с двойным максимумом в интервале $450\text{--}650^\circ$, отвечающим переходу кубической $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (маггемит) в тригональную $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$.



Фиг. 213. Кривая нагревания лепидокрокита (по Розе)



Фиг. 214. Кривая обезвоживания лепидокрокита (по Розе)

(гематит). Кривая обезвоживания в интервале $20\text{--}120^\circ$ почти горизонтальна, резкое уменьшение веса (обезвоживание) происходит начиная со 150° (фиг. 214). При удалении 2% H_2O появляются магнитные свойства, при потере 8% H_2O — происходит образование маггемита (Сальдау) [18].

Находк. Условия, при которых образуется лепидокрокит (и гидрولепидокрокит), не совсем ясны. Выказано предположение [20], что образованию лепидокрокита благоприятствует медленное выделение вещества из слабоуглекислых нейтральных растворов. Лепидокрокит (гидролепидокрокит) наблюдается в бурых железняках, в бокситах, известен в почвах [21]. Часто встречается в жемчужках, в которых образует радиально-

лучистые выделения на стенках, нередко в чередовании с гётитом или гидрогётитом. В залежах бурых железняков в виде волокнистых или чешуйчатых агрегатов иногда образует прожилки и мелкие гнезда. В СССР известен в ряде месторождений бурого железняка на Среднем и Южном Урале — в Каменско-Синарском и Троицко-Байновском районах (Свердловская обл.) [22], в Сословском месторождении в Сысертском районе (Свердловская обл.), в Бакальском и Полетаевском месторождениях (Челябинская обл.) [11]. В Европейской части СССР встречен в Липецком железорудном месторождении [23], в Тросне (Курская обл.), в месторождениях Кривого Рога [24]; в Казахской ССР — в месторождении железных руд Улькун-Джезды в Джезказгано-Улутавском районе [25]. Отмечается в составе колломорфных и плотных скоплений в зоне окисления Бурибаевского месторождения (Башкирская АССР) [22], в виде пластинчатых и волокнистых образований — в бокситах Соколовского месторождения (Свердловская обл.)

Обнаружен вместе с гётитом и гематитом в зоне окисления пиритовых месторождений Японии [27], в пиритсодержащих желваках среди глинистых пород вблизи рудника Абеширо (преф. Аомори, Япония) [12], в бокситах Франции [28], в зоне окисления магнетитового месторождения Бихар (Индия) [29].

Пластинки или кристаллы лепидокрокита иногда наблюдаются среди выделений поздних минералов гидротермальных месторождений, например, в жильных железорудных месторождениях Ангаро-Илимского района (Красноярский край), в Зигене и в Дюнсберге (ФРГ), в Рансье в департаменте Арьеж и в Шизей в департаменте Сона и Луара (Франция), в Истоне (шт. Пенсильвания, США), Айрон-Маунтин (шт. Калифорния, США), в железорудном районе Верхнего озера (шт. Мичиган, США) и т. д.

Искусств. Получается путем окисления железа из его закисных соединений [30], при обработке $FeOCl$ горячей водой [2]. Осаждается при рН от 1,0 до 4,6 в системе $FeCl_3 - KOH - H_2O$ [31] (в феррисульфатной системе при любых рН получается гётит).

Практ. знач. Входит в состав некоторых железных руд.

Отл. В плотных и колломорфных выделениях лепидокрокит часто принимается за гётит или гематит. Достоверно определяется рентгенометрически. От гематита отличим также по меньшему уд. весу. В полир. шп. от других окислов железа отличается по ряду свойств [23]:

	Цвет в отраж. свете	R, %	Тв.	Внутренние рефлексы	Двуотражение
Гематит и гидрогематит	Белый	~25	5—6	Красные	Слабое
Гётит	Голубовато-серый	~17	5—5,5	Красновато-бурые	»
Лепидокрокит	Серовато-белый	~17	4—5	Оранжевые	Сильное

Разнов. Г и д р о л е п и д о к р о к и т — hydrolepidocrocite (Кротов, 1943) [32]. Недостаточно охарактеризован.

Синон. Гидрогётит Земятченского (1889) [33], γ -гидрогётит (Кротов, 1943) [32].

Отношение $Fe_2O_3 : H_2O$ достигает 1 : 1,4 (см. анализ 7). Порошкограмма отвечает таковой лепидокрокита [13]. Наблюдался в составе железных руд Центрального района Европейской части СССР; в Бакале (Южн. Урал), Абеширо (Япония) и др. [34] (см. анализы). По форме выделений и свойствам существенно не отличается от лепидокрокита. Некоторыми авторами гидролепидокрокит описан под названием лепидокрокита.

Межплоскостные расстояния лепидокрокита
из Бакальского рудника, по Михееву
Fe-излучение, без фильтра, $D = 68,00$ мм

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d(kX)</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
020 β	3	6,89	231	9	1,521
020	8	6,27	241; 180	1	1,450
120 β	3	3,638	171	5	1,432
120	10	3,292	260	2	1,417
011	2	2,980	090; 081	5	1,390
031 β	3	2,724	251	7	1,368
031	10	2,471	270; 1.10.0 β	2ш	1,314
140	2	2,437	320	3	1,262
111	4	2,361	152; 062	1ш	1,237
060 β ; 131 β	1	2,303	280	4	1,216
051 β ; 200 β	4	2,139	191	5	1,202
060; 131	4	2,083	1.10.0; 340; 301	5	1,1905
051; 200	10	1,937	311	3	1,1822
220	2	1,845	1.11.0	3ш	1,0947
151	8	1,733	351	3ш	1,0744
080	5	1,562	291	3ш	1,0551
250	5	1,531	0.12.0	3ш	1.0425

Л и т е р а т у р а

- Ewing F. J. J. chem. Phys., 1935, 3, 421; сходные данные у Бёма, Гольдштауба [2] и Пиккока; Böhm J. Zs. Krist., 1928, 68, 567; Peacock M. A. Trans. Roy. soc. Canada, 1942, Ser. 3, Sect. 4, 107.
- Goldsztaub S. Bull. Soc. fr. min., 1935, 58, 6.
- Posnjak E., Merwin H. E. Am. J. Sci., 1919, 47, No 281, 322.
- Lacroix A. Minéralogie de la France, 1901, 3, 361; Ceságo G., Abraham A. Bull. Acad. Roy. Belg., 1903, No 2, 179 (описывается под названием гётит); Himel H., Schroeder R. Zbl. Min., 1939, A, Nr 4, 97; см. также личные сообщения Бермана и Уулфа у Дана (1944).
- Бови С. Х., Тейлор К. Тр. 2-й Международной конференции по мирному использованию атомной энергии, Женева, 1958. Доклады иностр. ученых. Атомиздат, 1959, 8, 161; Young B. B., Millman A. P. Trans. Inst. mining, metallurgy, 1963—64, 73, pt. 7, 450. Bowie S. H. U., Taylor K. Mining Mag., 1958, 99, No 5, 265; No 6, 337.
- White W. B., Roy R. Am. Min., 1964, 49, No 11—12, 1670; см. также Моенке Н. Jenaer Jb., 1960, T. 2, 402; Моенке Н. Mineralspektren. Berlin, 1962.
- Orcel J. Bull. Soc. fr. min., 1946, 69, No 1, 42.
- Sardesomme L. Bull. Soc. fr. min., 1946, 69, No 1—2, 24.
- Carpenter R. H., Cameron E. N. Econ. Geol., 1963, 58, No 8, 1309.
- Willmann K. Zbl. Min., 1921, 676.
- Подситник А. А. Сб. «Железорудные месторождения Алапаевского типа». Изд-во АН СССР, 1936, 2, 113.
- Takeuchi T., Nambu M. Zasshi, 1955, 2, 165 (по реферату Chem. Abstr., 1957, 51, 1779e).
- Чухров Ф. В. Зап. Мин. об-ва, 1944, 73, вып. 4, 253.
- Krause A., Pilawski K. Zs. anorg., allgem. Chem., 1931, 197, H. 3, 301; Krause A., Buczkowski W. Zs. anorg., allgem. Chem., 1931, 200, H. 2, 144; Krause A., Czapska Z., Stock J. Zs. anorg., allgem. Chem., 1932, 204, H. 4, 385; Krause A., Torno H. Zs. anorg., allgem. Chem., 1933, 211, H. 1—2, 98; Krause A., Ernst Z., Gawrych St., Kosa W. Zs. anorg., allgem. Chem., 1936, 228, H. 4, 352.
- Роде Е. Я. Сб. «Железорудные месторождения Алапаевского типа». Изд-во АН СССР, 1936, 2, 198.
- Gheith M. A. C. R. 19-me ses. Congrès géol. intern. nation., 1953, sect 10, f. 10, 79; Abstr. Proc. Geol. soc. Egypt, 1955, 1, No 1, 30.
- Bernal J. D., Dasgupta D. R., Maskay A. L. Nature, 1957, 180, No 4587, 645; Osterhout G. W. Acta cryst., 1960, 13, No 10, 932; Mac-

- ка у А. L. Proc. 4-th Internat. Symposium on the Reactivity of Solids. Amsterdam, 1960, 571; Brindley G. W. J. Min. soc. Japan, 1961, 5, No 4, 217.
18. Kulp J. L., Trites A. F. Am. Min., 1951, 36, No 1—2, 23; Geith M. A. Am. J. Sci., 1952, 250, No 9, 677; Mackenzie R. C. The differential thermal investigation of clays. London, 1957, 299; Сальдау Э. П. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1961, 38, вып. 2, 140.
 19. Исмагилова М. З. Сб. «Геолого-минералогические особенности меднорудных месторождений Южного Урала». Изд-во Башк. фил. АН СССР, 1962, 183.
 20. Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд-во АН СССР, 1951, 78.
 21. Schwerdtmann U. Zs. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde, 1959, 84, H. 1—3, 194.
 22. Кротов Б. П. Сб. «Железородные месторождения Алашайского типа». Изд-во АН СССР, 1936, 2, 318.
 23. Точилин М. С. ДАН СССР, 1951, 80, № 4, 665.
 24. Момджи Г. С. Горный журн., 1950, № 5, 4.
 25. Чухров Ф. В. Рудные месторождения Джезказгано-Улутавского района в Казахстане. Изд-во АН СССР, 1940, 98.
 26. Полянин В. А. Уч. зап. Казанск. ун-та, 1938, 98, кн. 5—6, вып. 11-12, сер. геол., 176.
 27. Nambu M. Sci. Rep. Res. inst., Tohoku univ., 1957, Ser. A, 9, 215 (по реферату Chem. Abstr., 1957, 51, No 20, 15341).
 28. Larragent J. Bull. Soc. fr. min., 1930, 53, No 1—6, 255.
 29. Karckhanavala M. D. Geoch. cosm. acta, 1958, 15, No 3, 229.
 30. Schwerdtmann U. Zs. anorg., allgem. Chem., 1959, 298, H. 5—6, 337.
 31. Казаков А. В., Соколова Е. И., Вайнштейн А. З. Тр. ИГи АН СССР, 1957, вып. 152, 72.
 32. Кротов Б. П. ДАН СССР, 1943, 40, № 3, 131.
 33. Землячский П. А. Тр. СПб. об-ва ест., 1889, 20, 202.
 34. Дымкин А. М. Контактво-метасоматические месторождения железа южной части Главной рудной полосы Тургай. Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1962; Доровольский В. В. Бюлл. Моск. об-ва испыт. прир., 1957, 32, вып. 3, 168.

СТРУКТУРА ТИПА ГИДРООКИСЛОВ УРАНА И СХОДНЫЕ СТРУКТУРЫ

Известные в настоящее время гидроокислы урана, отнесенные здесь к группам скушита и беккерелита, в основном представляют соединения U^{6+} , и лишь янтинит является гидроокислом U^{4+} и U^{6+} с соотношением $U^{4+} : U^{6+}$ около 1 : 5 [1]. Гидроокислы U^{6+} можно разделить на простые (группа скушита) и сложные (группа беккерелита).

Во всех природных минералах U^{6+} , в том числе и гидроокислах, уран содержится в виде уранильных групп UO_2^{2+} . Уранильная группа представляет собой компактное линейное образование, состоящее из центрального атома урана и двух диаметрально расположенных атомов кислорода [2].

Большинство известных гидроокислов U^{6+} построено по единому принципу [2]. Основой их структуры является псевдогексагональное расположение UO_2^{2+} , связанных в бесконечные горизонтальные слои группами $(OH)^-$; эти слои соединяются в вертикальном направлении молекулами воды и у гидроокислов более сложного состава — атомами металлов. Идеальная слоистая структура сходна со структурой UO_2F_2 [3]. Такая структура обуславливает совершенную слайность по (001) и указывает на цеолитную природу избыточной (по отношению к необходимому количеству гидроксильных групп) воды. Точные сведения о структуре некоторых минералов из числа гидроокислов урана отсутствуют. Ураноферрит и кларкеит, возможно, относятся к уранатам [4,5,6]. Умохоит до сравнительно недавнего времени рассматривался как водный молибдат уранила, однако исследования Макарова [7] показали, что в умохоите молибдатные анионы отсутствуют и расположение атомов кислорода вокруг атомов молибдена и урана одинаково.

ГРУППА СКУПИТА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Скупит	$UO_2(OH)_2 \cdot H_2O$	Ромб.	14,23	16,72	14,62	4,8
[Параскупит]	$UO_2(OH)_2 \cdot nH_2O ?$	Ромб.	14,12	16,83	15,22	3,7

Скупит — единственный минерал из числа простых водных окислов шестивалентного урана, который удастся синтезировать [8]. В результате потери части воды он переходит в метаскупит [3] и параскупит [9] (с параскупитом идентичны «эпиянтинит» [9, 10] и желтый «продукт изменения янтинита» [1, 6]). Параскупит по своим свойствам значительно отличается от скупита, как метаформы урановых слюдок отличаются от полноводных форм [11, 12]. По Криту и Кларку [3], скупит (скупит I), теряя часть воды, дает сначала скупит II, а затем скупит III, который идентичен с параскупитом; скупит II, или метаскупит, по свойствам занимает промежуточное положение между скупитом и параскупитом.

Для скупита (скупита I), метаскупита (скупита II) и параскупита (скупита III) характерно некоторое различие в константах решетки и распределении интенсивностей на порошкограммах; указанные различия объясняются потерей небольшого количества межслоевой воды и, как следствие этого, небольшой перестройкой структуры [3]. Так как слои $UO_2(OH)_2$ параллельны (001) и межслоевая вода способствует усилению связи этих слоев, то потеря части ее сказывается в увеличении c_0 (при переходе от скупита к параскупиту). Некоторые данные о порошкограммах параскупита, отличающиеся от данных Крита и Кларка [11, 12], относятся к смесям параскупита с фосфуранилитом.

Л и т е р а т у р а

1. Guillemin C., Protas J. Bull. Soc. fr. min., 1959, 82, No 3, 80.
2. Zachariassen W. Phys. Rev., 1948, 73, 1104; Acta Cryst., 1954, 7, 783.
3. Christ C. L., Clark J. R. Am. Min., 1960, 45, No 9—10, 1026.
4. Амбарцумян Ц. Л., Басалова Г. И., Горжевская С. А., Назаренко Н. Г., Ходжаева Р. П. Термические исследования урановых и урансодержащих минералов. Госатомиздат, 1961.
5. Baptista A., Baptista N. R., Oliveira O. E. Anais Acad. Brasil. cie., 1962, 34, No 1, 45.
6. Frondel C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, No 1064, 72.
7. Макаров Е. С., Анкинина Л. И. Геохимия, 1963, № 1, 15.
8. Protas J. Bull. Soc. fr. min., 1959, 82, No 7—9, 239.
9. Schoep A. H., Stradiot S. Am. Min., 1947, 32, No 5—6, 344.
10. Frondel J. W., Cuttitta F. Am. Min., 1954, 39, No 11—12, 1018.
11. Соболева М. В., Пудовкина И. А. Минералы урана. Госгеолтехиздат, 1957, 91.
12. Гецева Р. В., Савельева К. Т. Руководство по определению урановых минералов. Госгеолтехиздат, 1956, 54 и 167.

Скупит Schoepite



Назван по имени бельгийского минералога А. Скупа (Уокер, 1923) [1].
Синон. Шёпит, шопит.

Характ. выдел. Мелкие кристаллы (2—3 мм), тонкокристаллические агрегаты, иногда землистые.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{15} — $Pbca$ (Прота) [2]. Размеры элементарной ячейки скупита из Катанги:

a_0 (Å)	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	№ хим. анализа	Автор
14,23	16,72	14,62	0,8510 : 1 : 0,8744	9	Прота [2]
14,43	16,92	14,78	0,8528 : 1 : 0,8735	5	Бийэ, де Йонг [3]
14,29	16,58	14,69	0,8610 : 1 : 0,8860	7	Фрондел [4]
14,32	16,58	14,75	0,8637 : 1 : 0,8836	8	
14,33	16,79	14,73	0,854 : 1 : 0,877	—	Крист, Кларк [5]

$Z = 32$ [5]. Предположительно структура слоистого типа.

Дипирамид. кл. $D_{2h} - m\bar{3}m$ ($3L_2$ ЗРС). $a : b : c = 0,8516 : 1 : 0,8745$ (Дана, 1944).

Более обычные формы [1,6—8]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
c	001	—	0°00'	90°00'	90°00'	0°00'
b	010	0°00'	90 00	0 00	90 00	—
a	100	90 00	90 00	—	0 00	90 00
m	110	49 35	90 00	0 00	40 25	90 00
M	210	66 56	90 00	0 00	23 04	90 00
d	011	0 00	41 10	48 50	90 00	0 00
f	021	0 00	60 14	29 46	90 00	0 00
x	102	90 00	27 11	90 00	62 49	27 11
q	112	49 35	34 00	66 23	64 48	27 11
o	111	49 35	53 27	48 50	52 18	45 46
p	211	66 56	65 52	48 50	32 54	64 02

MM (210) : (2 $\bar{1}$ 0) = 46°08'

mm (110) : (1 $\bar{1}$ 0) = 80 50

dd (011) : (0 $\bar{1}$ 1) = 82°20'

ff (021) : (0 $\bar{2}$ 1) = 120 23

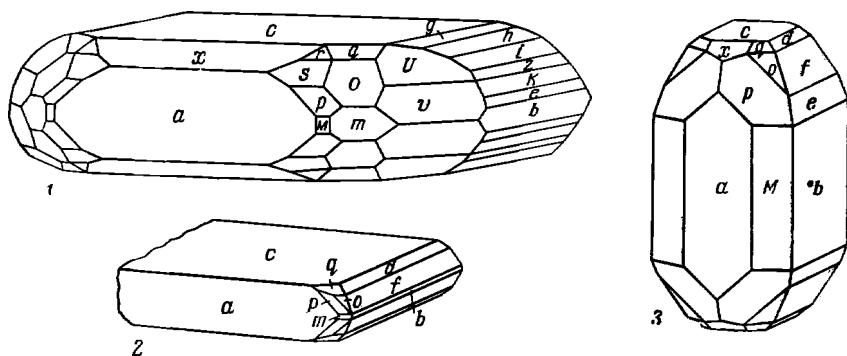
xx (102) : ($\bar{1}$ 02) = 54°22'

Редкие формы:

g 015	i 027	z 023	t 224	v 124	r 213
h 014	K 012	e 041	U 122	w 324	s 212

В основу отношения осей у Дана (1944) взяты средние данные измерений Уокера, Пэлэча и Унгемаха. Отношения осей Унгемаха и Дана отвечают рентгеновскому, Уокер и Пэлэч принимали в два раза меньшее значение a ; формула перехода от их символов к символам по Дана: 200/010/001.

Кристаллы (фиг. 215) большей частью уплощены по (001), иногда дипирамидальные и короткопризматические. Грани блестящие; на грани (001) штриховка, параллельная оси b . Двойники не наблюдались.



Фиг. 215. Кристаллы скушита

1,2 — Шинколовбе: 1 — по Унгемаху, 2 — по Бутгенбаху; 3 — Казоло (по Уокеру)

Скупит часто содержит включения пирита, неопределенного черного вещества, реже — янтинита.

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, менее совершенная по (010) [5]. Хрупок. Тв. 2—3. Уд. в. 4,8—5,00 (вычисл. 4,83) [5]. Цв. лимонно-желтый, золотисто-желтый, серно-желтый, янтарно-коричневый. Черта желтая. Бл. сильный стеклянный или алмазовидный. Прозрачен до просвечивающего.

В ультрафиолетовых лучах иногда обнаруживает слабое зеленовато-желтое свечение.

Микр. В пл. в прох. свете плеохроирует от почти бесцветного по Np до ярко-желтого и лимонно-желтого по Ng . Двоусный (—). Пл. опт. осей (010), $Ng = a$, $Np = c$.

n_g	1,735	1,737	1,735	1,730	1,740	1,735	1,738	1,735
n_m	1,714	1,715	1,715	1,720	1,730	1,714	1,720	1,720
n_p	1,690	1,685	1,690	1,690	1,705	1,690	1,708	1,70*
$2V$	85°	Большой	Большой	50°	Большой	89°		75°

Автор Бийэ [3] Фрондел [4] Джордж [9] Прота [2] Крист и Кларк [5]

* Вычислен.

Дисперсия сильная, $r > v$.

В полир. пл. в отраж. свете отраж. способность, вычисленная по константам для проходящего света: $Rg = 7,3$; $Rp = 6,6\%$. Внутренние рефлексы лимонно-желтые [10].

Хим. Формула $UO_3 \cdot 2H_2O$ впервые была дана Скупом [11, 12] (теор. состав: UO_3 — 88,82; H_2O — 11,18), и минерал рассматривался как диморфный с беккерелитом. Однако анализы (1 и 2) были проведены на недостаточно чистом материале. Позднее [13] Скуп (анализы 3 и 4) вывел формулу $3UO_3 \cdot 7H_2O$ (теор. состав: UO_3 — 87,20; H_2O — 12,80), которая не согласуется с данными рентгеновского изучения минерала. По Бийэ и де Йонгу [3], формула $4UO_3 \cdot 9H_2O$ и $Z = 8$ (теор. состав: UO_3 — 87,60; H_2O — 12,40). Анализ 6 Скупа и Страдио [14] также приводит к $4UO_3 \cdot 9H_2O$ или к $UO_3 \cdot 2H_2O$. На основе анализов 7 и 8 и рентгеновского изучения Фрондел [4] дает отношение $2UO_3 \cdot 5H_2O$ и $Z = 16$ (теор. состав: UO_3 — 86,41; H_2O — 13,59). По данным Прота [2], попытки синтезировать гидроокисел урана типа $mUO_3 \cdot nH_2O$ заканчиваются получением единственного устойчивого гидроокисла $UO_3 \cdot 2H_2O$, порошкограмма которого идентична порошкограмме скупита; это дает основание принять для скупита формулу $UO_2(OH)_2 \cdot H_2O$.

Анализы скупита из Катанги:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Al_2O_3	0,49	1,32	—	—	—	—	—	—	—
UO_3	84,99	79,01	87,45	87,90	87,73	87,59	86,22	86,69	88,65
H_2O	11,24	11,27	12,55	12,10	12,27	12,41	13,78	13,31	11,35
Fe_2O_3	—	1,09	—	—	—	—	—	—	—
$PbSO_4$	0,97	4,56	—	—	—	—	—	—	—
П. о.	—	2,76	—	—	—	—	—	—	—

Сумма 97,69 100,01 100,00 100,00 100,00 100,00 100,00 100,00 100,00 100,00

1,2 — анал. Скуп, примесь икорита и др. [7, 12], 3, 4 — анал. Скуп [13]; 5 — анал. Кювелье [3]; 6 — анал. Скуп и Страдио [14]; 7, 8 — пересчеты анализов Кугиты [4] за вычетом 2,53 и 1,95% SiO_2 ; 9 — анал. Прота [2].

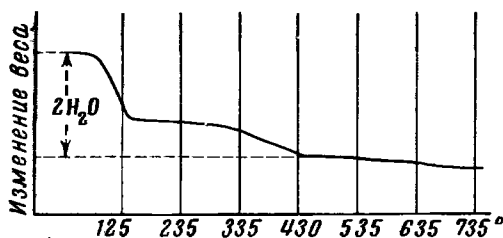
Диagn. исп. Растворяется во всех кислотах, особенно легко при нагревании (с выделением пузырьков).

Повед. при нагрев. Работы Скупа [12,3] показывают, что минерал теряет около трех четвертей воды ниже 110° и полностью дегидратируется около 325° . При 350° минерал делается оранжево-коричневым, при $450-500^\circ$ — коричневым и при 850° — черным (U_3O_8).

Д. Фрондел на материале анализа 7 при нагревании в воздухе до постоянного веса показала, что состав скупита изменяется от $UO_3 \cdot 2\frac{1}{2}H_2O$ при 35° до $UO_3 \cdot H_2O$ при 62° ; затем вода выделяется постепенно и образуется $UO_3 \cdot \frac{1}{2}H_2O$; при 200° вещество является безводной UO_3 . Каких-либо изменений на порошкограммах в интервале между 62 и 200° не наблюдается, но показатели преломления увеличиваются (при 62° : $n_g = 1,827$; $n_m = 1,820$; при 95° : соответственно $1,845$ и $1,838$; при 180° : $1,862$ и $1,857$). Образующаяся при 220° UO_3 одноосна, отрицательна, $n_o = 1,864$, почти непрозрачна. Между 35 и 62° на кривой обезвоживания имеется небольшой изгиб; при 44° , как показывают порошкограммы, вещество содержит небольшое количество беккерелита, что указывает на существование в этом интервале гидрата состава $UO_3 \cdot 1\frac{1}{2}H_2O$; на порошкограмме вещества, нагретого до 54° , в основном представлены линии $UO_3 \cdot H_2O$.

Несколько иные результаты получены Биньяном [15], который установил, что между 20 и 60° теряется $1,5\%$ H_2O без изменения структуры, между 60 и 180° — $5,4\%$ H_2O с образованием $UO_3 \cdot H_2O$, между 180 и 380° — $5,4\%$ H_2O , образуется безводная UO_3 ; при температуре 380° выделяется кислород и образуется U_3O_8 .

По данным Прота [2], потеря гидратационной воды происходит между 60 и 135° , конституционной — от 135 до 450° (фиг. 216).



Фиг. 216. Кривая потери веса скупита (по Прота)

Находж. В ряде месторождений наблюдается в верхах зоны окисления как один из наиболее поздних гипергенных минералов урана. Вместе с беккерелитом и янтинитом скупит образует жеоды и прожилки в настуране; в виде компактных или рыхлых землистых непрозрачных выделений ассоциируется с беккерелитом. Отмечены псевдоморфозы скупита с беккерелитом и янтинитом по ура-

ниниту. Кристаллы скупита часто содержат включения кристаллов янтинита и кюрита. Наиболее распространен в Шинколобве и Казоло (Катанга, Конго), где найден впервые. Наблюдался в месторождениях плато Колорадо (шт. Юта, США), в месторождениях Вёлсендорф (Бавария, ФРГ) [16], Марньяк II (Верхняя Вьенна, Франция) [17] и др.

Изм. На солнечном свете прозрачные кристаллы скупита с поверхности превращались в непрозрачные желтые гидраты с более низким содержанием воды [4].

По Криту и Кларку [5], кристаллы скупита всегда имеют янтарно-коричневую сердцевину, окруженную золотисто-желтыми каемками. Янтарно-коричневое вещество представляет скупит (скупит I), а золотисто-желтое — метаскупит (скупит II) или параскупит (скупит III). Под микроскопом желтые каймы пронизаны многочисленными мелкими трубочками, располагающимися $\parallel(001)$. Эти трубочки, по-видимому, являются каналами, возникшими в процессе обезвоживания скупита. Наблюдения над кристаллами скупита показывают, что при комнатной температуре он переходит в метаскупит и параскупит. Коричневые кристаллы скупита преобразуются в желтые (менее водные) даже в насыщенной водой атмосфере; в этих же условиях невозможно из параскупита получить скупит. Если коричневые кристаллы скупита поместить в закрытый сосуд над концентрированной H_2SO_4 , то уже через час образуется

желтый порошок параскупита. Аналогичный желтый порошок со свойствами параскупита образуется при надавливании иглой на коричневые кристаллы скупита.

Искусств. Желтый гидроокисел урана с порошкограммой скупита был получен при окислении на воздухе влажного фиолетово-черного осадка $UO_2 \cdot nH_2O(?)$, образовавшегося при фотохимическом восстановлении из спиртового раствора ацетата уранила (Фрондел) [4]. Прота [2] получил скупит двумя способами: 1) гидратацией на холоду UO_3 , приготовленной из нитрата уранила $(NO_3)_2(UO_2) \cdot 6H_2O$, из гидроперураната $UO_4 \cdot 2H_2O$ или из ураната аммония $(NH_4)_2U_2O_7$; 2) путем гидролиза ацетата уранила из его 2% раствора при 180° в течение 24 час в запаянной трубке. Скупит получен также при реакции раствора сульфата уранила с кальцитом или арагонитом [18] и при кипячении раствора 50 мл ацетата уранила в 500 см³ воды [15].

Практ. знач. Один из компонентов окисленных руд урана.

Отл. Скупит по ряду свойств сходен с другими ромбическими гидроокислами — беккерелитом, параскупитом и вандендриспентом; отличается от них по оптическим константам.

Межплоскостные расстояния скупита из Катанги [4]
Cu-излучение, Ni-фильтр

<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>
002; 021	10	7,49	1	2,27		1	1,523	
012; 121; 201	1	6,74	1	2,21		2	1,481	
211; 112	2	6,09	4	2,10		2	1,457	
041; 321; 302; } 123; 203 }	2	4,08	6	2,05		2	1,393	
	8	3,64	1	1,981		3	1,373	
	9	3,26	2	1,910		1	1,347	
	1	3,01	4	1,835		2	1,298	
	2	2,83	3	1,766		1	1,231	
	7	2,60	1	1,681		2	1,211	
	3	2,48	5	1,648		2	1,199	
	2	2,35	3	1,604		3	1,170	
			1	1,561		2	1,141	

Л и т е р а т у р а

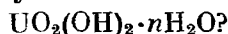
1. Walker T. L. Am. Min., 1923, 8, No 4, 67.
2. Protas J. Bull. Soc. fr. min., 1959, 82, No 7—9, 241.
3. Billiet V., de Jong W. F. Natuurwet. Tijdschr., 1935, 17, 157; Schoep A. H. Bull. Soc. chim. Belge, 1924, 33, 578.
4. Frondel C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, No 1064, 1, 72.
5. Christ C. L., Clark J. R. Am. Min., 1960, 45, No 9—10, 1026.
6. Buttgenbach H. Minéralogie du Congo Belge. Bruxelles, 1925.
7. Ungemach H. Ann. Soc. géol. Belg., 1929, 52, Publ. Congo Belge, F. 2, 75.
8. Palache Ch. Am. Min., 1934, 19, No 7, 309.
9. George D'Arcy U. S. Atomic energy comm. 1949, RMO — 563.
10. George D. R. Am. Min., 1951, 36, No 1—2, 129.
11. Генева Р. В., Савельева К. Т. Руководство по определению урановых минералов. Госгеолтехиздат, 1956, 168.
12. Schoep A. Bull. Soc. belge géol., 1923, 33, F. 2, 169.
13. Schoep A. Bull. Soc. chim. Belge, 1924, 33, 88.
14. Schoep A. Ann. Mus. Congo Belge, sér. 1—min., 1930, 1, F. 2, 22.
15. Schoep A., Stradiot S. Am. Min., 1947, 32, No 5—5, 344.
16. Bignand C. Bull. Soc. fr. min., 1955, 78, No 1—3, 1.
17. Schoep A., Scholz A. Bull. Soc. belge géol., 1931, 41, F. 1, 71.
18. Guillemin C., Pierrot R. Bull. Soc. fr. min., 1956, 79, No 1—3, 182.
19. Gruner J. W. Am. Min., 1953, 38, No 3—4, 342.

М е т а с к у п и т — metaschoepite $UO_3 \cdot (2 - ?)H_2O$.

Название подчеркивает некоторое отличие от скупита — меньшее содержание воды [1]. Синон. Скупит II — schoepite II (Крист и Кларк).

Ромб. с. $D_{2h}^{14} - Pbn$; $a_0 = 13,99$; $b_0 = 16,72$; $c_0 = 14,73$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,8306 : 1 : 0,8809$; $Z = 32$. Неустойчив. Показатели преломления промежуточные между показателями преломления скупита и параскупита. По всем остальным свойствам ничем не отличается от параскупита, в который легко превращается при потере некоторого количества воды. (Christ C. L., Clark J. R. Am. Min., 1960, 45, No 9—10, 1026).

П а р а с к у п и т Paraschoepite



Название дано по сходству со скупитом (Скуп, Страдио, 1947) [1].

Синон. Парашёпит, эпиянтинит — epianthinite (Скуп, Страдио, 1947) [1], «продукт изменения янтинита» (Д. Фрондел, Кутита, 1954) [2], скупит III — schoepite III (Крист, Кларк, 1960) [3].

Характ. выдел. Корочки и налеты. Кристаллы размером от 0,1 до нескольких миллиметров.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{15} - Pbs$; $a_0 = 14,12$; $b_0 = 16,83$; $c_0 = 15,22$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,839 : 1 : 0,904$; $Z = 32$ (Крист, Кларк) [3].

Дипирамид. кл. $D_{2h} - mmm (3L_23PC)$. $a : b : c = 0,838 : 1 : 0,904$ (по рентгеновским данным).

Наблюдавшиеся формы [1, 4—6]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>c</i>	001	—	0°00'	90°00'	90°00'	0°00'
<i>b</i>	010	0°00'	90 00	0 00	90 00	—
<i>a</i>	100	90 00	90 00	—	0 00	90 00
<i>m</i>	110	50 02	90 00	0 00	39 58	90 00
<i>n</i>	210	67 16	90 00	0 00	22 44	90 00
<i>d</i>	011	0 00	42 07	47 53	90 00	0 00
<i>f</i>	021	0 00	61 03	28 57	90 00	0 00
<i>e</i>	041	0 00	74 32	15 28	90 00	0 00
<i>x</i>	102	90 00	28 20	90 00	61 40	28 20
<i>q</i>	112	50 02	35 08	65 41	63 50	28 20
<i>o</i>	111	50 02	54 36	47 53	51 20	47 10
<i>p</i>	211	67 16	66 52	47 53	31 59	65 09

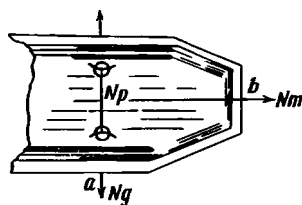
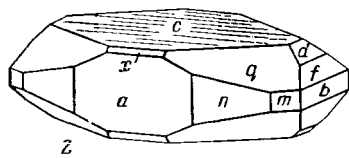
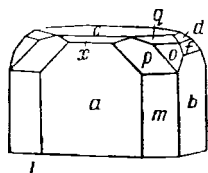
Углы были измерены Скупом и Страдио лишь ориентировочно; рентгеновская установка, отвечающая установке, принятой выше для скупита, отличается от установки Скупа и Страдио в два раза большим значением *a*. Формула перехода от символов Скупа и Страдио к символам принятой здесь установки: 200/010/001.

Кристаллы (фиг. 217) столбчатые и игольчатые, вытянуты по оси *b* или по оси *c*. На грани (001) штриховка, параллельная оси *b*. Кристаллы содержат много включений, по-видимому, газовых, расположенных || оси *b*. Ясно заметна зональность (фиг. 218).

Физ. св. Сп. по (001) совершенная. Очень хрупок. Тв. 2—3. Уд. в. 3,3—3,7 (3,720 по новым данным Беловой). Цв. желтый, слегка зеленоватый. Черта желтая. Бл. алмазовидный. Просвечивает.

В ультрафиолетовых лучах обнаруживает тусклое желто-зеленое свечение.

Микр. [1—3]. Плеохроизм: по Np — почти бесцветный; по Nm и Ng — желтый. Двуосный (—). Погасание прямое; $Ng = a$, $Nm = b$, $Np = c$ (фиг. 218). $n_g = 1,790-1,770$; $n_m = 1,760-1,730$; $n_p = 1,702-1,695$; $2V$ небольшой (иногда до 50°); $r > v$.



Фиг. 217. Кристаллы параскупита из Шинколобве
1 — по Скупу и Страдио; 2 — чертеж на основе проекции Скупа
и Страдио

Фиг. 218. Оптическая ориентировка параскупита
(по Скупу)

Хим. Точная формула неизвестна: $UO_3 \cdot nH_2O$, где $n < 2$ [3]. Теор. состав при $n = 1,5$: UO_3 — 91,38; H_2O — 8,62. По Скупу и Страдио, $UO_3 : H_2O = 5 : 9\frac{1}{2}$ (теор. состав: UO_3 — 89,31; H_2O — 10,69).

Анализы:

	UO_3	H_2O	Н.о.	Сумма	Уд. в.
1	89,26	10,73	—	99,99	—
2	89,15	10,36	0,51	100,02	3,720

1 — по Скупу и Страдио [1]; 2 — по Беловой, 1960.

Повед. при нагр. Основная масса воды выделяется до 150° .

Нахожд. Образуется при частичном обезвоживании скупита, который является продуктом изменения настурана в зоне окисления. В Шинколобве (Катанга, Конго) ассоциируется с беккерелитом, во многих урановых месторождениях — с отенитом и фосфуранилитом.

Практ. знач. Второстепенный компонент окисленных руд урана.

Отл. От скупита отличается по оптическим свойствам.

Межшлоссетные расстояния параскупита [3]
Си-излучение, 1Ni -фильтр

l	d (Å)	l	d	l	d
100	5,09	5	2,023	<4	1,67
25	3,45	4	1,993	<4	1,63
17	3,39	4	1,954	<4	1,541
7	2,890	4	1,826	<4	1,484
6	2,542	<4	1,80	<4	1,444
7ш	2,48	6	1,774	<4	1,350
4	2,117	<4	1,72		
4	2,060	4	1,698		

Л и т е р а т у р а

- Schoep A. H., Stradiot S. Am. Min., 1947, 32, No 5—6, 344.
- Fronde J. W., Cuttitta F. Am. Min., 1954, 39, No 11—12, 1018.
- Christ C. L., Clark J. R. Am. Min., 1960, 45, No 9—10, 1026.
- Buttgenbach H. Les minéraux de Belgique et du Congo Belge. Paris, 1947.
- Schoep A. H., Stradiot S. Am. Min., 1948, 33, No 7—8, 513.
- Branche C., Chervet J., Guillemin C. Bull. Soc. fr. min., 1951, 74, No 7—12, 457.

ГРУППА БЕККЕРЕЛИТА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Компреньясит	$K_2U_6O_{16}(OH)_6 \cdot 8H_2O$	Ромб.	7,16	12,14	14,88	—	5,1
[Ванденбрандеит]	$CuO \cdot UO_3 \cdot 2H_2O$	Трикл.	7,86	5,44	6,10	$102^\circ 00'$ *	5
Беккерелит	$CaU_6O_{16}(OH)_6 \cdot 8H_2O$	Ромб.	13,83	12,34	14,88	—	5,1
Бильетит	$BaU_6O_{16}(OH)_6 \cdot 8H_2O$	Ромб.	7,13	12,06	15,06	—	5,3
[Вандендрисшеит]	$PbO \cdot 7UO_3 \cdot 12H_2O$	Ромб.	13,96	14,36	14,41	—	~5
[Фурмарьерит]	$PbO \cdot 4UO_3 \cdot 7-8H_2O$	Ромб.	14,00	16,47	14,33	—	5,7
[Максойит]	$3PbO \cdot 8UO_3 \cdot 10H_2O?$	Ромб.	14,01	12,08	14,27	—	5,0
Кюрит	$3PbO \cdot 8UO_3 \cdot 4H_2O$	Ромб.	12,58	13,01	8,40	—	7,3
Вёлсендорфит	$(Pb, Ca)U_2O_7 \cdot 2H_2O$	Ромб.	11,95	13,99	7,02	—	6,8
[Ураносферит]	$Bi(OH)UO_4 \cdot H_2O$	Ромб. ?	—	—	—	—	>6
[Умохоит]	$UMoO_6(H_2O)_2 \cdot 0-2H_2O$	Монокл.	6,32	7,50	57,8	94°	4,6
[Янгинит]	$UO_2 \cdot 5UO_3 \cdot 10\frac{1}{2}H_2O$	Ромб.	11,52	7,15	30,3	—	5,1
Кларкеит]	$(Na, K)_{2-2x}(Ca, Pb)_xU_2O_7 \cdot yH_2O$?	—	—	—	—	6,3

* $\alpha = 91^\circ 52'$; $\gamma = 89^\circ 37'$.

Частичное определение структур вёлсендорфита [1], бильетита [2], беккерелита [2], кюрита [3] и компреньясита [4], отнесенных к группе беккерелита, выявляет много общих черт в их строении. Атомы урана в структуре этих минералов помещаются в слоях, плоских (вёлсендорфит) или деформированных (остальные), в узлах почти правильной гексагональной решетки. Среднее расстояние между слоями значительно изменяется от 7,53 Å в бильетите (7,44 Å в беккерелите и компреньясите) до 7,02 Å в вёлсендорфите и 6,29 Å в кюрите. Уменьшение межслоевого расстояния в кюрите, связанное, по-видимому, с несколько иным распределением атомов кислорода, приводит к заметному ухудшению спайности в этом минерале по сравнению с совершенной спайностью беккерелита, бильетита и вёлсендорфита. Атомы свинца, бария, кальция и калия распределяются статистически между слоями (Гравже, Прота, 1965) [4]. Слоистый характер имеет и структура умохоита [5]. Структуры остальных минералов, включенных в группу беккерелита, не выяснены.

Л и т е р а т у р а

1. Toussaint J. Ann. Soc. géol. Belg., 1961, 84, No 4, 8.
2. Protas J., Regat C. C. R., Paris, 1962, 255, No 16, 1959.
3. Protas J. C. R., Paris, 1963, 257, No 13, 1949.
4. Granger M., Protas J. Bull. Soc. fr. min., 1965, 88, No 2, 211.
5. Макаров Е. С., Аникшина Л. И. Геохимия, 1963, № 1, 15.

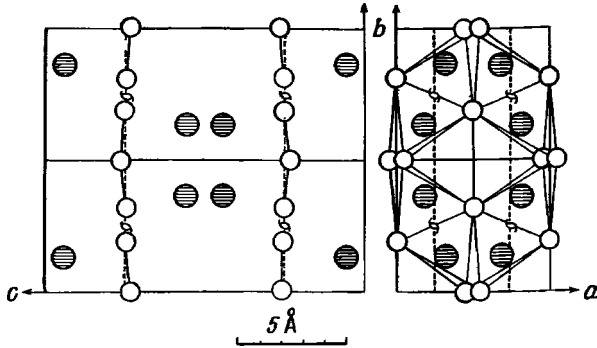
Компреньясит *Compreignacite*

Назван по местности Компреньяк, где расположено урановое месторождение Марньак (Прота, 1964).

Характ. выдел. Мельчайшие кристаллики (не более нескольких десятых миллиметра).

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{12} - Pnmm$; $a_0 = 7,16$; $b_0 = 12,14$; $c_0 = 14,88$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,589 : 1 : 1,225$; $Z = 2$ (Прота, 1964) [1].

Изоструктурен с бильетитом и беккерелитом. В структуре компреньясита [2] атомы U находятся в слоях, перпендикулярных к оси c , четыре атома К располагаются статистическим образом между слоями в восьми эквивалентных положениях (фиг. 219).



Фиг. 219. Структура компреньясита
(по Прота)

Проекция на плоскости (100) и (001); показаны положения атомов U (полые кружки) и К (заштрихованные кружки)

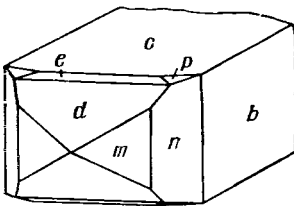
Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - m\bar{3}m (3L_2 3PC)$. $a : b : c = 0,588 : 1 : 1,224$
(по рентгеновским данным).

Формы:

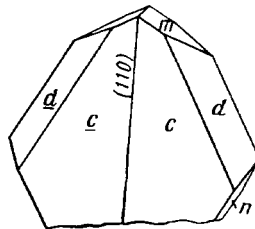
	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
c 001	—	0°00'	90°00'	90°00'	0°00'	90°00'
b 010	0°00'	90 00	0 00	90 00	—	0 00
n 130	29 33	90 00	0 00	60 27	90 00	29 33
m 110	59 33	90 00	0 00	30 27	90 00	59 33
e 104	90 00	27 30	90 00	62 30	27 30	90 00
d 102	90 00	46 09	90 00	43 51	46 09	90 00
p 118	53 33	16 48	81 18	75 34	14 35	81 35

$$mm(110) : (\bar{1}10) = 63^\circ 54' \quad nn(130) : (\bar{1}30) = 53^\circ 06' \quad dd(102) : (\bar{1}02) = 92^\circ 18'$$

Кристаллы имеют форму прямоугольного параллелепипеда, сплюсненного по c (001); преобладают грани c (001) и b (010), развиты также n (130) и d (102), более редки m (110), еще реже наблюдались e (104) и p (118) (фиг. 220). Обычны двойники по (110): двойники срастания (фиг. 221) в виде сплюсненных призм псевдоромбического облика и тройники в виде призм псевдогексагонального развития.



Фиг. 220. Кристалл компреньясита
(по Прота)



Фиг. 221. Двойник компреньясита
(по Прота)

Физ. св. Сп. по (001) совершенная. Хрупок. Уд. в. искусств. 5,03. (вычисл. 5,13). Цв. желтый. В ультрафиолетовых лучах не люминесцирует.

Микр. В пл. в прох. свете плеохроизм сильный: по Ng и Nm — желтый; по Np — бесцветный. Двуосный (—). $Ng = b$, $Nm = a$, $Np = c$,

$n_g = 1,802$; $n_m = 1,798$; $n_p < 1,790$; $2V = 10-15^\circ$. Дисперсия опт. осей не установлена (отличие от бильетита и беккерелита).

Хим. Теор. состав: $K_2O - 4,68$; $UO_3 - 85,48$; $H_2O - 9,84$.

Анализы:

	K_2O	K	UO_3	U	H_2O	Сумма
1	4,70	—	85,64	—	10,27	100,61
2	—	4,32	—	78,90	—	
3	—	4,5	—	82,0	—	

1 — искусственный компреньецит; 2 — данные анализа 1 в пересчете на металлы за вычетом H_2O ; 3 — компреньецит из Марньяка (анализировался с помощью электронного микроскопа материал, подвергшийся нагреванию до 480°), анал. Базар и Ребур [1].

Повед. при нагр. Термовесовая кривая искусственного компреньецита показывает, что гидратная вода удаляется в интервале $60-200^\circ$, конституционная — начиная с 200° . Минерал полностью обезвоживается при 480° .

Наход. Редкий гипергенный минерал уранового месторождения Марньяк (Франция). Обнаружен в краевых частях выделений настурана; тонко рассеян в желтой массе «гуммитов», ассоциируется с уранофаном и беккерелитом.

Искусств. В виде плохо окристаллизованного осадка синтезируется при нейтрализации $0,01 N$ раствора нитрата уранила $0,2M$ раствором KOH (при pH около 4,8). Хорошо окристаллизованный осадок получается из доведенного до кипения раствора ацетата уранила и ацетата калия с отношением K : U от 0,5 : 1 до 2 : 1.

Отл. От сходного бильетита легко отличим по качественной микрохимической реакции на калий.

Межплоскостные расстояния компреньецита из Марньяка [1]

CuK_α -излучение, $D = 180 \text{ мкм}$

hkl	l^*	d (Å)	hkl	l	d	hkl	l	d
011	1	9,40	204	4	2,576	062	4	1,955
002	10	7,40	134	8	2,554	046	3	1,926
110	4	6,17	006	4	2,473	037	2	1,881
020	4	6,07	051	2	2,406	008	2	1,861
111	4	5,69	224	2	2,372	146	4	1,852
022	4	4,70	240	6	2,319	108	4	1,797
013	4	4,57	150	4	2,305	400	3	1,789
004	8	3,70	026	2	2,291	401	4	1,778
200	8	3,58	151	2	2,277	260	4	1,762
130	9	3,53	215	2	2,244	402	4	1,738
123	4	3,38	242	4	2,212	262	5	1,716
211	8	3,34	321	4	2,202	316	4	1,702
132	9	3,19	313	2	2,116	156	4	1,688
220	1	3,08	153	3	2,088	422	2	1,671
040	3	3,04	330	6	2,056	172	5	1,645
221	4	3,02	107	3	2,034	073	3	1,639
015	3	2,882	060	6	2,023	353	4	1,610
222	3	2,851	314	6	1,979	228	4	1,590
042	4	2,816	244	2	1,963			

* Интенсивности пересчитаны по шкале: FFF — 10; FF — 9; F — 8; mF — 6; m — 5; mf — 4; f — 3; ff — 2; ff — 1.

Л и т е р а т у р а

1. Protas J. Bull. Soc. fr. min., 1964, 87, No 3, 365.
2. Granger M. M., Protas J. Bull. Soc. fr. min., 1965, 88, No 2, 211.

Ванденбрандеит *Vandenbrandeite*

Назван по имени бельгийского геолога П. Ван-ден-Бранде (Скуп, 1932) [1].
Синон. Ванденбрандит, уранолепидит — *uranolepidite* (Торо, 1931) [2].

Характ. выдел. Кристаллы (0,2—0,3 мм в поперечнике), друзы, плотные массы.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_2^1 - P\bar{1}$; $a_0 = 7,86$; $b_0 = 5,44$; $c_0 = 6,10$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,445 : 1 : 1,121$; $\alpha = 91^\circ 52'$; $\beta = 102^\circ 00'$; $\gamma = 89^\circ 37'$; $Z = 2$ (Милн, Нафилд) [3].

Пинакоид. кл. $C_2 - \bar{1}$; $a : b : c = 1,443 : 1 : 1,120$; $\alpha = 91^\circ 52'$; $\beta = 102^\circ 00'$; $\gamma = 89^\circ 37'$ (Милн, Нафилд) [3].

Наблюдавшиеся формы [3]:

	φ	ρ		φ	ρ
<i>c</i> 001	81°15'	12°09'	<i>M</i> $\bar{1}\bar{1}0$	144°42'	90°00'
<i>b</i> 010	0 00	90 00	<i>f</i> 0 $\bar{1}$ 1	168 57	47 57
<i>a</i> 100	89 57	90 00	<i>d</i> $\bar{1}01$	-86 47	30 11
<i>m</i> 110	35 18	90 00	<i>e</i> $\bar{1}\bar{1}2$	-160 46	29 12

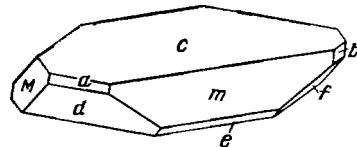
$mM(110) : (\bar{1}\bar{1}0) = 103^\circ 24'$	$ac(100) : (001) = 78^\circ 00'$	$mc(110) : (001) = 81^\circ 35'$
$Mc(110) : (001) = 84 36$	$dc(\bar{1}01) : (001) = 42 08$	$ec(\bar{1}\bar{1}2) : (001) = 36 22$
$bc(010) : (001) = 88 10$	$fc(0\bar{1}1) : (001) = 48 38$	

Кристаллы таблитчатые по (001), удлинены по ребру (001) : (110) (фиг. 222); грани округлые и несовершенные.

Грани (001), ($\bar{1}\bar{1}0$), (100) и (110) Скупа отвечают соответственно (110), (001), (100) и ($\bar{1}0\bar{1}$) Милна и Нафилда.

Физ. св. Сп. по (110). Тв. 4. Уд. в. 5,03 (Торо), 4,96 (Скуп) (вычисл. 5,26). Цв. темно-зеленый, почти черный. Черта зеленая. Бл. стеклянный.

Фиг. 222. Кристалл ванденбрандеита,
Калонгве
(по Милну и Нафилду)



В тонких пластинках и осколках прозрачен. Мутный от включений казолита и многочисленных газовой-жидких и пылевидных включений [3].

Не люминесцирует в ультрафиолетовых лучах.

Микр. Большое количество включений в минерале весьма затрудняет определение его оптических свойств. В пл. в прох. свете плеохроизм от зеленого до почти бесцветного. Двусосный (+). Одна из оптических осей почти перпендикулярна к (110) — плоскости спайности. На спайных пластинках *Ng* образует с направлением удлинения угол погасания около

40° [2]. Дисперсия опт. осей сильная. Показатели преломления и $2V$:

n_g	1,80	1,80	—
n_m	1,78	—	1,792
n_p	1,77	1,76	1,765
$2V$	—	Большой	Около 90°
Катанга [1]	Шинколобве [2]	Калонгве [3]	

Хим. Теор. состав: CuO — 19,80; UO_3 — 71,23; H_2O — 8,97. Анализы:

	CuO	MgO	CaO	UO_3	SiO_2	H_2O	Сумма
1	18,98	0,57	0,26	70,40	0,28	9,46	99,95
2	18,86	—	—	70,72	—	10,42	100,00

1 — Шинколобве, анал. Бубнов [2]; 2 — Калонгве, пересчет анализа Скупы [1] за вычетом примесей PbO — 4,69; SiO_2 — 1,66; Fe_2O_3 — 1,55; P_2O_5 — 0,21.

Диagn. исп. Растворяется в кислотах при нагревании.

Повед. при нагр. [1] Тензиметрические данные указывают на потерю воды при 110 и 800°; при 1000° плавится.

Нахожд. Очень редок. Встречается в зоне окисления сульфидно-урановых месторождений совместно с настураном, урановыми чернями, халькопиритом, халькозином, арсенатами и сульфатами урана. Часто кристаллики ванденбрандеита покрыты светло-коричневыми выделениями казолита. Найден в месторождениях Шинколобве и Калонгве (Катанга, Конго) [4], Вёлсендорф (Бавария, ФРГ), в очень небольших количествах — в ряде месторождений Колорадского плато (США) [5].

Искусств. Получен [6] в результате нагревания при 140° водного раствора эквимолекулярных количеств ацетата меди и ацетата уранила; также при нагревании скупита в воде с избыточным количеством ацетата меди при 140°.

Отл. По темно-зеленому (почти черному) цвету легко отличается от остальных гидроокислов урана (имеют светлую окраску). Характерна реакция на Cu .

Межплоскостные расстояния ванденбрандеита из Катанги [3]
Cu-антикатод, Ni-фильтр

l	d (кХ)	l	d	l	d	l	d
4	5,06	2	1,967	1/2	1,420	1/2	1,068
10	4,29	1	1,913	1/2	1,398	1/2	1,055
2	3,85	3	1,851	2	1,348	1/2	1,044
2	3,72	1/2	1,823	1/2	1,333	1/2	1,038
2	3,33	1	1,793	3	1,317	1/2	1,028
1	3,07	1/2	1,751	1/2	1,300	1/2	1,020
8	2,92	1	1,708	1/2	1,276	1/2	1,012
1/2	2,77	1/2	1,685	2	1,253	1/2	1,003
4	2,56	1/2	1,657	1/2	1,246	1	0,990
1/2	2,48	2	1,624	1	1,227	1/2	0,978
1/2	2,40	1/2	1,579	1/2	1,197	1/2	0,968
1	2,36	1	1,557	1/2	1,173	1	0,954
1	2,29	1	1,527	1/2	1,156	1	0,944
1/2	2,19	1	1,498	1/2	1,129	1	0,939
1/2	2,15	3	1,471	2	1,096	1	0,931
3	2,09	1/2	1,438	2	1,076	1/2	0,92

ляет параллельную оси a ломаную линию, отрезки которой в два раза длиннее, чем у бильетита (соответственно a_0 бильетита в два раза меньше, чем у беккерелита). Атомы Са располагаются статистически между двумя слоями, занимая четверть из восьми эквивалентных положений (фиг. 223) [7].

Ромбо-дипирамид. кл. D_{2h} — mmm ($3L_23PC$). $a : b : c = 1,118 : 1 : 1,210$ (Дана, 1944).

Обычные формы [1,8—15]:

	ϕ	ρ	ϕ_1	ρ_1	ϕ_2	ρ_2
c	001	—	0°00'	90°00'	90°00'	0°00'
b	010	0°00'	90 00	0 00	90 00	—
a	100	90 00	90 00	—	0 00	90 00
n	230	30 48	90 00	0 00	59 12	90 00
M	210	60 47	90 00	0 00	29 13	90 00
e	011	0 00	50 26	39 34	90 00	0 00
i	103	90 00	19 50	90 00	70 10	19 50
f	102	90 00	28 25	90 00	61 35	28 25
u	305	90 00	33 00	90 00	57 00	33 00
d	101	90 00	47 16	90 00	42 44	47 16
x	111	41 48	58 22	39 34	55 25	47 15
p	241	60 47	68 02	39 34	35 57	65 12
w	341	69 33	73 54	39 34	25 49	72 53

Mb (210) : (010) = 60°47'

dd (101) : (10 $\bar{1}$) = 85°23'

ee (011) : (01 $\bar{1}$) = 79°08'

MM (210) : ($\bar{2}$ 10) = 121 35

ff (102) : ($\bar{1}$ 02) = 56 50

pb (211) : (010) = 63 05

xb (111) : (010) = 59 36

Менее обычные формы:

g 031	h 051	j 304	q 405	u 708	o 212	s 421
z 041	A 203	l 703	t 506	v 504	r 632	y 112

Для кристаллов беккерелита неоднократно при одинаковой установке принимались различные отношения осей. Среднее из данных Скупа, Бутгенбаха, Унгемаха и Пэлэча: 0,5591 : 1 : 0,6050. Пэлэч для выявления сходства со скупитом удвоил отрезок по оси c — 0,5591 : 1 : 1,2100. Авторы нового издания справочника Дана (1944), в соответствии с рентгеновскими данными, удвоили значение a Пэлэча. Формула перехода от установки Скупа — Унгемаха к принятой здесь установке Дана: 200/010/002, от установки Пэлэча к установке Дана: 200/010/001.

Кристаллы призматические, игольчатые и таблитчатые по (001), несколько вытянутые по оси b (фиг. 224). В Верхней Вьенне (Франция) наблюдались также кристаллы, таблитчатые по (100) (фиг. 225) [6]. Грани (101) несут штриховку параллельно оси b , грани (010) — || оси a . Двойники не наблюдались.

Указания Скупа [8,9] о наличии двойников беккерелита относятся к кристаллам бильетита, а не беккерелита [14].

Кристаллы беккерелита часто содержат различные включения, в том числе закономерно расположенные иголки кюрита. Обычны тесные сростания беккерелита со скупитом.

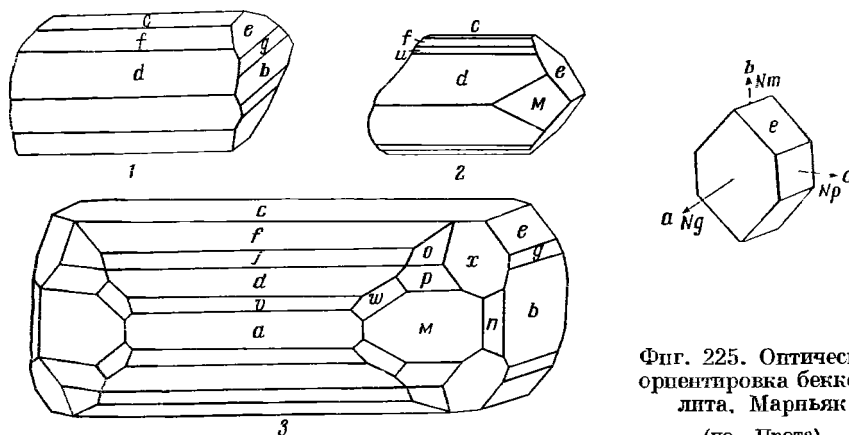
Физ. св. Сп. по (001) совершенная, по (010) ясная. Тв. 2—3. Уд. в. 5,09—5,12 (вычисл. 5,08). Цв. буровато-желтый, янтарно-желтый, оранжевый. Черта желтая. Бл. смоляной, стеклянный или алмазовидный. Прозрачен или просвечивает.

Не люминесцирует в ультрафиолетовых лучах.

Микр. В шл. в прох. свете сильный плеохроизм: по Np — бесцветный; по Nm — бледно-желтый, по Ng — темно-желтый. Двуосный (—). Пл. опт. осей $\parallel (010)$. $Ng = a$, $Nm = b$, $Np = c$ (фиг. 225). Показатели преломления беккерелита из Катанги:

n_g	1,820	1,83	1,835	1,825	1,830
n_m	1,805	1,825	1,825	1,815	1,825
n_p	1,730	1,725	1,750	1,725	1,730
$2V$	$\approx 30^\circ$	$\approx 30^\circ$	30—40°	32°	—
	[3]	[15]	[16]	[17,6]	[7]

При $\lambda = 578 \text{ м}\mu$ n_g около 1,822, при $541 \text{ м}\mu$ — около 1,839 [18]. Дисперсия $r > v$ сильная.



Фиг. 224. Кристаллы беккерелита, Шинколовбе

1, 2 — по Скупу; 3 — по Прота

Фиг. 225. Оптическая ориентировка беккерелита, Марпьяк (по Прота)

Отраж. способность, определенная путем пересчета констант для проходящего света (v %): $Rg = 9,3$; $Rp = 7,4$. Внутренние рефлексы темно-желтые.

Хим. Первые анализы беккерелита выполнены на нечистом материале или являются неполными: содержание UO_3 или воды определялось по разности (см. значения в скобках). Прота [6] установил во всех доступных музейных образцах беккерелита наличие Ca, на основании чего принял для минерала формулу $CaO \cdot 6UO_3 \cdot 11H_2O = CaU_6O_{16}(OH)_6 \cdot 8H_2O$ (теор. состав: CaO — 2,84; UO_3 — 87,12; H_2O — 10,04).

Первоначально Скуп [1] приписывал беккерелиту формулу $UO_3 \cdot 2H_2O$, позднее изменил ее на $4UO_3 \cdot 7H_2O$; Пэлэч и Берман [4], а также Бийэ и де Йонг [5] придали формуле беккерелита вид $2UO_3 \cdot 3H_2O$, Скуп и Страдио [15] — $3UO_3 \cdot 5H_2O$ ($Z = 8$). В 1953 г. повторное исследование минерала Д. Фрондел и Кутита [3] привело к формуле $7UO_3 \cdot 11H_2O$ (теор. состав: UO_3 — 94,00; H_2O — 9,00).

Анализы беккерелита из Катанги:

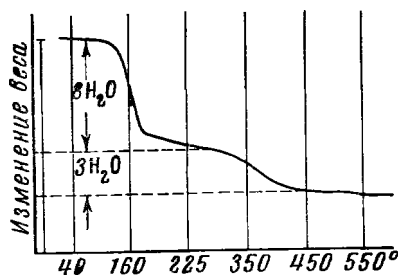
	1	2	3	4	5
CaO	—	—	—	—	2,78
UO_3	[10,09]	91,24	91,30	89,53	86,57
H_2O	9,91	[8,76]	[8,70]	8,95	10,16
SiO_2	—	—	—	1,82	—

Сумма 100,00 100,00 100,00 100,30 99,51

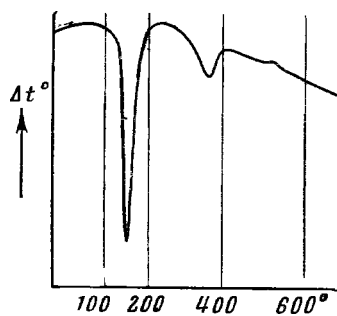
1 — анал. Скуп [11]; 2, 3 — анал. Кювелье [5]; 4 — анал. Кутита [3]; 5 — анал. Прота [6].

Диагн. исп. Легко растворяется во всех кислотах, особенно при нагревании. После прокаливания чернеет. Не плавится.

Повед. при нагр. Результаты термического (фиг. 226 и 227) и рентгенометрического изучения Подевена и Брасёра [19] указывают, что основная масса воды выделяется до 170°, полное обезвоживание наступает при 520°. После прокаливания при 500° получается рентгеноаморфное вещество; при 700° образуется U_3O_8 ромбической сингонии. При прокаливании минерал, кроме воды, теряет часть кислорода; потеря воды и кислорода в сумме составляет 12,55%. Прота [6,17] фиксировал потерю воды при 160 и при 360° (полная дегидратация при 590°).



Фиг. 226. Кривая потери веса беккерелита (по Прота)



Фиг. 227. Кривая нагревания беккерелита (по Прота)

Наход. Редкий минерал зоны окисления гидротермальных месторождений урана: образуется по ураниниту (настурану) на первом этапе его окисления и гидратации. В Шинколобве и в Казоло (Катанга, Конго) встречен с англезитом, янтинитом, соддиитом, скупитом, фурмарьеритом, кюритом; в месторождении Марньяк II (Верхняя Вьенна, Франция) — с уранотилом [20]; во флюоритовом месторождении Вёлсендорф (Бавария, ФРГ) [21] — в пустотах черного флюорита совместно со скупитом. Спорадически встречается в США в месторождениях Колорадского плато [22].

Межплоскостные расстояния беккерелита из Шинколобве*
CuK_α-излучение, $D = 114,6$ мм

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
002	100	7,44	233	4	2,894	6	2,036	
102	4	6,56	403	4	2,848	4	1,989	
020	2	6,21	205; 134	4ш	{ 2,74 2,71	6	1,935	
211	2	5,59				2	1,891	
103	6	4,68	234	10	2,566	4	1,869	
004	30	3,73	404	2	2,53	4	1,846	
104	4	3,61		2	2,483	2	1,826	
230	20	3,54		4	2,441	2	1,807	
400	4	3,45		4	2,378	4	1,771	
303; 401	4	3,37		4	2,305	4	1,721	
232	35	3,20		2	2,197	2	1,686	
402	4	3,14		4	2,102	4	1,670	
421	4	2,959		4	2,065	4	1,615	

Также несколько очень слабых линий

* ASTM, 13—405.

Искусств. Образуется при взаимодействии сульфата уранила и бикарбоната кальция (при $pH \sim 5,6$) сульфата уранила и NH_4OH (при $pH \geq 5$) [23]; из раствора, содержащего ацетат уранила и ацетат кальция, получен при нагревании в запаянных трубках до 180° или при кипячении от 2 до 24 час [6].

Практ. знач. Находки беккерелита имеют главным образом поисковое значение. В Казоло вместе с другими гидратами окислов урана используются как руда на уран.

Отл. Отличается от других желтых гидроокислов урана — скушита, вандендрисшеита и параскушита кристаллографическими особенностями и главное — оптическими свойствами. От биллетита практически отличается только по реакции на Ва.

Л и т е р а т у р а

1. Schoep A. H. C. R., Paris, 1922, 174, 1240.
2. Protas J., Rérat C. C. R., Paris, 1962, 255, No 16, 1959.
3. Frondel J. W., Cuttitta F. Am. Min., 1953, 38, No 11—12, 1019.
4. Palache C., Berman H. Am. Min., 1933, 18, No 1, 20.
5. Billiet V., Jong W. F. Natuurwet. Tijdschr., 1935, 17, 157.
6. Protas J. Bull. Soc. fr. min., 1959, 82, No 7—9, 245.
7. Christ C. L., Clark J. R. Am. Min., 1960, 45, No 9—10, 1026.
8. Schoep A. H. Bull. Soc. belge géol., 1923, 33, F. 2, 169.
9. Schoep A. H. Bull. Soc. chim. Belge, 1924, 33, 578.
10. Ungemach H. Ann. Soc. géol. Belg., 1929, 52, F. 2, C 75.
11. Schoep A. H. Ann. Mus. Congo Belge, sér. 1—min., 1930, 1, F. 2, 13.
12. Palache C. Am. Min., 1934, 19, No 7, 309.
13. Buttgenbach H. Les minéraux de Belgique et du Congo Belge. Paris, 1947.
14. Vaes J. F. Ann. Soc. géol. Belg., 1949, 72, Bull. No 7—8, 237.
15. Schoep A. H., Stradiot S. Am. Min., 1948, 33, No 7—8, 503.
16. George D. U. S. Atomic energy comm., 1949, RMO — 563, 1—198.
17. Protas J. C. R., Paris, 1957, 244, No 1, 91.
18. Brasseur H. Bull. Soc. Roy. sci., Liège, 1946, 15, No 12, 523.
19. Potdevin H., Brasseur H. Bull. Acad. Roy. Belg., Cl. sci., 1958, 44, 874.
20. Branche G., Chervet J., Guillemin C. Bull. Soc. fr. min., 1951, 74, No 7—12, 457.
21. Schoep A. H., Scholz A. Bull. Soc. belge géol., 1931, 41, F. 1, 71.
22. Frondel C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, No 1064, 62.
23. Gruner J. W. Am. Min., 1953, 38, No 3—4, 342; Gruner J. W. U. S. Atomic energy comm., 1952, RMO — 983, 1—26; Bignand C. Bull. Soc. fr. min., 1955, 78, No 1—3, 1.

Биллетит Billietite



Впервые обнаружен Вазсом в 1947 г. и назван им по имени бельгийского кристаллографа В. Бийэ [1].

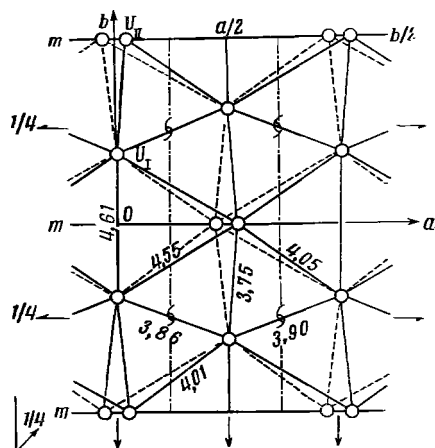
Синон. Бийетит, биллетит.

Характ. выдел. Мелкие (до 2 мм) псевдогексагональные таблички.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{12} — $Pm\bar{3}n$ (Брасёр [2], Прота [3]).
Параметры элементарной ячейки биллетита из Катанги:

a_0 (Å)	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	Z	Уд. вес изм.	Уд. вес вычисл.	№ хим. анализа
7,13	12,06	15,06	0,591 : 1 : 1,248	2	5,27	5,31	— [3]
7,11	12,08	15,09	0,589 : 1 : 1,249	2	5,28	5,27	— [2]
7,14	12,08	15,10	0,591 : 1 : 1,250	2	—	5,27	— [4]
14,25	12,04	15,06	1,184 : 1 : 1,251	4	5,32	5,33	2 [5]
13,98	12,08	15,06	1,157 : 1 : 1,247	4	5,36	5,40	3 [5]

Изоструктурен с беккерелитом [3]. Атомы U (фиг. 228) расположены в слоях, перпендикулярных оси c , в узлах почти правильной гексагональной решетки. Расстояния между слоями равны 7,53 Å. В пределах слоев два независимых атома U отражаются зеркальной плоскостью n , перпендикулярной оси c ; один из этих атомов находится на зеркальной плоскости m ; в профиле — в проекции на (010) расположение атомов U имеет вид ломаной линии, параллельной оси a .



Фиг. 228. Структура бильзетита

Проекция на плоскость (001) (по Прота); сплошные линии — слои на уровне $1/2$; пунктирные — слои на уровне 0

Атомы Ва располагаются между двумя слоями на уровнях 0 и $1/2$. Они находятся в общих положениях и распределяются в 8 эквивалентных позициях, причем на каждую из них статистически приходится одна четвертая часть [3].

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - mmm (3L_2 3PC)$; $a : b : c = 1,184 : 1 : 1,251$ (Д. Фрондел) [5].

Наблюдавшиеся формы:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
c 001	—	0°00'	90°00'	90°00'	0°00'	90°00'
b 010	0°00'	90 00	0 00	90 00	—	0 00
M 210	59 22	90 00	0 00	30 38	90 00	59 22
e 011	0 00	51 22	38 33	90 00	0 00	38 38
f 021	0 00	68 13	21 47	90 00	0 00	21 47
d 201	90 00	64 44	90 00	25 19	64 44	90 00
r 232	29 23	65 06	28 03	63 34	46 35	37 47
s 212	59 22	50 50	57 58	48 09	46 35	66 44
t 423	59 22	58 35	50 10	42 45	54 38	64 12
p 211	59 22	67 50	38 39	37 10	64 40	61 51

$$Mb (210) : (010) = 53^{\circ}22'$$

$$MM (210) : (2\bar{1}0) = 61 16$$

$$dd (201) : (20\bar{1}) = 50^{\circ}38'$$

$$ee (011) : (0\bar{1}\bar{1}) = 77 16$$

$$ff (021) : (02\bar{1}) = 43^{\circ}34'$$

$$pp (211) : (2\bar{1}\bar{1}) = 44 20$$

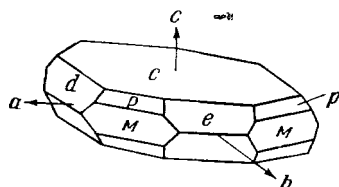
Вазс [1] принимая плоскость совершенной спайности за (01⁰), Торо [6], а также Скуп и Страдио [7] изменили первоначальную установку Вазса: $a b c$ Вазса отвечают $b c a$ Скупа и Страдио, а также Торо; $a : b : c = 0,5936 : 1 : 1,2505$ по Скупу и Страдио; $0,6028:1:1,2711$ по Торо. Позднее эту же установку использовал Брасер [2]; Д. Фрон-

дел [5], установившая в два раза больший параметр a_0 , чем Брасёр, приняла указанное выше отношение осей, удвоив значение a .

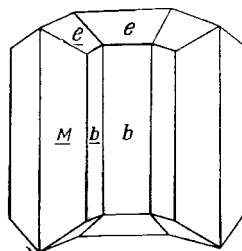
Крист и Кларк [4] считают правильными результаты Брасёра. Удвоение a_0 у Д. Фрондел, по их мнению, связано с тем, что ею исследовался двойник, а не монокристалл. Соотношение символов форм в разных установках:

Д. Фрондел	100	001	210	201	011	111
Вас (1947)	001	010	101	011	110	111
Скуп и Страдио, Торо	100	001	110	101	011	111

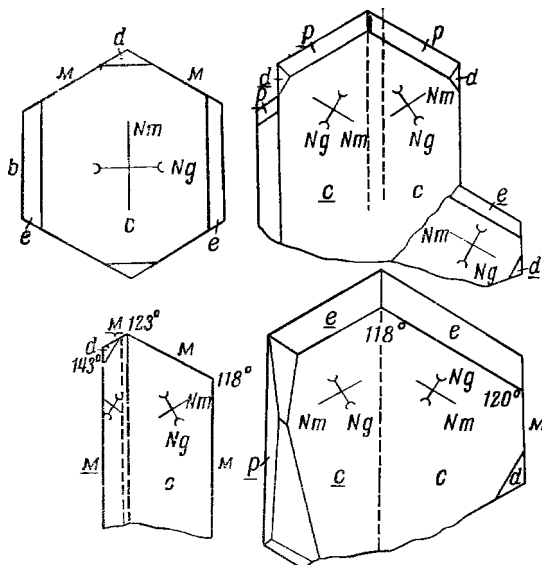
Кристаллы — псевдогексагональные таблички по (001) (фиг. 229). Распространены двойники по (210) и (111) (фиг. 230 и 231).



Фиг. 229. Кристаллы бильетита, Шинколобве (по Васу, в установке Д. Фрондел)



Фиг. 230. Двойник бильетита по (210) (по Шерве и Бранш)



Фиг. 231. Двойники и оптическая ориентировка бильетита (по Васу, в установке Д. Фрондел)

Физ. св. Сп. по (001) совершенная, менее совершенная по (210) и (010). Уд. в. 5,28—5,36 (вычисл. 5,33 при $a_0 = 14,25 \text{ \AA}$ и 5,40 при $a_0 = 13,98 \text{ \AA}$). Цв. желтый до золотисто-желтого (похож по цвету на беккерелит). Просвечивает.

Не люминесцирует в ультрафиолетовых лучах.

Микр. В пл. в прох. свете плеохроизм ясно выражен: по Np — почти бесцветный; по Nm — бледно-желтый; по Ng — золотисто-желтый. Двухосный (—). Пл. опт. осей $\parallel (100)$; $Ng = b$, $Nm = a$, $Np = c$ (фиг. 231).

λ , $m \mu$	578	546					
n_g	1,829	1,839	1,83	1,88	1,815	1,790	1,805
n_m	1,822	1,832	1,82	1,87	1,810	1,780	1,800
n_p	1,730	1,733	1,73	1,75	1,730	1,725	1,176 (вычисл.)
$2V$	$\approx 47^\circ$		$\approx 36^\circ$	30°	$\approx 35^\circ$	$\approx 35^\circ$	37°

Автор Брасёр [2] Скуп [7] Д. Фрондел [5] Крист, Кларк [4]

Дисперсия сильная, $r > v$.

Хим. Ваэсом [8] по данным анализа 1 была выведена формула $BaO \cdot 6UO_3 \cdot 10H_2O$. Брасёр на основании рентгенометрического изучения предложил формулу $BaO \cdot 6UO_3 \cdot 11H_2O = BaU_6O_{16}(OH)_6 \cdot 8H_2O$, правильность которой подтвердили Д. Фрондел [5] и Прота [3]. Теор. состав для этой формулы: BaO — 7,42; UO_3 — 83,00; H_2O — 9,58.

Анализы бильетита из Катанги:

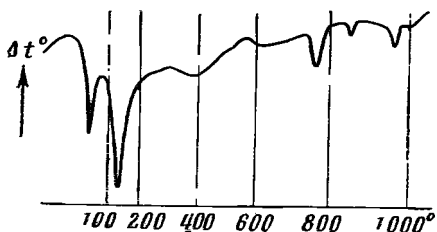
	1	2	3
CaO	—	0,30	—
BaO	6,95	6,88	7,41
UO_3	83,86	82,76	84,39
H_2O	10,49	8,97	8,68
SiO_2	—	0,76	—
Сумма	101,30	99,67	100,48
Уд. в.	—	5,32	5,36

1 — анал. Ваэс [8]; 2 и 3 — анал. Кутита [5].

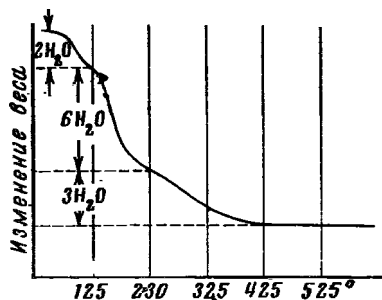
Спектральными анализами в бильетите установлены следы Pb [1].

В бильетите из Катанги, первоначально принятом за беккерелит, Скупом [9] было установлено свыше 5% PbO (свинцовый беккерелит — lead-besquerelite, по обозначению Фрондел и Кутиты) [5]; по данным Ваэса [8], это бильетит, в котором Pb определен ошибочно вместо Ba.

Диагн. исп. Разлагается крепкой HCl с образованием кристалликов $BaCl_2$.



Фиг. 232. Кривая нагревания искусственного бильетита
(по Прота)



Фиг. 233. Кривая потери веса искусственного бильетита
(по Прота)

Повед. при нагр. На кривой нагревания искусственного бильетита (фиг. 232) фиксируются эндотермические эффекты с максимумами при 60, 115, 390, 780, 850 и 980°; из них три первые, как показывает кривая

потери веса искусственного бильетита (фиг. 233), связаны с дегидратацией, природа остальных эффектов неясна. Между 60 и 125° удаляются две молекулы H₂O, в интервале 125—230° — шесть молекул H₂O и от 230 до 425° — 3H₂O или (OH)₆ [10, 11].

При нагревании до 110° становится одноосным, образуются трещинки, параллельные *Np* и *Nm*; по охлаждении снова становится двуосным [8].

Находж. Редок. Наблюдается в зоне окисления урановых месторождений в ассоциации с гидроокислами и силикатами урана. Встречен в месторождениях Шинколобве (Катанга) и Марньяк II (Франция) в ассоциации с уранотилом и гидроокислами урана.

Искусств. [10—13]. Получен в виде микрокристаллического порошка при кипячении в течение нескольких часов подкисленного раствора ацетата урана и нитрата бария; более крупные выделения образуются при длительном кипячении подкисленного раствора ацетата и нитрата урана и ацетата бария [13]. Берманом получен при комнатной температуре как продукт взаимодействия хлорида бария и хлорида уранила [14].

Практ. знач. Не имеет.

Огл. Отличается от других гидроокислов урана по оптическим свойствам. От беккерелита практически неотличим без реакции на Ва.

Межплоскостные расстояния бильетита из Шинколобве [14]*

CuK_α-излучение, D = 114,6 мм

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
002	100	7,56	040	2	3,030		10	2,053
101	2	6,51	015	2	2,928		2	2,015
110	2	6,13	222	2	2,85		4	1,983
111	2	5,73	042	4	2,798		6	1,950
022; 013	6 ш	{ 4,70 4,62	142; 204	6 ш	{ 2,60 2,56		4	1,888
							4	1,803
004	25	3,78	006	4	2,520		2	1,705
200	10	3,58		4	2,313		2	1,664
130	18	3,51		2	2,271			
131	2	3,42		2 ш	{ 2,21 2,19			
202	18	3,23						
132	35	3,183		4	2,124			

* ASTM, 13—406.

Л и т е р а т у р а

- Vaes J. F. Ann. Soc. géol. Belg. 1947, 70, Bull. No 4—6, 212.
- Brasseur H. Bull. Acad. Roy. Belg., Cl. sci., 1949, 35, 793.
- Protas J., Rerat C. C. R., Paris, 1962, 255, No 16, 1959.
- Christ C. L., Clark J. R. Am. Min., 1960, 45, No 9—10, 1026.
- Frondel J. W., Cuttitta F. Am. Min., 1953, 38, No 11—12, 1019.
- Thoreau J. Ann. Soc. géol. Belg., 1948, 71, B 76.
- Schoep A. H., Stradiot S. Am. Min., 1948, 33, No 7—8, 503.
- Vaes J. F. Ann. Soc. géol. Belg., 1949, 72, Bull. No 7—8, 237.
- Schoep A. C. R., Paris, 1922, 174, 1240.
- Protas J. Bull. Soc. fr. min., 1959, 82, No 7—9, 239.
- Potdevin H., Brasseur H. Bull. Acad. Roy. Belg., Cl. sci., 1958, 44, 874.
- Bigand C. Bull. Soc. fr. min., 1955, 78, No 1—3, 1.
- Protas J. Bull. Soc. fr. min., 1956, 79, No 4—6, 350.
- Frondel C. U. S. Geol. Surv. Bull. 1958, No 1064, 68.

Вандендрисшеит *Vandendriesscheite*

Назван по имени бельгийского минералога А. Вандендрисше (Ваэс, 1947) [1], впервые был описан как «минерал X» (Пэлэч, Берман, 1933) [2].

Синон. Вандендрисшеит I (Крист, Кларк, 1960) [3].

Наблюдаются значительные колебания оптических свойств, размеров элементарной ячейки и уд. веса, что вызвано изменением отношения $Pb : U$ или содержания H_2O .

Характ. выдел. Мелкие кристаллы.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^5 — *Pm2a* или C_{2v}^2 — *P2₁ma* или C_{2v}^4 — *Pm2a* (Крист, Кларк) [3].

a_0	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	Z	Вычисл. уд. в.	№ хим. анализ.	Месторождение
13,96	14,36	14,41	0,972 : 1 : 1,003	4	5,61	2	Катанга [4]
14,01	16,80	14,68	0,834 : 1 : 0,874	4	4,69	1	» [4]
13,99	16,44	14,30	0,851 : 1 : 0,870	4	4,93	—	» [4]
14,07*	13,62	14,44	1,033 : 1 : 1,060	—	—	—	» [3]
14,07**	40,85	43,33	0,344 : 1 : 1,061	—	—	—	» [3]
14,05	41,40	14,68	0,339 : 1 : 0,355	12	5,69	3 и 4	» [5]
14,12	16,75	14,72	0,843 : 1 : 0,873	4	4,66	5	Б. Медвежье озеро [4]

* Без учета очень слабых *hkl*.

** С учетом очень слабых *hkl*.

По Прота [5], для вандендрисшеита из Катанги (музейный образец) величины a_0 и c_0 совпадают с параметрами, определенными Д. Фрондел, и близки к параметрам скупита (14,23 и 14,62 Å); очень большие величины b_0 (41, 40 Å) для вандендрисшеита и скупита, вероятно, указывают на субструктуру с $b_0 = 4,14$ Å. Согласно исследованиям Криста и Кларка, кристаллы вандендрисшеита, так же как и кристаллы скупита, всегда представляют параллельные сростания вандендрисшеита I и вандендрисшеита II (метавандендрисшеита — *metavandendriesscheite*). Второй из них образуется в результате потери части воды: его возникновение вызывает замутнение кристаллов [3]; он имеет несколько иные размеры элементарной ячейки: $a_0 = 14,07$; $b_0 = 13,77$; $c_0 = 14,44$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,022 : 1 : 1,049$ (без учета очень слабых *hkl*). $a_0 = 14,07$; $b_0 = 41,31$; $c_0 = 43,33$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,341 : 1 : 1,049$ (с учетом очень слабых *hkl*) [3].

Дипирамид кл.? $a : b : c = 0,972 : 1 : 1,003$ (Д. Фрондел).

Наблюдавшиеся формы [1,2,4,6]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>c</i>	001	—	0°00'	90°00'	90°00'	0°00'
<i>b</i>	010	0°00'	90 00	0 00	90 00	—
<i>a</i>	100	90 00	90 00	—	0 00	90 00
<i>h</i>	130	18 56	90 00	0 00	71 04	90 00
<i>n</i>	120	27 13	90 00	0 00	62 47	90 00
<i>m</i>	110	45 48	90 00	0 00	44 12	90 00
<i>k</i>	210	64 05	90 00	0 00	25 55	90 00
<i>l</i>	310	72 02	90 00	0 00	17 58	90 00
<i>u</i>	011	0 00	45 05	44 55	90 00	0 00
<i>v</i>	021	0 00	63 30	26 30	90 00	0 00
<i>x</i>	403	90 00	54 00	90 00	36 00	54 00
<i>y</i>	233	34 26	50 34	44 55	64 54	34 31
<i>z</i>	211	64 05	66 27	44 55	34 28	64 07

$$kk(210) : (\bar{2}10) = 51^\circ 50'$$

$$mm(110) : (\bar{1}10) = 91^\circ 36'$$

$$nn(120) : (\bar{1}20) = 54^\circ 26'$$

$$xx(403) : (\bar{4}03) = 108^\circ 00'$$

$$uu(011) : (0\bar{1}1) = 90^\circ 10'$$

$$vv(021) : (02\bar{1}) = 53^\circ 00'$$

Данные измерений различных авторов несколько расходятся, что объясняется несовершенством кристаллов и очень малыми их размерами. Установка кристаллов менялась неоднократно. Ваэс [1] принял плоскость совершенной спайности за (010), Торо [6] и Пэлэч и Берман для «минерала X» [2] — за (001). Соотношение установок различных авторов:

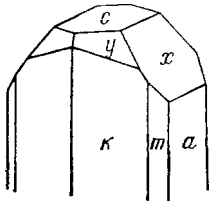
	Оси	$a : b : c$	Пл. сп.
Д. Фрондел	$a b c$	0,9722 : 1 : 1,003	001
Ваэс	$c a b$		010
Торо	$b a c$	0,6787 : 1 : 1,4239	001
Пэлэч	$a b c$	0,490 : 1 : 1,01	001

Формула перехода к установке Д. Фрондел: от установки Пэлэча 200/010/001, от установки Торо 020/300/00 $\frac{1}{2}$.

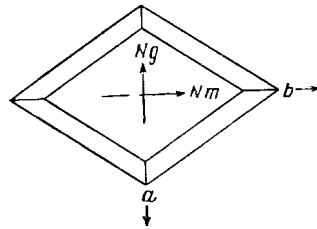
Кристаллы призматические (фиг. 234) или таблитчатые по (001), несколько удлинены по оси b .

Физ. св. Сп. совершенная по (001). Тв. 3. Уд. в. меняется от 4,6 до 5,6 (вычисл. см. выше). Цв. янтарно-оранжевый до золотисто-бурого или желтовато-бурого, также оранжевый, красновато-оранжевый. Бл. алмазный. Прозрачен.

Не люминесцирует в ультрафиолетовых лучах.



Фиг. 234. Кристаллы вандендрисшеита, Катамба (по Торо, буквенные обозначения по Д. Фрондел)



Фиг. 235. Оптическая ориентировка вандендрисшеита (установка по Д. Фрондел)

Микр. В пл. в прох. свете плеохроирует: по Ng и Nm — золотисто-желтый; по Np — почти бесцветен. Двуосный (—). $Np = c$, $Nm = b$, $Ng = a$ (фиг. 235); наблюдаются колебания значений показателей преломления:

	Катамба				Б. Медвежье озеро	Буа-Нуар	
n_g	1,828	1,845	1,890	1,85	1,860	1,820	1,85
n_m	1,824	1,840	1,882	1,83	1,850	1,810	1,83
n_p	1,760	1,790	—	—	1,780	1,785	1,78
$n_g - n_p$	0,068	0,055	—	—	—	0,035	—
$2V$	50°	Средн.	Средн.	40°	60°	Средн.	—
№ хим. анализа	1	2	—	3 и 4	—	5	—
Автор	Д. Фрондел [4]		Прота [5]		Крист и Кларк [3]	Пэлэч и Берман [2]	Прота [5]

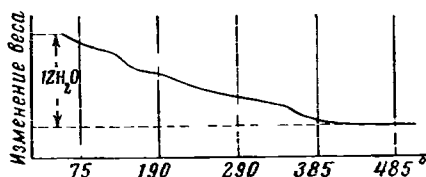
Хим. Теор. состав: PbO — 9,14; UO_3 — 82,00; H_2O — 8,86. Вода частью выделяется при выдерживании минерала над концентрированной H_2SO_4 .

Анализы:

	1	2	3	4	5
PbO	11,25	8,86	9,49	9,26	9,64
UO ₃	80,48	82,36	80,14	81,99	81,63
H ₂ O	6,86	9,26	9,17	9,11	8,73
SiO ₂	0,65	—	—	—	—
Сумма	99,24	100,48	98,80	100,36	100,00
Уд. в.	4,72	5,46	5,58	—	—

1—4— Катанга: 1, 2—анал. Кутита [4]; 3, 4—анал. Прота [5]; 5—Б. Медвежье озеро, анал. Гоньер [2], пересчет на 100 за вычетом 4,10% н. о.

Повед. при нагр. При нагревании вода полностью удаляется до 440° (фиг. 236) [5].



Фиг. 236. Кривая потери веса вандендрисшеита, Катанга (по Прота)

Наход. Редкий гипергенный минерал урана. Впервые найден в рудах Большого Медвежьего озера (Канада). В Шинколобве (Катанга, Конго) [4] ассоциируется с фурмарьеритом и рётзерфордином; встречается в ряде месторождений Колорадского плато (шт. Юта, США), в Яхимове (Чехословакия); в Буа-Нуар (Франция) ассоциируется с вёлсендорфитом и скупштом [6].

Искусств. Синтетический вандендрисшеит получен при обработке $PbU_2O_7 \cdot 2H_2O$ в течение недели при 110° раствором уранил-ацетата [5].

Отл. По внешнему виду неотличим от других уранил-свинцовых гидратов. Диагностируется по порошкограмме и оптическим константам.

Межплоскостные расстояния вандендрисшеита [3]
Cu-излучение, Ni-фильтр

hkl	Γ	d (Å)	hkl	Γ	d	hkl	Γ	d
006	100	7,25	2	2	2,94	2	2	1,877
210	2	6,94	8ш	2	2,80	2	2	1,861
060	2	6,81	5	5	2,722	10	10	1,800
230	3	6,33	2	2	2,66	3	3	1,791
240	2	5,77	25	25	2,522	8	8	1,773
236	2	4,71	10	10	2,401	2	2	1,726
246	10	4,53	3ш	3ш	2,29	2	2	1,716
129	10	4,45	3ш	3ш	2,18			
0.0.12	100	3,61	5	5	2,058			
2.10.0	25ш	3,53	15	15	2,034			
2.2.12	75ш	3,17	40	40	1,985			
2.4.12	2	3,06	3	3	1,961			
470	2	3,01	2	2	1,914			

Также дополните п-ные очень слабые линии

Л и т е р а т у р а

1. Vaes J. F. Ann. Soc. géol. Belg., 1947, 70, В 212—230.
2. Palache Ch., Berman H. Am. Min., 1933, 18, No 1, 20.
3. Christ C. L., Clark J. R. Am. Min., 1960, 45, No 9—10, 1026.
4. Frondel C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, No 1064, 81.
5. Protas J. Bull. Soc. fr. min., 1959, 82, No 7—9, 261.
6. Thoreau J. Ann. Soc. géol. Belg., 1948, 71, В 76.

Фурмарьерит Fourmarierite
 $PbO \cdot 4UO_3 \cdot 7-8H_2O$

Назван по имени бельгийского геолога П. Фурмарье (Буттенбах, 1924) [1].

Характ. выдел. Кристаллики размером до 0,25 мм и скрытокристаллические агрегаты.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $C_{2v}^{12} - Bb2_1m$, по Прота [2]; $D_{2h}^{17} - Bbmm, C_{2v}^{12} - Bb2_1m$ или $C_{2v}^{16} - Bbm2$, по Кристу и Кларку [3]. $a_0 = 14,00$; $b_0 = 16,47$; $c_0 = 14,39$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,850 : 1 : 0,874$ [3]. $Z = 8$ [4]. $a : b : c = 0,811 : 1 : 0,883$ (в установке Криста, Кларка и Прота, вычислено на основе измерений Буттенбаха) [4].

Формы [1]:

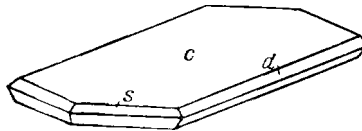
	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>c</i> 001	—	0°00'	90°00'	90°00'	0°00'	90°00'
<i>d</i> 011	0°00'	41 27	48 33	90 00	0 00	48 33
<i>s</i> 111	50 57	54 30	48 33	50 47	47 26	59 09

Установка кристаллов неоднократно менялась. Рентгеновское и морфологическое отношения осей несколько различаются.

	Оси	$a_0 : b_0 : c_0$	Пл.сп.	a_0	b_0	c_0
Прота [2]	<i>a b c</i>	0,8486 : 1 : 0,8681	(001)	13,96	16,45	14,28
Брасёр [4]	<i>c b a</i>	0,8684 : 1 : 0,8415	(100)	14,55	16,75	14,10
Крист, Кларк [3]	<i>a b c</i>	0,850 : 1 : 0,874	(001)	14,00	16,47	14,39
		$a : b : c$	Формы			
Новая	<i>a b c</i>	0,811 : 1 : 0,883	<i>c</i> (001)	<i>d</i> (011)	<i>s</i> (111)	
Буттенбах [1]	<i>c b a</i>	0,8832 : 1 : 0,8112	<i>h</i> (100)	<i>m</i> (110)	<i>b</i> ^{1/2} (111)	
Пэлэч [5]	<i>a b c</i>	0,4056 : 1 : 0,8832	<i>c</i> (001)	<i>d</i> (011)	<i>s</i> (122)	
Дана, 1944	<i>b a c</i>	1.233 : 1 : 1,087	<i>c</i> (001)	<i>M</i> (101)	<i>o</i> (111)	

Кристаллы таблитчатые по (001) и несколько удлинены по оси *a* (фиг. 237). Грань (001) иштрихована параллельно оси *a*. Грани (001) и (111) округлые [2].

Фиг. 237. Кристалл фурмарьерита, Катанга (кристалл Буттенбаха в новой установке)



Физ. св. Сп. совершенная по (001). Тв. 3—4. Уд. в. 5,740 [6], 5,689—6,046 [1] (вычисл. 5,77 при 7H₂O; 5,84 при 8H₂O [6]). Цв. красный до желтого. Бл. алмазный. Прозрачен.

Не люминесцирует в ультрафиолетовых лучах.

Микр. В шл. в прох. св. светло-желтый до красно-желтого. Плеохроизм: по *Ng* — темно-желтый; по *Nm* — бесцветный; по *Np* — бледно-желтый. Двуосный (—). Пл. опт. осей \perp (001), $Ng = b$, $Nm = a$, $Np = c$. Оптические константы фурмарьерита:

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$		
1,904	1,900	1,865	0,039	55°	Фрондел	[7]
1,94	1,92	1,85	0,09	Большой	Бийе	[8]
1,890	1,885	1,863	0,027	50°	Крист, Кларк	[3]

Дисперсия сильная $r > v$.

Хим. Анализировался материал с примесями. Формула требует уточнения. Брасёр [6] считает наиболее вероятной для фурмарьерита формулу: $PbO \cdot 4UO_3 \cdot nH_2O$ ($n = 7-8$) (теор. состав при $7H_2O : PbO - 14,94; UO_3 - 76,57; H_2O - 8,49$; при $8H_2O - соответственно: 14,76; 75,70; 9,54$). Скуп [9] предложил формулу: $PbO \cdot 4UO_3 \cdot 5H_2O$ ($PbO - 19,06; UO_3 - 73,26; H_2O - 7,68$); формула по Мелону [10]: $PbO \cdot 5UO_3 \cdot 10H_2O$ ($PbO - 12,17; UO_3 - 78,01; H_2O - 9,82$). Состав синтетического [10] отвечает формуле: $2PbO \cdot 8UO_3 \cdot 11H_2O$ ($PbO - 15,7; UO_3 - 77,2; H_2O - 6,9$).

Анализы фурмарьерита из Катанги:

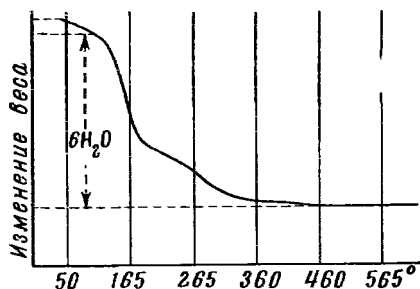
	1	2	3	4	5	6
CuO	0,30	1,09	—	—	—	—
PbO	18,31	12,93	12,26	12,11	15,25	15,82
UO ₃	66,87	73,22	77,67	77,23	75,13	77,79
Fe ₂ O ₃	1,79	1,74	—	—	—	—
SiO ₂	2,70	0,94	—	—	2,07	—
P ₂ O ₅	0,60	1,73	—	—	—	—
H ₂ O	8,35	10,22	10,07	7,84	6,00	6,24
Сумма	98,92	101,87	100,00	97,18	98,45	99,82

1, 2—анал. Мелон [10]; 3—средние данные анализов 1 и 2, пересчитанные на 100% за вычетом примесей торбернита и казолита; 4—6—анал. Скуп [9].

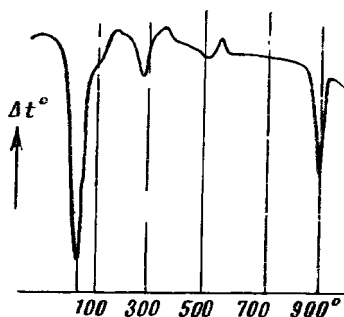
Диagn. исп. В кислотах легко растворяется.

П.п.тр. не плавится, не чернеет. В запаянной трубке выделяет воду.

Повед. при нагр. При нагревании до 100° вода не выделяется, при 350° теряет 6,85% воды и при прокаливании — 7,22% [9]; из синтетического



Фиг. 238. Кривая обезвоживания искусственного фурмарьерита (по Прота)



Фиг. 239. Кривая нагревания искусственного фурмарьерита (по Прота)

фурмарьерита часть воды удаляется при 120° и остальная постепенно до $300-480^\circ$ (фиг. 238). Кривая нагревания синтетического фурмарьерита (фиг. 239) фиксирует несколько эндотермических эффектов, обусловленных удалением воды; эффект около 900° , по-видимому, связан с плавлением безводных окислов U и Pb.

Нахожд. Наблюдается в нижней части зоны окисления урановых месторождений в тесной ассоциации с янтинитом, параскупитом (эпийнтинитом), беккерелитом, кюритом, соддиитом, англезитом. Нередко встречается в виде скрытокристаллических скоплений в смеси с соддиитом, кюритом и беккерелитом. Впервые найден в Шинколобве (Катанга, Конго). Также встречен в Велсендорфе (Бавария, ФРГ), Большом Медвежьем озере (Канада); в качестве существенной составной части «гуммитовых» оторочек

на выделениях уранинита отмечен в ряде пегматитовых жил США, Норвегии, Индии, Танганьики [7].

Искусств. Получен при комнатной температуре из водных растворов хлористого, азотнокислого или уксуснокислого свинца и шестивалентного урана [11], а также при взаимодействии металлического свинца с горячим раствором азотнокислого уранила [12], из раствора уксуснокислого уранила и уксуснокислого или азотнокислого свинца при кипячении [2].

Практ. знач. Второстепенный минерал окисленных руд урана.

Отл. Фурмарьерит легко отличается от прочих гидроокислов урана по оранжево-красному цвету, от кюрита и вёлсендорфита — по меньшему уд. весу и более низким показателям преломления.

Межплоскостные расстояния фурмарьерита из Катанги [3]
Cu-излучение, Ni-фильтр

<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>
111	1	8,55	402	12	3,143		2	2,136
002	100	7,20	412	2	3,095		3	2,056
210	3	6,42	143		3,046		4	2,030
202	1	5,04	250	<1	2,97		4	2,010
131	3	4,82	432	4	2,724		12ш {	1,987
113	9	4,36	044	<1	2,70			1,972
040	2	4,13	153	1	2,65		4	1,951
123	3ш {	4,00	244	9	2,520		3	1,900
321		3,90	404	4	2,503		4	1,793
004	50	3,58		4	2,389		4	1,767
240	18	3,55		<1	2,340		4	1,719
400	6	3,50		<1	2,311		2	1,698
313	1	3,28		2	2,229		4	1,600
242	50	3,178		2	2,181			

Также несколько слабых линий

Л и т е р а т у р а

1. Buttgenbach H. Ann. Soc. géol. Belg., 1924, 47, Publ. Congo Belge, 41.
2. Protas J. Bull. Soc. fr. min., 1959, 82, No 7—9, 260.
3. Christ C. L., Clark J. R. Am. Min., 1960, 45, No 9—10, 1026.
4. Brasseur H. Bull. Soc. Roy. sci., Liège, 1944, 10, No 6, 369.
5. Palache C. Am. Min., 1934, 19, No 7, 309.
6. Brasseur H. Am. Min., 1948, 33, No 9—10, 619.
7. Frondel C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, No 1064, 87.
8. Billiet V. Bull. Soc. fr. min., 1926, 49, 136.
9. Schoep A. H. Bull. Soc. fr. min., 1924, 47, 157.
10. Mélon J. Ann. Soc. géol. Belg., 1924, 47, Bull., 200.
11. Bignand C. Bull. Soc. fr. min., 1955, 78, No 1—3, 1.
12. Gruner J. W. U. S. Atomic energy comm., 1952, RMO — 983, 1—26.

Масюит Masuyite



Назван по имени бельгийского минералога Г. Масюйи (Ваэс, 1947) [1].

Синон. Масюит, мезуит.

Характ. выдел. Мелкие псевдогексагональные кристаллики и чешуйки размером около 0,1 мм.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^4 — *Pcna*; $a_0 = 14,09$, $b_0 = 12,08$; $c_0 = 14,27$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,166 : 1 : 1,181$; $Z = 24$ (Брасёр) [2].

Близкие константы получены Кристом и Кларком [3] без учета очень слабых линий: $a_0 = 13,98$; $b_0 = 12,11$; $c_0 = 12,40 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,154 : 1 : 1,172$; при их учете: $a_0 = 41,93$; $b_0 = 24,22$; $c_0 = 42,61 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,731 : 1 : 1,759$ (Крист, Кларк, 1960). Несколько иные значения получены Д. Фрондел [4]: $a_0 = 13,90$; $b_0 = 12,31$; $c_0 = 14,92 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,129 : 1 : 1,212$. На основе последнего отношения вычислены φ и ρ наблюдавшихся форм:

	φ	ρ		φ	ρ
$c \ 001$	—	$0^\circ 00'$	$l \ 150$	$10^\circ 03'$	$90^\circ 00'$
$b \ 010$	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$m \ 110$	$42^\circ 32'$	$90^\circ 00'$
$a \ 100$	$90^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$n \ 210^*$	$60^\circ 33'$	$90^\circ 00'$

* По зарисовкам Вааса.

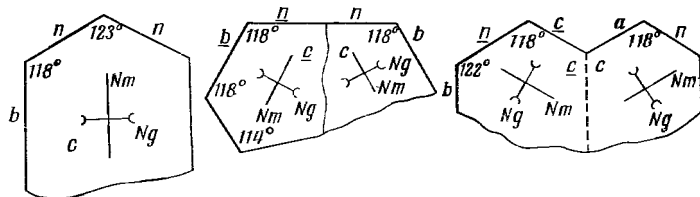
По рентгеновским данным очень близок к фурмарьериту и вандендрисшеиту. Кристаллики таблитчатые по (001).

Ваас принимал плоскость спайности и уплощения кристаллов за (010), его оси a, b, c отвечают соответственно b, c, a Д. Фрондел. Измеренные Ваасом под микроскопом углы между (101) : (101) = $122-123^\circ$ и (101) : (100) = 118° , очевидно, отвечают углам (210) : (210) = $58^\circ 54'$ и (210) : (010) = $60^\circ 33'$ установки Д. Фрондел (дополнительные углы соответственно $121^\circ 06'$ и $119^\circ 27'$).

Двойники по (210) или по плоскости, перпендикулярной (210) (в установке Д. Фрондел).

Физ. св. Сп. по (001) совершенная. Уд. в. 5,08 (вычисл. 5,028 для $\text{UO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$; 6,25 для $3\text{RbO} \cdot 8\text{UO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$). Цв. оранжево-красный. Прозрачен.

В ультрафиолетовом свете не люминесцирует.



Фиг. 240. Характер развития кристаллов и оптическая ориентировка масейита

(зарисовки Вааса в установке Фрондел)

Микр. В шл. в прох. свете плеохроирует: по Ng и Nm — интенсивно-желтый; по Np — бледно-желтый. $Np = c$, $Nm = a$, $Ng = b$ (фиг. 240). Двухосный (—). $n_g = 1,917$; $n_m = 1,906$; $n_p = 1,785$; $2V$ около 50° , дисперсия $r > v$ умеренная (по Д. Фрондел для анализированного образца) [4]. По Ваасу [1], $n_g = 2,15$; $n_m = 2,14$; $2V$ — большой. По Кристу и Кларку [3], $n_g = 1,915$; $n_m = 1,895$.

Замеры Вааса, проводившиеся в сплавах, по мнению Фрондела [4], возможно, дали завышенные цифры вследствие потери воды при нагревании; с другой стороны, повышенные показатели преломления согласуются с содержанием в минерале Rb.

Хим. Первоначально, на основании качественных анализов, минерал был определен как свинцово-урановый окисел или гидроокисел. Микрхимический анализ образцов Вааса показал, что масейит представляет собой гидроокисел U, не содержащий Rb, с формулой $\text{UO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и имеет

примерно одинаковый состав со скушитом (теор. состав: UO_3 — 88,84; H_2O — 11,19). Позже Прота [5] получил синтетический продукт, названный им «гидратированным кюри́том», состав которого отвечает формуле $3\text{PbO} \cdot 8\text{UO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ (теор. состав: PbO — 21,34; UO_3 — 72,93; H_2O — 5,73). Порошковая диаграмма «гидратированного кюри́та» аналогична порошковой диаграмме масюйита. Вопрос о формуле масюйита остается открытым. Попытки синтезировать минерал с формулой $\text{UO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ всегда заканчивались получением скупита. По данным микроанализа, состав масюйита из Катанги (анал. Кутита) [4]: UO_3 — 88,84; H_2O — 11,05; сумма — 99,89; содержит следы Ba, Ca, Li.

Повед. при нагрев. Вся вода из синтетического $3\text{PbO} \cdot 8\text{UO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ постепенно удаляется до 460° [5].

Наход. Очень редкий минерал нижней части зоны окисления урановых месторождений сульфидного типа. В Шинколобве (Катанга, Конго) наблюдается в трещинках и полостях среди выделений настурана.

Межплоскостные расстояния масюйита из Катанги [3]

Cu-излучение, Ni-фильтр, $D=114,59$ м.м								
<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>d</i>	
006	100	7,08	6.6.12	12	2,484	4	1,79	
	6	4,36		4	2,38		12	1,766
	6	4,30		9	2,36		9	1,745
0.0.12	35	3,56	0.12.0 } 18.6.0 }	4	2,27	4	1,72	
660	70	3,52		4	2,12	9	1,690	
12.0.0	21	3,48		18	2,008	4	1,613	
666	12	3,16	9	9	1,973	4	1,598	
12.0.6	50	3,12		6	1,578			
12.0.12	6	2,51		17III	1,95	4	1,559	

Также ряд дополнительных слабых линий

Л и т е р а т у р а

1. Vaes J. Ann. Soc. géol. Belg., 1947, 70, Bull., 214.
2. Brasseur H. Bull. Soc. Roy. Sci., Liège, 1950, 19, 239.
3. Christ C. L., Clark J. R. Am. Min., 1960, 45, No 9—10, 1026.
4. Frondel C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, No 1064, 78.
5. Protas J. Bull. Soc. fr. min., 1959, 82, No 7—9, 257.

Кюри́т Curite

$3\text{PbO} \cdot 8\text{UO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

Впервые обнаружен в 1924 г. Скупом, назван им в честь П. Кюри (Скуп, 1924) [1].

Характ. выдел. Игольчатые кристаллы, слагающие спутанно-волокнистые агрегаты, сахаровидные, плотные или порошковатые выделения; образует псевдоморфозы по ураниниту, известные в литературе под названием «гуммита» [2].

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{16} — *Pnam* [3].

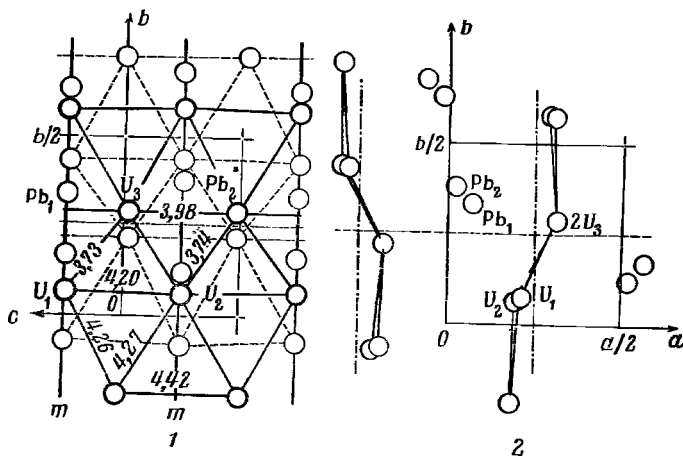
a_0 (Å)	b_0	c_0	$a_0:b_0:c_0$	Вычисл. уд. в.	Автор
12,58	13,01	8,40	0,9669 : 1 : 0,6456	7,30	Прота [3, 5]
12,55	13,01	8,37	0,9646 : 1 : 0,6434	7,36	Шауб (Дана, 1944)
12,50	13,01	8,40	0,9608 : 1 : 0,6457	7,37	Донэй и Донэй [4]

$Z = 2$.

Структура кюри́та близка к структурам беккерелита и биллетита [3]. Атомы U образуют слой, перпендикулярные оси *a* (в структурах беккерелита)

лита, бильетита и др. принята установка со слоями, перпендикулярными оси c). Расстояние между двумя слоями в кюрите (6,29 Å) больше, чем в беккерелите (7,44 Å) и бильетите (7,53 Å); это позволяет предполагать несколько иное распределение атомов O.

Атомы U в слое занимают узлы почти правильной гексагональной решетки. Структура слоя определяется положением трех независимых атомов U, два из них расположены в зеркальной плоскости m и связаны между собой операцией скольжения плоскости n . Шесть атомов Pb располагаются между слоями в зеркальных плоскостях m и статистически занимают две четверти независимых положений (фиг. 241) [3].



Фиг. 241. Структура кюрита

(по Прота)

1 — проекция на плоскость (110); 2 — на плоскость (001)

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - m\bar{3}m$ ($3L_23PC$), $a : b : c = 0,959 : 1 : 0,653$ (Пэлэч, 1934) [6].

Формы [6,7]:

	a	φ	ρ	σ	φ	ρ
	100	90°00'	90°00'	111	46°41'	43°29'
m	110	46 11	90 00			

Кристаллы длиннопризматические (фиг. 242) и игольчатые, вытянуты вдоль оси c (длина до 2—3 μ m).

Физ. св. Сп. по (100) и (110). Хрупок. Тв. 4—5. Уд. в. 7,19, по Скупу [1]; 7,26, по Пэлэчу [6]; 7,37 по Фронделу [8] (вычисл. см. выше). Цв. красновато-бурый, буровато-красный, оранжево-желтый, ярко-оранжевый с красноватым оттенком. Черта оранжевая. Бл. алмазный. Прозрачен.

Не люминесцирует в ультрафиолетовых лучах.

Микр. В шл. в прох. свете желтый до красно-оранжевого. Плеохроизм ясный: по Np — бледно-желтый; по Nm — светло-красно-оранжевый; по Ng — темно-красно-оранжевый. $Ng > Nm > Np$. Двуосный (—). Удлинение (+). $Ng = c$, $Nm = a$, $Np = b$. Погасание прямое. $2V$ большой; дисперсия $r > v$.

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	
2,12	2,07	—	—	Бийэ [9]
2,15	2,11	2,06	0,09	Ларсен и Берман (1934)
<2,16	>2,06	—	—	Соболев и Пудовкина [10]
2,12	2,08	2,05	0,07	Бранш и др. [11]

Хим. Формула точно не установлена. Скупом [1, 12], Пэлэчем, Берманом, Фронделом (Дана, 1944) и Бутгенбахом [13], на основании анализов 1 и 2, была выведена формула $2\text{PbO} \cdot 5\text{UO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (теор. состав: $\text{PbO} - 22,91$; $\text{UO}_3 - 73,39$; $\text{H}_2\text{O} - 3,70$). По анализу 3 формула приближается к $2\text{PbO} \cdot 6\text{UO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ($\text{PbO} - 20,14$; $\text{UO}_3 - 77,42$; $\text{H}_2\text{O} - 2,44$) или $3\text{PbO} \cdot 8\text{UO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ($\text{PbO} - 22,10$; $\text{UO}_3 - 75,52$; $\text{H}_2\text{O} - 2,38$). Последняя формула лучше всего согласуется с данными рентгеновского анализа и значением удельного веса минерала.

Анализы кюрита из Катанги:

	1	2	3
BaO	—	—	0,11
PbO	21,32	21,13	21,08
Fe ₂ O ₃	0,17	0,37	—
SiO ₂	—	0,14	0,06
U ₃	74,22	74,28	76,49
H ₂ O ⁺ } H ₂ O ⁻ }	3,51	—	2,43
Сумма	99,22	(95,92)	100,17
Уд. в.	7,192	6,98 (?)	7,4

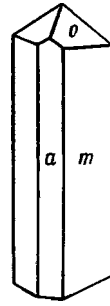
1—среднее из нескольких анализов Скупа [1];
2—неполный анализ [14], установлены следы Те;
3—анал. Кутита [4].

Описанный Соболевой и Пудовкиной [10] торийсодержащий кюрит ($\text{PbO} - 17,97$; $\text{ThO}_2 - 12,06$; $\text{UO}_3 - 65,16$; $\text{H}_2\text{O}^+ - 3,17$; $\text{H}_2\text{O}^- - 2,0$) значительно отличается по своим свойствам (уд. в. 5,25, $n_m = 1,780$) от обычных кюритов; нуждается в более детальном изучении.

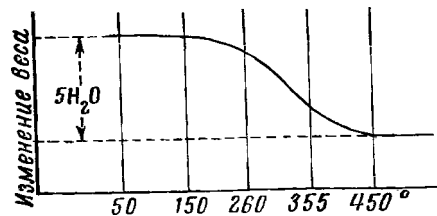
Диагн. исп. Растворяется в минеральных кислотах без подогревания. В закр. тр. выделяет воду. Дает реакцию на свинец.

Повед. при нагр. По Скупу [12], при нагревании до 110° выделяется 0,32%, при $250^\circ - 1,33\%$ H_2O ; вода полностью удаляется до 450° . По Прота [5], вода выделяется постепенно до 470° (фиг. 243), по Биньяну [15], она удаляется около 300° .

Находж. Является одним из наиболее распространенных минералов группы гидроокислов урана; образуется в зоне окисления урановых месторождений. Наиболее характерна ассоциация кюрита с казолитом; оба минерала образуют тонкие оранжево-красные смеси очень мелких различно ориентированных кристалликов; известны также смеси кюрита с соддигом. Часто тесно ассоциируется с беккерелитом, скупитом, фурмарьеритом,



Фиг. 242. Кристалл кюрита, Катанга (по Дана — Пэлэчу)



Фиг. 243. Кривая потери веса кюрита (по Прота)

том и соддитом, нередко образует включения в этих минералах. Иногда содержится в виде вростков в кристаллах торбернита или покрывает их бархатистым налетом. Кюрит довольно устойчив на различных стадиях изменения урановых руд.

В зоне окисления пегматитовых жил встречается кюрит, содержащий торий [10], в ассоциации с уранинитом, ураноторианитом, кларкеитом, соддитом, циртолитом, ортитом, монацитом, ксенотимом; совместно с силикатами урана замещает уранинит (брэггерит) и ураноторианит по периферии и по трещинам их выделений до образования почти полных псевдоморфов. Кюрит найден в Казоло (Катанга, Конго) [1, 12, 13] с казолитом и торбернитом, во флюорито-урановом месторождении Вёлсендорф (Бавария, ФРГ), в месторождениях Ля Крузиль (Пюи-де-Дом, Франция) и Малакиалин (Мальгашская республика) [8].

Искусств. Получен путем нагревания пластинок свинца в растворе нитрата уранила при 180—200° [16], а также при нагревании скупита в водном растворе ацетата уранила при 160° [15]. При нагревании до 100° раствора ацетата уранила и ацетата свинца с соотношением U:Pb между 4:1 и 6,5:1 получено соединение, состав которого отвечает формуле $3\text{PbO} \cdot 8\text{UO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ (содержание воды выше, чем в кюрите); этот синтетический продукт был назван «гидратированным кюритом». При выдерживании «гидратированного кюрита» в течение недели в воде при температуре 110° образовался кюрит [5].

Практ. знач. Составная часть окисленных урановых руд.

Отл. Характерен оранжево-красный цвет. От сходного фурмарьерита отличается более высоким уд. весом и оптическими свойствами, от ураносферита — содержанием свинца и отсутствием висмута.

Межплоскостные расстояния кюрита из Катанги [8]

Си-анткатод, Ni-фильтр, $D=114,6$ мμ

<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
10	6,28	1	2,35	5	1,74
1	4,17	1	2,24	2	1,70
9	3,97	1	2,17	2	1,66
4	3,53	5	2,10	2	1,62
4	3,36	1	2,04	2	1,57
8	3,14	1	2,00	1	1,54
4	3,07	1	1,95	1	1,51
2	2,93	1	1,91	1	1,49
1	2,81	1	1,90	1	1,47
4	2,70	1	1,87	1	1,43
6	2,55	2	1,84	3	1,40
3	2,47	3	1,80		

Л и т е р а т у р а

- Schoep A. H. C. R., Paris, 1921, 173, 1186.
- Schoep A. H. Bull. Soc. belge géol., 1936—1937, 46, F. 3, 309.
- Protas J. C. R., Paris, 1963, 257, N° 13, 1919.
- Donnay G., Donnay J. U. S. Atomic energy comm., 1955, TEI— 507, 1—24.
- Protas J. Bull. Soc. fr. min., 1959, 82, N° 7—9, 258.
- Palache C. Am. Min., 1934, 19, No 7, 309.
- Schoep A. H. Natuurwet. Tijdschr., 1927, 9, 1 (по реферату N. Jb. Min., 1927, 2, A, 146).
- Frondel C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, No 1064, 92.
- Billiet V. Bull. Soc. fr. min., 1926, 49, N° 3—6, 136.
- Соболева М. В., Пудовкина И. А. Минералы урана. Госгеолтехиздат, 1957, 99.

11. Branche G., Chervet J., Guillemin C. Bull. Soc. fr. min., 1951, 74, N° 7—12, 457.
12. Schoep A. H. Ann. Mus. Congo Belge, sér. 1—min., 1930, 1, F. 3, 25.
13. Buttgenbach H. Les minéraux de Belgique et du Congo Belge. Paris, 1947.
14. Hacquaert A. Ann. Soc. géol. Belg., 1927, 50, Publ. Congo Belge, F. 1, 15.
15. Bignand C. Bull. Soc. fr. min., 1955, 78, N° 1—3, 1.
16. Gruner J. W. U. S. Atomic energy comm., 1952, RMO—983, 1—26.

Вёльсендорфит Wölsendorfite (Pb,Ca)U₂O₇·2H₂O

Назван по месторождению (Прота, 1957) [1].

Характ. выдел. Скрытокристаллические выделения, радиальнолучистые агрегаты, сферолиты; также мелкие кристаллы (0,5 × 0,1 × 0,1 мм).

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_2^6 — $C222$, C_{2v}^{11} — $Cmm2$ или D_{2h}^{19} — $Cmmm$ [2].

a_0 (Å)	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	Месторождение	Автор
11,95	13,99	7,02	0,854 : 1 : 0,502	Вёльсендорф	Прота [1]
11,90	13,98	6,85	0,851 : 1 : 0,490	Шинколобве	Тусэн [2]

$Z = 6$ [1]. Субъединица характеризуется параметрами: $a_0 = 11,9$; $b'_0 = 6,99$; $c'_0 = 6,85$ [2].

В структуре вёльсендорфита атомы U расположены в псевдогексагональных слоях, параллельных (001); расстояния между слоями 6,85 Å. Атомы Pb располагаются между слоями [2].

Кристаллы призматические и игольчатые, удлинены по оси b . Наблюдались грани (100) и (001) [2].

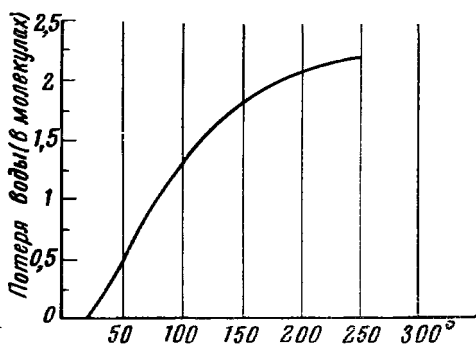
Физ. св. Сп. по (001) совершенная. Уд. в. 6,8 (вычисл. 6,82 при Ca : Pb = 1 : 5). Цв. оранжево-красный, карминовый.

Микр. [3]. $n'_g = 2,09$; $n'_p = 2,05$.

Хим. Теор. состав (при Ca : Pb = 1 : 5): CaO — 1,16; PbO — 23,15; UO₃ — 71,24; H₂O — 4,48. Состав минерала из Вёльсендорфа: CaO — 1,24; PbO — 23,14; UO₃ — 69,80; H₂O — 4,30; н.о. — 0,48; сумма — 98,96.

Повед. при нагр. При нагревании до 250° вёльсендорфит постепенно теряет всю воду (фиг. 244) [3,4].

Нахожд. [3]. Редок. Скрытокристаллический ярко-красный вёльсендорфит выполняет трещинки во флюорите в Вёльсендорфе (Бавария, ФРГ); образует корочки на настуране в рудах Большого Медвежьего озера (Канада); в виде оранжево-красных сферолитов образовался путем замещения настурана в Керсегалеке (деп. Морбиан, Франция); в радиальнолучистых карминовых скоплениях вместе с другими вторичными минералами урана наблюдался в Шинколобве (Катанга, Конго).



Фиг. 244. Кривая обезвоживания вёльсендорфита

(по Подевену и Брасёру)

Межплоскостные расстояния вёлсендорфита из Вёлсендорфа (Бавария) *

hkl	Γ	d (Å)	hkl	Γ	d	hkl	Γ	d
020	60	6,93	420; 401	30	2,75	30ш		1,89
200; 120	30	6,02	341; 322	30ш	2,45	30ш		1,74
002; 040	40	3,51	412	30	2,25	20		1,699
320; 301	80	3,47	152; 213	5ш	2,14	20		1,681
041; 022	60	3,13		30	2,01	20		1,658
321	100	3,09		5	1,998			

* ASTM, 12—159.

Л и т е р а т у р а

1. Protas J. C. R., Paris, 1957, 244, N° 24, 2942.
2. Toussaint J. Ann. Soc. Géol. Belg., 1961, 84, Bull. N° 4—8, 365; Toussaint J., Basseur H. Bull. Acad. Roy. Belg., Cl. sci., 1959, 45, 501.
3. Protas J. Bull. Soc. fr. min., 1959, 82, N° 7—9, 256.
4. Potdevin H., Basseur H. Bull. Acad. Roy. Belg., Cl. sci., 1958, 44, 874.

М и н е р а л А — mineral A, сложный гидроокисел U, Pb, K, Na, Ca, Ba. Установлен Фронделом как один из компонентов «гуммитов» [1].

Образует скрытокристаллические плотные агрегаты. Цв. ярко-оранжевый до оранжево-желтого или золотисто-желтого. Бл. от тусклого до слабо стеклянного в плотных просвечивающих агрегатах.

П. микр. желтый, без плеохроизма. $n_m = 1,78—1,88$, иногда до 1,96.

Полуколичественный спектральный анализ материала с $n_m = 1,96$: U — основной элемент; Pb — 5—10; K, Ca — 0,5—1; Na, Ba — 0,1—0,5; для материала с $n_m = 1,84$: U — основной элемент; Pb, K — 1—5; Ca, Ba, Na — 0,1—0,5. Возможно, представляет смесь нескольких гидроокислов.

Встречен в пегматитах ряда районов США — в шт. Нью Хэмпшир (Сев. Уилтон, Палермо, Рагис, Олстед, Берил Маунтин) и в шт. Сев. Каролина (Граси Крик).

От сходных по внешнему виду минералов (фурмарьерит, вандендрисшит и др.) отличается по порошкограмме.

М и н е р а л С — mineral C Фрондела [1], по порошкограмме очень близок к вёлсендорфиту, резко отличается, однако, по оптическим константам и хим. составу [2].

Выделения плотные микрокристаллические.

Уд. в. 5,39 (у оригинала анализа 2). Цв. оранжево-коричневый, красновато-коричневый, шоколадно-коричневый. Черта горчично-желтая. В пл. в прох. свете оранжево-коричневый, без плеохроизма. Средние значения n : 1,77—1,82 (анализ 1), 1,85—1,89 (анализ 2). Двуосный (+), $2V$ средней величины.

Анализы выполнены на недостаточно однородном материале:

	1	2	1	2	1	2		
Na ₂ O	0,51	1,1	Al ₂ O ₃	0,86	UO ₂	—	0,4	
K ₂ O	0,86	—	Fe ₂ O ₃	0,29	UO ₃	77,99	77,4	
CaO	0,90	2,1	TR ₂ O ₃	} 1,06	H ₂ O ⁺	} 8,90	5,6	
BaO	2,16	—	ThO ₂		—		H ₂ O ⁻	3,7
PbO	5,28	4,0	SiO ₂	1,97	1,4	H. o	0,8	—
Сумма						100,83	100,2	

1 — оранжево-красный материал из рудника Вайсман, Митчел (Сев. Каролина) [3]; 2 — красновато-красный материал из неизвестного месторождения в Митчел (Сев. Каролина) [3].

В ряде рудников США (шт. Сев. Каролина и Пенсильвания) наблюдался как продукт изменения уранинита или ураноторианита («гуммитовые оторочки»).

Л и т е р а т у р а

1. Frondel C. Am. Min., 1956, 41, No 7—8, 539.
2. Fleischer M. Am. Min., 1957, 42, No 11—12, 919.
3. Ross C. S., Henderson E. P., Posnjak E. Am. Min., 1931, 16, No 5, 213.

Г у м м и т — gummite. Название «гуммит» (Дана, 1868) издавна применяется для обозначения скрытокристаллических, точно не определенных продуктов изменения первичных урановых руд, представленных гидроокислами и силикатами урана [1—3].

Синон. Гуммиерц — Gummierz (Брайтхаупт, 1832), Urangummi (Брайтхаупт, 1847), элиасит — eliasite (Хайдингер, 1852), питтинит — pittinite (Герман, 1859), питтиновая руда — Pittinerz. По составу выделялись: ванадиогуммит — Vanadin-Gummit (Герман, 1859), фосфорогуммит — Phosphor-Gummit (Герман, 1859) иттрогуммит — yttrougummit (Норденшельд, 1878), ураногуммит — Uranogummit (Кёхлин, 1928).

Макроскопически это массы буровато- или оранжево-красного цвета по краям выделений уранинита или настурана или сплошные выделения с их реликтами. Часто агрегаты «гуммита» состоят из зон различной окраски. Фрондел, изучавший гуммитовые псевдоморфозы по ураниниту и настурану из 35 месторождений, пришел к выводу о более или менее постоянном составе отдельных компонентов «гуммита», легко определяемых по порошкограммам. Последовательность изменения уранинита: 1 — окисление большей части U^{4+} до U^{6+} с сохранением структуры уранинита; образуются черные, коричневаточерные и зеленоваточерные продукты; 2 — полное окисление до U^{6+} ; образуются бурые до зеленых безводные окислы или содержащие небольшое количество воды гидроокислы, главным образом кларкеит и «зеленый уранинит»; 3 — гидратация и усложнение состава; образуются желтые, оранжевые и красные продукты — фурмарьерит, реже скупит; 4 — образование зеленовато-желтых или соломенно-желтых урановых силикатов, главным образом уранофана и казолита, реже β -уранофана и соддиита. Минералы стадий 2, 3, 4 обычно объединяют под названием «гуммита».

Л и т е р а т у р а

1. Вернадский В. И. О необходимости исследования радиоактивных минералов Российской империи. Тр. Радиевой экспед. АН, СПб., 1914.
2. Schoer A. H., De Leeuwe L. Bull. Soc. belge géol., 1936—1937, 46, F. 3, 309.
3. Frondel C. Am. Min., 1956, 41, No 7—8, 539; U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, No 1064, 55.

Ураносферит Uranosphaerite



Назван по содержанию U и характеру выделений (Вайсбах, 1873) [1].

Характ. выдел. Полушаровидные, волокнисто-сферолитовые и плотные землистые скопления, друзы кристалликов.

Структ. и морф. крист. Сингония окончательно не установлена; по оптическим данным [2—4] ромб. с. В некоторых выделениях рентгеноаморфен [5].

Искусственный ураносферит по Прота [4] — моноклинный, псевдоромбический: $a_0 = 7,65$; $b_0 = 7,78$; $c_0 = 7,53$ Å; $\beta = 93^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,984 : 1 : 0,969$; $Z = 4$; по Багиста [6] — тетрагональный: $a_0 = 7,404$; $c_0 = 6,939$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 0,937$.

Кристаллы мелкие, удлинены по оси c , остропирамидальные. Вдоль удлинения — тонкая штриховка.

Физ. св. Сп. совершенная по (100) [2]. Тв. 2—3. Уд. в. 6,12—6,89 (см. хим. анализы). Цв. оранжево-желтый, кирпично-красный. Черта желтая. Бл. жирный. Просвечивает.

Люминесценция в ультрафиолетовых лучах, отмечаемая некоторыми авторами, вызывает сомнение ввиду содержания в минерале Bi , который гасит свечение.

Микр. В пл. в прох. свете плеохроизм отсутствует. Пл. опт. осей (010). $N_p = a$, $N_m = b$, $N_g = c$. Удлинение (+). Двусный (+) [2].

n_g	n_m	n_p	$2V$	Автор
2,05	1,985	1,955	Большой	Ларсен [2]
2,060	1,981	1,959	56° (вычисл.)	Берман [3]
2,07	2,03	—	—	Прота [4]

Дисперсия сильная $r < v$ (Ларсен) [2].

Хим. Формула достоверно не установлена, роль воды в минерале не выяснена. Теор. состав для формулы $\text{Bi}(\text{OH})\text{UO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O} : \text{Bi}_2\text{O}_3 - 42,67$; $\text{UO}_3 - 52,39$; $\text{H}_2\text{O} - 4,94$.

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
CaO	—	0,30	—	Bi_2O_3	38,39	40,17	43,46
CaCO_3	1,15	—	—	P_2O_5	—	1,05	—
CoO	4,22	—	—	UO_3	43,79	49,08	52,62
CuO	—	0,87	—	H_2O	4,84	5,50	3,59
PbO	—	0,90	—	<hr/>			
Fe_2O_3	3,75	0,67	—	Сумма	99,01	100,133	99,67
SiO_2	1,05	1,093	—	Уд. в.	6,36	6,12	6,89
As_2O_3	1,82	0,50	—				

1 — Шнееберг, Саксония, анал. Винклер [7]; 2 — месторождение неизвестно [5]; 3 — Вайсер Хирш, Саксония [4].

Диagn. исп. Растворяется в разбавленных минеральных кислотах. При нагревании растрескивается и распадается на бурые шелковистые иголки.



Фиг. 245. Кривая нагревания ураноферита (по Амбарцумян)

и висмута, прогиб при 800° вызван спеканием вещества; при 1000° оно плавится без разложения [5].

Продукты нагревания ураноферита до 100, 200, 300, 400° рентгеноаморфны [5]; после нагревания до 600° на порошкограммах появляются линии, отвечающие кубической решетке с параметром $a_0 = 5,60 \text{ \AA}$; кубическая решетка характерна и для порошков минерала, нагретых до 1000°. Продукты, полученные при нагревании ураноферита в интервале 600—900°, в течение нескольких минут разлагаются в разбавленной HCl [5]. При нагревании минерала из месторождения Вайсер Хирш (ГДР) вода выделялась в пределах 300—500° [4].

Находк. Редок. Образуется в зоне окисления месторождений урана и висмута. Наблюдается в тесном сростании с силикатами уранила, вальпургином, трёгеритом, дейнеритом, метадейнеритом, ураноспинитом. Най-

ден в месторождениях Саксонии (ГДР): Нойштедтель близ Шнееберга и Вайсер Хирш [1].

Искусств. Ураносферит может быть синтезирован путем нагревания до 180° в запаянной трубке водных растворов ацетата уранила и сульфата висмута [7]. Соединение со свойствами ураносферита было получено также путем добавления раствора нитрата уранила к горячему очень кислому раствору нитрата висмута с последующей нейтрализацией раствора [6].

Практ. знач. Не имеет, так как встречается в небольших количествах.

Отл. Внешне очень сходен с кюрилом и фурмарьеритом, отличается от них реакцией на Vi .

Межплоскостные расстояния ураносферита из Шнееберга [8]

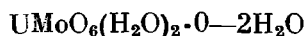
Си-анткатод, Ni-фильтр, $D = 114,6$ мм

l	d (Å)	l	d	l	d
6	5,25	2	2,39	1	1,56
3	4,74	1	2,35	1	1,52
4	4,37	2	2,16	1	1,37
1	4,15	2	2,08	1	1,34
7	3,87	1	2,03	1	1,33
6	3,47	4	1,97	2	1,26
10	3,16	5	1,90	2	1,236
3	3,05	8	1,83	1	1,198
1	2,71	1	1,80	4	1,181
1	2,60	2	1,73	1	1,097
1	2,54	4	1,66	1	1,058
2	2,46	1	1,59		

Л и т е р а т у р а

1. Weisbach A. N. N. Jb. Min., 1873, 314.
2. Larsen E. S. U. S. Geol. Surv. Bull., 1924, No 679, 149.
3. Berman R. Am. Min., 1957, 42, No 11—12, 905.
4. Protas J. Bull. Soc. fr. min., 1959, 82, N° 7—9, 265.
5. Амбарцумян Ц. Л., Басалова Г. И., Горжевская С. А., Назаренко Н. Г., Ходжаева Р. П. Термические исследования урановых и ураносодержащих минералов. Госатомиздат, 1961, 30.
6. Baptista A., Baptista N. R., Oliveira O. E. Anais Acad. Brasil. cie., 1962, 34, N° 1, 45.
7. Winkler Cl. J. prakt. Chem., 1873, 7, 4.
8. Frondel C., Riska D., Frondel J. W. U. S. Geol. Surv. Bull., 1956, No 1036—G, 91; Frondel C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, No 1064, 98.

Умохоит Umohoite



Назван по составу: U, Mo, H и O (Брофи, Кер, 1953) [1].

Характ. выдел. Пластинчатые или игольчатые кристаллы, розетки кристаллов, тонкозернистые агрегаты.

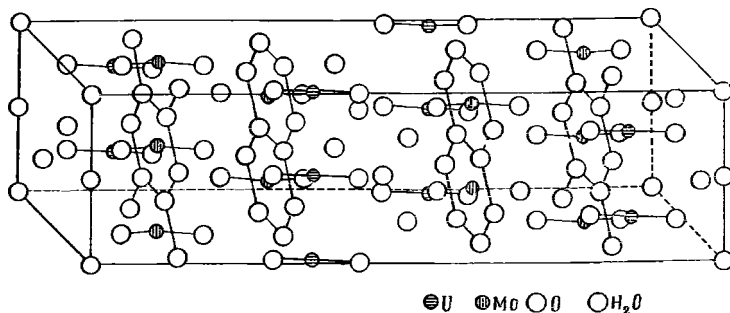
Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1c$ [2].

Сингония	a_0	b_0	c_0	β	$a_0 : b_0 : c_0$	Автор
Монокл.	6,32	7,50	57,8 (= 14,45×4)	94°	0,843 : 1 : 7,707	Макаров, Авикина [2]
Монокл.	14,30	7,50	6,38	99°	1,907 : 1 : 0,851	Колман, Эшлман [3]
Монокл.	14,17	7,33	6,41	$98^\circ 41'$	1,933 : 1 : 0,874	Сидоренко и др. [4]
Ромб.	6,32	7,48	12,4 и 14,5—17			Кэмхи [5]

(в зависимости от содержания воды)

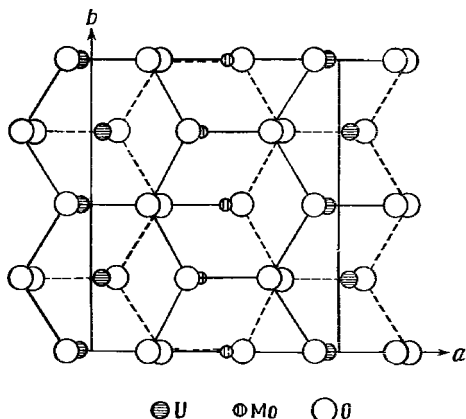
$Z = 16$ [2].

Структура по Макарову и Аникиной (фиг. 246 и 247), носит ясно выраженный слоистый характер: перпендикулярно оси c простираются бесконечные псевдогексагональные, почти плоские сетки из упорядоченно расположенных атомов U, Mo и O. Сдвоенные сетки образуют пакеты



Фиг. 246. Аксонометрическая проекция структуры умохойта; изображена половина элементарной ячейки, $c/2$ (по Макарову и Аникиной)

$U\text{MoO}_6(\text{H}_2\text{O})_2$. Между пакетами могут располагаться молекулы цеолитной воды (до 2 молекул). Анионы MoO_4^{2-} в структуре умохойта отсутствуют. Координация атомов O вокруг атомов U и Mo одинакова (координационный



Фиг. 247. Фрагмент пакета в структуре умохойта, проекция на (001) (по Макарову и Аникиной)

полиэдр—гексагональная несколько искаженная бипирамида); это указывает на одинаковое валентное состояние U и Mo. В структуре найдены уранильные и молибденильные группировки с неравноплечными расстояниями U—O и Mo—O: U—O = 2,02 и 1,74 Å, Mo—O = 2,05 и 1,80 Å.

Каждая уранильная и молибденильная группа окружена по экватору шестью атомами O на расстояниях от 2,10 до 2,23 Å. В урано-молибдено-кислородных сетках связи $\text{O}_{II}-\text{O}_{II}$ очень короткие (2,08—2,20 Å) [2].

Структура умохойта не может считаться окончательно установленной — оценить состояние урана в ней невозможно без уточнения

межатомных расстояний и положений молекул воды; при структурном изучении не учитывались значительные содержания U^{4+} в умохойте из отечественных месторождений (причина черной окраски минерала). По Сидоренко, слуподобный характер умохойта позволяет предполагать сложную структуру с чередованием слоев уранила $(\text{UO}_2)^{2+}$ и $(\text{MoO}_4)^{2-}$ с размещением переменных количеств воды между слоями [4].

Физ. св. Сп. совершенная параллельно удлинению. Тв. 2—2 $\frac{1}{2}$. Хрупок. Уд. в. 4,53 [4], 4,55—4,66 (вычисл. 4,93) [3]. Цв. черный, синевато-черный, иногда темно-зеленый. Бл. стеклянный или полуметаллический.

Не люминесцирует в ультрафиолетовых лучах.

Микр. В шл. в прох. свете окраска темная, почти непрозрачен. Двуосный (—). Сильный плеохроизм: по Ng — темно-синий; по Nm и Np — светло-синий или оливково-зеленый, по Скворцовой и др. [4]; по Ng — оливково-зеленый, по Np — темно-синий, по Колмэну [3]. Погасание косое [4], $Nm = b$ [3]. $n_g = 1,915$; $n_m = 1,831$; $n_p = 1,66$, по Колмэну; n_g и $n_m > 1,780$; $n_p = 1,718$, по Скворцовой и др.

В полир. шл. в отраж. свете светло-серый. Отраж. способность в желтом свете (589 $m\mu$) 10%. Двухотражение отчетливое. Анизотропия ясно выражена. Часто наблюдаются удлиненные треугольники выкрашивания.

Хим. Теор. состав для $(UO_2)MoO_4 \cdot 4H_2O$: UO_3 — 56,99; MoO_3 — 28,68; H_2O — 14,33.

Анализы:

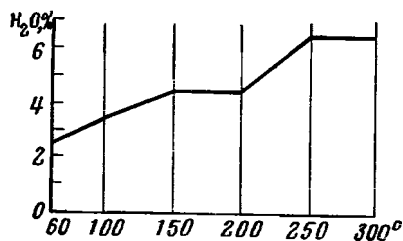
	1	2	3	4
Na_2O	—	3,03	3,06	—
K_2O	—	0,47	0,29	—
MgO	—	0,84	0,89	—
CaO	—	1,32	1,62	1,06
Al_2O_3	—	1,39	0,81	0,26
Fe_2O_3	—	0,17	0,21	—
As_2O_3	1,00	—	—	—
SiO_2	—	3,83	2,19	0,85
UO_2	—	5,10	3,71	14,52
UO_3	57,65	47,75	50,67	41,85
MoO_3	28,23	29,75	30,15	30,64
H_2O^+	} 14,00	3,33	} 7,11	9,44
H_2O^-		4,06		
Сумма	100,88	101,04	100,71	98,62

1 — Мерисвейл, анал. Колмэн [1]; 2—4 — ураномолибденовые месторождения СССР, не вполне чистый материал: 2—3 — анал. Кузнецова [4]; 4 — анал. Покровская, по новым данным Л. Н. Беловой.

Диagn. исп. Растворяется в конц. HCl и HNO_3 при нагревании. Из раствора в HNO_3 выделяется желтовато-белый осадок молибденовой кислоты. В 20% H_2SO_4 растворяется при нагревании, раствор имеет ярко-синюю окраску. При нагревании в растворе KOH зерна умохоита желтеют по краям [4].

Повед. при нагр. Кривая обезвоживания умохоита (фиг. 248) показывает, что главная часть воды удаляется из минерала до 250° . На кривой нагревания умохоита фиксируются эндотермические эффекты при 175 , 350 и 650° ; эффекты при 175 и 350° связаны с дегидратацией минерала; при более высокой температуре образуется новая кристаллическая фаза [4].

Находж. Впервые найден в Мерисвейле (шт. Юта, США) в виде тонких прожилков, а также в тонкорассеянном состоянии в глинистом материале зоны изменения, проходящей вдоль ураносодержащих жил; находится в ассоциации с флюоритом, пиритом, кварцем и уранинитом, иногда с ильземанитом и иордизитом [1]. В месторождении Лаки-Мак (шт. Вайоминг, США) умохоит образует вкрапленность в цементе зоценовых песчаников, ассоци-



Фиг. 248. Кривая обезвоживания умохоита
(по Скворцовой и др.)

ируется с настураном, пиритом и гипсом [3]. В урано-молибденовых месторождениях СССР умохоит обнаружен в ассоциации со скрытокристаллическим молибденитом, пиритом, серицитом, моуритом и иригинитом; образуется в приповерхностных условиях, вероятно, в поздние стадии гидротермального процесса [4].

Отл. Сходен с молуранитом, но в отличие от него яснокристаллический. От черных окислов урана отличается по реакции на Mo.

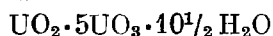
Межплоскостные расстояния умохоита из СССР [4]
Си-излучение, без фильтра, $D = 114$ мм

<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>
100	9	14,7	1	1	2,15	1	1	1,317
200 $\bar{3}$	7	7,79	9	2	2,05	1	1	1,294
	5	7,36	3	1	1,986	1	1	1,264
200	10	7,07	1	1	1,949	1	1	1,228
101	4	5,27	1	1	1,911	1	1	1,197
$\bar{1}11$	9	4,79	1	1	1,845	1	1	1,101
310	1	3,99	6	1	1,788	1	1	1,069
400	9	3,57	1	1	1,669	1	1	1,027
021	6	3,21	2	1	1,605	1	1	1,005
102; 311	6	3,18	2	1	1,587	1	1	0,939
121	3	3,08	1	2	1,539	2	0	0,903
102	5	3,02	4	1	1,512	1	0	0,888
212; 302	9	2,88	1	1	1,484	1	0	0,853
$\bar{2}20$	4	2,57	1	1	1,440	1	0	0,833
$\bar{2}21$	1	2,49	1	1	1,385	1	0	0,816
421	5	2,28						

Л и т е р а т у р а

1. Вгорпу G. P., Керр P. F. U. S. Atomic energy comm., 1953, RME — 3046, 45; Керр P. F., Вгорпу G. P. Mining J., 1953, 240, No 6147, 699.
2. Макаров Е. С., Аникина Л. И. Геохимия, 1963, № 1, 15.
3. Coleman R. G., Appleman D. E. Am. Min., 1957, 42, No 9-10, 657.
4. Скворцова К. В., Копченова Е. В., Силантьева Н. И., Сидоренко Г. А., Дара А. Д. Геология рудных месторождений, 1961, № 5, 53.
5. Kamhi S. R. Am. Min., 1959, 44, No 9-10, 920.
6. Hamilton P. K., Kerr P. F. Am. Min., 1959, 44, No 11-12, 1248.

Янтинит Ianthinite



Название дано по фиолетовому, цвету, от греч. *ιαθινος* (янтинос) — фиолетовый (Скуп, 1926) [1].

Синон. Иантинит.

Характ. выдел. Мелкие одиночные кристаллы (до 1—3 мм) и их скопления.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $a_0 = 11,52$; $b_0 = 7,15$; $c_0 = 30,3$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,611 : 1 : 4,238$; $Z = 4$ при формуле $\text{UO}_2 \cdot 5\text{UO}_3 \cdot 10\frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$ (Гиймэн, Прота, 1959) [2].

Скуп принимал плоскость совершенной спайности за (100), Пэлэч — за (001); в справочнике Дана (1944) для согласования с данными для беккерелита и скушита значение a Пэлэча удвоено.

Отношение осей по данным различных авторов:

Дана (1944)	0,9996 : 1 : 1,2964	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>
Скуп [3, 4]	0,8646 : 1 : 0,6669	<i>c</i>	<i>a</i>	<i>b</i>
Пэлэч [5]	0,4998 : 1 : 1,2964	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>

Рентгеновская установка Гиймэна и Прота соответствует установке Дана, но отличается кратными значениями *a* и *c*.

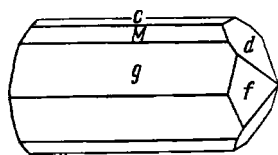
$$a : b : c = 0,9996 : 1 : 1,2964 \text{ (Дана, 1944).}$$

Формы [1]:

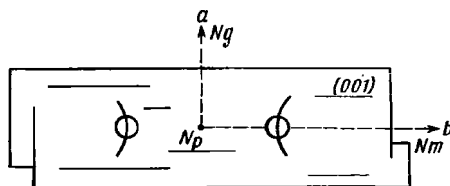
	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>c</i> 001	—	0°00'	90°00'	90°00'	0°00'	90°00'
<i>f</i> 230	33°42'	90 00	0 00	56 18	90 00	33 42
<i>d</i> 011	0 00	52 21	37 39	90 00	0 00	37 39
<i>M</i> 203	90 00	40 15	90 00	49 45	40 15	90 00
<i>g</i> 201	90 00	68 55	90 00	21 05	68 55	90 00

$gg(201) : (20\bar{1}) = 42^\circ 10'$ $ff(230) : (\bar{2}30) = 67^\circ 24'$ $dd(011) : 01\bar{1} = 75^\circ 17'$
 $MM(203) : (203) = 80 30$

Кристаллы тонкопластинчатые, реже толстотаблитчатые по (001) или призматические (фиг. 249) и игольчатые, удлиненные вдоль оси *b*.



Фиг. 249. Кристалл янтинита, Катанга (по Скупу)



Фиг. 250. Оптическая ориентировка янтинита (по Гиймэну и Прота)

Физ. св. Сп. совершенная по (001), отчетливая по (100). Изл. раковистый. Очень хрупок. Тв. 2—3. Уд. в. 5,16 (вычисл. 5,03). Цв. черно-фиолетовый, фиолетовый, пурпурно-фиолетовый, фиолетово-серый, черный. Черта буро-фиолетовая. Бл. стеклянный до полуметаллического, иногда шелковистый. Просвечивает.

Не люминесцирует в ультрафиолетовых лучах.

Микр. В шл. в прох. свете темно-фиолетовый. Плеохроизм сильный: по *Np* — бесцветный; по *Nm* — светло-фиолетовый или пурпурный; по *Ng* — темно-фиолетовый или фиолетовый. Двусный (—). *Np* ⊥ плоскости спайности; *Ng* = *a*, *Nm* = *b*, *Np* = *c* (фиг. 250).

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	2V	Автор]
1,92	1,90	1,674	0,246	—	Бийэ [6]
1,93	1,91	1,685	0,245	Небольшой	Гиймэн [2]

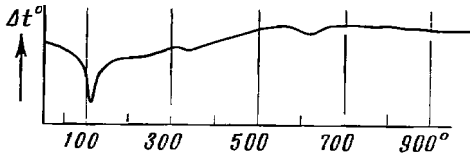
Отраж. способность (в %), вычисленная на основании констант для проходящего света: $R_g = 9,9$; $R_p = 6,3$. Внутренние рефлексии фиолетовые [7].

Хим. Для формулы $UO_2 \cdot 5UO_3 \cdot 10^{1/2} H_2O$ [2] теор. состав: UO_2 — 14,30; UO_3 — 75,70; H_2O — 10; по данным микроанализа Скупа, состав минерала из Шинколовбе: U_3O_8 — 82,90 (по разности); Fe_2O_3 — 1,25; п. п. — 15,85. Скуп допускает, что весь U в минерале четырехвалентный; соответственно им предложена формула $2UO_2 \cdot 7H_2O$ (теор. состав: UO_2 —

80,87; H₂O — 19,13); U⁴⁺ установлен в янтините из французских месторождений [8]. Биньян [9] описал фиолетовый синтетический окисел урана состава UO_{2,84}·nH₂O (U⁴⁺: U⁶⁺ = 1 : 4,9), который по порошкограмме идентичен с фиолетовым природным гидроокислом урана из месторождения Буа-Нуар (Пюи-де-Дом, Франция).

Диагн. исп. Растворяется в HNO₃, образуя желтый раствор, из которого от аммиака выпадает желтый гидрат окиси урана. Растворяется также в HCl и разбавленной H₂SO₄, при добавлении аммиака раствор становится зеленым, образуется зеленовато-серый осадок; разбавленный сернокислый раствор обесцвечивает раствор марганцовокислого калия.

Повед. при нагр. При прокаливании становится непрозрачным, черным. При нагревании до 50° в воде, насыщенной кислородом, янтинит в течение нескольких секунд меняет цвет сначала на коричневый, затем



Фиг. 251. Кривая нагревания янтинита

(по Гиймэну и Прота)

на желтый [10]. Кривая нагревания янтинита (фиг. 251) характеризуется наличием эндотермического прогиба с максимумом около 110° (дегидратация) и незначительного экзотермического поднятия при 320° (окисление четырехвалентного урана); небольшое эндотермическое понижение при 630°, по-видимому, вызвано диссоциацией UO₃ с образованием U₃O₈ [11].

Нахожд. Очень редок. Образуется при изменении настурана в относительно восстановительной среде. Обнаружен в пустотках урановой смоляной руды в месторождении Шинколобве (Катанга, Конго) [12, 13] в виде игольчатых кристаллов с беккерелитом и скушитом. Найден также во флюоритовых жилах с настураном в Вёлсендорфе (Бавария, ФРГ) в виде блестящих черных кристаллов (иного облика, чем в Катанге) на черном флюорите с девиндтитом, парсонситом, казолитом, фурмарьеритом и другими минералами. Встречен в месторождениях Бигаи, Ля Крузиль и Буа-Нуар (Пюи-де-Дом, Франция) [2, 8].

Изм. Быстро изменяется на воздухе: сначала буреет, потом зеленеет и желтеет; переходит в скушит и беккерелит.

Искусств. Кристаллический продукт, дающий порошкограмму янтинита, получен при нагревании в запаянной трубке апетата меди с двумя ча-

Межплоскостные расстояния янтинита из Грури (Франция) [2]
CuK_α-излучение

<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
10	7,61	6	2,98	3	1,922
3	5,93	3	2,67	3	1,901
2	5,35	3	2,61	3	1,837
1	4,29	3	2,53	3	1,788
6	3,81	3	2,38	3	1,740
1	3,72	2	2,24	5	1,678
6	3,59	3	2,14	3	1,639
3	3,46	2	2,07	3	1,623
6	3,35	6	2,02	3	1,593
9	3,22	3	1,990	3	1,578
3	3,13	2	1,956		

стями ацетата уранила при 160° в присутствии воды [9]. Фиолетовый гидроокисел урана получен путем фотохимического восстановления солнечным или ультрафиолетовым светом из водных растворов солей уранила, содержащих спирт или другие органические восстановители, а также путем добавления спирта или других восстановителей в горячий нейтральный раствор нитрата уранила [14].

Практ. знач. Не имеет.

Отл. Характерен фиолетовый оттенок цвета минерала и его черты. Сходен по внешнему виду с виартитом и моуритом, от которых отличается по отсутствию CO_2 и Mo и по порошкограммам.

Л и т е р а т у р а

1. Schoer A. H. *Natuurwet. Tijdschr.*, 1926, 7, 97; *Ann. Soc. géol. Belg.*, 1927, 49, B 310.
2. Guillemin C., Protas J. *Bull. Soc. fr. min.*, 1959, 82, N° 1—3, 80.
3. Schoer A. H. *Natuurwet. Tijdschr.*, 1927, 9, 1 (по реферату N. Jb. Min., 1927, 2, A, 146).
4. Schoer A. H. *Ann. Mus. Congo Belge, sér. I—min.*, 1930, 1, F. 2, 9.
5. Palache C. *Am. Min.*, 1934, 19, No 7, 309.
6. Billiet V. *Bull. Soc. fr. min.*, 1926, 49, N° 3—6, 136; *Natuurwet. Tijdschr.*, 1926, 7, 5.
7. Гецева Р. В., Савельева К. Т. Руководство по определению урановых минералов. Госгеолтехиздат, 1956, 162.
8. Branche G., Chervet J., Guillemin C. *Bull. Soc. fr. min.*, 1951, 74, N° 7—12, 457.
9. Bignand C. *Bull. Soc. fr. min.*, 1955, 78, N° 1—3, 1.
10. Schoer A., Stradiot S. *Am. Min.*, 1947, 32, No 5—6, 344.
11. Амбарцумян Ц. Л., Басалова Г. И., Горжевская С. А., Назаренко Н. Г., Ходжаева Р. П. Термические исследования урановых и урансодержащих минералов. Госатомиздат, 1961.
12. Buttgenbach H. *Les minéraux de Belgique et du Congo Belge*. Paris, 1947; Larsen E. S., Bergman H. *Am. Min.*, 1926, 11, No 1, 1; *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1934, No 848, 1.
13. Thoreau J., Terdonck R. *Le gîte d'uranium de Schinkolobwe (Katanga)*. Bruxelles, 1933, 46.
14. Mellor J. W. *A comprehensive treatise on inorganic and theoretical chemistry*. London, 1932, 12, 106; Katz J. J., Rabinowitch E. *The chemistry of Uranium*. New York, 1951; Croxton F. E. *Uranium and its compounds, a bibliography of unclassified literature*. Oak Ridge, Tenn., 1951, K — 295, Pt. 2, 1—708.

Кларкеит Clarkeite



Назван по имени известного американского геохимика Ф. Кларка (Рос, Хендерсон, Позняк, 1934) [1].
Синон. Кларкеит.

Характ. выдел. Плотные или рыхлые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Сингония неизвестна. По Грунеру [2], изоструктурен с $\text{Na}_2\text{U}_2\text{O}_7$ и CaU_2O_7 (по сходству порошкограмм).

Физ. св. Сп. отсутствует. Изл. раковистый. Тв. $4-4\frac{1}{2}$. Уд. в. 6,39 (у американского) [1], 6,29 (у индийского) [3]. Цв. темно-бурый, красновато-бурый. Черта желтовато-бурая. Бл. восковой. Просвечивает в тонких осколках.

Не люминесцирует в ультрафиолетовых лучах.

Микр. [1]. Цв. в шлифах красновато-бурый до оранжево-бурого. Слабый плеохроизм в оранжевых тонах. Двусосный (—). $n_g = 2,108$; $n_m = 2,098$; $n_p = 1,997$; $n_g - n_p = 0,11$; $2V = 30-50^{\circ}$. Дисперсия слабая, $r < v$.

Хим. Грунер, исходя из сходства рентгенограмм природного кларкеита, $\text{Na}_2\text{U}_2\text{O}_7$ и синтетического материала, приготовленного из раствора уранилнитрата и CaCO_3 , предложил указанную выше формулу; он рассматривает кларкеит как уранат натрия и кальция, в котором К и РЬ или являются посторонними примесями (не могут изоморфно замещать Na и Ca), или (частично) занимают положения H_2O .

По Уомсеру и др. [4] фаза $\text{Na}_2\text{U}_2\text{O}_7$ в действительности имеет состав $\text{Na}_6\text{U}_7\text{O}_{24}$ или $\text{Na}_2\text{U}_7\text{O}_{22}$; однако, приведенные Уомсером и др. порошковые диаграммы этих соединений заметно отличаются от порошковых диаграмм природного кларкеита. В природном кларкеите и некоторых его синтетических аналогах содержится небольшое количество воды, которая не играет существенной роли в кристаллической структуре минерала. Компенсация валентности может быть достигнута замещением кислорода на H_2O или (ОН) (Фрондел) [5].

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
Na_2O	3,44	2,61	2,3	SiO_2	0,50	0,30	—
K_2O	0,48	1,42	—	ThO_2	—	—	2,4
MgO	0,28	—	—	UO_2	—	—	0,8
CaO	2,84	1,10	2,1	UO_3	81,72	82,76	79,9
BaO	—	0,04	—	H_2O^+	—	4,58	4,2
PbO	3,71	3,70	7,9	H_2O^-	3,36	0,64	1,3
Al_2O_3	0,92	0,50	—	H. o.	0,14	1,20	—
Fe_2O_3	0,18	—	—				
TR_2O_3	2,62	1,12	—	Сумма	100,19	99,97	100,90

1 и 2 — Сев. Каролина, анал. Хендерсон [1]; 1 — с небольшой примесью уранинита; 2 — с большой примесью гуммита; 3 — Раджпутана, анал. Мейерович [3].

Диagn. исп. Растворяется в разбавленных кислотах.

Наход. Найден в пегматитах месторождения Спрюз Пайн (шт. Сев. Каролина, США), в пегматитах Раджпутаны (Индия) и в других пегматитовых полях. Образует псевдоморфозы по ураниниту, обычно в тесном сростании с уранофаном и другими минералами урана.

Межплоскостные расстояния кларкеита из Сев. Каролины [5]

Си-антикатод, Ni-фильтр, $D = 114,6$ мм

I	d (Å)	I	d	I	d
1	10,98	6	1,863	1	1,227
1	8,33	5	1,764	1 ш	1,182
2	6,70	2	1,697	1	1,152
8	5,77	3	1,676	1	1,140
4	4,09	5	1,636	2	1,118
9	3,34	2	1,589	2	1,064
10	3,17	2	1,564	2	1,044
3	2,92	1	1,537	2	0,989
5	2,69	1	1,416	1	0,975
4	2,61	1	1,389	1	0,947
3	2,45	2	1,351	1	0,937
2	2,06	4	1,278	1	0,929
1	2,03	2	1,239	1	0,917
7	1,968				

Изм. Отмечены переходы в уранофан.

Искусств. Диуранат натрия, дающий порошкограмму кларкеита, получен путем сплавления нитрата урана с нитратом или карбонатом натрия [2].

Практ. знач. Не имеет.

Отл. Надежно отличим лишь по порошкограмме.

Л и т е р а т у р а

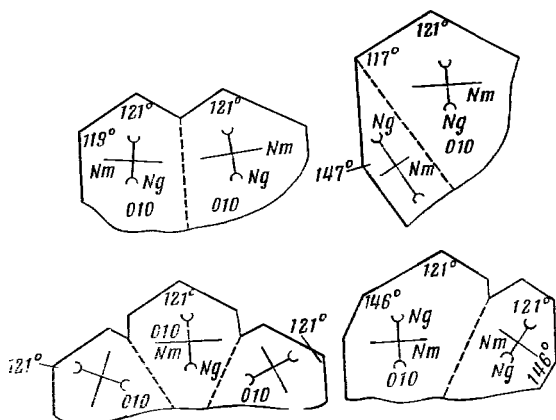
1. Ross C. S., Henderson E. P., Rosnjak E. Am. Min., 1931, 16, No 5, 243.
2. Gruner J. Am. Min., 1954, 39, No 9—10, 836.
3. Frondel C., Meugowitz R. Am. Min., 1956, 41, No 1—2, 127.
4. Wamser C. A., Belle J., Bernson E., Williamson B. J. Am. Chem. Soc., 1952, 74, No 4, 1020.
5. Frondel C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, No 1064, 95.

Р и ш е т и т — richetite. Водный окисел U и Pb (?).

Назван по имени бельгийского геолога Рише (Ваас, 1947) [1].

Синон. Рихетит, рихетит.

Мелкие (до 0,1 мм) таблички псевдогексагональной формы с углами 110—121° (фиг. 252). Монокл. с. Обычны двойники [2]. Сп. совершенная



Фиг. 252. Проекция сдвойникованных кристаллов рихетита на плоскость (010) и их оптическая ориентировка

(по Ваасу)

по (010) и менее совершенная, перпендикулярно к ней. Цв. черный. Бл. алмазный. Двусный (—). Погасание на (010) около 6°. По Ng и Nm — зеленоватый; по Np — бледно-желтый. n_g и n_m , по Ваасу [1], между 2,00 и 2,07; по Прота [2], $n_g = 1,99$, $n_m = 1,98$. Двупреломление на спайных пластинках низкое. $2V$ большой. По данным микроскопического качественного анализа, в минерале содержатся Pb и U; вода не установлена.

Найден в Шинколобве (Катанга, Конго); выделился на иголочках уранофана [3].

Межплоскостные расстояния ридерита [2]

CuK α -излучение

Γ^*	d (Å)	Γ^*	d	Γ^*	d
4	10,15	1	2,91	5	1,782
9	7,14	1	2,84	6	1,748
2	5,99	1	2,75	5	1,690
2	5,81	2	2,69	4	1,587
1	5,22	8	2,62	4	1,563
2	4,32	6	2,49	2	1,535
2	3,92	5	2,37	2	1,469
10	3,56	5	2,27	1	1,401
10	3,48	6	2,01	4	1,382
9	3,13	6	1,963	2	1,353
1	3,03	5	1,936		

* Интенсивности, приведенные автором в восьмидесятибалльной шкале, пересчитаны на десятибалльную: FFF — 10; FF — 9, F — 8; mF — 6; m — 5; mf — 4; f — 2; ff — 1.

Л и т е р а т у р а

1. Vaes J. Bull. Soc. géol. Belg., 1947, 70, 242.
2. Protas J. Bull. Soc. fr. min., 1959, 82, N° 7—9, 264.
3. Buttgenbach H. Les minéraux de Belgique et du Congo Belge. Paris, 1947.

СТРУКТУРА МАНГАНИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.	
Манганит	MnOОН	Монокл.	8,88	5,25	5,71	90°	4,3

Известно несколько модификаций MnOОН [1], среди которых в природе являются устойчивыми γ -MnOОН — манганит и α -MnOОН — гроутит (см. стр. 522). Отмечена также неустойчивая модификация — β -MnOОН (файткнехтит) (см. стр. 600).

Манганит *Manganite*
MnOОН

Назван по составу (Хайдинггер, 1827).

Синон. Серая марганцовая руда — *Graumanganerz* — частично (Карстен, 1808), блестящая марганцовая руда — *Glanzmanganerz* (Брайтхаупт, 1823), серый бурый камень — *Graubraunstein* (Хаусман, 1813), призматическая марганцовая руда — *prismatoidisches Manganerz* (Моос, 1824), ацердес — *acerdèse* (Бедан, 1832), ньюкиррит (нейкиррит, нейкирхит) — *newkirkite* (Томсон, 1836), бурая марганцовая руда — *Braunmanganerz* (Квенштедт, 1855), сфеноманганит — *sphenomanganite* (Флинк, 1919).

Гидроманганит — *hydromanganite* — скрытокристаллический, содержит избыток воды по сравнению с формулой MnOОН.

Характ. выдел. Тонкозернистые, землистые, игольчатые, волокнистые агрегаты, иногда конкреционные и натечные; изредка мелкие кристаллы и их сростки.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. (псевдоромбический). $C_{2h}^5 - B2_1/d$; $a_0 = 8,88$; $b_0 = 5,25$; $c_0 = 5,71$ Å; $\beta = 90^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,691 : 1 : 1,088$; $Z = 8$ (Бёргер, для манганита из Ильфельда) [1]; $a_0 = 8,91$; $b_0 = 5,28$; $c_0 = 5,74$ Å по ASTM (для минерала из того же месторождения).

Структура [2—4] сходна со структурами марказита и арсенопирита, является сверхструктурой типа марказита. Атомы Mn окружены по

вершинам искаженных октаэдров атомами O и группами OH. Октаэдры, связанные общими ребрами, слагают цепи вдоль оси *c* (как в структуре рутила); позиции атомов Mn не совпадают с центрами октаэдров. Четыре ближайшие O и OH расположены от Mn на расстояниях 1,868—1,981, два O более удалены: Mn—O = 2,199 и 2,333.

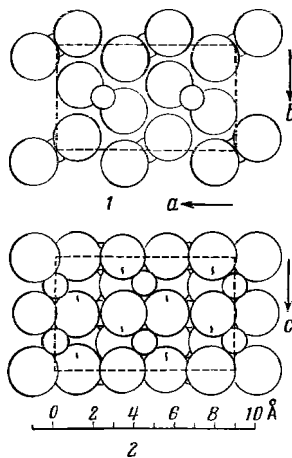
Расстояния O—O в плоскостях сцепления октаэдров 2,830 и 2,882, между O, связанными водородной связью — 2,547. Атомы H, расположенные упорядоченно и несимметрично по отношению к атомам O, приближены к одному из O на расстояние H—O = 1,022 [4]. Для структуры характерна плотнейшая гексагональная упаковка атомов O (фиг. 253); их расположение параллельно (010) объясняет совершенную спайность.

Кристаллы в большинстве случаев субмикроскопически сдвойникованы [1, 4].

Призмат. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 0,8441 : 1 : 0,5448$; $\beta = 90^\circ 00'$ (Моос).

Значение *a* и *c* в морфологическом отношении осей в два раза меньше, чем в рентгеновском; последнее приводит к более сложным символам форм [5].

Формы [по Гольдшмидту; 6—8] (габитус кристаллов псевдоромбический, поэтому положительные и отрицательные формы различить не удастся):



Фиг. 253. Структура манганита

(по Бёргеру)

Малые кружки — Mn;
большие кружки — O.

1 — проекция на (001);
2 — проекция на (010)

	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>y</i> 130	24 33	90 00	0 00	68 27	90 00	24 33
<i>t</i> 250	25 21	90 00	0 00	64 39	90 00	25 21
<i>l</i> 120	30 38	90 00	0 00	59 22	90 00	30 38
<i>k</i> 230	38 18	90 00	0 00	51 42	90 00	38 18
<i>m</i> 110	49 50	90 00	0 00	40 10	90 00	49 50
<i>i</i> 430	57 40	90 00	0 00	32 20	90 00	57 40
<i>d</i> 210	67 07	90 00	0 00	22 53	90 00	67 07
<i>h</i> 410	78 05	90 00	0 00	11 55	90 00	78 05
<i>e</i> 011	0 00	28 35	61 25	90 00	0 00	61 25
<i>f</i> 021	0 00	47 27	42 33	90 00	0 00	42 33
<i>u</i> 101	90 00	32 50	90 00	57 10	32 50	90 00
<i>x</i> 365	30 38	37 14	56 49	72 02	21 10	58 38
<i>n</i> 121	30 38	51 42	42 33	66 25	32 51	47 31
<i>p</i> 111	49 50	40 11	61 25	60 27	32 51	65 24
<i>v</i> 221	49 50	59 22	42 33	48 53	52 14	56 17
<i>s</i> 212	67 07	35 01	74 46	58 05	32 51	77 06
<i>g</i> 313	74 17	33 50	79 43	57 35	32 51	81 19
χ 414	78 05	33 24	72 15	57 24	32 51	83 28

mm (110) : ($\bar{1}\bar{1}0$) = 80°20'
pp (111) : ($\bar{1}\bar{1}1$) = 4) 11
ee (101) : (0 $\bar{1}1$) = 57 10

uu (101) : ($\bar{1}01$) = 65°41'
ss (212) : ($\bar{2}12$) = 63 50
ff (021) : (0 $\bar{2}1$) = 94 55

nn (121) : ($\bar{1}\bar{2}1$) = 84°57'
vv (221) : ($\bar{2}21$) = 82 13

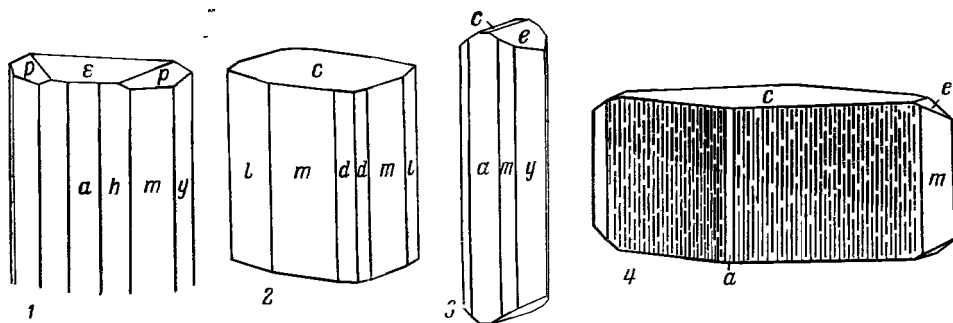
Редкие и мало достоверные формы:

<i>a</i> 100	<i>E</i> 320	1.0.20	<i>Z</i> 133	216 **
<i>r</i> 150	940	1.0.15	32.60.45	10.5.1
<i>A</i> 270	π 520	1.0.10	ν 17.30.30	12.5.15**
370**	830	θ 2.0.15	232	σ 525
490**	λ 310	η 105	<i>S</i> 493	521
590	720**	103	344 **	10.3.10**
470**	510**	ε 205	342 **	721
<i>z</i> 350	μ 610	17.0.20	ω 443	ρ 515
580 **	μ_1 10.1.0	<i>w</i> 201	541	τ 616
560	Ψ 12.1.0	Σ 601	647	717 **
κ 12.13.0	β 16.1.0	Φ 177	γ 323	\circ 10.1.10
<i>q</i> 10.9.0	α 30.1.0	141	535 **	ξ 20.1.20
δ 650	<i>F</i> 027 *	3.11.7		

* По данным Хария [7].

** По данным Кюинга [8].

Кристаллы (фиг. 254) от коротко- до длиннопризматических по оси *c*. Призматические грани покрыты грубой вертикальной штриховкой. Грани (*hkl*) и (*hol*) иштрихованы параллельно ребрам между ними. Двойники по (011) очень распространены — двойники срастания и проре та-



Фиг. 254. Кристаллы манганита

1 — оз. Верхнее (по Дана, 1932); 2 — Девоншир (по Леви); 3 — Лонгбан (по Флинку); 4 — Хоккайдо, Япония (по Хария)

ния, коленчатые, аналогичные двойникам рутила, или крестовидные (фиг. 255). Образует ориентированные срастания с гроутитом (см. стр. 523) и тодорокитом (см. стр. 219). При замещении манганита пиролюзитом (100) и [001] манганита || (100) и [001] пиролюзита (см. Минералы, т. 2, вып. 2, 245).

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. весьма совершенная по (010), совершенная по (110) и несовершенная по (001). Изл. неровный. Хрупок. Тв. $3\frac{1}{2}$ —4. Микротвердость на (100) 584—857, на (010) 707—825, на (001) 766—833 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ при нагрузке 50 г (по Янгу и Милмэну), 367—459 при той же нагрузке (по Бови и Тейлору) [9]. Уд. в. 4,2—4,33 (вычисл. 4,38); у гидроманганитов снижается до 3,7. Цв. темный стально-серый до железо-черного; гидроманганиты нередко бурые. Часто наблюдается буровато-черная или пестрая побежалость. Черта красновато-бурая, бурая. Бл. полуметаллический до матового. В тонких осколках слабо просвечивает.

Характерна магнитная анизотропия; главные магнитные оси лежат в плоскости (010) и почти совпадают с осями *a* и *c*. Уд. магнитная восприимчивость при 25° равна $41,9 \cdot 10^{-6}$ эд. магн. ед./г [10]. Антиферромагнитность при комнатной температуре не обнаружена [4].

Уд. электр. сопротивление $1,04 \cdot 10^4$ ом·см [11].

Инфракрасный спектр поглощения манганита из Ильфельда характеризуется сильными полосами 449, 500, 595 и сильными 1090, 1120, 1156 $см^{-1}$ [12], также полосами 2040 и 2625 $см^{-1}$ [13].

Свободная энергия образования (—) 133, 3 ккал/моль [13а].

Микр. В прох. свете в тонких шлифах красновато-коричневый. Слабый плеохроизм: от красно-коричневого по *Ng* до красновато-коричневого по *Np*; $Np = Nm < Ng$. Двусный (+). Данные об оптической ориентировке разноречивы: по Мюге [6], погасание косое, $cNg = 4^\circ$; по Ларсену. $Np = a$, $Nm = b$, $Ng = c$.

Для Li света: $n_g = 2,53$; $n_m = 2,25$; $n_p = 2,25$; $n_g - n_p = 0,28$ (Ларсен). По Найчолу и Филиппу [14], $n_g = 2,50$; $n_m = 2,05$; $n_p = 1,90$ (вычисл.), $2V$ — малый; $r > v$ очень сильная.

В отраж. свете серовато-белый с очень слабым буроватым оттенком. Отраж. способность (в %):

λ , мμ	430	490	520	580	610	—	—
<i>Rg</i>	21,7	21,8	21,8	23,0	20,0	21,0	18,4*
<i>Rm</i>	17,4	17,3	17,2	17,0	16,4	17,5	14,8
<i>Rp</i>	14,6	14,8	14,8	14,7	14,4	15,2	14,8

По Найчолу и Филиппу [14]

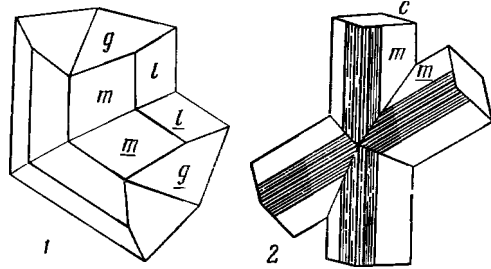
По Орсею и Павловичу [15]

* Вычисленные по величинам показателей преломления.

Отраж. способность для различных направлений в воздухе (по Грею и Милмэну) [16]:

λ , мμ		470	520	575	690	700
Ha (010)	<i>a</i>	23,9	22,3	19,0	18,1	17,0
	<i>c</i>	27,1	26,5	24,0	22,0	21,8
Ha (100)	<i>b</i>	21,2	21,4	18,3	17,6	14,9
	<i>c</i>	26,2	26,0	24,0	22,5	21,2
Ha (001)	<i>b</i>	21,5	20,2	18,8	17,5	16,0
	<i>a</i>	23,3	22,7	20,7	19,6	17,3

Двуотражение высокое от серовато-белого до буровато-серого. Погасание прямое. Резко анизотропен с цветными эффектами: голубовато-серыми, фиолетово-серыми и желтовато-серыми [17]. По Орсею и Павловичу $Rg = c$, $Rm = a$, $Rp = b$. Внутренние рефлексы буровато-красные, кроваво-красные, особенно хорошо заметны в иммерсии в разрезах, параллельных (010) [18].



Фиг. 255. Двойники манганита, Ильфельд
1 — по Задебеку; 2 — по Гроту

Угол вращения плоскости поляризации для различных длин волн [19]:

λ , μ	470	520	589	620	650	589 в им- мерсии
A_r	5,41°	5,36°	5,47°	5,21°	5,17°	10,09°

Хим. Теор. состав: Mn_2O_3 — 89,76, H_2O — 10,24 (MnO — 80,66, H_2O — 10,22, O — 9,12; Mn — 62,47). Указание Кришнана и Банерджи [10] о наличии четырехвалентного Mn не подтверждается [4]. Обычна примесь SiO_2 , также обнаруживаются Fe_2O_3 , Al_2O_3 , CaO , BaO , MgO . Спектроскопически установлены Mo , Cr , V , Cu , Be , Zr , Ni [20]. Скрытокристаллические массы содержат несколько больше воды, по-видимому, слабо связанной («гидроманганит»). В манганите из Джезды (с небольшой примесью браунита) определено $3,8 \cdot 10^{-4}\%$ Tl [21].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
Na_2O	} 0,12	0,04	0,39	0,22	—	—	—
K_2O							
MgO	0,09	0,22	—	—	0,87	сл.	0,94
CaO	0,24	не обн.	не обн.	0,10	сл.	0,70	0,18
BaO	—	»	»	0,15	—	—	—
$PbO + CuO$	—	—	—	0,10	0,10	—	—
MnO	31,11	30,16	33,02	79,55	79,60	39,30	35,12
FeO	—	не обн.	не обн.	—	—	—	—
Al_2O_3	1,02	1,35	0,50	} 0,30	} 0,35	0,62	—
Fe_2O_3	0,99	сл.	0,60			0,60	сл.
MnO_2	49,78	57,35	53,90	—	—	48,18	51,02
TiO_2	0,08	—	сл.	—	—	—	—
SiO_2	5,40	0,84	1,48	—	0,11	0,80	0,32
Sb_2O_3	—	—	—	—	0,25	—	—
P_2O_5	0,63	0,54	0,46	—	—	—	—
SO_3	—	0,08	—	—	—	—	—
H_2O^+	10,12	—	—	} 40,32	10,16	10,02	9,65
H_2O^-	0,44	—	—				
П. п.	—	9,58	9,90	—	—	—	—
O	—	—	—	9,27	8,76	—	—
H. о.	—	—	—	0,28	—	—	—
Сумма	100,02	100,16	100,25	100,29	100,20	100,22	97,32
Уд. в.	—	—	—	4,34—4,39	4,29	—	4,21

1 — Полуночное, скрытокристаллический, анал. Нисенбаум [20]; 2, 3 — рудник им. Орджоникидзе, шахта 17, Никополь, анал. Стадиченко [21]; 4 — Ильфельд, среднее из трех анализов [22]; 5 — Лонгбан («сфеноманганит») [23]; 6 — Джезды, по новым данным Андрущенко; 7 — Иносава, (Хоккайдо, Япония, анал. Каки и Танака [24].

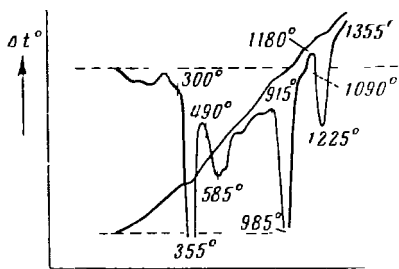
Диagn. исп. В небольшом количестве растворяется в конц. HCl (с выделением хлора) и в конц. H_2SO_4 . В отличие от гаусманнита, браунита и псиломелана при кипячении в смеси равных количеств H_2SO_4 и H_2O не окрашивает раствор в розовый или розовато-фиолетовый цвет (не дает реакции Фаддеева).

Данные по травлению разноречивы: по Рамдору, стандартные реактивы диагностического травления не действуют; по данным Роя [17], травится конц. HCl , слабо $H_2O_2 + H_2SO_4$ и $SnCl_2$; при действии HCl вы-

является спайность. Медленно травится при воздействии 8% H_2SO_4 (более 90 сек) [48].

П. п. тр. не плавится. В закр. тр. выделяет воду, с бурой и фосфорной солью реагирует на Mn.

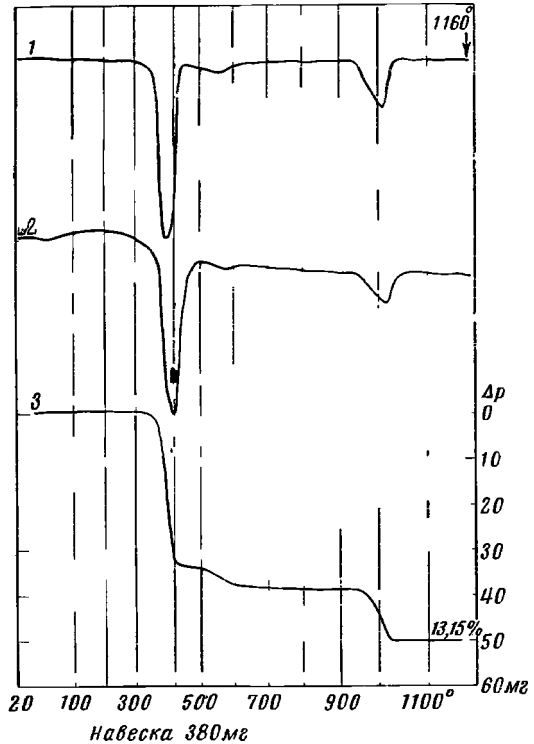
Повед. при нагр. [25—28]. На кривых нагревания [26] (фиг. 256, 257) четкий прогиб около 355—400° отвечает дегидратации манганита и превращению его в пиролюзит, который при 565—585° переходит в тетрагональную Mn_2O_3 (журнацит); дальнейшее нагревание вызывает постепенное образование α - Mn_3O_4 (α -гаусманнит); понижение около 985° соответствует превращению α - Mn_3O_4 в β - Mn_3O_4 ; при 1180—1225° β - Mn_3O_4 переходит в γ - Mn_3O_4 . На некоторых кривых имеется



Фиг. 256. Кривая нагревания манганита (по Роде)

Фиг. 257. Синхронные кривые нагревания манганита, Джезда

1 — дифференциальная кривая изменения веса; 2 — дифференциальная кривая нагревания; 3 — кривая изменения веса (по Андрущенко)



слабо выраженный прогиб ниже 260°, отвечающий выделению сорбированной или цеолитной воды (по Роде) [26]. Отмечается некоторое различие в температурах эффектов на кривых нагревания ясно- и скрытокристаллических, плотных и рыхлых разновидностей. Общая потеря веса манганита из Ильфельда при нагревании до 800° составляет 13,5% [29]. Манганит из Полуночного месторождения [18] теряет главную массу воды в интервале 250—350°.

При образовании пиролюзита в результате нагревания манганита ось с его располагается параллельно оси с манганита [4]. При последующем переходе пиролюзита в Mn_2O_3 также отмечается закономерная ориентировка: $[001] Mn_2O_3$ (пиролюзита) $\parallel [110]$ или $[100] Mn_2O_3$; $[100] Mn_2O_3 \parallel [110]$ или $[010] Mn_2O_3$ и $[010] Mn_2O_3 \parallel [001] Mn_2O_3$ [29].

Наход. Обычно гипергенный, иногда низкотемпературный гидротермальный. Широко распространен в осадочных месторождениях марганца. Скопления его характерны для переходной фации между фациями пиролюзито-псиломелановых и карбонатных руд. Иногда конкреции

обнаруживаются в глинах. В сравнительно небольших количествах изредка встречается в низкотемпературных гидротермальных месторождениях. Образуется при некотором недостатке кислорода. В парагенетической ассоциации с манганитом наблюдаются родохрозит, манганокальцит, местами в незначительном количестве дисульфиды железа, глаукоцит, а также опал, псиломелан (в участках, переходных к фациям первичных окисных руд). Наиболее крупные массы манганита находятся в Члатурском месторождении (ГрузССР) [30], где из него состоят эоценовые оолитовые руды бурого цвета. Широко распространен манганит также в осадочных марганцевых рудах Никопольского [21], Криворожского [31], Ингулецкого (УССР) [32] и Полуночного (Свердловская обл.) [18] месторождений олигоценового возраста. В этих месторождениях руды представлены пластовыми телами, состоящими из крупных шарообразных или полусферических конкреционных образований (в рыхлой слоистой опаловой массе) или из оолитов. Скрытокристаллический манганит встречается в Мурджикском месторождении в Вост. Казахстане [33]. В зоне окисления свинцово-цинкового месторождения Кургашикан (УзССР) манганит с коронадитом и пиролюзитом заключен в марганцовистом доломите [34]; в зоне окисления месторождения Кызыл-Эспе (Сев. Прибалхашье, КазССР) он ассоциируется с ярозитом, халцедоном, опалом [35]. С пиролюзитом, гётитом, псиломеланом, лимонитом и баритом манганит встречается в инфильтрационных месторождениях Рейнской области (Нассау, Вецлар, Гундерюк) [36].

В пластовых браунитовых рудах месторождения Джезды в центральной части КазССР наблюдается в гидротермальных прожилках и жилах в виде корочек мельчайших кристалликов среди зернистого браунита в ассоциации с баритом и гематитом (по данным Андрущенко).

В гидротермальных жилах известен в Ильфельде на Гарце (ГДР) (друзы хорошо образованных крупных кристаллов с баритом, кальцитом, браунитом и сидеритом) [23, 37], в Ильменау (Тюрингия, ГДР), Лонгбане (Швеция), на о-ве Хоккайдо (Япония) [7], в Восточной пустыне (Египет) [38], Австралии [39], на о-ве Грейам (Канада) [40], в Виола (шт. Оклахома, США) [41], в некоторых кварцевых жилах Центр. Казахстана [42] и др.

В метаморфизованных первичноосадочных рудах месторождения Донгари Буцург (шт. Бомбей, Индия) манганит установлен в ассоциации с пиролюзитом, криptomеланом, коронадитом, якобитом и браунитом [17]; в сходных ассоциациях встречен в ряде месторождений провинции Мадхья Прадеш (Индия) [43]. Известны выделения манганита в отложениях горячих источников (Дана, 1951). Отмечены псевдоморфозы манганита по кальциту и родохрозиту.

Изм. Превращается в псиломелан и пиролюзит [44].

Искусств. Образуется в виде кристаллов при продолжительном прокаливании в печи $MnCl_2$ и $CaCO_3$ в окислительном пламени [45]. Может быть также получен из гидрата закиси или солей закисного марганца при действии кислорода или перекиси водорода [26], из свежеприготовленных $Mn(OH)_2$ или $MnOON$ при 225° , давлении паров воды около 1000 кг/см^2 и кислорода около 1 кг/см^2 [46], при окислении суспензии $Mn(OH)_2$ перекисью водорода [13а].

Практ. знач. Манганитовые руды наряду с псиломелановыми, пиролюзитовыми и браунито-гаусманнитовыми представляют важное сырье для выплавки ферромарганца и других сплавов марганца с железом.

Отл. В полир. пл. от браунита и гаусманнита отличается удлиненой формой кристаллов, меньшей твердостью, очень отчетливым двутражением и более сильными эффектами анизотропии; от гётита — большей

отражательной способностью, более высоким рельефом, а также более сильными эффектами анизотропии; в отличие от широлозита не имеет кремового оттенка, рельеф несколько меньше, порошок бурый, внутренние рефлексы буровато-красные. не темнеет при действии концентрированного раствора SnCl_2 [47], не разлагает перекиси водорода [48].

Межплоскостные расстояния манганита из Ильфельда *

Fe-излучение, без фильтра, $D = 57,3$ мм

<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>
210	100	3,40	032	20	1,502		20	1,10
301; 020	60	2,64		30	1,437		20	1,08
012	5	2,53		10	1,326		30	1,029
202	20	2,41		10	1,297		10	0,993
220	50	2,28		5	1,256		20	0,932
400	5	2,23		20	1,24		20	0,890
212	5	2,20		20	1,21		20	0,878
222	20	1,783		10	1,183		20	0,867
420	40	1,708		10	1,162		20	0,860
412	30	1,672		40	1,139		20	0,835
230	40	1,636		20	1,116			

* ASTM, 8-99.

Л и т е р а т у р а

1. Buerger M. J. *Zs. Krist.*, 1936, 95, 163.
2. Garrido J. *Bull. Soc. fr. min.*, 1935, 58, No 3-4, 224.
3. Ferrari A., Scherillo A. *Zs. Krist.*, 1931, 78, 496.
4. Dachs H. *Zs. Krist.*, 1963, 118, 303; *J. Phys. soc. Japan*, 1962, 17, 387.
5. Garrido J. *Acta cryst.*, 1949, 2, 197.
6. Mügge O. *Zbl. Min.*, 1922, 1.
7. Horiya Y. *J. Min. soc. Japan*, 1958, 3, No 6, 565.
8. Koning L. P. G. *Proc. Kon. Nederlandse Akad. Wet.*, 1947, 50, No 10, 1348.
9. Young B. B., Millman A. P. *Trans. Inst. mining, metallurgy*, 1963-64, 73, pt. 7, 448; Бови С., Тэйлор К. *Тр. 2-й Международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Атомиздат*, 1959, 8, 161.
10. Krishnan K. S., Banerjee S. *Trans. Faraday soc.*, 1939; 35, No 215, 385.
11. Грязнов В. И. *ДАН СССР*, 1958, 121, № 1, 159.
12. Moenke H. *Jenaer Jb.*, 1960, T. 2, 402.
13. Sabannes C. 20-e Congrès Groupe avanc. meth. spectr., 1957, Paris, 1958, 115.
- 13a. Bricker O. *Am. Min.*, 1965, 50, No 9, 1296.
14. Nichol I., Phillips R. *Min. Mag.*, 1965, 35, No 269, 200.
15. Orsel J., Pavlovitch St. *Bull. Soc. fr. min.*, 1931, 54, 108.
16. Gray I. M., Millman A. P. *Econ. Geol.*, 1962, 57, No 3, 325.
17. Roy S. *Econ. Geol.*, 1959, 54, No 8, 1556.
18. Андрущенко П. Ф. *Тр. ИГи АН СССР*, 1954, вып. 150, 1.
19. Сатертон Е. Н. *Ore microscopy*. N. Y.—L., 1961.
20. Воскресенская Н. Т., Усевич Т. Д. *Геохимия*, 1957, № 7, 606.
21. Станкевич Л. О. *Изв. Днепропетр. горн. ин-та*, 1957, 34, 3.
22. Gorgeu A. *Zs. Krist.*, 1895, 25, 313.
23. Flink G. *Geol. for. förhandl.*, 1919, 41, H. 4, No 333, 329.
24. Nagata Z. *J. Fac. sci., Hokkaido univ., Ser. 4, Geol.*, 1948, 7, No 2, 153.
25. Роде Е. Я., Роде Т. В. *Тр. СОПС и ИОНХ АН СССР, сер. Закавказск.*, 1937, вып. 21; Курнаков Н. С., Черных В. В. *Зап. Мин. об-ва*, 1928, 57, вып. 1, 101; Иванова В. П. *Зап. Всес. мин. об-ва*, 1961, 90, вып. 1, 50.
26. Роде Е. Я. *Кислородные соединения марганца. Изд-во АН СССР*, 1952, 105.
27. Kulr J. L., Peretti J. N. *Min. Mag.*, 1950, 29, No 210, 239; Földvári-Vogl M., Koblenz V. *Acta geol. Acad. sci. Hungar.*, 1956, 4, f. 1, 85.
28. Naganna C. *Proc. Indian Acad. Sci.*, 1963, 58 A, No 1, 18; *Acta Univ. Carolinae, geol. monographia II*, 1964, 1.

29. Dasgupta D. R. Min. Mag., 1965, 35, No 269, 131.
30. Бетехтин А. Г. Зап. Ленингр. горн. ин-та. 1937, 2, вып. 1, 89; Тр. Конф. по генезису руд железа, марганца и алюминия. Изд-во АН СССР, 1937, 259; Изв. АН СССР, сер. геол., 1944, № 4, 3.
31. Хорошева Д. П. Научн. зап. Днепропетр. ун-та, 1960, 59, 41 (анализы нечистого материала).
32. Шнюков Е. Ф. Геология рудных м-ний. 1961, № 2, 132.
33. Беспалов В. Ф. Советская геология, 1948, сб. № 31, 23; Михайлов П. П. ДАН СССР, 1945, 48, № 1, 52.
34. Голованов И. М. ДАН СССР, 1960, 130, № 4, 843.
35. Витовская И. В. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 75, 15.
36. Delkeskamp R. Zs. prakt. Geol., 1901, 9, 356.
37. Russwurm P. Zs. angew. Geol., 1958, 4, H. 2—3, 105.
38. El Shazly E. M., Saleeb G. S. Econ. Geol., 1959, 54, No 5, 873.
39. Simpson E. S. Minerals of Western Australia. Perth, 1952, 3, 182.
40. Petrik W. Canad. Mineralogist, 1963, 7, pt. 4, 670.
41. Нам В. Е., Оakes M. C. Econ. Geol., 1944, 39, No 6, 412.
42. Дмитриев С. Д., Воронцов Н. Н. Тр. ВСЕГЕИ, 1961, 57, 65.
43. Deshpande S. P. Proc. Indian Acad. Sci., 1960, 51 A, No 4, 202; Roy S. Econ. Geol., 1962, 57, No 2, 195.
44. Шахов Ф. Н. Изв. Зап.-Сиб. геол. ком-та, 1930, 10, вып. 4, 1; Gauderfroy C. Notes et mém. Serv. géol. Maroc, 1961, No 149, 77.
45. Kuhlmann J. C. R. Paris, 1861, 52, 1283; DesCloizeaux A. C. R. Paris, 1861, 52, 1323.
46. Klingsberg C., Roy R. Am. Min., 1959, 44, No 7—8, 819.
47. Thiel G. A. Econ. Geol., 1924, 19, No 2, 107; Smitheringale W. V. Econ. Geol., 1949, 24, No 5, 481.
48. Cooke S. R., Howes W., Emery A. H. Am. Min., 1931, 16, No 5, 209.

Файткнехтит — feitknechtite — β -MnOOH, в смеси с Mn_2O_4 входит в состав природных гидрогаусманнитов [1]. Искусств. β -MnOOH — неустойчивая фаза [2]; предположительно, структурно сходен с $Mn(OH)_2$ (бруситовая структура). Под электронным микроскопом различимы мельчайшие гексагональные таблочки [1]. Получен при окислении $Mn(OH)_2$ в струе кислорода [2]. Назван по имени В. Файткнехта, изучавшего окислы и гидроокислы марганца [1].

Межплоскостные расстояния: 4,62 (10), 2,64 (5), 2,36 (2, широкая), 1,96 (1, широкая), 1,55 и 1,50 Å.

Л и т е р а т у р а

1. Bricker O. Am. Min., 1965, 50, No 9, 1296.
2. Feitknecht W., Brunner P., Oswald H. R. Zs. anorg., allgem. Chem., 1962, 316, H. 3—4, 154.

СТРУКТУРА ТИПА ДАТТОНИТА

ГРУППА ДАТТОНИТА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Вычисл. уд. в.
Даттонит	$VO(OH)_2$	Монокл.	8,80	3,95	5,96	90°40'	3,24
Дслоресит	$V_3O_4(OH)_4$	Монокл.	19,64	2,39	4,83	103 55	3,44
Хеггит	$V_2O_2(OH)_5^?$	Монокл.	12,17	2,99	4,83	98 15	3,53
Протодолоресит	$V_3O_8(OH)_5^?$	Монокл.	19,64	2,9	4,83	103 55	3,45

Минералы этой группы, а также монтрозеит ($VOOH$), парамонтрозеит ($VO_2^?$) и навахит ($V_2O_5 \cdot 3H_2O$) открыты за последние 10—12 лет американскими исследователями в составе урано-ванадиевых руд различных месторождений плато Колорадо.

Минералы группы даттонита и парамонтрозеит являются продуктами изменения монтрозеита и переработки его растворами. Большинство из

них образуют тесные взаимные прорастания, анализировались загрязненными, установлены лишь на основе рентгеновского изучения и до настоящего времени не могли быть всесторонне изучены.

Все минералы группы даттонита характеризуются, так же как монторезит и парамонторезит, наличием в структуре цепей из VO_6 -октаэдров; эти цепи слагают слои, связанные водородными связями. Хеггит и протодолоресит, установленные лишь рентгеновским методом, содержат, видимо, V^{3+} и V^{4+} , как показывают пересчеты анализов: $V_2O_3 \cdot 2VO_2 \cdot 3H_2O$ (?)—хеггит, $V_2O_3 \cdot 4VO_2 \cdot 5H_2O$ (?)—протодолоресит. Даттонит $VO_2 \cdot H_2O$ и долоресит $3VO_2 \cdot 2H_2O$ содержат практически только V^{4+} .

Даттонит Duttonite
 $VO(OH)_2$

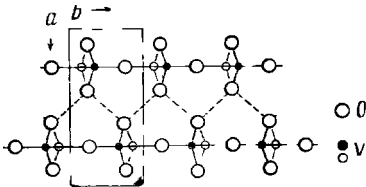
Назван по имени американского геолога К. Даттона (Томпсон и др., 1956, 1957) [1,2].

Синон. Дуттонит.

Характ. выдел. Агрегаты мелких кристалликов.

Структ. и морф. крист. Монокл. с., псевдоромбический. $C_{2h}^6 - I2/c$; $a_0 = 8,80$; $b_0 = 3,95$; $c_0 = 5,96 \text{ \AA}$; $\beta = 90^\circ 40'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2,228 : 1 : 1,509$; $Z = 4$ (Эванс, Мроз) [3].

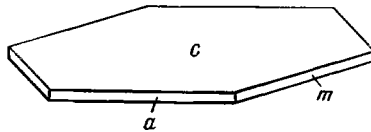
Структура характеризуется наличием в направлении оси c цепей из искаженных октаэдров VO_6 , связанных общими вершинами в слои,



Фиг. 258. Схема структуры даттонита

(по Эвансу и Мроз).

Пунктиром обозначены водородные связи



Фиг. 259. Кристаллы даттонита, рудник Пиват

(по Томпсону и др.)

параллельные (100) (фиг. 258). Атомы V значительно смещены от центров октаэдров, характерно одно укороченное расстояние $V - O = 1,65 \text{ \AA}$ и наличие поляризованных групп VO^{2+} вдоль оси c . Слои удерживаются водородными связями [3].

Призмат. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 2,228 : 1 : 1,509$; $\beta = 90^\circ 40'$ (Томпсон и др.) [2].

Наблюдавшиеся формы:

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	$90^\circ 00'$	$0^\circ 40'$	m 110	$24^\circ 10'$	$93^\circ 00'$
a 100	90 00	90 00			

Кристаллы (до 0,5 мм) таблитчатые по (001), имеют псевдоромбическое развитие (фиг. 259).

Физ. св. Сп. по (100) совершенная. Тв. около $2\frac{1}{2}$. Уд. в. между 2,9 и 3,3 (вычисл. 3,24). Цв. светло-бурый, реже черный. Бл. стеклянный.

Микр. [1]. В пл. в отраж. свете плеохроирует в буровато-желтых тонах: по N_g — светло-бурый; по N_m — светло-желто-бурый; по N_p — светло-розовато-бурый. Двуосный (+). $N_g = b$, $N_m \approx c$, $N_p \approx a$; $n_g > 2,01$; $n_m = 1,900$; $n_p = 1,810$; $2V$ около 60° ; $r < v$.

Хим. Теор. состав: VO_2 — 82,17; H_2O — 17,83 (V — 50,47). Анализ даттонита из Монтроза (анал. Мейровиц): FeO — 0,4; V_2O_3 — 2,6; V_2O_4 — 75,3; H_2O — 18,1; н. о. — 4,2; сумма — 100,6.

Диагн. исп. В HCl растворяется с образованием ярко-зеленовато-голубого раствора. В закр. тр. выделяет воду и спекается в темно-серую массу (по данным Анкинович).

Повед. при нагр. При нагревании сначала становится зеленым, затем темно-зеленым и буровато-черным. При 170° разрушается, образуется V_2O_5 [4].

Нахожд. Очень редкий гипергенный минерал. Довольно распространен в виде кристаллических корок в урано-ванадиевых рудах рудника Пинат в округе Монтроз (шт. Колорадо, США). Сопровождается меланованадитом, симплотитом и самородным селеном. Образовался из продуктов разрушения монтрозеита, переотложенных грунтовыми водами [4]. В ассоциации с самородным селеном и симплотитом встречен в рудном районе Слик-Рок в округе Сан-Мигель (шт. Калифорния, США) [2]; установлен в руднике Монюмент (шт. Аризона, США) [4].

Изм. На воздухе неустойчив, сохраняется лишь ниже уровня грунтовых вод [4, 5].

Искусств. Искусственно получен ромбический водный окисел состава $VO(OH)_2$ [4].

Межплоскостные расстояния даттонита из Колорадо [2]

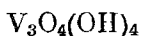
CuK_α -излучение, $D = 114,6$ мм

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
200	100	4,40	$\bar{3}21$	6	1,580	$\bar{4}22$	3	1,324
110	85	3,61	$\bar{2}22$	3	1,542	422	2	1,314
011	13	3,29	222			602	1	1,309
002	6	2,98	004	4	1,491	130		
$\bar{2}11$	13	2,64	420			031	3	1,285
$\bar{2}02$	15	2,480	600	6	1,468	$\bar{5}21$		
202	15	2,454	$\bar{5}12$	2	1,423	521		
400	7	2,202	$\bar{2}04$			314		
020	14	1,974	512			314	1	1,258
$\bar{3}12$; $\bar{3}12$	5	1,860	204	2	1,407	$\bar{4}04$		
$\bar{1}21$; $\bar{4}11$	21	1,838	$\bar{4}13$			$\bar{2}31$	3	1,235
220	3	1,801	$\bar{1}14$	3	1,380	231		
$\bar{4}02$	7	1,779	114			404	1	1,229
402	6	1,759	$\bar{4}13$			710	3	1,199
$\bar{2}13$	2	1,656	$\bar{6}11$			$\bar{1}32$		
213	2	1,639	611			132		
510	3	1,611	$\bar{6}02$			620	2	1,179

Л и т е р а т у р а

1. Thompson M. E., Roach C. H., Meyrowitz R. Science, 1956, 123, No 3205, 990.
2. Thompson M. E., Roach C. H., Meyrowitz R. Am. Min., 1957, 42, No 7—8, 455.
3. Evans H. T., Mrose M. E. Acta cryst., 1958, 11, 56.
4. Evans H. T. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1960, No 400—B, 443.
5. Evans H. T., Garrels R. M. Geoch., cosm. acta, 1958, 15, No 1—2, 131.

Долоресит Doloresite



Назван по р. Долорес в Колорадо (Стерн, Стиф, Эванс, Шервуд, 1957) [1].

Характ. выдел. Тонкозернистые, волокнистые, радиально-волокнистые, чешуйчатые и плотные агрегаты, иногда почковидные.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$; $a_0 = 19,64$; $b_0 = 2,99$; $c_0 = 4,83 \text{ \AA}$; $\beta = 103^\circ 55'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 6,568 : 1 : 1,615$; $Z = 2$ (из Монюмента, шт. Аризона) [2]. Наблюдался лишь в виде субмикроскопических полисинтетических двойников по (100) [3]; рентгенограммы указывают на ромбическую (псевдоромбическую) ячейку.

Структура идентична со структурой протодолоресита или очень близка к ней [2]; отличается, по-видимому, отсутствием в элементарной ячейке двух водородных связей из десяти, присущих структуре протодолоресита (фиг. 260, на стр. 605).

Встречается почти исключительно в виде ориентированных сростаний с парамонтрозеитом: оси b и c долоресита соответственно параллельны осям c и a парамонтрозеита.

Физ. св. Сп. совершенная по (001). Уд. в. 3,27—3,33 (вычисл. 3,44). Цв. темно-шоколадно-бурый, почти черный; бл. шелковистый. Сростания с парамонтрозеитом черные с темно-бронзовой побелостью; бл. полуметаллический. Черта зелено-черная. Непрозрачен.

Микр. В иммерсии лишь просвечивает (красновато-бурый или желто-красный). n около 1,90. Погасание прямое.

В отраж. свете серый различных оттенков. Двуотражение слабое. Сильно анизотропен.

Хим. Теор. состав: $\text{VO}_2 - 87,36$; $\text{H}_2\text{O} - 12,64$ ($V - 53,66$). Анализировались [1] лишь смеси с монтрозеитом, парамонтрозеитом и др. минералами. V содержится в долоресите в основном в виде V^{4+} .

Диагн. исп. Растворяется медленно в HCl (1 : 1) (зеленый раствор) и в HNO_3 (1 : 1) (голубой раствор); трудно растворим в 40% KOH .

Нахожд. Редкий вторичный минерал. Установлен лишь на плато Колорадо (США), где является характерным для слабо измененных ванадиево-урановых руд; тесно ассоциируется с монтрозеитом, парамонтрозеитом, коффинитом, уранинитом и клаусталитом. Образуется за счет монтрозеита или парамонтрозеита путем перестройки близкой по типу кристаллической решетки; возможно, что промежуточным продуктом является протодолоресит [4].

Изм. Очень неустойчив, переходит в корвусит [5].

Межплоскостные расстояния долоресита из рудника Монюмент [1]

CuK_α -излучение, $D = 114,6 \text{ мм}$

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
001	100	4,70	$\bar{1}0$.9.1	25	1,933	020	15	1,490
$\bar{4}01$	50	3,83	10.0.1	2	1,901	203	11	1,485
600	42	3,16	312	7	1,864	313	4	1,417
401	15	2,98	512	21	1,799	$\bar{1}1$.1.2	4	1,400
$\bar{6}01$	6	2,93	911	9	1,732		2	1,385
311	50	2,45	$\bar{1}0$.0.2	6	1,692		5	1,344
311	3	2,23	$\bar{4}03$	2	1,604		5	1,293
202	3	2,153	12.0.0	3	1,584		2	1,224
511	5	1,985	$\bar{1}1$.1.1	4	1,518			

Л и т е р а т у р а

1. Stern T. W., Stieff L. R., Evans H. T., Sherwood A. M. Am. Min., 1957, 42, No 9—10, 587.
2. Evans H. T., Rose M. E. Acta cryst., 1958, 11, 56.
3. Evans H. T., Zs. Krist., 1961, 116, H. 3—6, 482.
4. Evans H. T., Rose M. E. Am. Min., 1960, 45, No 11—12, 1144.
5. Evans H. T., Garrels R. M. Geoch., cosm. acta, 1958, 15, No 1—2, 131.

Х е г г и т (häggite) — $V_2O_2(OH)_3?$

Установлен [1] на основе рентгенограмм. Назван по имени шведского кристаллохимика Г. Хегга [1]. Синон. Хэггит.

Вместе с протодолореситом образует мелкие кристаллики, представляющие параллельные сростания этих двух минералов.

Монокл. с. $C_{2h}^3 - C2/m$; $a_0 = 12,17$; $b_0 = 2,99$; $c_0 = 4,83 \text{ \AA}$; $\beta = 98^\circ 15'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 4,070 : 1 : 1,615$; $Z = 2$. Структура характеризуется наличием двойных зигзагообразных цепей из VO_6 -октаэдров, связанных через общие вершины; цепи параллельны оси b и сходны с цепями монтрозеита и долоресита; водородными связями цепи соединены в слои, параллельные (001).

Цв. кристаллов (сростаний) черный. Вычисл. уд. в. 3,53.

Формула — $V_2O_2(OH)_3 - H_6V_4O_{10} - V_2O_3 \cdot 2VO_2 \cdot 3H_2O$ — вычислена на основе рентгеновских данных. Теор. состав: $V_2O_3 - 40,54$; $VO_2 - 44,86$; $H_2O - 14,60$ ($V - 55,11$).

Обнаружен в штупе песчаника из керна скважины Карлайл (шт. Вайоминг, США). Предположительно, как и протодолоресит, был отложен непосредственно из растворов [2, 3], а не путем замещения других ванадиевых минералов. Кристаллы — сростания хеггита и протодолоресита, вероятно, росли в растворах с непостоянной кислотностью.

Получен в результате выдерживания в бомбе при 150° раствора метаванадата аммония в присутствии восстановителя (деревянной стружки) [4].

Межплоскостные расстояния хеггита из Вайоминга [2]

CuK_α -излучение, $D = 114,6 \text{ мм}$

hkl	l	d (Å)	hkl	l	d	hkl	l	d
200	4	6,04	002	4	2,39	203; 003	4	1,600
001	100	4,80	311	4	2,22	512	4	1,567
001 β	4	4,73	202	4	2,12	403	12	1,492
201	50	4,05	311	4	2,071		2	1,419
201 β	4ш	3,87	600	4	2,010		4	1,400
201	12	3,51	601	18	1,959		6	1,378
600 β	2	3,18	112	4	1,878		4	1,347
400	25	3,02	511; 112	12	1,815		6	1,291
110	4	2,91	312	4	1,788		4	1,199
401	6	2,74	511	6	1,686		4	1,172
111	25	2,44	602	4	1,662			

Л и т е р а т у р а

1. Evans H. T., Rose M. E. Acta cryst., 1958, 11, 56.
2. Evans H. T., Rose M. E. Am. Min., 1960, 45, No 11—12, 1144; Evans H. T. Zs. Krist., 1961, 116, H. 3—6, 482.
3. Evans H. T. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1960, No 400 — B, 443.
4. Роммер А. М. Geoch., cosm. acta, 1957, 13, No 1, 20.

Протодолоресит (protodoloresite) — $V_3O_3(OH)_5$?

Название основано на допущении о последующем переходе минерала в долоресит [1]. Описывался как «фаза В» [2].

Установлен на основе рентгенограмм в составе мелких кристалликов, представляющих параллельные сростания с хеггитом [1, 3].

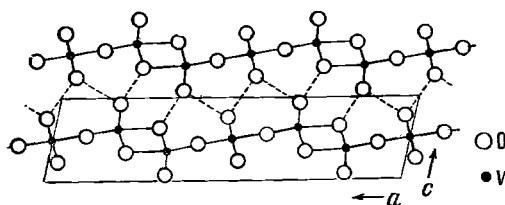
Монокл. с \bar{C}_{2h}^3 — $C2/m$; $a_0 = 19,64$; $b_0 = 2,99$; $c_0 = 4,83$ Å; $\beta = 103,55^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 6,568 : 1 : 1,615$. $Z = 2$ (параметры элементарных ячеек протодолоресита и долоресита идентичны).

Основу структуры составляют зигзагообразные цепи из связанных общими вершинами VO_6 -октаэдров, вытянутые параллельно оси b ; цепи, имея общие вершины октаэдров, слагают параллельные (001) слои, в которых вдвоенные цепочки чередуются с одинарными (фиг. 260) [1, 2].

Фиг. 260. Схема структуры протодолоресита

(по Эвансу и Мросе).

Пунктиром обозначены водородные связи



Цв. кристаллов (сростаний) черный. Вычисл. уд. в. протодолоресита 3,45.

Формула, предположительно, $V_3O_3(OH)_5 - H_{10}V_6O_{16} - V_2O_3 \cdot 4VO_2 \cdot 5H_2O$. Теор. состав: $V_2O_3 - 26,22$; $VO_2 - 58,04$; $H_2O - 15,74$ (V — 53,47).

Установлен в сростании с хеггитом в составе черных кристалликов из образца песчаника, извлеченного с глубины около 55 м при бурении скважины Карлайл (шт. Вайоминг, США). Возможно образование протодолоресита предшествовало замещению долореситом монгрозейта.

Межплоскостные расстояния протодолоресита из Вайоминга [1]

CuK_{α} -излучение, $D = 114,6$ мм

hkl	d (Å)*	hkl	d *	hkl	d *	hkl	d *
200	9,52	$\bar{2}01$	4,68	600	3,17	$\bar{1}11$	2,54
400	4,70	201	3,85	401	3,00	021	2,52
001	4,69	$\bar{4}01$	3,83	110 , $\bar{6}01$	2,95		

* Вычисленные d .

Л и т е р а т у р а

1. Evans H. T., Mrose M. E. Am. Min., 1960, 45, No 11—12, 1144.
2. Evans H. T., Mrose M. E. Acta cryst., 1958, 11, 56.
3. Evans H. T. Zs. Krist., 1961, 116, H. 3—6, 482.

СТРУКТУРА ТИПА ГИББСИТА

ГРУППА ГИББСИТА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Гиббсит	$Al(OH)_3$	Монокл.	8,64	5,07	9,72	$94^\circ 34'$	2,4
Байерит	$Al(OH)_3$	Триг.	5,65	—	4,73	—	2,5
Нордстрандит	$Al(OH)_3$	Трикл.	8,89	5,00	10,24	$110^\circ 23'$	2,4
[Литиофорит]	$(Al, Li)MnO_2(OH)_2$	Монокл.	5,06	2,91	9,55	$100^\circ 30'$	3,3
[Скарброит]	$12Al(OH)_3 \cdot Al_2(CO_3)_3$	Трикл.	9,94	14,88	26,47	$96^\circ 30'$	2,0

* $\alpha = 92^\circ 56'$; $\gamma = 90^\circ 32'$ ** $\alpha = 98^\circ 42'$; $\gamma = 89^\circ 00'$.

Известно несколько природных и искусственных модификаций тригидрата глинозема — моноклинный гиббсит [1, 2], триклинный гиббсит [2], байерит [3, 4] и нордстрандит [5—7], среди которых только моноклинный гиббсит является относительно распространенным и всесторонне охарактеризованным минералом, тогда как остальные три минерала, установленные за последние годы, отмечены лишь в отдельных местах и недостаточно изучены. Структуры модификаций сходны, характеризуются наличием слоев из нескольких искаженных AlO_6 -октаэдров. Атомы Al занимают $2/3$ октаэдрических пустот плотнейшей упаковки из атомов O [6, 8, 9]. В структуре байерита слои из октаэдров, предположительно, расположены один над другим, в структуре моноклинного гиббсита они взаимно незначительно смещены вдоль оси a , у нордстрандита, по Зальфельду [6], смещение слоев более значительно, у триклинного гиббсита слои смещены в направлении, перпендикулярном (110).

Размеры элементарных ячеек модификаций сходны: параметр a_0 байерита близок к $a_0 \cdot \sqrt{3}$ ($5,05 \cdot \sqrt{3} = 8,69$) и к b_0 моноклинного гиббсита, c_0 байерита отвечает половине c_0 гиббсита, угол β у последнего всего $94^\circ 1/2'$; у триклинного гиббсита a_0 и b_0 в два раза больше, чем у моноклинного; иной сдвиг слоев приводит к несколько отличающимся значениям углов α и β (см. стр. 607).

Слои в структуре гиббсита (наиболее изученной) [8] удерживаются слабыми водородными связями, что обуславливает совершенную спайность. Данные экспериментальных работ указывают на существенное значение присутствия ионов K или Na в растворах для кристаллизации гиббсита и роста его кристаллов; это заставило предполагать, что K или Na занимают вакантные положения в решетке гиббсита и стабилизируют ее [10]; отмечается, что и нордстрандит, подобно гиббситу, кристаллизуется лишь при наличии в растворе ионов калия или натрия [11].

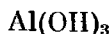
Скарброит и литиофорит включены в данную группу условно, как минералы со структурой [12, 13], близкой к структуре гиббсита.

Л и т е р а т у р а

1. Megaw H. D. Proc. Roy. Soc., 1934, ser. A, 142, 198; Bernal J. D., Megaw H. D. Там же, 1935, 151, 384.
2. Saalfeld H. N. Jb. Min., Abhandl., 1960, 95, H. 1, 1.
3. Fricke R. Zs. anorg., allgem. Chem., 1928, 173, H. 1—3, 249; Yamaguchi G., Sakamoto K. Bull. Chem. Soc. Japan, 1958, 31, No 1, 140.
4. Gedeon T. G. Acta geol. Acad. sci. Hungar., 1956, 4, f. 1, 95; Bentor Y. K., Gross S., Heller L. Am. Min., 1963, 48, No 7—8, 924; Gross S., Heller L. Min. Mag., 1963, 33, No 263, 723.
5. Nordstrand R. A., Hettinger W. P., Keith C. D. Nature, 1956, 177, No 4511, 713; Ginsberg H., Hüttig W., Stiehl H. Zs. anorg., allgem. Chem., 1962, 318, H. 5—6, 238.

6. Lippens B. C. Structure and texture of aluminas. Delft, 1961, 1. S a a l f e l d H. Naturwissenschaften, 1966, 53, H. 5, 128.
7. Wall J. R. D., Wolfenden E. B., Beard E. H., Deans T. Nature, 1962, 196, No 4851, 264; Hathaway J. C., Schlanger S. O. Nature, 1962, 196, No 4851, 265; Am. Min., 1965, 50, No 7—8, 1029.
8. Megaw H. D. Zs. Krist., 1934, 87, 185.
9. Sasvári K. Acta geol. Acad. sci. Hungar., 1956, 4, f. 1, 123.
10. Wefers K. Naturwissenschaften, 1962, 49, H. 9, 204; Hauschild U. Naturwissenschaften, 1964, 51, H. 10, 239.
11. Torkar K., Krischner A. Symposium sur les bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium. Sagreh, 1963, 2, 25.
12. Duffin W. J., Goodyear J. Min. Mag., 1960, 32, No 248, 353.
13. Wadsley A. D. Acta cryst., 1952, 5, 676; Radoslovich E. W. Am Min., 1963, 48, No 1—2, 96.

Гиббсит Gibbsite



Назван (Торрей, 1822) гиббситом по имени минералога-любителя Д. Гиббса. Кливлендом в том же году описан под названием гидраргиллит (hydrargillite) — от греч. ύδωρ (идор) — вода и ἀργίλλος (аргиллос) — белая глина.

Синон. Джиббсит, джабсит, вавеллит — wavelite (Девн, 1820), гидраргиллит — hydrargillite (Кливленд, 1822), клауссенит — claussenite (по Честеру и Хью), цирлит — zirlite (Пнхер, 1871) — идентичность установлена Майксером [1].

Отвечает искусственному $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$.

Гелеобразный гиббсит, входящий в состав боксита, описывался под названиями: боксит — bauxite (Дюфренуа, 1844), клиахит — cliachite (Адам, 1869), алмогель — alumogel (Паулс, 1913), гиббитогелит — gibbsitogelite (Тучан, 1913), гиббитовый коагель (Рожкова, 1948). Возможно, что эти гели частично являлись гелями бёмита, а не гиббсита.

Псевдогиббсит — pseudogibbsite (Неметаллические полезные ископаемые СССР. Изд. АН СССР, 1943, 2, 346, по отчету Терентьевой) — смесь три- и моногидратов в различных соотношениях. Шанявскит — schanjawskite (Николаевский, 1912) — гиббсит с примесью аллофана [2].

Характ. выдел. Мелкие кристаллики (обычно несовершенного развития), выделения неправильной формы (иногда фарфоровидные), частью землястые и натежные агрегаты, сфероидальные конкреции, также червеобразные выделения [3], тонкодисперсные частицы.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/c$; $a_0 = 8,641$; $b_0 = 5,070$; $c_0 = 9,720 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,704 : 1 : 1,9171$; $\beta = 94^\circ 34'$ (для гиббсита из Лангезундфьорда, Могоу, 1934) [4]. Сходные данные получены Зальфельдом для моноклинного гиббсита из Шишимской копи [5]. $Z = 8$.

Структура слоистая [4], атомы О образуют несколько искаженную плотнейшую упаковку; каждый атом Al окружен шестью О по вершинам искаженных октаэдров. Октаэдры имеют по одному общему ребру с двумя соседними октаэдрами и слагают псевдогексагональные кольца, параллельные (001) (фиг. 261), которые удерживаются водородными связями; эти слабые связи обуславливают совершенную спайность минерала.

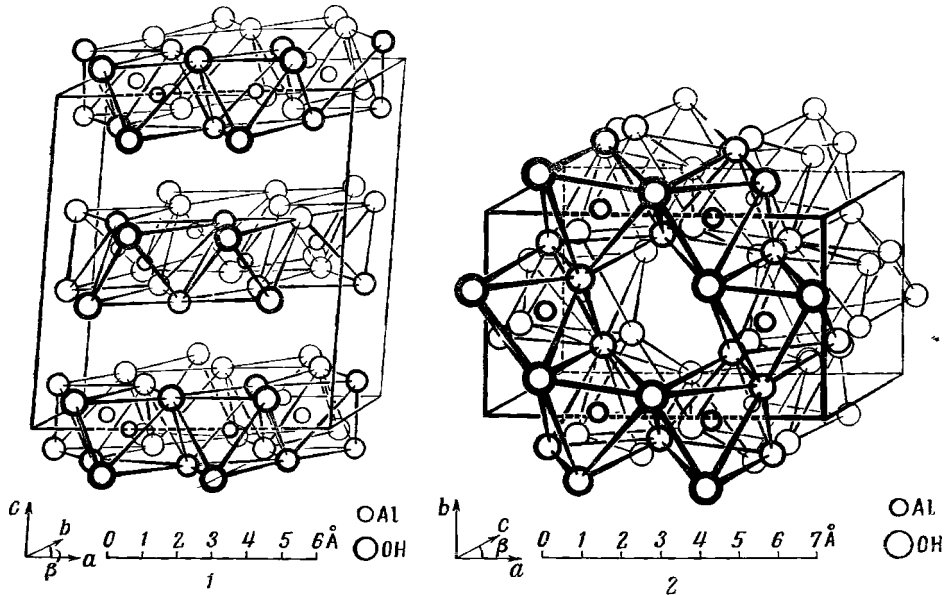
Расстояния Al — О [4]: 1,73; 1,73; 1,85; 1,91; 1,95; 1,98 Å; расстояния О — О: 2,49 (общие ребра октаэдров), 2,79 (ребра, слагающие заполненные атомами Al полости), 3,20 Å (ребра незаполненных полостей). Расстояние О — H, рассчитанное по данным ядерного магнитного резонанса, равно 0,96 Å [4].

Наряду с моноклинным, Зальфельдом [5] установлен и триклинный гиббсит (кристаллы из Шишимской копи); отмечены также тесные прорастания двух модификаций.

	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	Z
Трикл.	17,338 (=8,669×2)	10,086 (=5,04×2)	9,730	94°46'	92°08'	90°00'	32
Монокл.	8,676	5,070	9,721	90 00	94 34	90 00	8

Структуры триклинной и моноклинной модификаций предположительно различаются лишь характером сдвига слоев [5].

Призмат. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 1,7089 : 1 : 1,9184$; $\beta = 94'31'$ (Брэггер) [6].



Фиг. 261. Структура гиббсита в разных проекциях
(по Strukturbericht, 3)

Наиболее обычные формы [6, 7]:

	h	k	φ	ρ		h	k	φ	ρ
c	001		$90^\circ 00'$	$4^\circ 31'$	d	$\bar{1}01$		$-90^\circ 00'$	$46^\circ 18'$
b	010		$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	r	311		$60^\circ 58'$	$75^\circ 48'$
a	100		$90^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	o	$\bar{2}11$		$-48^\circ 34'$	$70^\circ 57'$
k	340		$60^\circ 24'$	$90^\circ 00'$	s	312		$-59^\circ 13'$	$64^\circ 54'$
μ	240		$49^\circ 34'$	$90^\circ 00'$	u	$\bar{6}23$		$-59^\circ 31'$	$68^\circ 21'$
m	110		$30^\circ 25'$	$90^\circ 00'$					

$$mm(110) : (\bar{1}\bar{1}0) = 60^\circ 50'$$

$$mc(110) : (001) = 87^\circ 43'$$

$$mc(\bar{1}10) : (001) = 92^\circ 17'$$

$$sc(\bar{3}12) : (001) = 65^\circ 45'$$

$$rc(311) : (001) = 61^\circ 34'$$

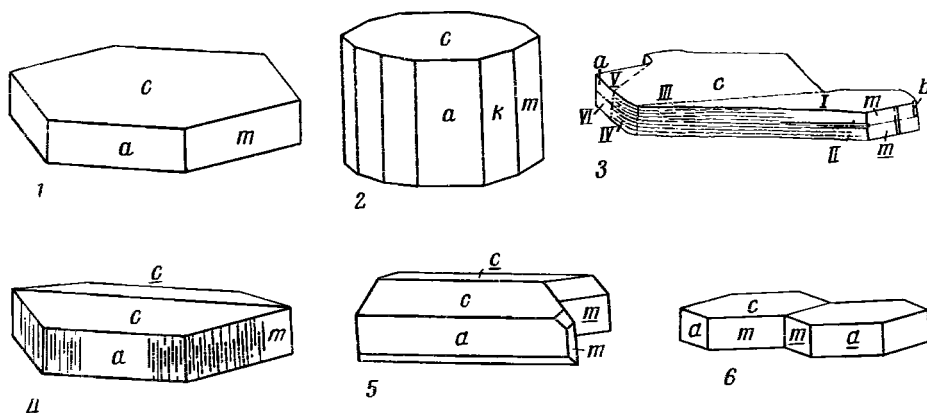
Редкие формы: n (870), l (440), t (920); недостоверна v (520).

Данные Кокшарова (1860) для кристаллов гиббсита из Шипянской копи, принятых им за гемиморфные ромбоэдрические, не удается сопоставить с более поздними данными.

Кристаллы (фиг. 262) часто псевдогексагональные, пластинчатые по (001), редко столбчатые. Одиночные кристаллы редки, очень распространены двойники (фиг. 262, 3—6), обычно полисинтетические и сложные — одновременно по нескольким законам [6, 7]. Двойники по a (100) характерны для гиббсита Випшевских гор (угол между базопинакоидами неделимых около 9° , при скрещенных николях — одновременное погасание); двойники по c (001) обычны у кристаллов из Лангезундфьорда (общая грань c , одновременное погасание); известны также двойники с дв. осью [130] — 5-й закон по Брэггеру (общая грань c , погасание под углом око-

до 60°); двойники по m (110) (cc —около 4° , погасание под углом около 60°) — часто в виде характерных звезд — тройников кристаллов, сдвойнико-ванных по (100) (фиг. 263); также двойники по (310).

Брэггер указывал, кроме того, на двойники по ($\bar{3}1.54$), но этот закон мало вероятен.



Фиг. 262. Кристаллы гиббсита

1 — Вишневые горы (по Бонштедт-Куллетской); 2 — Лангезундфьорд (по Дюфрену); 3 — Лангезундфьорд, сложный двойник (по Брэггеру); I и II, III и IV, V и VI — двойники по (001), I и III, II и IV — двойники по [130]; 4, 5 — двойники по (100), Вишневые горы (по Бонштедт-Куллетской); 6 — двойник по (110), Лангезундфьорд (по Миреу)

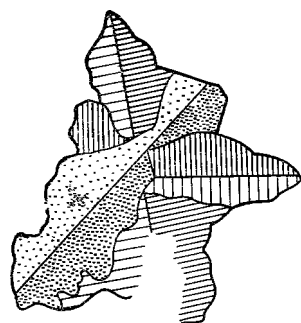
На (001) фигуры удара с лучами, перпендикулярными (100) и (110), фигуры давления с лучами, параллельными (100) [6].

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (001) весьма совершенная (соответствует слоистой структуре минерала). Спайные листочки упруги. Тв. $2\frac{1}{2}$ — 3. Уд. в. 2,3—2,4 (вычисл. 2,44). Цв. белый, бесцветный, сероватый, розоватый, зеленовато-белый. Черта белая. Бл. стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Прозрачен или просвечивает.

Тепловое расширение $\perp (010) = (1,09 \pm 0,08) \cdot 10^{-5}$, $\perp (001) = (1,54 \pm 0,10) \cdot 10^{-5}$, $\perp (100) = (1,31 \pm 0,07) \cdot 10^{-5}$ (Мегоу) [4]. Теплота диссоциации при нагревании 276 ккал/г [8]. Теплота образования $\Delta H_{298} = (-) 307,7$ ккал/моль; энтропия $\Delta S_{298} = 117,66$ э. с.; изобарный потенциал образования ΔZ при 300°K $(-) 272,4$ ккал/моль, при 500° $(-) 248,87$ ккал/моль [9]. Электрокинетический потенциал гиббсита в растворах с $\text{pH} > 3,8$ отрицательный, в результате прокаливании минерала при 300° становится положительным [10].

При флотации бокситов выделение гиббсита, как и диаспора и бёмита, производится олеиновой кислотой и ее смесью с керосином, машинным маслом, сосновым маслом [11].

Инфракрасный спектр поглощения характеризуется несколькими полосами поглощения (в см^{-1}): в области призмы LiF—3361 (средняя), 3378 (плечо), 3428, 3518 и 3616 (сильные); в области призмы NaCl—1020 (сильная) и 967 (средняя) [12].



Фиг. 263. Тройник по (110) двойников гиббсита по (100), Вишневые горы (по Бонштедт-Куллетской)

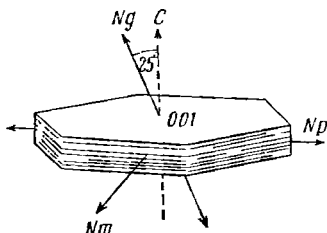
становится положительным [10].

Микр. В литературе имеются различные данные об оптической ориентировке гиббсита. По Брэггеру — для норвежского и Бонштедт-Куплетской — для вишневогорского пл. опт. осей \perp (010), $Np=b$, $cNg=21-23^\circ$; на спайных листочках наблюдается косою выход биссектрисы почти одноосного положительного минерала (фиг. 264). По Деклуазо, на кристаллах с Урала пл. опт. осей то параллельна, то перпендикулярна (010). Показатели преломления:

	1	2	3	4	5	6	7	8
n_g	1,593	1,587	1,585	1,595	1,588	1,585	1,595	1,593
n_p	1,567	1,568	1,566	1,565	1,568	1,566	1,581	1,579
$n_g - n_p$	0,026	0,019	0,019	0,03	0,019—0,023	—	0,014	0,014

1 — Тихвинский р-н (Ленинградская обл.), из боксита [13]; 2 — Арамашевское м-ние (Свердловской обл.), из боксита [14]; 3 — Честер (шт. Массачусетс, США), по Ларсену; 4 — Тасмания, из латерита, по Ларсену; 5 — Никополь, УССР, из коры выветривания сланцев [15]; 6 — аутигенный из формации Пеннокен (шт. Нью-Джерси, США) [16]; 7 — Вишневые горы, оригинал анализа 2 [7]; 8 — Ловозерские тундры [17].

Двуосный (+). $2V = 0-5^\circ$, иногда до 15° и более, у ловозерского 32° [17]. По Зальфельду [5], большой $2V$ характерен для триклинной модификации.



Фиг. 264. Оптическая ориентировка гиббсита (по Бонштедт-Куплетской)

Хим. Теор. состав: $Al_2O_3 - 65,35$; $H_2O - 34,65$ ($Al - 34,60\%$). Анализы яснокристаллического гиббсита в общем отвечают формуле, иногда устанавливается незначительное содержание Fe_2O_3 и Ga_2O_3 , в ловозерском спектрально установлен Be ($0,03\%$) [17]. CaO , MgO , P_2O_5 , CO_2 входят в состав механических примесей. Скрытокристаллические выделения обычно содержат механические примеси SiO_2 , TiO_2 и гидроокислов железа [14,18—20].

Анализы (см., кроме того, анализы гиббсита из Ильменских гор [24], Хибинских [22] и Ловозерских тундр [17], из бокситов и коры выветривания [16, 20, 22, 23 и др.]):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K_2O	—	—	0,03	—	—	—	—	0,02	—
MgO	0,06	—	Сл.	0,17	—	—	0,65	0,87	—
CaO	0,44	0,22	0,14	0,30	—	0,18	—	0,46	—
Al_2O_3	64,75	64,63	63,70	63,73	65,10	63,31	65,08	63,04	65,24
Fe_2O_3	0,05	0,41	0,13	0,49	—	1,99	Сл.	0,12	0,98
SiO_2	0,55	0,46	1,34	1,15	0,80	0,96	0,20	0,72	0,28
TiO_2	—	Не обн.	Не обн.	Сл.	—	Сл.	—	Не обн.	0,25
CO_2	—	—	—	—	—	—	0,60	—	—
H_2O^+	34,26	33,95	31,80	33,65	33,70	34,16	34,02	34,25	33,08
H_2O^-	—	0,58	2,96	0,64	—				

Сумма 100,11 100,25 100,10 100,13 99,60 100,60 100,55 99,70 99,80

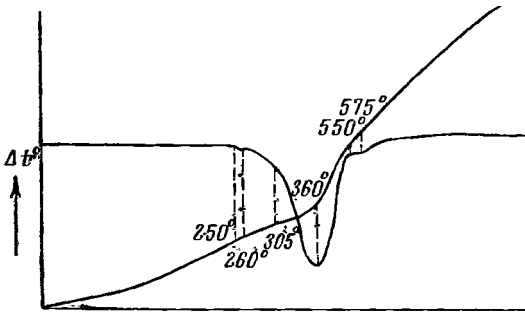
Уд. в. — 2,430 — — — — — — —

1—3 — из щелочных пегматитов: 1 — Ильменские горы, анал. Козакова [24]; 2 — Вишневые горы, анал. Влодавец [7]; 3 — Хибинские тундры, анал. Егоров [25], SrO и MnO не обнаружены; 4—9 — из бокситов: 4 — Журавлянского м-ние, Фарфоровидный (описан как «боксит») [26]; 5 — Тихвинское м-ние [27]; 6 — Черемуховское м-ние, Сев. Урал, корочки на каменистом диаспоро-бемитовом боксите [23]; 7 — Влизаветинское м-ние, Урал, натечные образования с примесью магнетита, анал. Червиновский [29]; 8 — Курская магнитная аномалия, анал. Крюкова [30]; 9 — Мурлинское м-ние (Красноярский край), кристаллы из боксита [20].

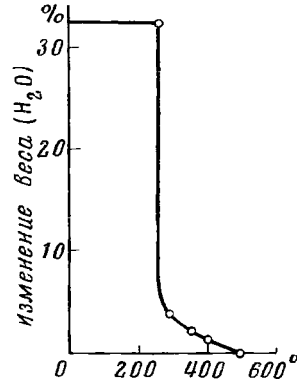
В конц. H_2SO_4 растворяется с трудом. Наибольшая растворимость в HCl и в соде — при температуре дегидратации [21]. При 60° в $NaHCO_3$ (0,1N) растворяется 0,02 г/л, в $NaOH$ (0,01N) — 0,02, в $NaOH$ (0,1N) — 0,04 г/л [18].

Диагн. исп. П. п. тр. не плавится, белеет и расщепляется по плоскостям спайности. В закр. тр. выделяет воду. От капли спиртового раствора ализарина порошок становится ярко-розовым [28].

Повед. при нагр. При нагревании переходит в кубическую разновидность глинозема — $\gamma-Al_2O_3$, которая при дальнейшем нагревании (950°) переходит в тригональную — $\alpha-Al_2O_3$ (корунд) [22, 34—34]. В зависимости от величины зерен и степени окристаллизованности [22, 34] переходит в $\gamma-Al_2O_3$ непосредственно или образуются промежуточные продукты



Фиг. 265. Кривая нагревания гиббсита (по Цветкову и Вальяшихиной)



Фиг. 266. Термостатическая кривая изменения веса гиббсита (по Цветкову и Вальяшихиной)

обезвоживания: сначала бёмит, затем ряд модификаций безводного глинозема (см. Минералы, т. 2, вып. 2, стр. 64). Для кривых нагревания (фиг. 265) [22] характерен эндотермический прогиб в области температур $300—360^\circ$ (выделение воды), положение которого зависит от степени окристаллизованности минерала; обычно небольшое эндотермическое понижение при $500—550^\circ$, отвечающее разложению образовавшегося бёмита. Резкая потеря веса, связанная с дегидратацией, происходит около 250° (фиг. 266).

Неоднократно указывалось образование бёмита с повышенным содержанием воды или полугидрата при дегидратации гиббсита, однако эти продукты следует рассматривать как смеси аморфных гидратов Al_2O_3 с различным содержанием воды или как их смеси с кристаллическим бёмитом.

Для образцов из Норвегии установлена закономерная ориентировка бёмита, возникающего в процессе обезвоживания гиббсита [33].

Находж. Низкотемпературный минерал. Образуется преимущественно в зоне гипергенеза, иногда, возможно, отлагается из низкотемпературных гидротермальных растворов; наряду с другими гидратами глинозема отлагается из коллоидных растворов.

Широко распространен в бокситах и латеритах; иногда содержится в глинах, почвах. Характерен для молодых бокситов платформенного типа (в СССР мезозойские бокситы Ср. Урала, Казахстана, Зап. Сибири), для бокситов со слабым проявлением процессов эпигенеза, находившихся со времени образования в поверхностных или приповерхностных усло-

виях [34]. Выделения гиббсита в бокситах представлены мельчайшими кристаллами, тонкозернистыми и мелкочешуйчатыми агрегатами, гелями; иногда наблюдаются переходы от гелеобразного к метакolloидному (кристаллическому) гиббситу. Спутниками гиббсита в бокситах являются минералы из группы окислов и гидроокислов железа, каолинит, иногда галлуазит, алтофан (Подмосковный р-н), алунит (Журавлинское месторождение в Пермской обл.) [26]. Гиббсит поздней генерации, который нередко заполняет трещины в бобовинах, слагает их внешние зоны или образует кристаллы в пустотах бокситов [14, 20, 23], замещает бёмит и диаспор, также полевой шпат, каолинит [28, 35]. Гиббсит является единственным гидратом глинозема в бокситах (в Подмосковье, в Каменском районе Свердловской обл.) или встречается совместно с бёмитом (Тихвинский район Ленинградской обл. [13, 27], Югославия, Индия), реже с диаспором (Греция).

В коре выветривания [36, 37] представляет продукт изменения хлоритов, оливина, полевых шпатов, нефелина, цеолитов, каолинита и др.; наблюдался среди продуктов выветривания хлоритовых и амфиболовых сланцев [38], ультраосновных пород, нефелиновых сиенитов, ийолитуртитов [39] и др.

Корочки, прожилки и кристаллики гиббсита встречаются в некоторых корундовых и железорудных месторождениях [29]. Указывается наличие его в почвах [40].

В виде кристаллов гиббсит установлен в пустотах среди натролита в нефелино-полевошпатовых пегматитах в Ильменских [24, 41] и Вишневых горах [7] (Челябинская обл.), в Хибинских [25] и Ловозерских тундрах [17] (Мурманская обл.), в районе Лангезунда (Южн. Норвегия) [6]; в микроскопически мелких зернах отмечается также в продуктах изменения нефелина (шпреуштейнах) совместно с гидроокислами железа и моногидратами глинозема, иногда — в новообразованиях галлуазита. Как продукт позднегидротермального изменения нефелина также наблюдается в щелочных пегматитах и в ийолитах Африканды и Озерной варакы на Кольском п-ве [42].

Наблюдался в отложениях фумарол Везувия.

Искусств. Искусственно получается из гелей глинозема разными путями [43]; при кристаллизации таких гелей в зависимости от pH раствора, температуры и других факторов образуются байерит или гиббсит (гиббсит — при $\text{pH} < 5$). В виде мелких кристаллов получен в результате пропускания CO_2 через горячий концентрированный раствор алюмината натрия [44]. Из содового раствора выделяется наряду с корундом и бёмитом при температурах выше 415° и давлении $1100\text{--}1500 \text{ кг/см}^2$ [30]. Отмечено, что образованию гиббсита в водных растворах благоприятствует присутствие ионов K или Na [45, 46]. В присутствии ионов калия получены псевдогексагональные призматические кристаллы, из растворов с ионами натрия — таблитчатые кристаллы с фигурами спирального роста на (001) [45]. Образуется, однако, и в отсутствие щелочей в результате старения геля, полученного путем гидролиза этилата алюминия в присутствии этаноламина [47], синтезирован также при электролизе раствора нитрата алюминия [48]. Изучены многочисленные системы, в которых может образоваться $\text{Al}(\text{OH})_3$ [32, 45, 49].

Практ. знач. Наряду с моногидратами глинозема служит для получения окиси алюминия.

Отл. Для гиббсита характерны: слюдоподобная спайность, стеклянный блеск, низкий уд. вес (отличие от бёмита, слюд, клинохлора, диаспора); в иммерсии на листочках — косой выход биссектрисы, псевдоодносный,

положительный (отличие от слюд, бёмита). В тонкодисперсных выделениях от других гидроокислов алюминия четко отличим по порошкограммам [50].

Межплоскостные расстояния гиббсита из Ричмонда, Массачусетс*

Cu-излучение, Ni-фильтр								
hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
002	320	4,85	023	11	1,993	1	1	1,477
110	50	4,37	123	2	1,960	9	1	1,457
200	23	4,32	41 $\bar{1}$	11	1,921	6	1	1,441
112	15	3,306	314	13	1,799	6	1	1,409
11 $\bar{2}$	12	3,187	024	16	1,750	6	1	1,398
103	7	3,112	31 $\bar{4}$	13	1,689	2	1	1,380
021	23	2,454	224	3	1,654	4	1	1,361
004	20	2,420	421	2	1,638	1	1	1,340
31 $\bar{1}$	27	2,388	22 $\bar{4}$; 51 $\bar{1}$	3	1,593	2	1	1,330
312	5	2,285	422; 512	2	1,584	3	1	1,320
022; 21 $\bar{3}$	10	2,244	230; 503	3	1,573	2	1	1,246
31 $\bar{2}$	7	2,168	40 $\bar{4}$	1	1,555	4	1	1,214
11 $\bar{4}$	2	2,085	23 $\bar{1}$	1	1,551			
313	17	2,043		2	1,486			

* ASTM, 7-324

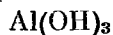
Л и т е р а т у р а

1. Picher A. N. Jb. Min., 1871, 57; Meixner H. Der Karinthin, 1961, 42, 148.
2. Николаевский Ф. А. Изв. АН, СПб., 1912, сер. 6, 715; Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955, 314.
3. Loddington W. Am. Min., 1960, 45, No 1-2, 228.
4. Megaw H. D. Proc. Roy. Soc., 1934, Ser. A, 142, 198; Bernal J. D., Megaw H. D. Proc. Roy. Soc., 1935, Ser. A, 151, 384; Kroon D. J. v. d. Stolpe C. Nature, 1959, 183, No 4666, 945.
5. Saalfeld H. N. Jb. Min., Abhandl., 1960, 95, H. 1, 1.
6. Brögger W. Zs. Krist., 1890, 16, 16.
7. Бонштедт-Куплетская Э. М. Зап. Мин. об-ва, 1947, 76, вып. 4, 239.
8. Sabatier G. Bull. Soc. fr. min., 1954, 77, No 4-6, 1077.
9. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (хим. средство) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965, 50.
10. Козьмина З. П., Белова М. П., Санныков В. А. Коллоидный журн., 1963, 25, № 3, 169; Козьмина З. П., Добрынина В. А. Коллоидный журн., 1964, 26, № 5, 592.
11. Бергер Г. С. Флотуруемость минералов. Госгортехиздат, 1962, 172.
12. Fredericksen L. D. Analytical Chem., 1954, 26, No 12, 1883; см. также: Колесова В. А., Рыскин Я. И. Оптика и спектроскопия, 1959, 7, вып. 2, 261.
13. Пуаре И. В. Тр. Ленингр. геол. треста, 1936, вып. 12, 1.
14. Полянин В. А. Уч. зап. Казанск. ун-та, 1938, 98, кн. 5-6, геол., вып. 11-12, 153.
15. Куковский Е. Г. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1960, № 14, 338.
16. Loddington W. Am. Min., 1961, 46, No 3-4, 394.
17. Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 17, 16.
18. Левандо Е. П., Адамова Н. А. Матер. ЦНИГРИ, геохимия, 1940, сб. 5, 1.
19. Гладковский А. К., Шарова А. К. ДАН СССР, 1953, 89, № 1, 151.
20. Венеславский С. И. Сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958, 7; Минералогия бокситов. Госгеолтехиздат, 1963, 171 стр.
21. Бородицкая Р. Тр. Гос. н.-и. керамического ин-та, 1931, вып. 30.
22. Цветков А. И., Вальяшхина Е. П., Ласькова А. Д. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 42, 21.
23. Луканина М. И. Сб. «Матер. по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии». Изд-во АН СССР, 1959, 311.

24. Козакова А. А. Тр. Ильменск. заповедника, 1936, вып. 5, 30.
25. Чирвинский П. Н. Зап. Мин. об-ва, 1940, 69, вып. 1, 40.
26. Смольяников Н. А. Тр. Ин-та прикл. мин., 1926, № 19, 64.
27. Искюль В. И. Матер. КЕПС, 1919, вып. 31, 50.
28. Гуткин Е. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 6, 748.
29. Вертушков Г. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 5, 570.
30. Крюкова В. Г. Тр. Всес. н.-и. ин-та пьезооптич. минеральн. сырья, 1961, 5, 91.
31. Brindley G. W., Choe J. O. Am. Min., 1961, 46, No 7—8, 771; Brindley G. W. Am. Min., 1961, 46, No 9—10, 1187.
32. Новейшая литература по обезвоживанию гибсита: Gregg S. J., Sing K. S. J. phys. chem., 1952, 56, No 3, 388; Сыромятников Ф. В., Макарова А. П. Сб. «Вопросы петрографии и минералогии». Изд-во АН СССР, 1953, 2, 433; Tertian R., Parée D. C. R., Paris, 1953, 236, No 16, 1565; Day M. K. V., Hill V. J. J. phys. chem., 1953, 57, 946; Eugaud C., Goton R., Prettre M. C. R., Paris, 1954, 238, No 9, 1028; Boer J. H., Fortuin J. M., Steggerda J. J. Proc. Kon. Nederlandse Akad. Wet., 1954, 57, Ser. B, No 2, 170 и No 4, 434; Chatelain P. C. R., Paris, 1955, 241, No 1, 46; Hüttig W., Ginsberg H. Zs. anorg., allgem. Chem., 1955, 278, H. 1—2, 93; Courtial R., Trambouze Y., Prettre M. C. R., Paris, 1956, 242, No 12, 1607 и No 16, 1976; Chang Yuan-lung. Scientia Sinica, 1957, 6, No 3, 501; Ginsberg H., Hüttig W., Strunk-Lichtenberg G. Zs. anorg., allgem. Chem., 1957, 293, H. 1—2, 33; Dachsel E., Pätz K. Zs. anorg., allgem. Chem., 1957, 292, H. 5—6, 262; Saalfeld H. Fortsch. Min., 1957, 35, H. 1, 25; Clay Minerals Bull., 1958, 3, No 19, 249; Zs. Krist., 1959, 112, 88; Brindley G. W., Nakashira M. Zs. Krist., 1959, 112, 136; Schwiete H. E., Ziegler G. Zs. anorg., allgem. Chem., 1959, 298, H. 1—2, 42 и др.
33. Saalfeld H. Naturwissenschaften, 1956, 43, H. 7, 155; Sasvari Z., Zalai A. Acta geol. Acad. sci. Hungar., 1957, 4, f. 3—4, 415; Lippens B. C. Structure and texture of aluminas. Delft, 1961, 1; Karsulin M., Sarc-Lahodny, Kovacic V. Symposium sur les bauxites, oxydes et hydroxydes d'Aluminium. Zagreb, 1963, 197.
34. Рожкова Е. В., Лямина А. Н. Тр. ВИМС, 1949, вып. 2, 3; Бенеславский С. И. Сб. «Вопросы минералогии осадочных образований». Изд-во Львовск. ун-та, 1956, кн. 3 и 4, 146; Терентьева К. Ф. Сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958, 51; Гладковский А. К., Шарова А. К. Тр. Горно-геол. ин-та УФАН, 1962, вып. 58, 169 и др.
35. Wollast R. Bull. séances, Acad. Roy. sci., Outre-Mer, 1961, 7, No 3, 468.
36. Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд-во АН СССР, 1951, 44; Гладковский А. К., Шарова А. К. Изв. Выssh. уч. зав., геол. и разв., 1960, № 7, 130; Куковский Е. Г. Сб. «Доклады к собранию международной комиссии по изучению глины». Изд-во АН СССР, 1960, 69.
37. Литвиненко А. У., Хорошева Д. П. Геол. журн. АН УкрССР, 1963, 23, вып. 4, 25; Литвиненко А. У., Додашко А. Д., Хорошева Д. П. Сб. «Кора выветривания». Изд-во АН СССР, 1963, вып. 6, 125.
38. Терентьева К. Ф., Пасова Ф. Г. Минеральное сырье, 1962, вып. 4, 3.
39. Дорфман М. Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртигах горы Юкспог Хибинского массива. Изд-во АН СССР, 1962, 113.
40. Varshad J., Rojas-Cruz L. A. Soil Science, 1950, 70, No 3, 221.
41. Данные А. И. Семенова, 1949.
42. 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 п-ва и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965, 327.
43. Рожкова Е. В., Соловьев Н. В., Карюкина В. Н. Тр. ВИМС, 1949, вып. 2, 29; Берестнева З. Я., Корецкая Т. А., Каргин В. А. Коллоидный журн., 1951, 13, вып. 5, 326; Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955, 303.
44. Boer J. H. de, Steggerda J. J., Zwietering P. Proc. Kon. Nederlandse Akad. Wet., 1956, 59, ser. B, No 5, 435.
45. Ginsberg H., Hüttig W., Stiehe H. Zs. anorg., allgem. Chem., 1961, 309, H. 5—6, 233; 1962, 318, H. 5—6, 238; Wefers K. Naturwissenschaften, 1962, 49, H. 9, 204.
46. Hauschild U. Naturwissenschaften, 1964, 51, H. 10, 239.
47. Torkar K., Krischner H. Monatsh. Chem., 1960, 91, 764.

48. Berges M. C. R., Paris, 1947, 225, 241.
 49. Ervin G., Osborn E. F. J. of Geology, 1951, 59, No 4, 381; Roy R., Osborn E. F. Am. Min., 1954, 39, No 11—12, 853; Kennedy G. C. Am. J. Sci., 1959, 257, No 8, 563; Herbillon A., Gastuche N. C. C. R., Paris, 1962, 254, No 6, 1105 и др.
 50. Legrand C. Tertian L., Tertian R. C. R., Paris, 1953, 236, No 4, 392 и др.

Байерит Bayerite



Название байерит для искусственного соединения предложено Фрике (1928) [1] по имени химика К. Байера, разработавшего метод синтеза гидратов глинозема. Отвечает «байериту I» Нордстранда [2].

Характ. выдел. Дисперсные выделения, волокна.

Структ. и морф. крист. Искусств. байерит, по Монтори [3], а также Ямагути и Сакамото [4], триг. с. $D_{3d}^1 - P\bar{3}1m$; $a_h = 5,047$; $c_h = 4,730 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 0,937$; $Z = 2$. По Бежаку и Еленичу [5], — трикл. с., псевдогексагональный, $C_i^1 - P\bar{1}$; $a_0 = 5,005$; $b_0 = 4,720$; $c_0 = 10,04 \text{ \AA}$; $\beta = 119^\circ 18'$, $\alpha = \gamma = 90^\circ$, $a_0 : b_0 : c_0 = 1,060 : 1 : 2,127$; по Шаввари [3] монокл. с., $C_{2h}^2 - C2'/m$, $a_0 = 5,01$, $b_0 = 8,68$, $c_0 = 4,76$, $\beta = 90^\circ$; $Z = 4$. Структура слоистая, как у гиббсита.

По Ямагути и Сакамото [4], в отличие от гиббсита, слои структуры байерита не смещены и ОН одного слоя расположены над ОН другого слоя; структура сходна с брусчковой, в которой одна треть позиций атомов металла вакантна. Кроон и Стоппе [6] сомневаются в достоверности такой структуры байерита.

Физ. св. и физ.-хим. конст. Уд. вес искусств. байерита 2,529 (вычисл. 2,49). Цв. минерала белый [7—9].

Инфракрасный спектр характеризуется сильными полосами 3401, 3454, 3518 см^{-1} , полосой средней интенсивности 3533 см^{-1} и широкими полосами средней интенсивности 1024 и 975 см^{-1} [10].

Электрокинетический потенциал в растворах с рН 6 положительный [11].

Микр. У байерита из Израиля погасание прямое [8, 9]. У синтетического: $n_e = 1,582$; $n_o = 1,567$ [12].

Хим. Теор. состав: $\text{Al}_2\text{O}_3 - 65,35$; $\text{H}_2\text{O} - 34,65$ (Al — 34,60). Анализ минерала из боксита Феньёфё [7]: $\text{MgO} - 0,19$; $\text{CaO} - 0,28$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 65,30$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,50$; $\text{SiO}_2 - 0,36$; $\text{TiO}_2 -$ не обн.; п.п. — 33,30; сумма — 99,93.

Повед. при нагр. Кривые нагревания искусственного байерита [13] аналогичны кривым гиббсита и отличаются лишь несколько более низкими (на 20—30°) температурами эффектов. Наиболее характерен эндотермический прогиб в интервале 300—400°; рядом авторов отмечены два второстепенных эндотермических эффекта — при 200—300° и при 500—600° [14]. Вода начинает выделяться при 190°, полностью удаляется при 300° [15]. Конечным продуктом нагревания байерита является $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$, в отношении промежуточных продуктов данные противоречивы [16—21]. Нагревание байерита из Израиля до 230° не вызывало изменения дифракционной картины [9].

Нахожд. Байерит впервые установлен на основе данных термического анализа в белых бобовинах гиббсита в бокситах Феньёфё (Венгрия) [7] и в бокситах Фукиена (КНР) [18]. В виде белых волокон наблюдался в двух штуфах из прожилков, секущих спёррито-кальцитовые породы в бассейне р. Хартрум (Израиль) [8, 9], сопровождается гипсом и кальцитом.

Искусств. Получается при пропускании CO_2 через раствор алюмината натрия и действием NH_4OH , KOH или NaOH на растворы солей алюминия [2, 10, 22—24]. Образуется в результате старения гелей глинозема при высоких значениях pH [25—28]; в присутствии ионов калия или натрия байерит, полученный из геля при 20—40° и pH > 8, переходит в гиббсит; в отсутствие водных щелочных растворов переход его в гиббсит затруднен [27]. Отмечалось [28] образование веретено- и клиновидных выделений искусственного байерита, удлинённых перпендикулярно слоям структуры.

Отл. От гиббсита байерит несколько отличается по кривым нагревания (температура выделения воды немного ниже) и по инфракрасным спектрам. Однозначно определяется лишь на основе рентгенограмм.

Межплоскостные расстояния искусственного байерита
Юо Ямагучи и Сакамото [4]

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
001	100	4,753	111	90	2,227	202	10	1,604
100	60	4,385	200	2	2,171	121	15	1,560
101	34	3,220	102	3	2,079	300	25	1,460
		2,705*	201	4	1,987	301	8	1,394
		2,468*	112	45	1,725	113	21	1,333
002	7	2,368	120	3	1,653	221	15	1,216

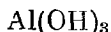
* Линии, связанные с примесью.

Л и т е р а т у р а

1. Fricke R. Zs. anorg., allgem. Chem., 1928, 173, H. 1—3, 249.
2. Nordstrand R. A., Hettinger W. P., Keith C. D. Nature, 1956, 177, No 4511, 713.
3. Montoro V. Ricerca scientifica, Roma, 1942, 13, 565, по Sasvári K. Acta geol. Acad. sci. Hungar., 1956, 4, f. 1, 123.
4. Yamaguchi G., Sakamoto K. Bull. Chem. soc. Japan, 1958, 31, No 1, 140.
5. Bezjak A., Jelenić I. Symposium sur les bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium. Zagreb, 1963, 2, 105.
6. Kroon D. J., Stolpe C. v. d. Nature, 1959, 183, No 4666, 944.
7. Gedeon T. G. Acta geol. Acad. sci. Hungar., 1956, 4, f. 1, 95.
8. Venter Y. K., Gross S., Heller L. Am. Min., 1963, 48, No 7—8, 924; Nature, 1963, 199, No 4892, 478.
9. Gross S., Heller L. Min. Mag., 1963, 33, No 263, 723.
10. Frederickson L. D. Analytical Chem., 1954, 26, No 12, 1883.
11. Козьмина З. П., Добрынина В. А. Коллоидный журн., 1964, 26, вып. 5, 592.
12. Чистякова А. А., Кавина В. А. Цветные металлы, 1963, № 11, 46.
13. Kauffman A. J., Dilling E. D. Econ. Geol., 1950, 45, No 3, 222; Mackenzie R. S. The differential thermal investigation of clay. London, 1957; Sato T. Naturwissenschaften, 1958, 45, H. 9, 210.
14. Цветкова А. И., Вальяшихина Е. П., Ласькова А. Д. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 42, 21 (критический обзор литературных данных).
15. Imelik B., Petitjean M., Prettre M. C. R., Paris, 1954, 238, No 8, 900.
16. Stumpf H. C., Russel A. S., Newsome J. W., Tucker C. M. Industr. a. engin. chem., 1950, 42, 398.
17. Day M. K. B., Hill V. J. J. phys. chem., 1953, 57, No 9, 946.
18. Chang Yuang-lung. Scientia Sinica, 1957, 6, No 3, 501.
19. Glemser O., Rieck G. Zs. anorg., allgem. Chem., 1958, 297, H. 3—4, 175.
20. Lippen B. C. Structure and texture of aluminas. Delft, 1961, 1.
21. Lenné H. U. Zs. Krist., 1961, 116, H. 5—6, 190.
22. Рожкова Е. В., Соловьев Н. В., Карюкина В. Н. Тр. ВИМС, 1949, вып. 2, 3 (обзор литературных данных); Voer J. H., Fortuin J. M., Steggerda J. J. Proc. Kon. Nederlandse Akad. Wet., 1954, 57 B, 170 и др.
23. Ginsberg H., Hüttig W., Stiehl H. Zs. anorg., allgem. Chem., 1962, 318, H. 5-6, 238.

24. Hsu P a H o, B a t e s T. F. Clays a. clay minerals. Oxford, London, New York, Paris, Pergamon Press, 1963, 299.
 25. M a c k e n z i e R. C., M e l d a u R., G a r d J. A. Min. Mag., 1962, 33. No 257, 145.
 26. S a t o T. Naturwissenschaften, 1959. 46, H. 11, 376.
 27. T o r k a r K., K r i s c h e r A. Symposium sur les bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium. Zagreb, 1963, 2, 25.
 28. W e f e r s K. Naturwissenschaften, 1962, 49, H. 9, 204.

Нордстрандит Nordstrandite



Назван Папэ и др. [1] по имени Р. Нордстранда, впервые синтезировавшего эту модификацию Al(OH)₃ [2]. Отвечает «байериту II» Нордстранда. В природе впервые обнаружен в 1962 г. [3].

Характ. выдел. Мелкие кристаллики (меньше 10 м, редко до 75 м), их веерообразные агрегаты.

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $a_0 = 8,893$; $b_0 = 5,004$; $c_0 = 10,237$ Å; $\alpha = 92^\circ 56'$, $\beta = 110^\circ 23'$, $\gamma = 90^\circ 32'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,777 : 1 : 2,046$; $Z = 8$ для минерала из Саравака [3a]; искусств. нордстрандит, по Липенсу [4] монокл. с. $a_0 = 8,63$; $b_0 = 5,01$; $c_0 = 19,12$ Å; $\beta = 92^\circ 00'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,722 : 1 : 3,834$.

Структура слоистого типа, близкая к структурам гиббсита и байерита [2, 3a, 4]. Указание Гинзберга и др. [5] о том, что нордстрандит является байеритом с неупорядоченной структурой, не подтверждается [6].

Кристаллики нордстрандита из Саравака толстотаблитчатые по (0001), их контуры имеют вид ромбов с углами около 60 и 120° [7]. Кристаллики с о-ва Гуам тонкотаблитчатые, представляют сростки мельчайших кристаллитов [6]. Под микроскопом наблюдались полисинтетические двойники, дв. шов || удлинению [6].

Физ. св. Тв. 3. Уд. в. 2,43 [3,6,7] (вычисл. 2,416 [3a]). Цв. белый или розовый (от включений окислов железа) [7].

Микр. В пл. в прох. свете бесцветен. Двусный (+) или псевдоодноосный [6]. Удлинение (-); погасание косое 32—34° [6,7]. $n_g = 1,596$; $n_m = 1,580$; $n_p = 1,580$; $n_g - n_p = 0,015 - 0,020$; 2V малый у нордстрандита с Гуама [3,6]. $n_g = 1,613$; $n_p = 1,580$ (вычисл. $n_m = 1,581$); 2V = 18° у нордстрандита из почв Саравака [7].

Хим. Теор. состав: Al₂O₃ — 65,35; H₂O — 34,65 (Al — 34,60).

Анализы:

	MgO	CaO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
1	—	—	63,97	0,25	4,14	29,05	1,59	99,00
2	0,44	0,66	60,0	4,35	1,24	32,7		99,39

1 — с примесью кварца, монтмориллонита и галлуазита, Гуам, анал. Шерууд [3, 6]; 2 — с примесью гётита и кварца, Саравак, анал. Мур [7].

Повед. при нагр. Кривая нагревания аналогична кривой гиббсита [7]; конечным продуктом нагревания является α -Al₂O₃.

Нахожд. Исключительно редок. В виде кристалликов встречен на о-ве Гуам (Марианские о-ва) в пустотах выветрелого верхнеиоцеенового известняка, залегающего на выветрелых базальтах. Стенки пустот покрыты корочками глинистого вещества, на котором наблюдаются прозрачные кристаллики кальцита; нордстрандит отлагался последним с образованием пучков кристалликов, некоторые полости заполнены им нацело [6]. Нордстрандит составляет около 43% вещества красных почв западной части Саравака (Борнео), содержащих много гётита, кварца, каолинит, окислы марганца и др. [7].

Искусств. Синтезирован путем воздействия 15% раствора NH_4OH на хлорид или нитрат алюминия при pH 7,5—9 [3]; совместно с байеритом (отчасти и с гиббситом) получен при добавлении (по каплям) 0,1*N* раствора NaOH к растворам сульфата или хлорида алюминия [8].

Отл. Точно определяется по порошкограмме.

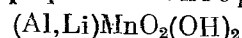
Межплоскостные расстояния нордстрандита из Саравака [3а]

<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>
002	100	4,790	112	5	2,867	316	8	1,595
110	25	4,330	312	15	2,481	314	10	1,513
110	25	4,220	310	10	2,454	602	10	1,478
200	20	4,162	004; 310	35	2,393	330; 332; 332	18	1,440
202	15	3,896	022	35	2,265	224	6	1,431
112	8	3,604	314	30	2,015	330	8	1,403
112	8	3,446	312	20	1,904	660	8	1,388
112	13	3,022	024	15	1,781			

Л и т е р а т у р а

1. Papée D., Tertian R., Biais R. Bull. Soc. chim. France, 1958, 1301.
2. Nordstrand R. A., Hettlinger W. P., Keith C. D. Nature, 1956, 177, No 4511, 713.
3. Hathaway J. C., Schlanger S. O. Nature, 1962, 196, No 4851, 265.
- 3a. Saalfeld H. Naturwissenschaften, 1966, 53, H. 5, 128.
4. Lippens B. C. Structure and texture of aluminas. Delft, 1961, 1.
5. Ginsberg H., Hüttig W., Stiehl H. Zs. anorg., allgem. Chem., 1962, 318, H. 5—6, 238.
6. Hathaway J. C., Schlanger S. O. Am. Min., 1965, 50, No 7—8, 1029.
7. Wall J. R. D., Wolfenden E. B., Beard E. H., Deans T. Nature, 1962, 196, No 4851, 261.
8. Hsu Pa Ho, Bates T. F. Clays a. clay minerals, Oxford, London, New York, Paris, Pergamon Press, 1963, 299 (по Реф. журн., Геол., 1964, № 7 В, 435)

Литиофорит Lithiophorite



Назван по составу (Френцель, 1870). Считался разновидностью псиломелана или вада. Рамсделом (1932) [1] выделен как самостоятельный минерал.

Синон. Аллофитин — alrophytin (Брайтхаупт); какохлор — kakochlor (Брайтхаупт, 1832)—идентичность с литиофоритом установлена Рамсделом [1]; литиевый псиломелан — lithiopsilomelane (Ласнейрес, 1876); оукит, оакит — oakite (Ричмонд, 1943); елизаветинскит — elisabetinskite, elizavetinskite (Михеев, 1957) — идентичность с литиофоритом установлена Флейшером и др. [2].

Криптоникельмелан — cryptonickelmelane (Гинзбург, Рукавишникова, 1951) — смесь литиофорита и криптомелана (Флейшер и др. [2]).

Характ. выдел. Плотные и зернистые массы, иногда натечные, также мелкие пластинки.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^2 - C2/m$; $a_0 = 5,06$; $b_0 = 2,91$; $c_0 = 9,55$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,739 : 1 : 3,282$; $\beta = 100^\circ 30'$; $Z = 2$ (Уодсли) [3]. Обладает почти гексагональной сверхструктурой.

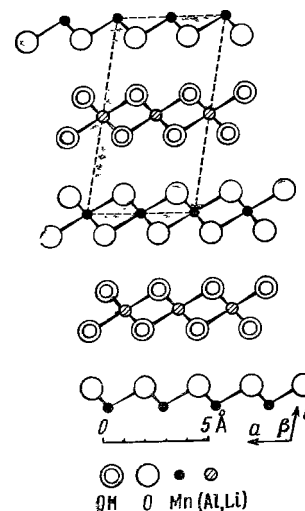
По указанию Берг и Томпсона [4], Мак-Эндрю ошибочно рассматривал минерал как гексагональный. Соотношения установок Уодсли (У) и Мак-Эндрю (Э): $a_0(\text{Э}) \approx 3b_0(\text{У}) \approx \frac{3a_0}{\sqrt{3}}(\text{У})$; $c_0(\text{Э}) \approx 6c_0(\text{У})$.

Структура слоистая, напоминает структуру гиббсита (фиг. 267, 268). Слои октаэдров MnO_6 и $(\text{Al,Li})(\text{OH})_6$ чередуются друг с другом; окта-

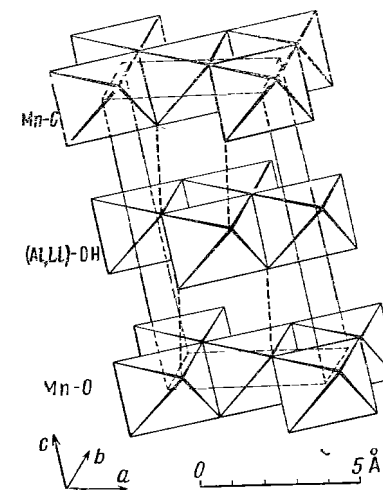
эдры связаны общими ребрами, слои — гидроксильными связями (О одного октаэдра располагается над ОН другого) [3,5].

Морфологически кристаллы не изучены, имеют псевдогексагональный облик. Плоскости спайности иштрихованы, вероятно, вследствие двойниования. Грани кристаллов закруглены.

Физ. св. Сп. совершенная по (001) (параллельно слоям решетки). Изл. иногда полураковистый (в почковидных агрегатах). Тв. 2—3. Микро- твердость 223 кг/мм² [6]. Уд. в. 3,1—3,4 (вычисл. 3,43 при Li : Al = 1 : 3).



Фиг. 267. Структура литиофорита в проекции вдоль оси *b*; ячейка показана пунктиром (по Уодсли)



Фиг. 268. Пачки слоев в структуре литиофорита (по Уодсли)

Цв. железно-черный, иногда с синеватым оттенком. Черта темно-серая до зеленовато-черной. Бл. тусклый до металлического. Спайные пластинки довольно гибки, режутся ножом. Непрозрачен.

Микр. [7]. В отраж. свете светло-серый до темно-буровато-серого. Отраж. способность в белом свете (в %): *Re* — 10,5; *Ro* — 19,5 [8]. Сильное двуотражение: *Re* — серый; *Ro* — светло-серый; на плоскостях спайности двуотражение не наблюдается. Анизотропный с темно-бурыми и сине-серыми цветными эффектами. В разрезах, параллельных или почти параллельных оси *c*, при скрещенных николях цвет литиофорита при вращении столика микроскопа меняется от светло-голубого до светло-желтого [8].

Видимый угол вращения плоскости поляризации отраженного света [9]:

$\lambda, \text{m}\mu$	470	520	546	589	620	650
A_p	11,90°	12,31°	12,30°	11,75°	11,28°	11,21°

Хим. Теор. состав (при Li : Al = 1 : 3) : $\text{Li}_2\text{O} - 2,5$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 26,0$; $\text{MnO}_2 - 59,2$; $\text{H}_2\text{O} - 12,3$. Максимальное отношение Li : Al составляет 1 : 2 (анализ 1).

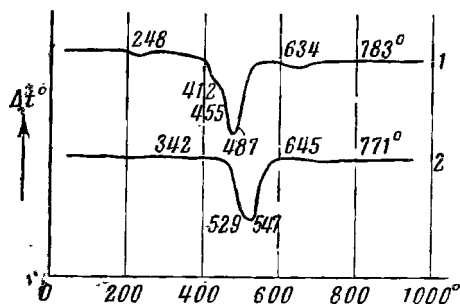
Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Li ₂ O	3,30	2,7	1,59	1,48	0,79	0,57	0,51	0,08
Na ₂ O	Не обн.	—	0,10	0,12	0,03	1,00	—	0,06
K ₂ O	» »	—	0,25	0,21	Не обн.	0,94	—	0,04
MgO	—	—	—	0,02	—	2,69	—	0,38
CaO	Сл.	—	—	0,15	Не обн.	1,44	—	0,48
MnO	8,21	9,0	4,61	3,88	—	6,55	2,92	8,69
CoO	—	—	2,82	2,14	0,81	1,18	6,99	Не опр.
NiO	—	—	1,26	1,52	1,48	—	—	—
CuO	—	—	0,09	0,39	Сл.	—	—	—
BaO	—	—	0,56	0,05	0,11	3,99	—	0,27
Al ₂ O ₃	23,84	22,0	22,84	22,31	21,15	8,56	19,22	22,21
Fe ₂ O ₃	0,96	10,5	0,32	0,45	0,88	1,49	15,95	0,70
SiO ₂	0,30	0,1	0,96	0,67	—	5,87	1,63	0,96
MnO ₂	48,95	44,0	51,07	51,56	52,93	53,11	35,71	50,26
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,20	—	—	—
H ₂ O ⁺	13,15	11,7	13,54	15,06	14,40	10,59	11,97	14,06
H ₂ O ⁻	1,45	—	0,67	0,26		2,46	4,72	1,21
H. o.	—	—	—	—	6,05	—	—	—
Сумма	100,16	100,0	100,68	100,27	98,83	100,14	99,62	99,40
Уд. в.	3,37	—	3,13	3,12	—	—	—	—

1 — Глостер, Постмасбург, анал. ван-дер Вальт [7]; 2 — Бишоп, Постмасбург (с небольшой примесью гематита), анал. ван-дер Вальт [7]; 3 — Уайт Ок, анал. Норт [2]; 4 — Гривз Коув, анал. Флейшер [2], для этого же анализа в работе [10] указано месторождение Уайт-Ок; 5 — Кобл, Теннеси, США, анал. Хендерсон, новые определения сделаны — Дайни [2, 11]; 6 — Миязаки, Мияги, Япония [12]; 7 — Новая Каледония (с примесью гематита) [13]; 8 — Сандур, анал. Наганна [6].

Диagni. исп. При длительном воздействии заметно травится HF, H₂O₂ + H₂SO₄ и SnCl₂.

Повед. при нагр. [2, 14, 15]. На кривых нагревания тонокзернистого литиофорита (фиг. 269) имеется глубокий эндотермический прогиб около



Фиг. 269. Кривые нагревания литиофорита

1 — Уайт Ок; 2 — Постмасбург
(по Флейшеру и др.)

500 или 550° и иногда — весьма слабые прогибы около 425, 630 и 250°. Эффекты при 425 и около 500—550° объясняются двустадийным процессом дегидратации; при 1000° образуется Li-Mn-Al-шпинель с $a_0 = 8,266$ А. Хорошо окристаллизованный литиофорит из Постмасбурга дает лишь один эндотермический прогиб около 540° [2].

Наганна отмечает резкий эндотермический прогиб при 350°. Основная потеря веса происходит в интервале 200—400° и составляет 13%, общая потеря веса при нагревании до 1000° — 19,6% [6, 14].

Находж. Редкий. Как гидротермальный минерал отмечен в Постмасбурге (Южно-Африканская республика) в ассоциации с браунитом, биксбитом, псиломеланом и гематитом [7]. Гипергенный литиофорит установлен [2, 16] в Чероки (шт. Алабама, США) и в Уайт-Ок (шт. Теннесси, США), в Лома-Карibe (Доминиканская республика), в Регенсдорф (Австрия), с каолинитом в лимо-

нитовых рудах Зульцбаха — Розенберга (Бавария, ФРГ) [17], вместе с рамсделлитом в Артилери Маунтин (шт. Аризона, США) [18], в Сандуре (Мисор, Индия) [19]. В метаморфизованных (первоначально осадочных) рудах марганцевого месторождения Нсута (Гана) литиофорит обнаружен в ассоциации с нсутитом, криптомеланом, пиролюзитом; первые два минерала и гранат подверглись замещению литиофоритом [8]. В смеси с криптомеланом («криптоникельмелан») установлен в коре выветривания ультраосновных пород Урала [20, 2].

Искусств. Получен после выдерживания $(\text{Mn}, \text{Na})\text{MnO}_3\text{O}_7 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ в 1% растворе хлористого лития и сульфата алюминия в течение трех недель при 160° [13].

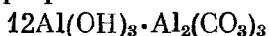
Межплоскостные расстояния литиофорита из Глочестера, ЮАР [4]

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
0006	4	9,27	3.0.3.28	4	1,579
0.0.0.12	10	4,70	3360	5	1,462
1120	1/2	4,41	3366; 3.0.3.32	1	1,446
0.0.0.18	2	3,13	3.3.6.12; 3.0.3.34	4	1,396
3032 } 3034 }	2	2,52	6068; 3.3.6.24	2	1,245
3038	8	2,38	6.0.6.10; 3.0.3.40	3	1,232
3.0.3.10	1	2,31	3.3.6.30	3	1,155
3.0.3.14	1/4	2,15	6.0.6.28	1	1,071
3.0.3.16	1/4	2,06	3.0.3.50; 6.0.6.32	1/4	1,028
3.0.3.20	7	1,886	3.0.3.52	1/4	0,997

Л и т е р а т у р а

1. Ramsdell L. S. Am. Min., 1932, 17, No 4, 143.
2. Fleischer M., Faust G. T. Schweiz. min., petr. Mitt., 1963, 43, H. 1, 197.
3. Wadsley A. D. Acta Cryst., 1952, 5, 676.
4. Berry L. G., Thompson R. M. Geol. Soc. Am., 1962, Mem. 85, 201.
5. Radoslovich E. W. Am. Min., 1963, 48, No 1-2, 96.
6. Naganna C. Acta Univ. Carolinae, geol. monographia II, 1964, 1.
7. Villiers J. E., Walt C. F. J. v. d. Am. Min., 1945, 30, No 9-10, 629.
8. Sorell R. K., Cameron E. N. Econ. Geol., 1960, 55, No 2, 278.
9. Cameron E. N. Ore microscopy, N. Y.—L., 1961, 269.
10. Hewett D. F., Fleischer M. Econ. Geol., 1960, 55, No 1, 1.
11. Wells R. C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1957, No 878, 92.
12. Namhu M., Okada K. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1963, 49, No 5, 171.
13. Wadsley A. D. Am. Min., 1950, 35, No 7-8, 485.
14. Naganna C. Proc. Indian Acad. Sci., 1963, 58 A, No 1, 24.
15. Dressel W. M., Kenworthy H. U. S. Bur. Mines Rep. Invest., 1961, No 5761, 1.
16. Fleischer M., Richmond W. E. Econ. Geol., 1943, 38, No 4, 269.
17. Andritzky G. N. Jh. Min., Monatsh., 1963, A, H. 8, 180; Geol. Blätter Nordost Bayern, 1964, 14, H. 1, 14.
18. Mouat M. M. Am. Min., 1962, 47, No 5-6, 744.
19. Naganna C. Min. Mag., 1962, 33, No 257, 170.
20. Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд-во АН СССР, 1951, 92.

Скарброит Scarbroite



Впервые описан Верноном (1829) [1] без указания надежных диагностических признаков. Долгое время считался смесью глинистых минералов, самостоятельность минерала доказана Дафином и Гудьером в 1957—1960 гг. [2, 3].

Характ. выдел. Тонкозернистые сплошные выделения в трещинах песчаника; состоят из скарброита и гидроскарброита (hydroscarbroite).

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $a_0 = 9,94$; $b_0 = 14,88$; $c_0 = 26,47$; $\alpha = 98^\circ 42'$, $\beta = 96^\circ 30'$, $\gamma = 89^\circ 00'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,668 : 1 : 1,779$; $Z = 4$ (Дафин, Гудьер, 1960 [3]).

Предполагается наличие в структуре слоев $Al(OH)_3$, подобных слоям структуры гиббсита, чередующихся со слоями $Al_2(CO_3)_3$ [3].

Межплоскостные расстояния скарбронита и смеси скарбронита с гидроскарбронитом [3]
CuK α -излучение, $D = 229$ мм

Гидроскарбронит + скарбронит		Скарбронит		Гидроскарбронит + скарбронит		Скарбронит	
l	d (Å)	l	d	l	d	l	d
10	9,00			2—1	2,477	2—1	2,475
10	8,74	10	8,66	5ш	2,447	3	2,447
4	8,35	5	8,34	2—1	2,426		
4	6,77			Е. з.	2,405		
4	6,69			4	2,365	4	2,366
4	6,59	4	6,56	3	2,338		
3	5,99	7	5,99			Е. з.	2,280
4	5,72			2—1	2,226	3ш	2,222
2—1	5,62	5	5,63	3	2,207	2—1	2,162
4	5,00	3	5,01	2—1	2,148	4	2,149
2—1	4,900	5	4,906	2—1	2,138	3	2,137
5	4,739	4	4,747	4ш	2,099	2—1	2,089
5	4,713			3ш	2,075	3ш	2,072
7	4,467	5	4,456	Е. з.	2,053		
5	4,386			2—1ш	1,984	3	1,994
5	4,349	7	4,331	Е. з.	1,969	3ш	1,969
2—1	4,291					2—1	1,945
Сл.	—	5	4,159	2—1	1,932	3	1,929
3	4,074			Е. з.	1,914		
5	3,985	4	3,973	»	1,903	2—1	1,903
7	3,726	8	3,724	»	1,873	3	1,871
		2—1	3,533	3	1,855	3	1,852
5	3,482	4	3,491	2—1	1,841		
3ш	3,279	Е. з.*	3,286	3	1,825	4	1,825
3ш	3,253	3	3,252	3ш	1,785	Е. з.	1,794
Сл.	—	Е. з.	3,187	2—1	1,776	3	1,776
4	3,130	»	3,129	Е. з.	1,762	2—1	1,760
2—1	3,064	»	3,092	2—1	1,746		
Сл.	—	3	3,039	3ш	1,698	Е. з.	1,703
4	3,005	2—1	3,011	Е. з.	—	2—1	1,629
5ш	2,981	4	2,986			4	1,610
3ш	2,922			Сл.	—	3	1,593
2—1	2,864	3	2,864	Е. з.	1,534	2—1	1,560
Сл.	—	3	2,823	Сл.	—	Е. з.	1,484
»	—			»	—		
2—1	2,801			2—1	1,471	3ш	1,474
Сл.	—			7	1,452	5	1,452
3	2,752	3ш	2,750	5	1,437	2—1	1,418
3	2,704	2—1	2,703	2—1	1,389		
3	2,674			Е. з.	1,380	3	1,381
Сл.	—	3ш	2,632	Сл.	—		
2—1	2,602	2—1	2,600	»	—		
3ш	2,552	3ш	2,560	5	1,167		
2—1	2,501	2—1	2,498				

* Е. з. — едва заметные

Кристаллы различимы только под электронным микроскопом, представляют хорошо образованные, не вполне правильные таблички с ромбическими очертаниями (около 1μ в поперечнике и $0,01-0,05 \mu$ толщиной). Ребра табличек образуют угол $66 \pm 1^\circ$, что предположительно отвечает углу между гранями (110) и $(\bar{1}\bar{1}0)$: вычисл. $(110) : (\bar{1}\bar{1}0) = 67^\circ 46'$ [4]. Вершины большинства кристаллитов не имеют резких очертаний, возможно, вследствие частичного изменения (дегидратации) минерала при препарировании.

Физ. св. Очень мягок. Уд. в. $2,01-2,05$ [3,5] (вычисл. $2,03$); уд. в. образца, высушенного при 100° — $2,17$. Цв. белый.

Микр. Средний показатель преломления — между $1,509$ и $1,502$ [5], $1,509$ — для оригинала анализа [3].

Хим. Теор. состав для $12\text{Al}(\text{OH})_3 \cdot \text{Al}_2(\text{CO}_3)_3$: Al_2O_3 — $61,02$; H_2O — $27,69$; CO_2 — $11,29$. Состав скарброита из Скарборо (анал. Чэлмерс) [3]: Na_2O — $1,7$; K_2O — $0,2$; MgO — $0,4$; Al_2O_3 — $45,7$; CO_2 — $7,9$; SiO_2 — $3,2$; H_2O — $37,9$; SO_3 — $1,8$; сумма — $98,5$. Как показывают порошокграммы, кремнезем представлен кварцем; Na_2O , K_2O , MgO и SO_3 входят в состав других примесей [2,3], по данным анализа. Эмпирическая формула $12,9\text{Al}(\text{OH})_3 \cdot \text{Al}_2(\text{CO}_3)_3 \cdot 15,6\text{H}_2\text{O}$, отвечает смеси двух фаз: одна из них — гидроскарброит ($12\text{Al}(\text{OH})_3 \cdot \text{Al}_2(\text{CO}_3)_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), преобладает в природных образцах, самопроизвольно и необратимо дегидратируется и переходит в другую — собственно скарброит ($12\text{Al}(\text{OH})_3 \cdot \text{Al}_2(\text{CO}_3)_3$).

Повед. при нагр. Гидроскарброит полностью и необратимо переходит в скарброит при выдерживании материала в течение $1-2$ час при 40° . Собственно скарброит устойчив до 125° . При 130° возникает новая фаза — «метаскарброит», состав которой неясен. При повышении температуры эта фаза теряет гидроксильную воду, в связи с чем смещаются линии на порошокграммах. При 230° вещество дает порошокграмму с весьма диффузными линиями. В интервале $250-500^\circ$ разрушаются карбонатные группы (по данным инфракрасной спектроскопии). При 900° появляется нечеткая картина $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ [3].

Нахожд. Найден лишь в Скарборо (Йоркшир, Англия), в вертикальных трещинках в песчаниках. По-видимому, гипергенный. Ассоциируется с глинистыми минералами, кварцем и гиббситом [1-3].

Отл. От белых глинистых минералов отличается по реакции на углекислоту. Точно определяется по порошокграмме.

Л и т е р а т у р а

1. Vernon W. V. Philos. Mag., 1829, ser. 2, 5, 178.
2. Duffin W. J., Goodyear J. Nature, 1957, 180, No 4593, 977.
3. Duffin W. J., Goodyear J. Min. Mag., 1960, 32, No 248, 353.
4. Brindley G. W., Comer J. J. Min. Mag., 1960, 32, No 248, 363.
5. Melmore S. Annual Rep. Yorkshire Phil. Soc., 1930 (for 1929), Proc., 9. (по реферату Min. Abstr., 1931, 4, No 10, 479).

Тучанит — tuchanite. Природа минерала неясна. Данные анализа отвечают формуле $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ или $\text{Al}(\text{OH})_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (автор указывает формулу $2\text{Al}_2(\text{OH})_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$). Назван по имени югославского минералога Ф. Тучана. Белые мелоподобные выделения. Монокл. с. $a_0 = 9,203$; $b_0 = 11,225$; $c_0 = 10,422 \text{ \AA}$; $\beta = 70^\circ 16'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,820 : 1 : 0,928$; $Z = 4$. Под электронным микроскопом — в виде табличек ($1-2 \mu$) с ромбическими очертаниями, с острым углом около 70° . Уд. в. $2,21$ (вычисл. $2,14$). Анализ: Al_2O_3 — $52,94$; SiO_2 — $0,46$; H_2O — $46,30$; сумма — $99,70$ (теор. состав для формулы $\text{Al}(\text{OH})_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$: Al_2O_3 — $53,12$; H_2O — $46,88$). На кривой нагревания дает три эндотермических прогиба: при 100 , 150 и 300° (глубокий); продукт нагревания до 130° содержит $3,5$ молекулы воды, при нагревании до $150-170^\circ$ выделяет еще $0,5 \text{ H}_2\text{O}$. В гидротермальных условиях при 200° и давлении водяного пара около 15 атм переходит в бемит.

Наблюдается в боксите Карева Моста около Никшича (Черногория). Порошкограмма аналогична порошкограмме скарброита. (K r a š u l i n M. Symposium sur les bauxites, oxydes et hydroxydes d'Aluminium. Zagreb, 1963, 37).

М и н а с п т (миназит) — minasite. Предположительно $2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Наблюдается в виде гальки в алмазных россыпях Минас-Жеранса (Бразилия). Светло-охряно-желтый. Анализировался лишь загрязненный примесями. Название во второй более подробной работе того же автора им не употребляется (F a r r i n g t o n O. Bull. Geol. soc. Am., 1912, 23, 728; Am. J. Sci. 1916, 41, 360).

Б е р н о н и т — бернонит. Окисел, содержащий Al_2O_3 , CaO и H_2O . Упоминается в таблицах Адама 1869 г. (по Дана, 1892, 259).

СТРУКТУРА ТИПА КВЕНСЕЛИТА

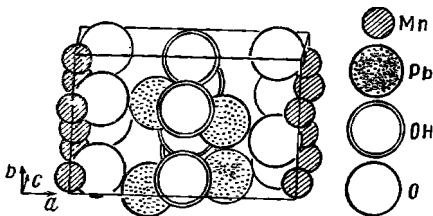
	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Квенселит	$\text{PbMnO}_2(\text{OH})$	Монокл.	9,136	5,687	5,615	93° 7,09

Квенселит Quenselite $\text{PbMnO}_2(\text{OH})$

Назван по имени шведского профессора П. Квенсела (Флянк, 1925) [1].
Синон. Кензелит.

Характ. выдел. Мелкие кристаллы, тонкозернистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/c$; $a_0 = 9,136$; $b_0 = 5,687$; $c_0 = 5,615$ Å; $\beta = 93^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,606 : 1 : 0,987$, $Z = 4$ (Бистрём) [2]. По Нафилду (см. Бери и Томпсон) [3] $C_{2h}^3 - C2/m$; $a_0 = 5,61$; $b_0 = 5,68$; $c_0 = 9,16$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,987 : 1 : 1,614$; $\beta = 93^\circ 18'$ (по сравнению с установкой Бистрёма переставлены местами оси a и c). В обоих случаях исследовался квенселит из Лонгбана.



Фиг. 270. Структура квенселита
(по Бистрёму)

и с двумя OH (расстояние 2,13 Å) и образуют треугольную пирамиду с атомами Pb в вершине.

Призмат. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 0,9828 : 1 : 1,6869$; $\beta = 93^\circ 29'$ (Дана, 1944).

Формы [1]:

	Φ	ρ	Φ_2	ρ_2
c 001	90°00'	3°29'	3°29'	90°00'
b 010	0 00	90 00	—	0 00
a 100	90 00	90 00	90 00	90 00
m 110	45 33	90 00	90 00	45 33
e 011	2 04	59 21	3 29	30 43
d 301	—90 00	78 54	78 54	90 00
p 111	46 33	67 49	60 41	50 27

$$mm(110) : (1\bar{1}0) = 88^\circ 54'$$

$$ee(011) : (01\bar{1}) = 61 25$$

$$mp(110) : (111) = 22^\circ 42'$$

$$pe(111) : (011) = 40 27$$

$$pp(111) : (1\bar{1}1) = 79^\circ 07'$$

$$md(110) : (301) = 45 32$$

Кристаллы слегка уплощенные по (010) (фиг. 271) или удлиненные вдоль осей a или c . Грань e (011) исптрихована \parallel оси a .

Физ. св. Сп. весьма совершенная по (001) (параллельно слоям структуры). Пластинки гибкие, но не упругие. Тв. $2\frac{1}{2}$. Уд. в. 6,775 определен для квевселита с примесью кальцита и магнетита (вычисл. 7,094) [3]. Цв. смоляно-черный. Черта буровато-серая. Бл. металлический до алмазного. Непрозрачен.

Микр. В прох. свете темно-бурый. $N_g > N_p$. Двусный (+). $N_p = b$, N_m близок к c . Пл. опт. осей \perp (010). $n_p = 2,30$ (Берман, у Дана, 1944).

В отраж. свете сильное двуотражение от светло-голубовато-серого по c до темно-серого по a [4]. Отраж. способность (в %): $R_g = 22,0$; $R_p = 17,5$ (для 465 $m\mu$) [5]. Сильно анизотропен. Внутренние рефлекссы часто заметны в иммерсии — от темно-красных до желтовато-коричневых. Нередко под микроскопом наблюдаются двойники, иногда пластинчатые. Видимый угол вращения плоскости поляризации A_r для различных длин волн [6]:

λ , $m\mu$	470	520	546	589	620	650	589 в иммерсии
A_r	2,73°	2,64°	2,50°	2,52°	2,56°	2,58°	5,74°

Хим. Теор. состав: $PbO - 71,74$; $Mn_2O_3 - 25,37$; $H_2O - 2,89$. Состав квевселита из Лонгбана (анал. Алстрём) [1]: $Na_2O - 0,28$; $K_2O - 0,17$; $MgO - 0,30$; $CaO - 0,15$; $PbO - 70,21$; $MnO - 12,80$; $MnO_2 - 13,04$; $H_2O - 3,05$ (пересчет на 100,00%, за вычетом 1,46% $CaCO_3$ и 0,28% Fe_2O_3 ; с учетом наличия 2,40% активного кислорода).

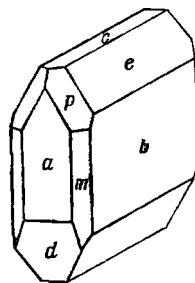
Диагн. исп. Растворяется в разбавленных кислотах, даже в уксусной, с выделением хлора.

Не плавится при красном калении.

В полир. пл. [5] травится HNO_3 (1 : 1), HCl (1 : 1), 20% $FeCl_3$, $SnCl_2$, конц. H_2SO_4 , $SnCl_2 + HCl$, H_2O_2 , $H_2SO_4 + H_2O_2$, почти всегда со вскипанием и выявлением структуры. При воздействии очень разбавленной HNO_3 (1 : 100) становятся заметными трещины спайности.

Межплоскостные расстояния квевселита из Лонгбана [4]

Fe-излучение, $D=57,3$ мм								
hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
002	1	4,57	3	1,815	1	1,191		
$\bar{1}11$	3	3,71	2	1,760	1	1,183		
111	4	3,60	3	1,728	2	1,162		
$\bar{1}12$; 003	10	3,05	6	1,685	$\frac{1}{2}$	1,146		
112	3	2,95	4	1,640	$\frac{1}{2}$	1,133		
020	$\frac{1}{2}$	2,84	5	1,524	$\frac{1}{2}$	1,121		
200	2	2,80	3	1,403	3	1,110		
$\bar{2}01$	4	2,72	2	1,370	3	1,088		
201	1	2,65	1	1,345	3	1,060		
$\bar{2}02$	3	2,44	2	1,308	$\frac{1}{2}$	1,040		
202	$\frac{1}{2}$	2,34	1	1,289	2	1,029		
004	4	2,28	1	1,269	4	1,017		
$\bar{2}03$; 014	1	2,11	1	1,255	1	1,008		
023	1	2,08	1	1,246	$\frac{1}{2}$	0,999		
$\bar{1}14$; 203	4	2,01	1	1,229	$\frac{1}{2}$	0,994		
$\bar{2}21$; 114	4	1,955	1	1,208	1	0,983		
	$\frac{1}{2}$	1,903						



Фиг. 271. Кристалл квевселита, Лонгбан

(по Флинку)

Наход. Редок. Встречен в скарнах Лонгбана (Швеция) вместе с кальцитом и баритом, также с гаусманнитом, гематитом и браунитом в трещинах среди марганцевых руд [1—3].

Минерал типа квенселита обнаружен в зоне окисления свинцовых и свинцово-цинковых месторождений Рудного Алтая, описан как свинцовистый псиломелан [7].

Л и т е р а т у р а

1. Flink G. Geol. för. förhandl., 1925, 47, Н. 4, N: o 363, 377.
2. Byström A. Ark. kemi, min., geol., 1945, 19 A, N: o 35, 9.
3. Berry L. G., Thompson R. M. Geol. soc. Am., 1962, Mem. 85, 200.
4. Roy S. Proc. Nat. inst. Sci., India, 1958, Pt. A, 24, No 1, 89.
5. Orsel J., Pavlovitch S. Bull. Soc. fr. min., 1931, 54, 157.
6. Cameron E. N. Ore microscopy. N. Y.—L., 1961.
7. Болгов Г. П. Сб. «Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая». Изд-во АН КазССР, 1957, 2, 98.

СТРУКТУРА ТИПА ГИДРОКАЛЮМИТА

Сингония $a_0 \quad b_0 \quad c_0 \quad \beta$ Уд. в

Гидрокалюмит $\text{Ca}_4\text{Al}_2(\text{OH})_{13}(\text{OH}, \text{CO}_3, \text{Cl}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$? Монокл. 9,6 11,8 16,87 111° 2,1

Гидрокалюмит Hydrocalumite



Назван по химическому составу: H_2O , Ca, Al (Тили, 1934) [1].

Характ. выдел. Сплошные выделения и таблитчатые кристаллики (до 1 см в длину, около 1 мм толщиной).

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_2^2 - P2_1$; $a_0 = 9,6$; $b_0 = 11,8$; $c_0 = 16,87 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,81 : 1 : 1,43$; $\beta = 111^\circ$; $Z = 4$ (Мегоу, у Тили) [1].

Структура слоистого типа (гексагональная плотнейшая упаковка), предположительно сходная со структурой гиббсита и портландита. Слои параллельны (001). Атомы Ca находятся в шестерной координации, атомы Al — в четверной или, менее вероятно, в шестерной [1]. Структура сходна с гексагональной структурой синтетического соединения $4\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 13\text{H}_2\text{O}$ с параметрами ячейки $a_0 = 5,74$; $c_0 = 7,92 \text{ \AA}$; в структуре гидрокалюмита — аналогичная псевдоячейка ($a_0 = 5,7$; $c_0 = 7,86 \text{ \AA}$). В отличие от синтетического соединения, псевдоячейки в минерале сдвинуты относительно друг друга, и сингония его моноклиновая [2].

Дивдр. кл. $C_2 - 2(L_2)$. $a : b : c = 0,871 : 1 : 1,440$; $\beta = 111^\circ 36'$ (Грюнхаген, Мергуаль) [3].

Наблюдавшиеся формы [3]:

		φ	ρ		φ	ρ
c	001	90°00'	21°36'	d	$\bar{1}01$	—90°00' 54°07'
n	120	31 41	90 00	r	$\bar{1}22$	—18 00 56 45
	dc	$(\bar{1}01):(001)=75^\circ 43'$			rc	$(\bar{1}22):(001)=65^\circ 30'$
	nc	$(120):(001)=78 51$			dn	$(\bar{1}01):(\bar{1}20)=64 48$

Кристаллы таблитчатые по (001). Обычны двойники псевдогексагонального облика с плоскостью срастания $(3\bar{2}\bar{2})$ [2].

Физ. св. Сп. по (001) совершенная; несовершенная сп.— под углом около 60° к (100). Тв. 3. Уд. в. минерала из Скаут-Хила 2,15 [1], из Буассежура — 2,09 [3] (вычисл. 2,15). Цв. бесцветный до светло-зеленого. Бл. стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Прозрачен. Обнаруживает резко выраженные пьезоэлектрические свойства.

Микр. В пл. в прох. свете бесцветен. Двуосный (—). Пл. опт. осей (010), $Nm = b$, $cNp = 3^\circ$. У минерала из Скаут-Хила [1]: $n_g = 1,557$; $n_m = 1,553$; $n_p = 1,535$; $n_g - n_p = 0,022$; $2V = 24 \pm 2^\circ$; из Буассежура [3]: $n_g = 1,556$; $n_m = 1,552$; $n_p = 1,528$; $n_g - n_p = 0,028$; $2V = 40^\circ$.

Хим. Состав и формула требуют уточнения; анализы минерала из Скаут-Хила неудовлетворительно рассчитываются на формулу. Минерал из Буассежура отличается значительным содержанием хлора, состав его близок к формуле $(Ca_{3,852}Mg_{0,136}Na_{0,018})Al_2[(OH)_{12,74}(CO_3)_{0,124}Cl_{0,958}] \cdot 4H_2O$.

Анализы:

	Na ₂ O	MgO	CaO	Al ₂ O ₃	H ₂ O		CO ₂	Cl	Сумма
1	—	—	40,0	18,1	40,3		—	—	98,4
2	—	—	41,5	18,8	38,5	1,8	—	—	100,6
3	0,1	1,0	38,3	18,6	34,1	1,0	6,2	—	99,3

1, 2—Скаут-Хил, анализ Хей [1]; 3—Буассежур [3].

Диагн. исп. Растворяется в слабой HCl. В зап. тр. растрескивается и выделяет воду.

Повед. при нагр. При $90-95^\circ$ становится одноосным, по охлаждении снова делается двуосным [1]. При нагревании до 150° теряет молекулярную воду, по охлаждении—одноосный, имеет спайность перпендикулярно (001) по трем направлениям под углами 60° ; после нагревания до 200° и выше давал нечеткие рентгенограммы (разрушение структуры) [2].

Нахожд. Встречен в месторождении Скаут-Хил в графстве Антрим (Сев. Ирландия) в пустотах ларнитовых пород в тесной ассоциации с афвиллитом, а также с порландитом и этрингитом [1]. Совместно с этрингитом и афвиллитом обнаружен также в пустотах фарфоровидного мрамора Буассежура в Клермон-Ферране (Франция).

Искусств. В системе CaO — Al₂O₃ — H₂O известен ряд близких к гидрокалюмиту продуктов $(4CaO \cdot Al_2O_3 \cdot nH_2O)$ с различным содержанием воды (n от 11,5 до 13,5), но по оптическим свойствам они отличаются от гидрокалюмита [4]; наиболее близок к гидрокалюмиту продукт состава $4CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 13H_2O$ [2].

Межплоскостные расстояния гидрокалюмита из Буассежура [3]

I	d	I	d	I	d	I	d
1	8,69	3	2,62	1/2	2,22	1	1,69
10	7,92	1/2	2,59	2	2,15	1/2	1,66
10	3,96	1/2	2,57	2	2,10	1 1/2	1,57
1 1/2	3,86	1	2,52		2,05		1,49
1	3,75	1/2	2,49	1	2,00		1,47
1/2	3,39	1/2	2,44	2	1,97		1,450
1/2	3,28	1/2	2,37	1/2	1,94	1	1,427
1/2	3,17	1/2	2,32	1/2	1,75	1/2	1,403
1 1/2	2,88	1	2,28	1/2	1,72		

Л и т е р а т у р а

1. Tilley C. E. Min. Mag., 1934, 23, No 146, 607.
2. Butler F. G., Glasser L. S. D., Taylor H. F. W. J. Am. ceram. soc., 1959, 42, No 3, 15.

3. Grünhagen H., Mergoill J. Bull. Soc. fr. min., 1963, 86, No 2, 152.
 4. Assarsson G. Zs. anorg., allgem. Chem., 1930, 191, 333; 1931, 200, H. 4, 391; 1932, 205, H. 4, 338; Mylius C. R. Acta Acad. Aboensis, math.-phys., 1933, 7, N 3, 4; D'Ans J., Eick H. Zement-Kalk-Gips, 1953, 6, 197; Roberts M. H. J. appl. chem. (London), 1957, 7, 543.

СТРУКТУРА ТИПА САССОЛИНА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	Уд. в.
Сассолин	Трикл.	7,04	7,05	6,58	$92^\circ 35'$	$101^\circ 10'$	$119^\circ 50'$	1,48

Сассолин Sassolite

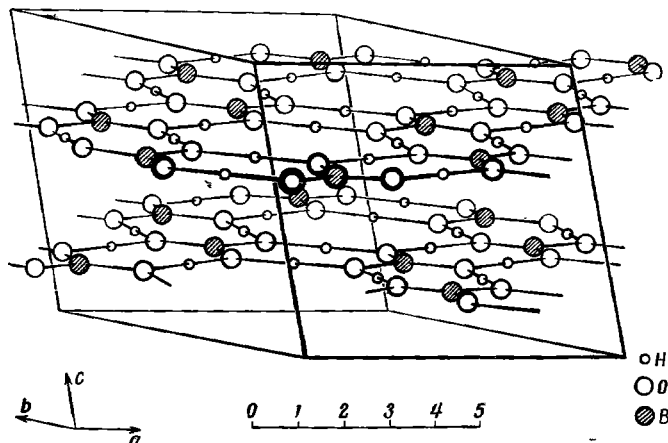


Назван по местности Сассо в Тоскане, где впервые был найден (Карстен, 1800).

Синон. Сассолит, борная кислота — boric acid.

Лагонит, лагунит — lagonite, lagunite (Юо, 1841) и сидероборин — sideroborine (Юо, 1841) оказались смесями сассолина с лимонитом.

Характ. выдел. Чешуйчатые выделения, образующие налеты, корочки, сталактитовидные образования; кристаллы редки.



Фиг. 272. Структура сассолина
(по Захариасену)

Структ. и морф. крист. Трикл. с. $C_i^1 - P\bar{1}$; $a_0 = 7,039$; $b_0 = 7,053$; $c_0 = 6,578$ Å; $\alpha = 92^\circ 35'$; $\beta = 101^\circ 10'$; $\gamma = 119^\circ 50'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,00 : 1 : 0,9327$; $Z = 4$ (искусств., Захариасен, 1954) [1].

Структура слоистая (фиг. 272); слои слагаются молекулами $\text{B}(\text{OH})_3$. Атомы В окружены тремя О на расстоянии 1,353—1,365 Å, атомы Н располагаются по направлениям О — О на расстоянии в среднем 0,88 от О данной группы и 1,84 Å от О соседней группы (фиг. 273). Слои не совсем плоские: О_{уд} несколько выступают (не более чем на 0,11 Å), что обуславливает отклонение от тригональной симметрии. Слои связаны между собой связями ван-дер-Ваальса [1].

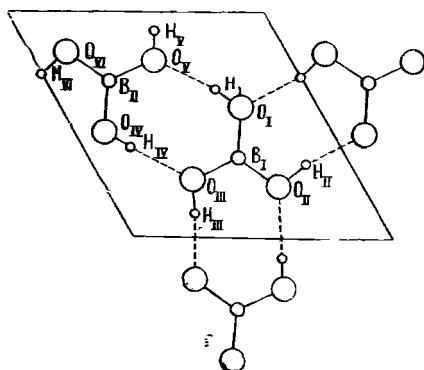
Пинакоид. кл. $C_i - \bar{1}$ (С); $a : b : c = 0,9990 : 1 : 0,9228$; $\alpha = 92^\circ 30'$; $\beta = 101^\circ 11\frac{1}{2}'$; $\gamma = 119^\circ 51'$ (Дана, 1944). Формы, наблюдавшиеся лишь на искусственных кристаллах:

		φ	ρ		φ	ρ
<i>c</i>	001	49°16'	14° 38'	<i>u</i>	011	167°44'
<i>b</i>	010	0 00	90 00	<i>y</i>	102	55 44
<i>a</i>	100	58 54	90 00	<i>x</i>	102	-112 23
<i>M</i>	110	118 28	90 00	<i>s</i>	111	106 36
<i>v</i>	011	8 58	51 41	<i>r</i>	111	- 47 30

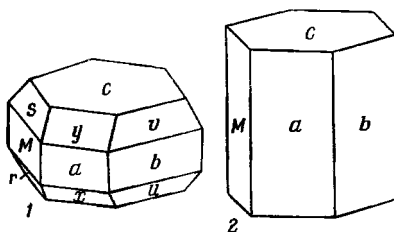
<i>ba</i> (010) : (100) = 58°54'	<i>bc</i> (010) : (001) = 80°30'	<i>xc</i> (102) : (001) = 30°41'
<i>Ma</i> (110) : (100) = 59 34	<i>vc</i> (011) : (001) = 41 18	<i>sc</i> (111) : (001) = 43 22
<i>Mc</i> (110) : (001) = 84 53	<i>uc</i> (011) : (001) = 51 10	<i>rc</i> (111) : (001) = 48 41
<i>ac</i> (100) : (001) = 75 36	<i>yc</i> (102) : (001) = 24 29	

Установка Захарясена — Дана (1954), в отличие от прежних установок Милера и Хоусофера, отражает псевдогексагональность сассолина. Формула перехода от установки Милера, которой придерживались Дана (1892), Гольдшмидт и Хинце, к установке Дана (1954) $\frac{1}{2} \frac{1}{2} 0/100/001$; от установки Хоусофера — Дакиарди к установке Дана (1954) $\frac{1}{2} \frac{1}{2} 0/010/001$.

Кристаллы псевдогексагональные (фиг. 274), уплощенные по (001) или столбчатые. Обычны двойники с дв. осью [001]. Указывались [2] также двойники с двойниковыми осями [230], [010] и [410].



Фиг. 273. Расположение атомов в слое структуры сассолина (по Захарясену)



Фиг. 274. Кристаллы искусственного сассолина
1 — по Хоусоферу; 2 — по Дакиарди

Физ. св. и физ.-хим. конст. Сп. по (001) весьма совершенная (отвечает слоистой структуре). Листочки гибкие, на ощупь жирные и гладкие. Тв. 1. Уд. в. 1,45—1,50 (вычисл. 1,48). Бесцветный, белый; примесями окрашивается в желтоватые и сероватые тона. Бл. перламутровый, в агрегатах шелковистый. Прозрачен или просвечивает.

Непроводник электричества.

Обладает природной гидрофобностью и может флотироваться без каких-либо реагентов [3]; добавление вспенивателя ускоряет флотацию.

Стандартные свободная энергия образования $B(OH)_3$ (—) 230,2 ккал/моль, теплота образования (—) 260,2 ккал/моль, энтропия 21,41 кал/град·моль, молярная теплоемкость 19,61 кал·град·моль [4].

Интенсивные полосы поглощения инфракрасного спектра (в $см^{-1}$): 1460, 1198, 805,647, 546 (для сассолина из Тосканы) [5].

Микр. В пл. в прох. свете бесцветен. Двуосный (—). Пл. опт. осей субпараллельна оси *b* и почти перпендикулярна к (001), *N_p* близка к перпендикулярна к (001) (таблички, уплощенные по (001), имеют очень слабые

двушреломление, частью одноосны). Для Na света:

n_g	1,459	1,459	(1,454)	1,459	1,453	1,462
n_m	1,456	1,456	—	1,456	1,448	1,461
n_p	1,340	1,340	1,337	1,340	1,331	1,337
$n_g - n_p$	0,119	0,119	—	0,119	0,122	0,125
$2V^g$ (вычисл.)	14°	17°	—	15°	5°	10°
	Италия [6]	Долина Смерти [7]	Крамер [8]	Уичито [9]	Кагосима [10]	Искусств. [11]

Хим. Теор. состав: B_2O_3 — 56,4; H_2O — 43,6. В сассолине из Долины Смерти установлено 57,19 B_2O_3 (за вычетом примесей) [7], в сассолине из Уичито 56,88 B_2O_3 [9], из Кагосимы 56,39 B_2O_3 и 43,61 H_2O [10].

Растворимость в воде составляет $10^1 - 10^{-1}$ моль/л [12].

Диagn. исп. В холодной воде растворяется с трудом, раствор слабнокислый. На вкус кислотатый, несколько соленый и горьковатый. Легко растворим в кипящей воде, спирте и эфире.

П.п.тр. легко плавится, окрашивая пламя в зеленый цвет. В закр. тр. выделяет воду.

Повед. при нагр. При 107—108° $B(OH)_3$ переходит в метаборную кислоту — HBO_2 , при 138—140° в пироборную кислоту — $H_2B_4O_7$ (по Дельтеру). В результате нагревания уд. вес понижается (Насиви и Аджено, по Дельтеру). Угол оптических осей при нагревании до 75° не изменяется [6].

Нахожд. Редок. Образуется преимущественно в связи с вулканической деятельностью; встречается в месторождениях боратов.

Наблюдается в виде налетов среди возгонов Везувия (Италия) [13]. В наибольшем количестве образуется в лагунах Тосканы (Италия), в которые постушают борсодержащие горячие пары. Наблюдался в ряде мест на Камчатке: на Авачинском вулкане вокруг устья высокотемпературных фумарол, иногда в ассоциации с самородной серой [14]; также в отложениях фумарол вулкана Шевелуча, температура которых 240—280° [15]. Встречен в отложениях фумарол в префектуре Кагосима в Японии (температура фумарол 200°) [10]. Обнаружен с буссиньотитом и масканьитом в отложениях гейзеров округа Сонома в шт. Калифорния, среди отложений источников Стимбот в шт. Невада, в Йеллоустонском национальном парке (США) [16], в районе Висбадена и Ахена (ФРГ).

Установлен в ряде месторождений боратов: в месторождениях буры в Тибете, в США в боратовых месторождениях Долины Смерти (шт. Ка-

Межплоскостные расстояния сассолина с Липарских островов, по Михееву

Fe-излучение, без фильтра, $D = 68,00$ мм

I	$d(kX)$	I	d	I	d	I	d
2	7,66	3	2,846	1	1,868	2	1,436
4	6,84	3	2,631	2	1,825	3	1,419
7	6,07	1	2,561	3	1,783	3	1,397
1	4,59	3	2,490	3	1,753	3	1,357
2	4,24	2	2,433	3	1,724	3	1,333
1	4,035	2	2,367	4	1,693	2	1,296
5	3,858	4	2,297	3	1,647	3	1,275
6 ³	3,498	5	2,238	1	1,611	1	1,227
2	3,382	1	2,175	4	1,585	1	1,204
10	3,178	4	2,101	1	1,563	4	1,171
1	3,099	1	1,982	2	1,524	2	1,1479
3	2,940	4	1,902	2	1,474	1	1,1204
						2	1,0893

лифорния) с джиноритом [7], в Крамере (шт. Калифорния) — с проберитом, сирдзитом, анальцитом и гипсом [8]. В горах Уичита (шт. Оклахома) — с борацитом в выветрелых песчанистых глинах [9]; является вторичным минералом, возникшим в результате взаимодействия грунтовых вод с ранее выделившимися боратами. Отмечено образование сассолина совместно с кальцитом в результате гипергенного изменения сибирскита (CaHfVO_3) [17].

Искусств. Получается различными способами из водных растворов буры и других боратов.

Практ. знач. Добывается в Тоскане.

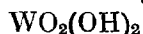
Л и т е р а т у р а

1. Zachariasen W. H. Acta cryst., 1954, 7, 305; Zs. Krist., 1934, 88, 150.
2. Tazaki H. J. Sci. univ. Hiroshima, A, 1939, 9, 21 (по реферату Chem. Abstr., 34, 7158); Donnay J. D. H., Taylor E. D. Nat. canadien, 1940, 67, 145 (по реферату Chem. Abstr., 34, 7158).
3. Бергер Г. С. Флотированность минералов. Госгортехиздат, 1962, 112.
4. Кэй Дж., Лэбн Т. Таблицы физических и химических постоянных. Перевод с англ. Изд. физ.-мат. лит., 1962, 172.
5. Моенке Н. Mineralspektren Akad. Verlag, Berlin, 1962.
6. Larsen E. U. S. Geol. Surv. Bull., 1921, No 679, 130.
7. Allen R. D., Kramer H. Am. Min., 1957, 42, No 1—2, 56.
8. Smith G. I., Almond H. Am. Min., 1958, 43, No 11—12, 1068.
9. Huang W. T. Texas J. Sci., 1958, 10, No 2, 231.
10. Такео Окапо. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1962, 47, No 5, 188.
11. Крассек Ф. С., Мореу Г. В., Мервин Н. Е. Am. J. Sci., 1938, 35 A, 466.
12. Поваренных А. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 2, 220.
13. Zamboni F. Mineralogia Vesuviana. Napoli, 1935, 69.
14. Заварницкий А. Н. Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 35, 49 и 27; Набоко С. И. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1959, вып. 16, 113.
15. Башарина Л. А. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19, 69.
16. Smith R. I. Am. Min., 1958, 43, No 11—12, 1204.
17. Василькова Н. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 4, 463.

СТРУКТУРА НЕ ВЫЯСНЕНА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Тунгстит	$\text{WO}_2(\text{OH})_2$	Ромб. ?	—	—	—	—	5,5
Гидротунгстит	$\text{WO}_2(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Монокл. ?	7,45	6,92	3,72	90°	4,6
Итротунгстит	$\text{Y}_2\text{W}_5\text{O}_{14}(\text{OH})_8$	Ромб. ?	—	—	—	—	5,8

Тунгстит Tungstite



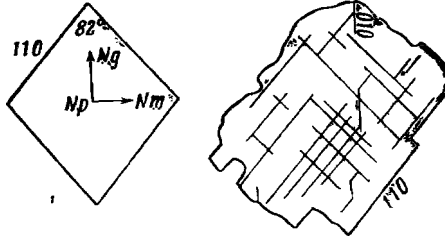
Назван по составу (Дана, 1868).

Синон. Вольфрамовая охра — tungstic ocher (Силимен, 1822), шеельохра — Scheel-ocher (Глокер, 1847), вольфрамин — wolframmin (Грег, Летсом, 1858).

Характ. выдел. Плотные и порошковатые агрегаты, микроскопические кристаллики.

Структ. и морф. крист. Ромб. с.? (на основании оптического исследования) [1,2]. Под микроскопом различимы удлиненные кристаллики призматического облика, иногда в виде радиально-лучистых образований. Угол между гранями призмы 82°, развиты грани (001).

Физ. св. Сп. совершенная по (001) (раскалывается на тонкие пластинки с ромбическим сечением), несовершенная по (110), наименее совершен-



Фиг. 275. Оптическая ориентировка и направление спайности тунгстита, Изомб

(по Бургиньону)

резах) и по отношению к диагоналям ромба на ромбических сечениях. Знак удлинения (—). Пл. опт. осей параллельна длинной диагонали ромбических разрезов; $Np = c$ (фиг. 275).

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$	Месторождение	Авторы
2,04	—	1,82	0,22	27°	Калакалани	Кер и Янг [1]
2,26	2,24	2,09	0,17	26°	Салмо	Ларсен

Дисперсия сильная; $r < v$.

Хим. Состав значительно колеблется и только приблизительно отвечает формуле $WO_2(OH)_2$ или H_2WO_4 —теор. состав: WO_3 —92,80; H_2O —7,20 (W —73,59). Обычны примеси других минералов, особенно гидротунгстита, а также вольфрамита и шеелита, по которым тунгстит развивается. Обнаруживаются примеси SiO_2 , Fe_2O_3 и др.

Анализы:

	CaO	FeO	Fe_2O_3	SiO_2	MoO_3	WO_3	H_2O+	Сумма
1	0,54	1,21	4,14	—	—	86,20	7,72	99,81
2	—	Сл.	0,18	0,96	Сл.	91,30	7,46	99,90

1—Салмо, анализ Уокер [3]; 2—Калакалани, анализ Гоньер [1].

Диagn. исп. В кислотах нерастворим, но хорошо растворяется в подогретых едких щелочах и в аммиаке.

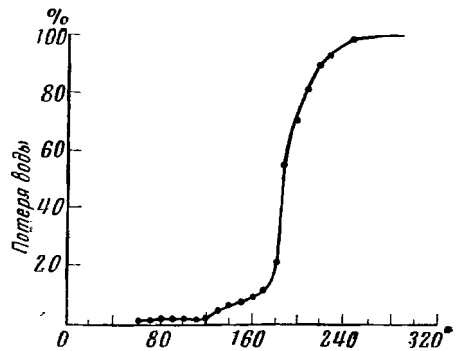
П.п.тр. не плавится, в восст. пл. чернеет и улетучивается. С фосфорной солью в восст. пл. дает голубой перл, в окисл. пл. перл обесцвечивается или становится желтым. Сплав минерала с содой после обработки HCl дает раствор, который при введении Zn окрашивается в темно-синий цвет. В закр. тр. выделяет воду.

Повед. при нагр. Основное количество воды выделяется в интервале 160—240° (фиг. 276) [1]. В результате прокалывания образуется WO_3 [4].

Нахожд. Наблюдается в зоне окисления как продукт изменения вольфрамита и шеелита [5, 6]. Образованию тунгстита благоприятствует

ная по (010). Тв. 1—2^{1/2}. Уд. в. тунгстита из Салмо—5,517 [3]. Цв. ярко-желтый, золотисто-желтый, зеленовато-желтый, желтовато-оранжевый. Бл. смоляной, иногда на плоскости спайности перламутровой; при изменении минерала становится матовым.

Микр. В прох. свете желтый, слабо плеохроирует в сечениях, параллельных граням призмы: по Np —почти бесцветный; по Nm —светло-зеленый; по Ng —темно-зеленый; $Ng > Nm > Np$. Двусный (—). Потгасание прямое по отношению к удлинению (при сильно удлинённых раз-



Фиг. 276. Кривая обезвоживания тунгстита

(по Керу и Янгу)

наличие серной кислоты, возникающей при окислении пирита [7, 8].

Тунгстит встречается в зоне окисления почти всех вольфрамовых месторождений СССР, например в месторождениях Центрального Казахстана [5], Дзидинском (Бурятская АССР) [9], Чагыданском (Магаданская обл.) [10]. Установлен во Франции (Ла-Вилэ в департаменте Верхняя Вьенна), в Англии (Корнуэлл, Камберленд), в Боливии (Калакалани, Оруро, Тасна) [1, 11], в Канаде (Салмо, Британская Колумбия) [3], США (Ланес и Хантингтон в шт. Коннектикут; окр. Кабаррес в шт. Сев. Каролина; Осмола в шт. Невада; Салида в шт. Колорадо и др.), в Конго (Нзомб) [2] и др.

Искусств. При действии HCl на раствор Na_2WO_4 получается нерастворимая в воде $\text{WO}_2(\text{OH})_2$ [12].

Межплоскостные расстояния тунгстита из Нзомба [4] *

Fe-излучение, Мп-фильтр, $D = 57$ 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>
8	5,32	3	2,310	3	1,413	3	1,440
2	3,75	3	1,959	5	1,278	3	1,124
10	3,45	6	1,844	2	1,249	2	1,093
5	2,609	6	1,737	2	1,212	5	1,062
9	2,553	6	1,635	2	1,190	3	1,046
3	2,382	6	1,602	5	1,157		

* Интенсивность, данная автором в пятибалльной системе, переведена на десятибалльную: TF—10; F—9—8; m—7—6; i—4—3; u—2—1;

Л и т е р а т у р а

1. Kerr P. F., Young F. Am. Min., 1944, 29, № 5-6, 192.
2. Bourguignon P. Ann. Soc. géol. Belg., 1953, 76, Bull. № 4—7, 189.
3. Walker T. L. Am. J. Sci., 1908, 25, 305.
4. Van Gassel R. Bull. Soc. belge géol., 1961, 70, F. 3, 376.
5. Сонгина О. А., Новохатский И. П. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1951, вып. 13, 32.
6. Чухров Ф. В. ДАН СССР, 1947, 55, № 6, 533.
7. Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Изд-во АН СССР, 1951.
8. Мясников В. С. ДАН СССР, 1941, 33, № 6, 412.
9. Нефедов Н., Даровских Н. Советская геология, 1956, № 53, 69.
10. Аليفдин В. Ф. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 2, 158.
11. Ahlfeld F. Chem. d. Erde, 1932, 7, H. 1, 121; Ahlfeld F., Reyes J. M. Les especies minerales de Bolivia. La Paz, 1955, 99.
12. Morley A. M. J. Chem. soc. London, 1930, 1987.

Гидротунгстит Hydrotungstite



Назван по составу (Кер, Янг, 1944) [1].

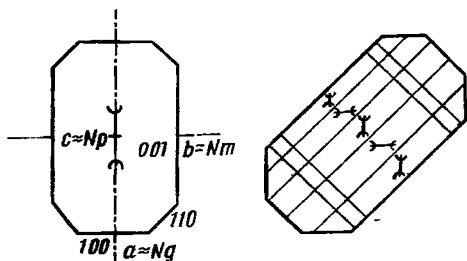
Разнов. Меймакит.

Характ. выдел. Порошковатые выделения, агрегаты мельчайших (5 — 75 м) уплощенных кристаллов.

Структ. и морф. крист. Монокл. с (?) $C_{2h}^1 - P2/m?$; $a_0 = 7,45$; $b_0 = 6,92$; $c_0 = 3,72$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,077 : 1 : 0,538$; $\beta = 90^\circ$; $Z = 2$ (Митчел, для гидротунгстита из Оруро [2]). Псевдоромбический и псевдотригональный.

Кристаллы различимы только под микроскопом, табличкаты по (001), с формами (001), (100), (010) и (110). Обычны полисинтетические двойники по призм.

Физ. св. Сп. несовершенная по (010). Тв. 2. Уд. в. 4,60 (вычисл. 4,64). Цв. темно-зеленый до желтовато-зеленого у минерала из Боливии, ярко-желтый и зеленовато-желтый — из Средней Азии [3]. Бл. стеклянный. На воздухе мутнеет.



Фиг. 277. Оптическая ориентировка гидротунгстита (по Керу и Янгу)

Микр. [1]. В прох. свете светло-зеленый, плеохроирует: по Ng — темно-зеленый; по Nm — желтовато-зеленый; по Np — бесцветный; $Ng > Nm > Np$. Характерны полисинтетические двойники. Двуосный (—). Пл. опт. осей $\parallel (010)$, $cNp \sim 3^\circ$ (фиг. 277). $n_g = 2,04$; $n_m = 1,95$; $n_p = 1,70$; $n_g - n_p = 0,34$; $2V = 52^\circ$; $r < v$.

Хим. Теор. состав: WO_3 — 86,57; H_2O — 13,43 (W — 68,65).

Данные химических анализов указывают на существование переходных разностей между гидротунгститом и тунгститом; содержание воды в них ниже теоретического для $WO_3(OH)_2 \cdot H_2O$.

	1	2	3	4	5
CaO	—	—	—	0,22	0,26
Fe ₂ O ₃	0,08	—	—	—	—
SiO ₂	6,65	—	—	0,36	0,43
MoO ₃	не опр.	—	—	0,12	0,14
WO ₃	80,31	86,48	85,49	74,68	89,63
H ₂ O ⁺	12,52	13,52	14,39	5,32	6,39
H ₂ O ⁻	—	—	—	2,62	3,15
Н. о.	—	—	—	16,28*	—
Сумма	99,56	100,00	99,88	100,55	100,00

* Остаток от растворения в NH_4OH (шеселит и Fe_2O_3).

1—3 — Калакалани: 1 — анал. Гоньер [1]; 2 — пересчет анализа 1 за вычетом примеси кварца; 3 — анал. Гоньер [4]; 4 — Средняя Азия (описан как «меймакит»), частично дегидратован, анал. Мясников [3]; 5 — пересчет анализа 4 за вычетом нерастворимого в NH_4OH остатка

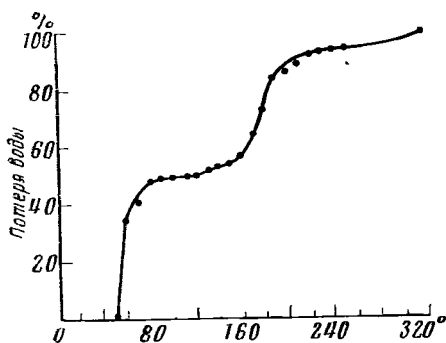
Диагн. исп. Нерастворим в кислотах, легко растворяется в NH_4OH . П. п. тр. ведет себя аналогично тунгститу. В закр. тр. выделяет много воды, желтеет, затем белеет.

Повед. при нагр. Начинает терять воду уже при $+20^\circ$ [3]. Одна молекула H_2O выделяется до $80-100^\circ$ (переход в тунгстит), другая — до 220° (фиг. 278). Кривая нагревания (фиг. 279) также указывает на выделение воды в два этапа [3]. Девятидневное нагревание при 100 и при 150° вызывало образование тунгстита с примесью моноклинной WO_3 , в результате пятидневного нагревания при 580° получалась чистая WO_3 [2].

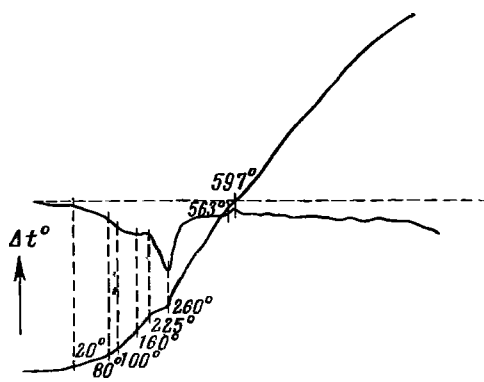
Нахожд. Редкий минерал зоны окисления вольфрамовых месторождений. Образуется, как и тунгстит, в результате изменения первичных вольфрамовых минералов. В месторождении Калакалани в Оруро (Боливия) [1] образовался по фербериту, тесно ассоциируется с тунгститом; в Лянгарском (скарновом) месторождении в Средней Азии (УзССР) [3] и в месторождении Калгурли (Австралия) [5] слагает псевдоморфозы по шеселиту.

Изм. При дегидратации переходит в тунгстит.

Искусств. Получен из раствора $(\text{NH}_4)_6\text{W}_7\text{O}_{24} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ в дистиллированной воде при нагревании до 20° [6] и при воздействии HCl на раствор Ag_2WO_4 [7].



Фиг. 278. Кривая обезвоживания гидротунгстита, Калакалани (по Керу и Янгу)



Фиг. 279. Кривая нагревания гидротунгстита, Лянгар (по Мясникову)

Разнов. Меймакит — теумасит — аморфный или почти аморфный (на порошкограмме наблюдалась лишь размытая линия $3,81 \text{ \AA}$) [8].

Название (по месту находки) было предложено Карно (1874); в дальнейшем меймакит (меймацит) считался тунгститом (Лакруа, 1901; Дана, 1892), гидротунгститом (Штрунд, 1957) или загрязненным тунгститом (Кер, Янг) [1]. Меймакит, первоначально изученный Карно, оказался ферритунгститом [8]. Пьеро и Ван-Тасель [9] предложили меймакитом считать аморфный минерал состава $\text{WO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ из Меймака, описанный Ван-Таселем в 1961 г. [8].

Изл. раковистый. Очень хрупок. Цв. буровато-желтый. Бл. смоляной до стеклянного. Уд. в. $3,94-4,10$ (в среднем $4,02$). Изотропен, $n > 2$. Состав: $\text{CaO} - 2,0$; $\text{WO}_3 - 84,1$; $\text{H}_2\text{O}^+ - 6,5$; $\text{H}_2\text{O}^- - 6,6$; сумма — $99,2$. Содержит Fe^{3+} . В результате прокаливании становится темно-серым, дает порошкограмму WO_3 .

Наблюдался в виде колломорфных корочек на шеелите совместно с ферритунгститом в вольфрамовом месторождении Меймак в департаменте Коррез (Франция) [8].

Межплоскостные расстояния гидротунгстита из Наомба, Конго [8]

Fe-излучение, Mn-фильтр, $D = 57 \text{ мм}$

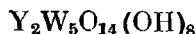
<i>l</i>	<i>d</i> (Å)	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
9	6,9	5	2,542	3	1,633	1	1,189
9	5,31	1	2,373	3	1,603	3	1,155
5	3,70	1	2,300	1	1,413	1	1,138
10	3,46	5 диф.	1,958	1	1,280	1	1,120
5	3,27	5 диф.	1,834	1	1,245	1	1,061
3	2,609	5	1,732	1	1,212	1	1,022

Л и т е р а т у р а

1. Kerr P. F., Young F. *Am. Min.*, 1944, 29, No 5-6, 192.
2. Mitchell R. S. *Am. Min.*, 1963, 48, No 7-8, 935.
3. Мясников В. С. Минералы скарнов Лянгарского месторождения в Средней Азии. Изд-во АН СССР, 1951, 89; Тр. ИГН АН СССР, 1940, вып. 53, 194.

4. Ahlfeld F., Reyes J. M. Les especies minerales de Bolivia. La Paz, 1955, 100.
5. Simpson E. S. Minerals of Western Australia. Perth, 1952, 3, 208.
6. Morley A. M. J. Chem. soc. London, 1930, 1987.
7. Buchholz E. Zs. anorg., allgem. Chem., 1940, 244, Н. 2, 149 и Н. 3, 225.
8. Van Tassel R. Bull. Soc. belge géol., 1961, 70, F. 3, 376.
9. Pierrot R., van Tassel R. Bull. Soc. fr. min., 1965, 88, No 4, 613.

Иттротунгстит Yttritungstite



Назван в 1950 г. по составу [1]; ранее Сквивенором и Шентоном [2], на основе неправильного анализа, был назван торотунгститом — thorotungstite.

Характ. выдел. Тонковолокнистые и сферолитовые выделения, с поверхности переходящие в землистые [3].

Структ. и морф. крист. Мельчайшие, вероятно, ромбические игольчатые кристаллы, уплотненные по пинакоиду [2].

Физ. св. Сп. по двум плоскостям — вдоль и поперек удлинения [2].

Цв. желтый. Уд. в. 5,55, по Сквивенору [2]; 5,82, по Семенову и др. [3].

Инфракрасный спектр характеризуется полосами поглощения (в $см^{-1}$): 1605, 1440, 995, 885, 808, 772 и 715 [3].

Микр. В пл. в прох. свете плеохроизм от темно-желтого (по N_g) до бледно-желтого (по N_p). Двусосный (—). $n_g = 2,02$; $n_m = 1,98$; $n_p = 1,89$ [3].

Хим. Теор. состав: TR_2O_3 — 18,41 (при Y_2O_3 : $\Sigma TR_2O_3 = 1:1$); WO_3 — 76,82; H_2O — 4,77.

Анализы:

	1	2	1	2
MgO	сл.	0,22	UO ₂	— Не обн.
CaO	1,02	0,70	SiO ₂	0,48* 1,22
MnO	—	Не обн.	TiO ₂	— Не обн.
Al ₂ O ₃	4,31	1,71	ZrO ₂	1,96 » »
Fe ₂ O ₃	1,35	0,19	WO ₃	69,69 70,80
TR ₂ O ₃ }	17,77	20,26	H ₂ O	— 4,66
ThO ₂ }			0,08	П. п.
			Сумма	100,76 99,84

* Кварц.

1, 2 — Пулай: 1 — анал. Шентон [2], в оригинале указано ошибочно: ThO₂ — 16,60; TR₂O₃ — 1,77; 2 — анал. Катаева [3].

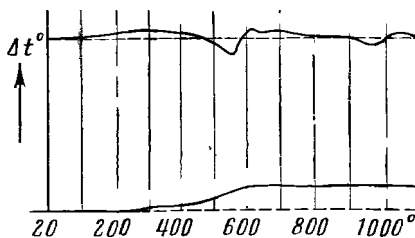
По Батлеру [4], содержание TR_2O_3 — 18,96. Состав редкоземельных элементов (в % к общей их сумме):

	1	2	3	1	2	3
La	1,2	3,5	3	Tb	1,0	1,2
Ce	9,5	13	10,8	Y	49,5	
Pr	1,5	1,3	1,7	Dy	6,1	5,2
Nd	10,3	8,5	8,6	Ho	—	1,3
Sm	3,4	3,2	3,1	Er	5,1	3,5
Eu	—	—	0,3	Tu	0,6	0,3
Gd	5,6	4,8	4,2	Yb	5,2	5,2
				Lu	0,6	0,2

1 и 3 — рентгеноспектральные данные: 1 — Батлера [4]; 3 — анал. Балашов [3]; 2 — хроматографические определения Варшал [3].

Повед. при нагр. Для кривой нагревания характерен эндотермический прогиб около 550° (фиг. 280) [3].

Фиг. 280. Кривая нагревания иттротунгстита, Пулай
(по Семенову и др.)



Находж. Найден только в элювии касситеритового месторождения в Пулай (Малайзия) [2], где является продуктом гипергенного изменения шеелита, вольфрамита и, может быть, монацита.

Межплоскостные расстояния иттротунгстита [3]

Cu-излучение, Ni-фильтр, $D=57,3$ мм

<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
5,5	6,73	5	2,47	2	1,529	3	1,105
7	4,93	6,5	2,23	3	1,499	3	1,080
7	4,65	2	2,15	3	1,467	2	1,052
1	4,37	2	2,07	3,5	1,441	3	1,034
2,5	3,80	9	2,01	2	1,378	3	0,951
1	3,64	2	1,910	7	1,278	3,5	0,933
10	3,36	2	1,858	2,5	1,251	4	0,906
10	3,25	5	1,822	2	1,202	3	0,886
3,5	3,04	4	1,790	2	1,183	3	0,868
5	2,86	5	1,745	1	1,163	2	0,836
6	2,77	8	1,643	2	1,147	2	0,824
4	2,64	8	1,588	2	1,132	1	0,815
5	2,58					1	0,809

Л и т е р а т у р а

1. Beard E. H. Colonial geol., mineral res., 1950, 1, No 1, 50.
2. Sorivenor J. B., Shenton J. C. Am. J. Sci., 1927, 13, 487.
3. Семенов Е. И., Катаева З. Т., Рудницкая Е. С. ДАН СССР, 1965, 163, № 2, 447.
4. Butler J. B. Geoch., cosm. acta, 1957, 12, No 3, 190.

МАЛО ИЗУЧЕННЫЕ И СОМНИТЕЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Таковит (takovite) — $Ni_5Al_4O_2(OH)_{18} \cdot 6H_2O$. Назван по месту находки (Максимович, 1957) [1]. Образует глиноподобные агрегаты. Цвет сине-зеленый. П. микр. бледно-зеленый. Слабо анизотропен. $n'_g = 1,605$; $n'_p = 1,598$; $n'_g - n'_p = 0,007$. Анализ (анал. Скун): Na_2O — 0,46; K_2O — 0,09; MgO — не обн.; CaO — 0,47; NiO — 37,24; Al_2O_3 — 20,16; Fe_2O_3 — 1,78; Cr_2O_3 — 0,06; H_2O^+ — 26,60; H_2O^- — 3,48; SiO_2 (кварц) — 10,17; сумма — 100,51. Легко растворим в HCl, при обработке разбавленной HCl (0,01 N) выщелачивается никель.

На кривой нагревания — эндотермические понижения при $185-230^{\circ}$ и при $350-374^{\circ}$. Кривая обезвоживания указывает на выделение воды в два приема. Нагревание при 360° в течение 45 мин. разрушает минерал.

Встречен около села Таково в Сербии (Югославия) на контакте известняка с метаморфизованным серпентинитом в ассоциации с «айдырлитом», гиббситом и аллофаном. Образовался при разложении галлуазита и гаршиерита.

Необходимо дополнительное изучение минерала (рентгенограмма его сходна с рентгенограммами каолининовых минералов).

Межплоскостные расстояния таковита								
Fe-K α -излучение, $D = 190$ мм								
<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>
001	10	7,566		2	2,031		3ш	1,401
002	9	3,767		9	1,917		6	1,373
	4	2,603		7ш	1,708		5	1,256
003	9	2,552		6ш	1,613		1ш	1,241
	5ш	2,375		8	1,510		4	1,183
	8	2,264		8	1,483			

Л и т е р а т у р а

1. Максимович З. Зап. Српск. геол. друштва за 1955 г., 1957, 249.

Гидроокись ванадия. Пластинки и иголки в тесной ассоциации с урановой смолкой в ураноносных песчаниках СССР. Не охарактеризована (Сапожников Д. Г., Виселкина М. А. Геология рудных м-ний, 1962, № 3, 36).

СПИСОК МИНЕРАЛОВ ПО ЭЛЕМЕНТАМ

Как и в предыдущих выпусках настоящего издания, в список вошли минералы и их разновидности, в которых элементы фиксируются в формуле (их содержание составляет целые проценты). Названия минералов, содержащих примеси редких или рассеянных элементов (характер вхождения их не всегда ясен), указаны в скобках. Названия недостаточно изученных и сомнительных минералов даны с вопросительным знаком.

Элементы и минералы приведены в алфавитном порядке.

А л ю м и н и й

Алмохромит	$\text{Fe}(\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$
Аутомолит	$(\text{Zn}, \text{Mg}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{O}_4$
Байерит	$\text{Al}(\text{OH})_3$
Бёмит	AlOOH
Браунмиллерит	$2\text{CaO} \cdot (\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3$
Галаксит	$(\text{Mn}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{O}_4$
Ганит	ZnAl_2O_4
Герцинит	FeAl_2O_4
Гиббсит	$\text{Al}(\text{OH})_3$
Гидрокалюмит	$\text{Ca}_4\text{Al}_2(\text{OH})_{13}(\text{OH}, \text{CO}_3, \text{Cl}) \cdot n\text{H}_2\text{O}^?$
Гидроталькит	$\text{Mg}_6\text{Al}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Диаспор	AlOOH
Дислюит	$(\text{Zn}, \text{Fe}, \text{Mn})(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_4$
Ибонит	$(\text{Ca}, \text{TR})(\text{Al}, \text{Ti}, \text{Fe})_{12}\text{O}_{19}$
Кафетит	$(\text{Ca}, \text{Mg})(\text{Fe}, \text{Al})_2\text{Ti}_4\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Крейттонит	$(\text{Zn}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{O}_4$
Литиофорит	$(\text{Al}, \text{Li})\text{MnO}_2(\text{OH})_2$
Лодочниковит?	
Магнетоплюм-бит	$\text{Pb}(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Ti}, \text{Al})_{12}\text{O}_{19}$
Майенит	$12\text{CaO} \cdot 7\text{Al}_2\text{O}_3$
Манассеит	$\text{Mg}_6\text{Al}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Мауритцит	$2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{O} \cdot (\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2\text{O}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Медамаит?	
Метатанталат	
Ca, Mg и Al?	
Нигерит	$(\text{Sn}, \text{Zn}, \text{Fe}^{2+})_{2-x}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_4(\text{O}, \text{OH})_8^?$
Нордстрандит	$\text{Al}(\text{OH})_3$
Плеонаст	$(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{O}_4$
Прайдерит	$(\text{K}, \text{Ba})_{2-y}(\text{Ti}, \text{Fe}, \text{Al})_8\text{O}_{16}$
Симпсонит	$\text{Al}_4\text{Ta}_3\text{O}_{13}(\text{OH})$

Скарброит	$12\text{Al}(\text{OH})_3 \cdot \text{Al}_2(\text{CO}_3)_3$
Таафеит	$\text{BeMgAl}_4\text{O}_8$
Таковит	$\text{Ni}_5\text{Al}_4\text{O}_2(\text{OH})_{18} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Тучанит?	
Улигит	$\text{Ca}(\text{Ti}, \text{Al}, \text{Zr})_3\text{O}_6?$
Хёгбомит	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Ti}, \text{Zn})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_4(\text{O}, \text{OH})_8$
Хлорошпинель	$\text{Mg}(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_4$
Хризоберилл	Al_2BeO_4
Хромгерцинит	$\text{Fe}(\text{Al}, \text{Cr})_2\text{O}_4$
Хромпикотит	$(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$
Хромшпинели	$(\text{Fe}, \text{Mg})(\text{Cr}, \text{Fe}, \text{Al})_2\text{O}_4$
Шпинель	MgAl_2O_4

Барий

Бильетит	$\text{BaU}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_6 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Голландит	$\text{Ba}_{2-y}\text{Mn}_{8-z}(\text{O}, \text{OH})_{16}$
Прайдерит	$(\text{K}, \text{Ba})_{2-y}(\text{Ti}, \text{Fe}, \text{Al})_8\text{O}_{16}$
Псиломелан	$(\text{Ba}, \text{Mn}^{2+} \dots)_3(\text{O}, \text{OH})_6\text{Mn}_8^{4+}\text{O}_{16}$
Тодорокит	$(\text{Mn}^{2+}, \text{Ca}, \text{Mg}, \text{Ba})_2\text{Mn}_5^{4+}\text{O}_{12} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$

Бериллий

Гидроокись бериллия	$\text{Be}(\text{OH})_2$
Сведенборгит	$\text{NaBe}_4\text{SbO}_7$
Таафеит	$\text{BeMgAl}_4\text{O}_8$
Хризоберилл (Гиббсит)	Al_2BeO_4

Бор

Метаборит	HBO_3
Сассолин (Иттротанталит)	$\text{B}(\text{OH})_3$
(Приорит)	
(Псиломелан)	
(Самарскит)	
(Эвксенит)	

Ванадий

Ваноксит	$2\text{V}_2\text{O}_4 \cdot \text{V}_2\text{O}_5 \cdot 8\text{H}_2\text{O}?$
Гидроокись ванадия?	
Даттонит	$\text{VO}(\text{OH})_2$
Долоресит	$\text{V}_3\text{O}_4(\text{OH})_4$
Корвусит	$\text{V}_2\text{O}_4 \cdot 6\text{V}_2\text{O}_5 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Кульсонит	FeV_2O_4
Монтрозейт	VOOH
Ноланит	$(\text{Fe}^{2+}, \text{V}^{3+})_4\text{V}_6^{4+}\text{O}_{16}$
Протодолоресит	$\text{V}_3\text{O}_3(\text{OH})_5?$
Робеллазит?	

Фернандинит	$\text{CaO} \cdot \text{V}_2\text{O}_4 \cdot 5\text{V}_2\text{O}_5 \cdot 14\text{H}_2\text{O}$
Хеггит	$\text{V}_2\text{O}_2(\text{OH})_3?$
(Ванадомагнетит)	
(Давидит)	
(Ильменит)	
(Магнетит)	
(Псиломелан)	
(Сурик)	
(Хризоберилл)	
(Хромит)	
(Шпинель)	

Внемут

Бисмутотанталит	$\text{Bi}(\text{Ta}, \text{Nb})\text{O}_4$
Вестрениит	$(\text{Bi}, \text{Ca})(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_6(\text{OH})$
Кёхлинит	Bi_2MoO_6
Тацнит?	
Ураносферит	$\text{Bi}(\text{OH})\text{UO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Шетелиит	$(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Sb}, \text{Fe}, \text{Bi})_2(\text{Ti}, \text{Ta}, \text{Nb}, \text{W})_2(\text{O}, \text{OH})_7$
(Биндгеймит)	
(Микролит)	
(Стибиокolumбит)	

Вольфрам

Гидротунгстит	$\text{WO}_2(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Иттротунгстит	$\text{Y}_2\text{W}_5\text{O}_{14}(\text{OH})_8$
Робеллазит?	
Тунгстит	$\text{WO}_2(\text{OH})_2$
Шетелиит	$(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Sb}, \text{Fe}, \text{Bi})_2(\text{Ti}, \text{Ta}, \text{Nb}, \text{W})_2(\text{O}, \text{OH})_7$
(Вад)?	
(Иксиолит)	
(Иттрокразит)	
(Колумбит)	
(Микролит)	
(Псиломелан)	
(Танталит)	
(Фергусонит)	

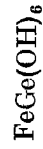
Галлий

Зёнгит	$\text{Ga}(\text{OH})_3$
(Брусит)	
(Ганит)	
(Гиббсит)	
(Диаспор)	
(Магнетит)	
(Хризоберилл)	
(Шпинель)	

Гафний

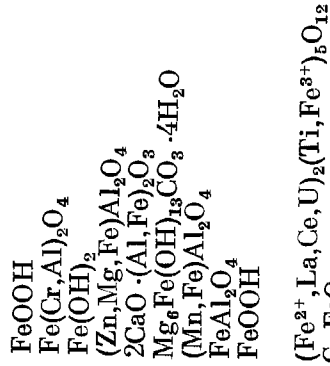
См. цирконий

Германий

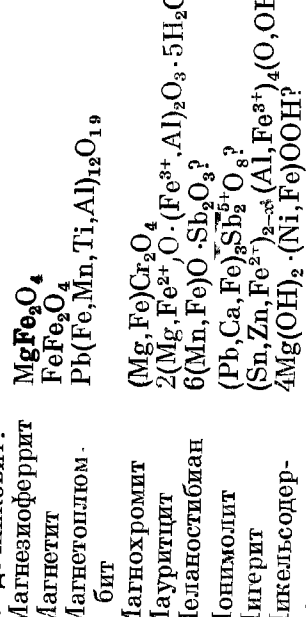
Стоттит
(Магнетит)
(Эвксенит)

Железо

Адельфолит?
Акаганеит
Алюмохромит
Амакинит
Аутомолит
Браунмиллерит
Бруньяте-ллит
Галаксит
Герцинит
Гётит
Гидрокассит?
Давидит
Делафоссит
Дербилизит
Дислюит
Ибонит
Иксолизит
Ильменит
Иттротанталит
Кальковскийит
Кальциррит
Кафсит
Кеннедит
Коллинит
Колумбит
Кобеит
Кохелит?
Крейттонит
Кульсонит
Ландауит
Лагратит
Лепидокрокит
Лодочниковит?
Магнезиоферрит
Магнетит
Магнетоплюм-
бит



Ильменит
Иттротанталит
Кальковскийит
Кальциррит
Кафсит
Кеннедит
Коллинит
Колумбит
Кобеит
Кохелит?
Крейттонит
Кульсонит
Ландауит
Лагратит
Лепидокрокит
Лодочниковит?
Магнезиоферрит
Магнетит
Магнетоплюм-
бит



Магнохромит
Мауритит
Меланостибиан
Моншилит
Нинерит
Никель-содер-
жащая гидро-
окись магния

Ноланит	(Fe ²⁺ ,V ³⁺) ₄ V ⁴⁺ O ₁₆
Оловотанталит	(Ta,Nb,Mn,Sn,Fe) ₂ O ₄
Пироауриит	Mg ₆ Fe ₂ (OH) ₁₆ CO ₃ ·4H ₂ O
Плеонаст	(Mg,Fe)Al ₂ O ₄
Плюмбоникобит	(Y,Yb,Gd) ₂ (Fe,Pb,Ca,U)Nb ₂ O ₇ ?
Плюмбоферрит	PbFe ₄ O ₇ ?
Прайдерит	(K,Ba) ₂₋₃ (Ti,Fe,Al) ₈ O ₁₆
Псевдобрукит	Fe ₂ TiO ₅
Ромбомаг- ноякобсит	(Mn ²⁺ ,Mg)(Mn ³⁺ ,Fe ³⁺) ₂ O ₄
Роменит	(Ca,Na,Fe,Mn) ₂ Sb ₂ ⁵⁺ O ₆ (O,OH,F)
Самарскит	(Y,TR,U,Ca,Fe ²⁺)(Nb,Ta,Fe ³⁺ ,Ti)O ₄
Сенаит	(Fe,Mn,Pb)TiO ₃
Стибферрит?	
Стоттит	FeGe(OH) ₆
Танталит	(Fe,Mn)(Ta,Nb) ₂ O ₆
Тапшолит	Fe(Ta,Nb) ₂ O ₆
Треворит	NiFe ₂ O ₄
Тришугит	FeSb ₂ O ₆ ?
Ульвешпинель	Fe ₂ TiO ₄
Уоджкит	(Ta,Nb,Mn,Sn,Fe) ₂ O ₄
Феррогин?	
Ферробрусит	(Fe,Mn,Zn)Fe ₂ O ₄
Ферростибан?	
Феррофранк- линит	(Zn,Mn)Fe ₂ O ₄
Франклинит	Na ₂ Fe ₂ Ti ₇ O ₁₈ ?
Фройденбергит	(Mg,Fe ²⁺ ,Ti,Zn) ₂ (Al,Fe ³⁺) ₄ (O,OH) ₈
Хёйбомит	Mg(Al,Fe) ₂ O ₄
Хлорошпинель	
Хондростибан?	
Хромит	FeCr ₂ O ₄
Хромогерцинит	Fe(Al,Cr) ₂ O ₄
Хромшиготит	(Mg,Fe)(Cr,Al) ₂ O ₄
Хромшпинесли	(Fe,Mg)(Cr,Fe,Al) ₂ O ₄
Цирфесит	ZrO ₂ ·Fe ₂ O ₃ ·SiO ₂ ·nH ₂ O?
Шафаршикт	FeSb ₂ O ₄
Шёгрениит	Mg ₆ Fe ₂ (OH) ₁₆ CO ₃ ·4H ₂ O
Шегелиит	(Ca,Mn,Sb,Fe,Bi) ₂ (Ti,Ta,Nb,W) ₂ (O,OH) ₇
Якобсит	MnFe ₂ O ₄
	Индий
Джалиндит (Гётит)	In(OH) ₃
(Магнетит) (Псиломелан)	
	Калий
Бёрнесит	(Ca,Mg,Na,K) _x (Mn ⁴⁺ ,Mn ²⁺)(O,OH) ₂ ?
Кларкеит	(Na,K) _{2-3x} (Ca,Pb) _x U ₂ O ₇ ·yH ₂ O
Компреньясит	K ₂ U ₆ O ₁₆ (OH) ₆ ·8H ₂ O
Криптомелан	K ₂₋₃ Mn _{8-z} (O,OH) ₁₆
Прайдерит	(K,Ba) ₂₋₃ (Ti,Fe,Al) ₈ O ₁₆

К а л ь ц и й

Беккерелит	$\text{CaU}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_6 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Белянкинит	$\text{Ca}(\text{Ti}, \text{Nb})_6(\text{O}, \text{OH})_{16} \cdot 8\text{H}_2\text{O}?$
Бёрнессит	$(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Na}, \text{K})_x(\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{2+})(\text{O}, \text{OH})_2?$
Бетафит	$(\text{Ca}, \text{U}, \text{TR})_{2-m}(\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6(\text{O}, \text{F})_{1-n} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Биндгеймит	$(\text{Pb}, \text{Ca})_{2-x}\text{Sb}_2^{5+}(\text{O}, \text{OH})_{6-x} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Браунмиллерит	$2\text{CaO} \cdot (\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3$
Вёлсендорфит	$(\text{Pb}, \text{Ca})\text{U}_2\text{O}_7 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Вестгрениит	$(\text{Bi}, \text{Ca})(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_6(\text{OH})$
Герасимовскит	$(\text{Mn}, \text{Ca})(\text{Nb}, \text{Ti})_6(\text{O}, \text{OH})_{16} \cdot 8\text{H}_2\text{O}?$
Гидрокалюмит	$\text{Ca}_4\text{Al}_2(\text{OH})_{13}(\text{OH}, \text{CO}_3, \text{Cl}) \cdot n\text{H}_2\text{O}?$
Гидрокассит?	
Гидроромеит	$\text{Ca}_{2-x}\text{Sb}_2^{5+}(\text{O}, \text{OH})_{6-x} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Ибопит	$(\text{Ca}, \text{TR})(\text{Al}, \text{Ti}, \text{Fe})_{12}\text{O}_{19}$
Кальциртит	$\text{Ca}(\text{Ca}, \text{Zr})_2\text{Zr}_4(\text{Ti}, \text{Fe})_2\text{O}_{16}$
Кассит	$\text{CaTi}_2\text{O}_4(\text{OH})_2$
Кафетит	$(\text{Ca}, \text{Mg})(\text{Fe}, \text{Al})_2\text{Ti}_4\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Кларкеит	$(\text{Na}, \text{K})_{2-2x}(\text{Ca}, \text{Pb})_x\text{U}_2\text{O}_7 \cdot y\text{H}_2\text{O}$
Латрапит	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Nb}, \text{Ti}, \text{Fe})\text{O}_3$
Лодочниковит?	
Лопарит	$(\text{Na}, \text{Ce}, \text{Ca})(\text{Ti}, \text{Nb})\text{O}_3$
Майенит	$12\text{CaO} \cdot 7\text{Al}_2\text{O}_3$
Марокит	CaMn_2O_4
Мегатанталат	
Ca, Mg и Al?	
Микролит	$(\text{Ca}, \text{Na}, \text{U})_{2-m}(\text{Ta}, \text{Nb}, \text{Ti})_2\text{O}_6(\text{O}, \text{F})_{1-n}$
Монимолит	$(\text{Pb}, \text{Ca}, \text{Fe})_3\text{Sb}_2^{5+}\text{O}_8?$
Черовскит	CaTiO_3
Плюмбониобит	$(\text{Y}, \text{Yb}, \text{Gd})_2(\text{Fe}, \text{Pb}, \text{Ca}, \text{U})\text{Nb}_2\text{O}_7?$
Полимигнит	$(\text{Ca}, \text{TR})(\text{Zr}, \text{Ti}, \text{Nb})_2\text{O}_6$
Пироклор	$(\text{Ca}, \text{Na}, \text{U}, \text{TR})_{2-m}(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_2\text{O}_6 \cdot (\text{O}, \text{F})_{1-n} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Портландит	$\text{Ca}(\text{OH})_2$
Рансьеит	$(\text{Ca}, \text{Mn}^{2+})\text{Mn}_4^{4+}\text{O}_9 \cdot 3\text{H}_2\text{O}?$
Редледжеит	$(\text{Mg}, \text{Ca}, \text{OH}, \text{H}_2\text{O})_{2-y}(\text{Ti}, \text{Cr}, \text{Si})_8\text{O}_{16}?$
Ромеит	$(\text{Ca}, \text{Na}, \text{Fe}, \text{Mn})_2\text{Sb}_2^{5+}\text{O}_6(\text{O}, \text{OH}, \text{F})$
Самарскит	$(\text{Y}, \text{TR}, \text{U}, \text{Ca}, \text{Fe}^{2+})(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti})\text{O}_4$
Стибиконит	$(\text{Sb}^{3+}, \text{Ca})_{2-x}\text{Sb}_2^{5+}(\text{O}, \text{OH})_{6-x} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Танталбетафит	$(\text{Ca}, \text{U}, \text{Y})_{2-x}(\text{Ta}, \text{Ti}, \text{Nb})_2\text{O}_6-x(\text{OH})_{1+x}$
Тодорокит	$(\text{Mn}^{2+}, \text{Ca}, \text{Mg}, \text{Ba})_2\text{Mn}_5^{4+}\text{O}_{12} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Улигит	$\text{Ca}(\text{Ti}, \text{Al}, \text{Zr})_2\text{O}_6?$
Фернадинит	$\text{CaO} \cdot \text{V}_2\text{O}_4 \cdot 5\text{V}_2\text{O}_5 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Ферсмит	$(\text{Ca}, \text{TR})(\text{Nb}, \text{Ti})_2(\text{O}, \text{OH})_6$
Циркелит	$\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$
Шетелигит	$(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Sb}, \text{Fe}, \text{Bi})_2(\text{Ti}, \text{Ta}, \text{Nb}, \text{W})_2(\text{O}, \text{OH})_7$
Экзотермит	$(\text{Ca}, \text{Mg})\text{O} \cdot 4,5\text{MnO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}?$

К о б а л ь т

Гетерогенит	CoOOH
Минералы без названия?	

(Ганит)
(Ильменит)
(Магнетит)
(Псиломелан)
(Хризоберилл)

К р е м н и й

Кальковскит	$(\text{Fe}, \text{Ce})_2(\text{Ti}, \text{Si})_4\text{O}_{11}?$
Редледжеит	$(\text{Mg}, \text{Ca}, \text{OH}, \text{H}_2\text{O})_{2-y}(\text{Ti}, \text{Cr}, \text{Si})_8\text{O}_{16}?$
Цирфесит	$\text{ZrO}_2 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}?$

Л и т и й

Литиофорит	$(\text{Al}, \text{Li})\text{MnO}_2(\text{OH})_2$
(Александрит)	
(Вад?)	

М а г н и й

Аутомолит	$(\text{Zn}, \text{Mg}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{O}_4$
Барбертонит	$\text{Mg}_6\text{Cr}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Бёрнессит	$(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Na}, \text{K})_x(\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{2+})(\text{O}, \text{OH})_2?$
Блестрёмит	$\text{MgSb}_2(\text{O}, \text{OH})_6$
Брусит	$\text{Mg}(\text{OH})_2$
Бруньятеллит	$\text{Mg}_6\text{Fe}(\text{OH})_{13}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Гейкилит	MgTiO_3
Гидроталькит	$\text{Mg}_6\text{Al}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Кафетит	$(\text{Ca}, \text{Mg})(\text{Fe}, \text{Al})_2\text{Ti}_4\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Кеннедит	$\text{Fe}_2\text{MgTi}_3\text{O}_{10}$
Колингит	$\text{Mg}_{10}\text{Fe}_2(\text{OH})_{24}\text{CO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Лодочниковит?	
Магнезиоферрит	MgFe_2O_4
Магноколумбит	
Магномагнетит	$(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Fe}_2\text{O}_4$
Манассеит	$\text{Mg}_6\text{Al}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Магнохромит	$(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Cr}_2\text{O}_4$
Мауритцит	$2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{O} \cdot (\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2\text{O}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Мегатанталат	
Ca, Mg и Al?	
Минерал	
Дюрфельда?	
Никельсодержащая гидроокись магния	$4\text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot (\text{Ni}, \text{Fe})\text{OOH}?$
Пикроильменит	$(\text{Fe}, \text{Mg})\text{TiO}_3$
Пироаурит	$\text{Mg}_6\text{Fe}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Плеонаст	$(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{O}_4$
Редледжеит	$(\text{Mg}, \text{Ca}, \text{OH}, \text{H}_2\text{O})_{2-y}(\text{Ti}, \text{Cr}, \text{Si})_8\text{O}_{16}?$
Ромбомагно-якобит	$(\text{Mn}^{2+}, \text{Mg})(\text{Mn}^{3+}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4$
Стихтит	$\text{Mg}_6\text{Cr}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Таафеит	$\text{BeMgAl}_4\text{O}_8$
Тодорокит	$(\text{Mn}^{2+}, \text{Ca}, \text{Mg}, \text{Ba})_2\text{Mn}_5^{4+}\text{O}_{12} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Хёгбомит	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Ti}, \text{Zn})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_4(\text{O}, \text{OH})_8$
Хлорошпинель	$\text{Mg}(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_4$

Хромшикозит	$(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$
Хромшпинели	$(\text{Fe}, \text{Mg})(\text{Cr}, \text{Fe}, \text{Al})_2\text{O}_4$
Шёгрениит	$\text{Mg}_6\text{Fe}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Шпинель	MgAl_2O_4
Экзотермит	$(\text{Ca}, \text{Mg})\text{O} \cdot 4,5\text{MnO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}?$
Марганец	
Адельфолит?	
Базилит?	
Бекстрёмит?	$\text{Mn}(\text{OH})_2$
Белдонгрит?	
Бёрнессит	$(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Na}, \text{K})_x(\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{2+})(\text{O}, \text{OH})_2?$
Вад?	
Викманит	$\text{MnSn}(\text{OH})_6$
Вудраффит	$(\text{Zn}, \text{Mn}^{2+})_2\text{Mn}_5^{4+}\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Галаксит	$(\text{Mn}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{O}_4$
Гаусманнит	MnMn_2O_4
Герасимовскит	$(\text{Mn}, \text{Ca})(\text{Nb}, \text{Ti})_6(\text{O}, \text{OH})_{16} \cdot 8\text{H}_2\text{O}?$
Гетеролит	ZnMn_2O_4
Гидрогаусманнит?	
Гидрогетеролит	$\text{HZnMn}_{2-x}\text{O}_4$
Голландит	$\text{Ba}_{2-z}\text{Mn}_{8-z}(\text{O}, \text{OH})_{16}$
Гроутит	MnOOH
Дислоит	$(\text{Zn}, \text{Fe}, \text{Mn})(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_4$
Иксиолит	$(\text{Ta}, \text{Nb}, \text{Sn}, \text{Fe}, \text{Mn})_2\text{O}_4$
Квенселит	$\text{PbMnO}_2(\text{OH})$
Колумбит	$(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6$
Коронадит	$\text{Pb}_{2-z}\text{Mn}_{8-z}(\text{O}, \text{OH})_{16}$
Креднерит	$\text{Cu}_2\text{Mn}_2\text{O}_5?$
Криптомелан	$\text{K}_{2-z}\text{Mn}_{6-z}(\text{O}, \text{OH})_{16}$
Ландауит	$(\text{Zn}, \text{Mn}, \text{Fe})\text{Ti}_3\text{O}_7$
Литиофорит	$(\text{Al}, \text{Li})\text{MnO}_2(\text{OH})_2$
Магнетошломбит	$\text{Pb}(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Ti}, \text{Al})_{12}\text{O}_{19}$
Магнетостибиан?	
Манганбрусит	
Манганийльменит	$(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Ti})\text{O}_3$
Манганит	MnOOH
Манганмагнетит	$(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Fe}_2\text{O}_4$
Манганостибиит?	
Марганцовый танталат?	$\text{MnTa}_2\text{O}_6?$
Марокит	CaMn_2O_4
Меланостибиан	$6(\text{Mn}, \text{Fe})\text{O} \cdot \text{Sb}_2\text{O}_3?$
Минералы без названия?	
Оловотанталит	$(\text{Ta}, \text{Nb}, \text{Mn}, \text{Sn}, \text{Fe})_2\text{O}_4$
Пирохроит	$\text{Mn}(\text{OH})_2$

Пирофанит	$MnTiO_3$
Псиломелан	$(Ba, Mn^{2+} \dots)_3(O, OH)_6 Mn^{4+}_8 O_{16}$
Рансьеит	$(Ca, Mn^{2+}) Mn_4^{4+} O_9 \cdot 3H_2O?$
Ромбомагно- якобит	$(Mn^{2+}, Mg)(Mn^{3+}, Fe^{3+})_2 O_4$
Ромеит	$(Ca, Na, Fe, Mn)_2 Sb_2^{5-} O_6(O, OH, F)$
Сенаит	$(Fe, Mn, Pb)TiO_3$
Танталит	$(Fe, Mn)(Ta, Nb)_2 O_6$
Тодорокит	$(Mn^{2+}, Ca, Mg, Ba)_2 Mn_5^{4+} O_{12} \cdot 3H_2O$
Уоджинит	$(Ta, Nb, Mn, Sn, Fe)_2 O_4$
Файткнехтит?	$MnOOH$
Ферростибиан?	
Франклинит	$(Zn, Mn)Fe_2 O_4$
Халькофанит	$ZnMn_3 O_7 \cdot 3H_2O$
Хондростибиан?	
Цезаролит	$PbMn_3 O_7 \cdot H_2O?$
Шетелигит	$(Ca, Mn, Sb, Fe, Bi)_2 (Ti, Ta, Nb, W)_2 (O, OH)_7$
Экзотермит	$(Ca, Mg)O \cdot 4,5 MnO_2 \cdot 3H_2O?$
Якобит	$MnFe_2 O_4$

Медь

Аммиолит?	
Ванденбрандеит	$CuO \cdot UO_3 \cdot 2H_2O$
Делафоссит	$CuFeO_2$
Креднерит	$Cu_2 Mn_2 O_5?$
Мердокит	$Cu_6 PbO_8$
Партцит	$Cu_y Sb_{2-x} (O, OH, H_2O)_{6-7}?$
Тришккит	$CuAs_2 O_4$

Молибден

Кёхлинит	$Bi_2 MoO_6$
Моурит	$(UO_2 + UO_3) \cdot 5,5 MoO_3 \cdot 5,3 H_2O?$
Седовит	$UO_2 \cdot 2MoO_3$
Умохоит	$UMoO_6(H_2O)_2 \cdot 0-2H_2O$
(Корвусит)	
(Магнетит)	
(Фернандинит)	

Мышьяк

Тацнит?	
Тришккит	$CuAs_2 O_4$
(Гидроромеит)	
(Стибиконит)	

Натрий

Бёрнессит	$(Ca, Mg, Na, K)_x (Mn^{4+}, Mn^{2+}) (O, OH)_2?$
Иринит	$(Na, Ce, Th)_{1-x} (Ti, Nb)O_{3-x} (OH)_x?$
Кларкеит	$(Na, K)_{2-2x} (Ca, Pb)_x U_2 O_7 \cdot y H_2O$
Латрапит	$(Ca, Na)(Nb, Ti, Fe)O_3$
Лопарит	$(Na, Ce, Ca)(Ti, Nb)O_3$
Луешит	$NaNbO_3$

Микролит	$(Ca, Na, U)_{2-m} (Ta, Nb, Ti)_2 O_6 (O, F)_{1-n}$
Натрониобит	$NaNb_2 O_5 (OH)$
Ниоболопарит	$(Na, Ce)(Ti, Nb)(O, OH)_3$
Пироклор	$(Ca, Na, U, TR)_{2-m} (Nb, Ta, Ti)_2 O_6 (O, F)_{1-n} \cdot nH_2O$
Ромеит	$(Ca, Na, Fe, Mn)_2 Sb_2^+ O_6 (O, OH, F)$
Сведенборгит	$NaBe_4 SbO_7$
Фройденбергит	$Na_2 Fe_2 Ti_7 O_{18} ?$

Никель

Гидроокись никеля (Джембора и Бойла)	$4Ni(OH)_2 \cdot NiOOH$
Гидроокись никеля (Уилльямса)	$Ni(OH)_2$
Никельсодержащая гидроокись магния	$4Mg(OH)_2 \cdot (Ni, Fe)OOH ?$
Окись никеля?	$Ni_3 O_4 ?$
Таковит	$Ni_5 Al_4 O_2 (OH)_{18} \cdot 6H_2O$
Треворит (Ильменит) (Магнетит) (Псиломелан)	$NiFe_2 O_4$

Ниобий

Адельфолит?	
Белянкинит	$Ca(Ti, Nb)_6 (O, OH)_{16} \cdot 8H_2O ?$
Бетафит	$(Ca, U, TR)_{2-m} (Ti, Nb, Ta)_2 O_6 (O, F)_{1-n} \cdot nH_2O$
Бисмутотанталит	$Bi(Ta, Nb)O_4$
Вестгрениит	$(Bi, Ca)(Ta, Nb)_2 O_6 (OH)$
Герасимовскит	$(Mn, Ca)(Nb, Ti)_6 (O, OH)_{16} \cdot 8H_2O ?$
Гимараесит?	
Иксиолит	$(Ta, Nb, Sn, Fe, Mn)_2 O_4$
Иринит	$(Na, Ce, Th)_{1-x} (Ti, Nb) O_{3-x} (OH)_x ?$
Итротанталит	$(Y, Er, Fe)(Ta, Nb)O_4$
Кобеит	$Y (Ti, Zr, Fe, Nb)_3 O_7$
Колумбит	$(Fe, Mn)(Nb, Ta)_2 O_6$
Кохелит?	
Латрапит	$(Ca, Na)(Nb, Ti, Fe)O_3$
Лопарит	$(Na, Ce, Ca)(Ti, Nb)O_3$
Луешит	$NaNbO_3$
Металлопарит?	
Микролит	$(Ca, Na, U)_{2-m} (Ta, Nb, Ti)_2 O_6 (O, F)_{1-n}$
Натрониобит	$NaNb_2 O_5 (OH)$
Ниоболопарит	$(Na, Ce)(Ti, Nb)(O, OH)_3$
Оловотанталит	$(Ta, Nb, Mn, Sn, Fe)_2 O_4$
Пиррит?	

Пироклор	$(Ca, Na, U, TR)_{2-m} (Nb, Ta, Ti)_2 O_6 (O, F)_{1-n} \cdot nH_2O$
Писекит?	
Плюмбониобит	$(Y, YbGd)_2 (Fe, Pb, Ca, U) Nb_2 O_7 ?$
Полимигнит	$(Ca, TR)(Zr, Ti, Nb)_2 O_6$
Приорит	$Y(Nb, Ti)_2 O_6$
Робеллазит?	
Самарскит	$(Y, TR, U, Ca, Fe^{2+})(Nb, Ta, Fe^{3+}, Ti)O_4$
Самирезит	$(U, TR)_{1-x} (Nb, Ti)_2 (O, OH)_{8-y} \cdot (x + y)H_2O ?$
Стибиокolumбит	$Sb(Nb, Ta)O_4$
Стибиотанталит	$Sb(Ta, Nb)O_4$
Танталит	$(Fe, Mn)(Ta, Nb)_2 O_6$
Тапиолит	$Fe(Ta, Nb)_2 O_6$
Танталбетафит	$(Ca, U, Y)_{2-x} (Ta, Ti, Nb)_2 O_{6-x} (OH)_{1+x}$
Торолит	$Sn(Ta, Nb)_2 O_7$
Уоджинит	$(Ta, Nb, Mn, Sn, Fe)_2 O_4$
Фергусонит	$Y(Nb, Ta)O_4$
Ферсмит	$(Ca, TR)(Nb, Ti)_2 (O, OH)_6$
Форманит	$Y(Ta, Nb)O_4$
Шетелигит	$(Ca, Mn, Sb, Fe, Bi)_2 (Ti, Ta, Nb, W)_2 (O, OH)_7$
Эвксенит	$Y(Nb, Ti, Ta)_2 (O, OH)_6$
Эпинит	$(Ce, Th)(Ti, Nb, Ta)_2 O_6$
(Браннерит)	
(Дизаналит)	
(Ильменит)	
(Кальциртит)	
(Магнетит)	
(Пирофанит)	
(Симпсонит)	
(Торутит)	
(Фройденбергит)	
(Циркелит)	

Олово

Викманит	$MnSn(OH)_6$
Гохшильдит	$5SnO_2 \cdot 2PbO \cdot nH_2O ?$
Иксиолит	$(Ta, Nb, Sn, Fe, Mn)_2 O_4$
Нигерит	$(Sn, Zn, Fe^{2+})_{2-x} (Al, Fe^{3+})_4 (O, OH)_8 ?$
Оловотанталит	$(Ta, Nb, Mn, Sn, Fe)_2 O_4$
Торолит	$Sn(Ta, Nb)_2 O_7$
Уоджинит	$(Ta, Nb, Mn, Sn, Fe)_2 O_4$
(Александрит)	
(Колумбит)	
(Лимаит)	
(Самирезит)	
(Симпсонит)	
(Танталит)	
(Фергусонит)	
(Эвксенит)	
(Эпинит)	

Платина

(Хромшпинель)

Редкие земли

Бетафит	$(Ca, U, TR)_{2-m} (Ti, Nb, Ta)_2 O_6 (O, F)_{1-n} \cdot nH_2O$
Гимараесит?	
Давидит	$(Fe^{2+}, La, Ce, U)_2 (Ti, Fe^{3+})_5 O_{12}$
Ибонит	$(Ca, TR)(Al, Ti, Fe)_{12} O_{19}$
Иттрокразит	$(Y, Th)Ti_2 (O, OH)_6?$
Иттроганталит	$(Y, Er, Fe)(Ta, Nb)O_4$
Иттротунгстит	$Y_2 W_5 O_{14} (OH)_8$
Иринит	$(Na, Ce, Th)_{1-x} (Ti, Nb)O_{3-x} (OH)_x?$
Кальковскит	$(Fe, Ce)_2 (Ti, Si)_4 O_{11}?$
Кобеит	$Y(Ti, Zr, Fe, Nb)_3 O_7$
Лопарит	$(Na, Ce, Ca)(Ti, Nb)O_3$
Металлопарит?	
Ниоболопарит	$(Na, Ce)(Ti, Nb)(O, OH)_3$
Пирохлор (мариньякит, об- ручевит)	$(Ca, Na, U, TR)_{2-m} (Nb, Ta, Ti)_2 O_6 (O, F)_{1-n} \cdot nH_2O$
Писекит?	
Плюмбониобит	$(Y, Yb, Gd_2)(Fe, Pb, Ca, U)Nb_2 O_7?$
Полимигнит	$(Ca, TR)(Zr, Ti, Nb)_2 O_6$
Приорит	$Y(Nb, Ti)_2 O_6$
Самарскит	$(Y, TR, U, Ca, Fe^{2+})(Nb, Ta, Fe^{3+}, Ti)O_4$
Самирезит	$(U, TR)_{1-x} (Nb, Ti)_2 (O, OH)_{8-y} \cdot (x+y)H_2O?$
Танталбетафит	$(Ca, U, Y)_{2-x} (Ta, Ti, Nb)_2 O_{6-x} (OH)_{1+x}$
Фергусонит	$Y(Nb, Ta)O_4$
Ферсмит	$(Ca, TR)(Nb, Ti)_2 (O, OH)_6$
Форманит	$Y(Ta, Nb)O_4$
Эвксенит	$Y(Nb, Ti, Ta)_2 (O, OH)_6$
Эшинит	$(Ce, Th)(Ti, Nb, Ta)_2 O_6$
(Браннерит)	
(Ильменит)	
(Кюпит)	
(Колумбит)	
(Латрапит)	
(Луешит)	
(Натрониобит)	
(Пирофанит)	
(Танталит)	
(Циркелит)	

Свинец

Биндгеймит	$(Pb, Ca)_{2-x} Sb_2^{5+} (O, OH)_{8-7} \cdot nH_2O$
Вандендрис- шеит	$PbO \cdot 7UO_3 \cdot 12H_2O$
Вёлсендорфит	$(Pb, Ca) U_2 O_7 \cdot 2H_2O$
Гохшпильдит	$5SnO_2 \cdot 2PbO \cdot nH_2O?$
Квенселит	$PbMnO_2(OH)$
Кларкеит	$(Na, K)_{2-2x} (Ca, Pb)_x U_2 O_7 \cdot yH_2O$
Коронадит	$Pb_{2-y} Mn_{8-z} (O, OH)_{16}$
Кюрит	$3PbO \cdot 8UO_3 \cdot 4H_2O$
Магнетоплюм- бит	$Pb(Fe, Mn, Ti, Al)_{12} O_{19}$

Масюйит	$3\text{PbO} \cdot 8\text{UO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}?$
Мёрдокит	Cu_6PbO_8
Монимолит	$(\text{Pb}, \text{Ca}, \text{Fe})_3\text{Sb}_2^{5+}\text{O}_8?$
Плюмбомик-ролит	
Плюмбониобит	$(\text{Y}, \text{Yb}, \text{Gd})_2(\text{Fe}, \text{Pb}, \text{Ca}, \text{U})\text{Nb}_2\text{O}_7?$
Плюмбоширо-хлор	
Плюмбоферрит	$\text{PbFe}_4\text{O}_7?$
Ришетит?	
Сенаит	$(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Pb})\text{TiO}_3$
Сурик	Pb_3O_4
Фурмарьерит	$\text{PbO} \cdot 4\text{UO}_3 \cdot 7-8\text{H}_2\text{O}$
Цезаролит	$\text{PbMn}_3\text{O}_7 \cdot \text{H}_2\text{O}?$

Серебро

Стетефельдит	$\text{Ag}_y\text{Sb}_{2-x}(\text{O}, \text{OH}, \text{H}_2\text{O})_{6-7}?$
Стибферрит?	
(Биндгеймит)	
(Коронгвит)	

Скандий

(Давидит)
(Ильменит)
(Магнетит)
(Перовскит)
(Пирохлор)
(Эвксенит)

Стронций

(Магнетит)
(Пирохлор)
(Псиломелан)
(Рейкебурит)

Сурьма

Аммиолит?	
Базилит?	
Биндгеймит	$(\text{Pb}, \text{Ca})_{2-x}\text{Sb}_2^{5+}(\text{O}, \text{OH})_{6-7} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Бистрёмит	$\text{MgSb}_2(\text{O}, \text{OH})_6$
Гематостибиит?	
Гидроромеит	$\text{Ca}_{2-x}\text{Sb}_2^{5+}(\text{O}, \text{OH})_{6-7} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Дербилит	$\text{Fe}_6\text{Ti}_6\text{Sb}_2\text{O}_{28}?$
Лампростибиан?	
Манганостибиит?	
Меланостибиан	$6(\text{Mn}, \text{Fe})\text{O} \cdot \text{Sb}_2\text{O}_3?$
Монимолит	$(\text{Pb}, \text{Ca}, \text{Fe})_3\text{Sb}_2^{5+}\text{O}_8?$
Ордоньезит	ZnSb_2O_6
Партцит	$\text{Cu}_y\text{Sb}_{2-x}(\text{O}, \text{OH}, \text{H}_2\text{O})_{6-7}?$
Ромеит	$(\text{Ca}, \text{Na}, \text{Fe}, \text{Mn})_2\text{Sb}_2^{5+}\text{O}_6(\text{O}, \text{OH}, \text{F})$
Сведенборгит	$\text{NaBe}_4\text{SbO}_7$
Сервантит	$\text{Sb}^{3+}\text{Sb}^{5+}\text{O}_4$

Стетefeldит	$Ag_xSb_{2-x}(O,OH,H_2O)_{6-7}?$
Стибиатил?	
Стибиконит	$(Sb^{3+},Ca)_{2-x}Sb_2^{5+}(O,OH)_{6-7} \cdot nH_2O$
Стибиоколумбит	$Sb(Nb,Ta)O_4$
Стибиотанталит	$Sb(Ta,Nb)O_4$
Стибферрит?	
Тацит?	
Трипугиит	$FeSb_2O_6?$
Ферростибиан?	
Хондростибиан?	
Шафарцикиит	$FeSb_2O_4$
Шетелигит	$(Ca,Mn,Sb,Fe,Bi)_2(Ti,Ta,Nb,W)_2 \cdot (O,OH)_7$

(Бисмутотанталит)

(Веслинит)

(Горолит)

Таллий

(Гётит)

(Манганит)

(Псиломелан)

Тантал

Адельфолит?	
Бетафит	$(Ca,U,TR)_{2-m}(Ti,Nb,Ta)_2O_6(O,F)_{1-n} \cdot nH_2O$
Бисмутотанталит	$Bi(Ta,Nb)O_4$
Вестгрениит	$(Bi,Ca)(Ta,Nb)_2O_6(OH)$
Гимараесит?	
Иксиолит	$(Ta,Nb,Sn,Fe,Mn)_2O_4$
Иттроганталит	$(Y,Er,Fe)(Ta,Nb)O_4$
Колумбит	$(Fe,Mn)(Nb,Ta)_2O_6$
Марганцовый танталат	$MnTa_2O_6?$
Метатанталат	
Ca, Mg и Al?	
Микролит	$(Ca,Na,U)_{2-m}(Ta,Nb,Ti)_2O_6(O,F)_{1-n}$
Оловотанталит	$(Ta,Nb,Mn,Sn,Fe)_2O_4$
Пироклор	$(Ca,Na,U,TR)_{2-m}(Nb,Ta,Ti)_2O_6(O,F)_{1-n} \cdot nH_2O$
Пиррит?	
Писекит?	
Полимигнит	$(Ca,TR)(Zr,Ti,Nb)_2O_6$
Робеллазит?	
Самарскит	$(Y,TR,U,Ca,Fe^{2+})(Nb,Ta,Fe^{3+},Ti)O_4$
Симпсонит	$Al_4Ta_3O_{13}(OH)$
Стибиоколумбит	$Sb(Nb,Ta)O_4$
Стибиотанталит	$Sb(Ta,Nb)O_4$
Танталбетафит	$(Ca,U,Y)_{2-x}(Ta,Ti,Nb)_2O_{6-x}(OH)_{1+x}$
Танталит	$(Fe,Mn)(Ta,Nb)_2O_6$
Ташиолит	$Fe(Ta,Nb)_2O_6$
Торолит	$Sn(Ta,Nb)_2O_7$

Уоджинит	$(Ta, Nb, Mn, Sn, Fe)_2O_4$
Фергусонит	$Y(Nb, Ta)O_4$
Форманит	$Y(Ta, Nb)O_4$
Шетелигит	$(Ca, Mn, Sb, Fe, Bi)_2(Ti, Ta, Nb, W)_2 \cdot (O, OH)_7$
Эвксенит	$Y(Nb, Ti, Ta)_2(O, OH)_6$
Эшинит	$(Ce, Th)(Ti, Nb, Ta)_2O_6$
(Белянкинит)	
(Браннерит)	
(Герасимовскит)	
(Дизаналит)	
(Иринит)	
(Лопарит)	
(Луешит)	
(Магнетит)	
(Ниоболопарит)	
(Приорит)	
(Самирезит)	
(Торутит)	
(Ферсмит)	
(Циркелит)	

Титан

Акчатовит?	
Белянкинит	$Ca(Ti, Nb)_6(O, OH)_{16} \cdot 8H_2O?$
Бетафит	$(Ca, U, TR)_{2-m}(Ti, Nb, Ta)_2O_6(O, F)_{1-n} \cdot nH_2O$
Браннерит	UTi_2O_6
Гейкилит	$MgTiO_3$
Герасимовскит	$(Mn, Ca)(Nb, Ti)_6(O, OH)_{16} \cdot 8H_2O?$
Гидрокассит?	
Гимараесит?	
Давидит	$(Fe^{2+}, La, Ce, U)_2(Ti, Fe^{3+})_5O_{12}$
Дербилит	$Fe_6Ti_6Sb_2O_{23}?$
Ибонит	$(Ca, TR)(Al, Ti, Fe)_{12}O_{19}$
Ильмениит	$FeTiO_3$
Иринит	$(Na, Ce, Th)_{1-x}(Ti, Nb)O_{3-x}(OH)_x?$
Иттрокразит	$(Y, Th)Ti_2(O, OH)_6?$
Кальковскит	$(Fe, Ce)_2(Ti, Si)_4O_{11}?$
Кальциртит	$Ca(Ca, Zr)_2Zr_4(Ti, Fe)_2O_{16}$
Кобеит	$Y(Ti, Zr, Fe, Nb)_3O_7$
Кассит	$CaTi_2O_4(OH)_2$
Кафетит	$(Ca, Mg)(Fe, Al)_2Ti_4O_{12} \cdot 4H_2O$
Кеннедит	$Fe_2MgTi_3O_{10}$
Ландауит	$(Zn, Mn, Fe)Ti_3O_7$
Латрапит	$(Ca, Na)(Nb, Ti, Fe)O_3$
Лопарит	$(Na, Ce, Ca)(Ti, Nb)O_3$
Магнетоплюм-бит	$Pb(Fe, Mn, Ti, Al)_{12}O_{19}$
Микролит	$(Ca, Na, U)_{2-m}(Ta, Nb, Ti)_2O_6(O, F)_{1-n}$
Минерал	
Дюрфельда?	
Ниоболопарит	$(Na, Ce)(Ti, Nb)(O, OH)_3$
Оливейраит	$3ZrO_2 \cdot 2TiO_2 \cdot 2H_2O?$

Перовскит	CaTiO_3
Пирофанит	MnTi_2O_7
Пирохлор	$(\text{Ca, Na, U, TR})_{2-m}(\text{Nb, Ta, Ti})_2\text{O}_6(\text{O, F})_{1-n} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Писекит?	
Полимигнит	$(\text{Ca, TR})(\text{Zr, Ti, Nb})_2\text{O}_6$
Прайдерит	$(\text{K, Ba})_{2-y}(\text{Ti, Fe, Al})_8\text{O}_{16}$
Приорит	$\text{Y}(\text{Nb, Ti})_2\text{O}_6$
Псевдобрукит	Fe_2TiO_5
Родлеждеит	$(\text{Mg, Ca, OH, H}_2\text{O})_{2-y}(\text{Ti, Cr, Si})_8\text{O}_{16}?$
Самарскит	$(\text{Y, TR, U, Ca, Fe}^{2+})(\text{Nb, Ta, Fe}^{3+}, \text{Ti})\text{O}_4$
Самирезит	$(\text{U, TR})_{1-x}(\text{Nb, Ti})_2(\text{O, OH})_{8-y} \cdot (x+y)\text{H}_2\text{O}?$
Сенаит	$(\text{Fe, Mn, Pb})\text{TiO}_3$
Танталбетафит	$(\text{Ca, U, Y})_{2-x}(\text{Ta, Ti, Nb})_2\text{O}_{6-x}(\text{OH})_{1+x}$
Титаноколумбит	
Титаномагнетит	
Торутит	$\text{ThTi}_2\text{O}_6?$
Улигит	$\text{Ca}(\text{Ti, Al, Zr})_3\text{O}_6?$
Ульвёшпинель	Fe_2TiO_4
Ферсмит	$(\text{Ca, TR})(\text{Nb, Ti})_2(\text{O, OH})_6$
Фройденбергит	$\text{Na}_2\text{Fe}_2\text{Ti}_7\text{O}_{18}?$
Хёгбомит	$(\text{Mg, Fe}^{2+}, \text{Ti, Zn})_2(\text{Al, Fe}^{3+})_4(\text{O, OH})_8$
Циркелит	$\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$
Шетелигит	$(\text{Ca, Mn, Sb, Fe, Bi})_2(\text{Ti, Ta, Nb, W})_2(\text{O, OH})_7$
Эвксенит	$\text{Y}(\text{Nb, Ti, Ta})_2(\text{O, OH})_6$
Эпинит	$(\text{Ce, Th})(\text{Ti, Nb, Ta})_2\text{O}_6$
(Льюисит)	
(Маузеит)	
(Фергусонит)	
(Форманит)	
(Шпинель)	

Торий

Иринит	$(\text{Na, Ce, Th})_{1-x}(\text{Ti, Nb})\text{O}_{3-x}(\text{OH})_x?$
Иттрокразит	$(\text{Y, Th})\text{Ti}_2(\text{O, OH})_6?$
Металопарит?	
Писекит?	
Торутит	$\text{ThTi}_2\text{O}_6?$
Эпинит	$(\text{Ce, Th})(\text{Ti, Nb, Ta})_2\text{O}_6$
(Белянкинит)	
(Бранперит)	
(Вад)?	
(Давидит)	
(Ильменит)	
(Иттротанталит)	
(Кобеит)	
(Колумбит)	
(Лопарит)	
(Магнетит)	
(Обручевит)	
(Приорит)	
(Самарскит)	
(Самирезит)	
(Танталит)	
(Фергусонит)	

(Ферсмит)
(Форманит)
(Циркезит)
(Эвксенит)

Уран

Акчатовит?	
Беккерелит	$\text{CaU}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_6 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Бетафит	$(\text{Ca}, \text{U}, \text{TR})_{2-m} (\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6(\text{O}, \text{F})_{1-n} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Билъетит	$\text{BaU}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_6 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Бранверит	UTi_2O_6
Ванденбрандеит	$\text{CuO} \cdot \text{UO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Вандендрисшеит	$\text{PbO} \cdot 7\text{UO}_3 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
Вёлсендорфит	$(\text{Pb}, \text{Ca})\text{U}_2\text{O}_7 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Гимараесит?	
Давидит	$(\text{Fe}^{2+}, \text{La}, \text{Ce}, \text{U})_2 (\text{Ti}, \text{Fe}^{3+})_5\text{O}_{12}$
Кларкеит	$(\text{Na}, \text{K})_{2-2x} (\text{Ca}, \text{Pb})_x \text{U}_2\text{O}_7 \cdot y\text{H}_2\text{O}$
Компреньясит	$\text{K}_2\text{U}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_6 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Кюрит	$3\text{PbO} \cdot 8\text{UO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Масюйит	$3\text{PbO} \cdot 8\text{UO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}?$
Метаскушит	$\text{UO}_3 \cdot (2-?)\text{H}_2\text{O}$
Микролит	$(\text{Ca}, \text{Na}, \text{U})_{2-m} (\text{Ta}, \text{Nb}, \text{Ti})_2\text{O}_6(\text{O}, \text{F})_{1-n}$
(уранмикролит)	
Моурит	$(\text{UO}_2 + \text{UO}_3) \cdot 5,5\text{MoO}_3 \cdot 5,3\text{H}_2\text{O}?$
Параскушит	$\text{UO}_2(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}?$
Пирохлор	$(\text{Ca}, \text{Na}, \text{U}, \text{TR})_{2-m} (\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_2\text{O}_6(\text{O}, \text{F})_{1-n} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
(уранпирохлор)	
Писекит?	
Плюмбониобит	$(\text{Y}, \text{Yb}, \text{Gd})_2(\text{Fe}, \text{Pb}, \text{Ca}, \text{U})\text{Nb}_2\text{O}_7?$
Ришетит?	
Самарскит	$(\text{Y}, \text{TR}, \text{U}, \text{Ca}, \text{Fe}^{2+}) (\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti})\text{O}_4$
Самирезит	$(\text{U}, \text{TR})_{1-x} (\text{Nb}, \text{Ti})_2(\text{O}, \text{OH})_{8-y} \cdot (x + y)\text{H}_2\text{O}?$
Седовит	$\text{UO}_2 \cdot 2\text{MoO}_3$
Скушит	$\text{UO}_2(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Танталбетафит	$(\text{Ca}, \text{U}, \text{Y})_{2-x} (\text{Ta}, \text{Ti}, \text{Nb})_2\text{O}_{6-x} (\text{OH})_{1+x}$
Умохоит	$\text{UMoO}_6(\text{H}_2\text{O})_2 \cdot 0-2\text{H}_2\text{O}$
Ураносферит	$\text{Bi}(\text{OH})\text{UO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Фурмарьерит	$\text{PbO} \cdot 4\text{UO}_3 \cdot 7-8\text{H}_2\text{O}$
Янтинит	$\text{UO}_2 \cdot 5\text{UO}_3 \cdot 10^{1/2} \text{H}_2\text{O}$
(Иттрокразит)	
(Иттротанталит)	
(Кобеит)	
(Колумбит)	
(Корвусит)	
(Магнетит)	
(Обручевит)	
(Псилоомелан)	
(Танталит)	
(Фергусонит)	
(Форманит)	
(Циркезит)	
(Эвксенит)	
(Эшинит)	

Хром

Алюмохромит	$\text{Fe}(\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$
Барбертонит	$\text{Mg}_6\text{Cr}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Магнохромит	$(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Cr}_2\text{O}_4$
Редледжеит	$(\text{Mg}, \text{Ca}, \text{OH}, \text{H}_2\text{O})_{2-4} (\text{Ti}, \text{Cr}, \text{Si})_8\text{O}_{16}?$
Стихтит	$\text{Mg}_6\text{Cr}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Хромит	FeCr_2O_4
Хроммагнетит	$\text{Fe}(\text{Fe}, \text{Cr})_2\text{O}_3$
Хромогерцинит	$\text{Fe}(\text{Al}, \text{Cr})_2\text{O}_4$
Хромшкотит	$(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$
Хромшпинели (Александрит) (Давидит) (Диаспор) (Ильменит)	$(\text{Fe}, \text{Mg})(\text{Cr}, \text{Fe}, \text{Al})_2\text{O}_4$

Цинк

Аутомолит	$(\text{Zn}, \text{Mg}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{O}_4$
Вудраффит	$(\text{Zn}, \text{Mn}^{2+})_2\text{Mn}_5^{4+}\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Ганит	ZnAl_2O_4
Гетеролит	ZnMn_2O_4
Гидрогетеролит	$\text{HZnMn}_{2-x}\text{O}_4$
Дислюит	$(\text{Zn}, \text{Fe}, \text{Mn})(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_4$
Крейттонит	$(\text{Zn}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{O}_4$
Ландауит	$(\text{Zn}, \text{Mn}, \text{Fe})\text{Ti}_3\text{O}_7$
Нигерит	$(\text{Sn}, \text{Zn}, \text{Fe}^{2+})_{2-x}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_4 (\text{O}, \text{OH})_8?$
Ордоэзбит	ZnSb_2O_6
Франклинит	$(\text{Zn}, \text{Mn})\text{Fe}_2\text{O}_4$
Халькофанит	$\text{ZnMn}_3\text{O}_7 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Хёгбомит	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Ti}, \text{Zn})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_4(\text{O}, \text{OH})_8$

Цирконий (гафний)

Кальциртит	$\text{Ca}(\text{Ca}, \text{Zr})_2\text{Zr}_4(\text{Ti}, \text{Fe})_2\text{O}_{16}$
Кобеит	$\text{Y}(\text{Ti}, \text{Zr}, \text{Fe}, \text{Nb})_3\text{O}_7$
Кохелит?	
Оливейраит	$3\text{ZrO}_2 \cdot 2\text{TiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}?$
Полимигнит	$(\text{Ca}, \text{TR})(\text{Zr}, \text{Ti}, \text{Nb})_2\text{O}_6$
Улигит	$\text{Ca}(\text{Ti}, \text{Al}, \text{Zr})_3\text{O}_6?$
Циркелит	$\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$
Цирфесит (Белянкинит) (Иксиолит) (Лопарит) (Луешит) (Микролит) (Перовскит) (Пирохлор) (Приорит) (Хромшпинели) (Эвксенит) (Эпинит)	$\text{ZrO}_2 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}?$

УКАЗАТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ ¹

- | | |
|--|--|
| <p>Абсит 433
 Авазит * 531
 Автомолит 37
 Адельфолит (Норденшельд) 339
 Адлерштейн 531
 Азоршприт 170
 Айталит 236
 Акаганеит 461, 510
 Акерит 24
 Акчатовит 460
 Александрит 124
 Аллофитит 618
 Альваролит 320
 Альмандин-шпинель 30
 Алуминобетафит 179
 Алюмоберезовит 20, 81
 Алюмоберилл 118
 Алюмогель 607
 Алюмогётит 531
 Алюмокобальтомелан 236
 Алумолимонит 531
 Алюмомагнетит 57, 74
 Алюмохромит 19, 20, 81
 железистый 20, 81
 магнезиальный 20, 81
 Алюмохромпикотит 20, 81
 железистый 81
 магнезиальный 81
 Алумоэпинит 369
 Амакинит 461, 484, 498
 Аммиолит 457
 Ампангабеит 331
 Аннеродит 304
 Аномалит 236
 Антимонпирохлор 138
 Автракс 24</p> | <p>Ареквисит * 135
 Аризонит * 286
 Арсеностибит 133
 Арсен-стибиконит 133
 Арсенстибит 133
 Асболоан 236
 Асболит 236
 Атопит 140
 Аутомолит 19, 24, 31, 37
 Афровад 236
 Ацердес 592
 Аэролит 531
 Аэтит 531</p> <p>Базаномелан 278
 Базилит 458
 Базилит 458
 Байерин 304
 Байерит 462, 606, 615
 Байстромит 239
 Байэрит 304
 Балас-рубин 30
 Баллагнус 30
 Балэ-рубин 30
 Балэ-шпинель 30
 Барбергонит 461, 470, 476
 Бархатная железная руда 525, 541
 Бархатная обманка 525, 541
 Барценит * 129
 Беккерелит 462, 554, 559
 Бекстрёмит 497
 Белдонгрит 223
 Белякиннит 13, 429, 443
 Бемагалит 110
 Бёмит 462, 535, 536
 Березовит 20, 81</p> |
|--|--|

¹ Полужирным шрифтом выделены названия описанных минералов и их разновидностей.

Светлым обозначены недостаточно изученные минералы, неупотребляемые синонимы, устаревшие и лишние названия.

Названия смесей даются со звездочкой.

Если одно название предложено для разных минералов, в скобках * указана фамилия автора, давшего название.

- Березовскит 20, 81
 Беринель 110
 Бёрнессит 11, 223, 234
 Бернонит 624
 Бетафит 10, 145, 172
 Бийетит 563
 Бишлетит 563
 Бильетит 462, 554, 563
 Бицгеймит 10, 128, 135, 137
 Бисмутоколумбит 385
 Бисмутопиобит 385
 Бисмутотанталит 12, 380, 385
 Бистрёмит 11, 238, 239
 Благородная пшпнель 30
 Блейнер 135
 Блейнерит 135
 Блейниперит 135
 Блейнирит 135
 Блейньер 135
 Блестящая марганцовая руда 592
 Блестящий бурый камень 99
 Бломстрандин 376
 Бломстрандинит 376
 Бломстрандит 172
 Блэкеит (Гагарин, Куомо) 182,
 Блюмит 135
 Бобовая руда 531
 Боксит (Бём) 536
 Боксит (Дюфренуа) 607
 Болотная марганцовая руда 236
 Болотная руда 531
 Болотный марганец 236
 Боодтит 508
 Борная кислота 628
 Брагит 251
 Браннерит 13, 429, 433
 Браунмиллерит 12, 301
 Бростенит 236
 Броунмиллерит 301
 Бругнателлит 482
 Бруньятеллит 461, 470, 482
 Брусит (Бедан) 461, 484, 485
 Буазерит 476
 Будтит 508
 Бурая железная руда 531
 Бурая марганцовая руда 592
 Бурая охра * 531
 Бурая стеклянная голова 531
 Бурый гематит 525
 Бурый железняк 531
 Бурый итротанталит 251
 Бурый камень 99
 Бурыгтальскит 236
 Вавеллит (Девн) 607
 Вад 236
 медистый 236
 пенистый 236
 черный 236
 Вакепродит 236
 Ванадиогуммит 581
 Ванадиомagnetит 74
 Ванодомагнетит 74
 Ванденбраундеит 462, 554, 557
 Ванденбрандит 557
 Вандендриспешит 462, 554, 568
 Вандендриспешит I 568
 Вандендриспешит II 568
 Ваноксит 13, 451, 452
 Вашингтонит 278
 Вёлкнерит 471
 Вёлсендорфит 462, 554, 579
 Вёлъхит 135
 Веслиенит 140
 Веслинит 140
 Весттрениит 10, 145, 181
 Ветериллит 98
 Вигнит * 57
 Виикит 148, 348
 Викманит 461, 464, 467
 Вияклерит 509
 Вивьит * 57
 Висмутомикролит 163
 Висмутотанталит 385
 Витингофит 340
 Воджвинит 325
 Водный тальк 485
 Вольфрамин 631
 Вольфрамовая охра 631
 Вольфтонит 98
 Вреденбургит 105
 цинковый 106
 α -вреденбургит 105
 β -вреденбургит 105
 Вудраффит 11, 201, 217
 Вудреффит 217
 Гаддамит 163
 Гайит * 485
 Галаксит 9, 19, 23, 39
 Галоболит 236
 Ганит (Мош) 9, 19, 23, 33
 оловянистый 37
 цинково-железный 38
 цинково-марганцовисто-железный 37
 Гапошпшпнель 37
 Гаплогипсит 278
 Гаривидит 105
 Гатчеттолит 158
 Гаусманнит 10, 95, 99

- α-гаусманнит 99
 Гёгбомит 112
 Гейбахит 508
 Гейкелит 274
 Гейкелит 11, 273, 274
 Гельгётит 531
 Гематостибиит 458
 Гемопльменит 279
 Гераклинов камень 57
 Гераклион 57
 Герасимовскит 13, 429, 445
 Германоцит 304
 Герцинит (Ципе) 9, 19, 20, 23, 41
 Герцинитхромит 20, 81
 Гетайрит 95
 Гетаэролит 95
 Гетерит 95
 Гетерогенит 461, 503, 504
 Гетеролит (Мур) 10, 95
 Гетеролит (Форд и Брэдли) 98
 Гётит 462, 512, 525, 541
 α-гётит 525
 γ-гётит 541
 Геубахит 508
 Гиббсит (Торрей) 462, 606, 607
 Гиббситовый коагель 607
 Гиббситогелит 607
 Гибонит 195
 Гидрагиллит (Кливленд) 607
 Гидринфиллит 485
 Гидробраунит 236
 Гидрогаусманнит (Болдырев) 236
 Гидрогаусманнит (Файткнехт и Марти) 104
 Гидрогетеролит 10, 95, 98
 Гидрогётит (Роде) 531
 Гидрогётит (Земитченский) 544
 α-гидрогётит 531
 γ-гидрогётит 544
 Гидрокаломит 462, 626
 Гидрокассит 359
 Гидроксibraунит 236
 Гидролепидокрокит 544
 Гидролопарит 411
 Гидромагнит 236, 592
 Гидромагганозит 236
 Гидроокисел никеля (Джембор, Бойль) 461, 484, 500
 Гидроокисел никеля (Уильямс) 461, 484, 500
 Гидроокись бериллия 502
 Гидроокись ванадия 638
 Гидроокись кобальта 504
 Гидроокись марганца 494
 Гидроширолюзит (Болдырев) 236
 Гидрошпрохлор 148
 Гидроромеит 10, 128, 129
 Гидросамарскит 337
 Гидросервантит 380
 Гидросидерит 531
 Гидроскарброит 621
 Гидростаннит * 460
 Гидроталькит 461, 470, 471
 Гидротунгетит 462, 631, 633
 Гидрофералсит * 460
 Гидроферрит 531
 Гидроферрисианнит * 460
 Гидрофиллит 485
 Гидрофранклинит 231
 Гидрохлор 148
 Гидроэвксенит 331
 Гикелит 274
 Гимараесит 460
 Гипоксантит 531
 Гипосидерит 531
 Гипостатит 278
 Гицстатит 278
 Голландит 11, 201, 207
 Гохшнльдит 13, 451, 452
 Граутит 522
 Грегорит (Парр) 278
 Гренландит (Брайтхауит) 304
 Гроройлит 236
 Гроруалит 236
 Грутит 462, 512, 522
 Грутит 522
 Гугит 471
 Гуммиерц 581
 Гуммит 581
 Давидит 11, 273, 291
 Датгонит 462, 600, 601
 Девадит 105
 Делаторреит 218
 Делэфоссит 9, 14, 15
 Делоренцит 354
 Дербилит 13, 429, 430
 Дерновая руда 531
 Джабсит 607
 Джалиндит 461, 464, 465
 Джалмаит 168
 Джиббсит 607
 Диамагнетит 57
 Дианит 304
 Диаспор 461, 512, 513
 Диаспорогелит 513
 Дизаналит 422
 Дизлуит 37
 Димагнетит 57
 Дислуит 37
 Дислюит 19, 37

- Дистомовая руда 361
 Докучаевит * 15
 Долоресит 462, 600, 603
 Дуттонит 601

 Елизаветинскит 618
 Ельмит 243

 Железистый брусит 480
 Железная охра 531
 Железная почка 531
 Железная смоляная руда 532
 Желтая охра * 531
 Желтая сурьмяная руда 378
 Желтый железник 531
 Желтый иттроганталит 251
 Желтый рубин 30
 Жужуйит 243
 Жуйжуйит 243

 Заберзат 118
 Звездчатый хризоберилл 125
 Землистый кобальт 236
 Землистый марганец 236
 Зёнгейт 461, 464, 465

 Иантинит 586
 Ибонит 10, 191, 195
 Игдлоит 425
 Игельстрёмит (Хэдл) 477
 Игольчатая железная руда 525
 Изгарь 223
 Изерин (Клапрот) 279
 Изофан 48
 Иксиолит 12, 303, 322
 Иксионит 322
 Иксинолит 322
 Ильдефонсит 304
 Ильменит (Кундфер) 11, 273, 278
 Ильменит (Брук) 304
 Ильменито-магнетит 72
 Ильмено-корунд 112
 Ильменомагнетит 72
 Ирнит 12, 404, 413
 Ирп * 81
 Исиганит * 234
 Итробетафит 178
 Иттрогуммит 581
 Иттроильменит 331, 340
 Иттроколумбит 331
 Иттроколумботанталит 331
 Иттрокразит 12, 359, 377
 Иттроманганойльменит 287
 Иттропиобит 331
 Иттрогантал 340
 Иттроганталит 12, 329, 340
 бурый 251
 желтый 251
 черный 340
 Иттроунгстит 462, 631, 636
 Ишпганейт * 202, 234
 Ишпквант 337
 Ишкулит 74

 Кайзерит 513
 Какохлор 236, 618
 Калифит 531
 Калогеразит 297
 Калогерасит 297
 Кальвоингрит 223
 Кальковскин 452
 Кальковскит 13, 451, 452
 Кальциневый псиломелан 229
 Кальциосамарскит 337
 Кальциртит 11, 263
 Каменскит 513
 Канцит 31
 Карбонат-гидроталькит 471
 Карбункул 24
 Карунт? 398
 Кассит 12, 342, 357
 Касситероганталит 322
 Кафетит 13, 429, 430
 Квксенелит 462, 624
 Кензелит 624
 Кеннедит 12, 391, 396
 Кёхльнит 12, 399
 Кибделофан 278
 Кимпитоганталит 322
 Клашперштейн 531
 Кларкеит 462, 554, 589
 Кларкит 589
 Клауссенит 607
 Клиахит 607
 Ключевая руда 531
 Кюнит 422
 Кобальтд 236
 Кобальтовая охра 236
 Кобальтовая чернь 236
 Кобальто-марганцовая руда 236
 Кобальтомедан 236
 Кобальто-никелевый оксигидрат 508
 Кобальтоникелемедан 236
 Кобальтохромпикотит 81
 Кобецт 10, 181, 190
 Колингит 461, 470, 483
 Колумбат железа 304
 Колумбит 12, 303, 304
 Колумбит-танталит 304
 Колумбомпкродит 148
 Компреньейт 462, 554
 Конхилит 531

- Копеечная руда 531
 Коппит 148, 159
 Копьевидная блестящая охра 378
 Корвузит 447
 Корвусит 13, 429, 447
 Кордобаит 433
 Коронадит 11, 201, 212
 Коронгвит 137
 Коронгит 137
 Кохелит 262
 Кошачий глаз 125
 восточный 125
 индийский 125
 хризоберилловый 125
 цейлонский 125
 Крайтонит 278
 Красный свинец 274
 Креднерит 12, 401
 Крейттонит 236
 Крейттонит 19, 37
 Криктонит 278
 Криптомслан 11, 201, 202
 Криптоникельмелан * 202, 618
 Крихтонит 278
 Крихтонит 273, 278
 Круцилит 531
 Круцит 531
 Ксантосидерит 531
 Кубическая титановая руда 414
 Кулсонит 94
 Кульсонит 9, 19, 91, 94
 Куменгит (Кенгот) 129
 Купроасболан 236
 Купмурунит 536
 Кюрит 462, 554, 575

 Лагонит * 628
 Лагунит 628
 Лал 30
 Лампадит 236
 Лампростиблан 458
 Ландаунт 13, 429, 432
 Латрацит 13, 404, 429
 Левизит 141
 Лещидокрокит 462, 535, 541
 Лещидофенит 236
 Лептонематит (Брайтхаунт) 223
 Лерзолит * 31
 Лимант 37
 Лимнит 531
 Лимонит 525, 531
 Лимонитогелит 532
 Липидокит (липдохит) 360
 Листоватый гидрагиллит 513
 Листоватый черно-бурый камень 99
 Литиевый псиломелан 618

 Литиофорит 462, 606, 618
 Лодочникит 433
 Лодочниковит 13, 451, 453
 Лопарит 12, 404, 407
 Лоранскит 348
 Лубумбанит 504
 Луговая руда 531
 Луешит 13, 404, 425
 Льюизит 141
 Льюисит 141
 Любекит 236
 Любецкит 236
 Любумбанит 504

 Мавудант 291
 Мавузит 291
 Маггемомагнетит 68
 Магналиумоксид 31
 Магнатис 57
 Магнезин 485
 Магнезиоколумбит 319
 Магнезномагнетит 20, 70
 Магнезиоферрит 9, 19, 20, 45
 Магнезиохромит 20, 81
 Магнет 57
 Магнетит 9, 19, 20, 45, 57
 Магнетитоопломбит 193
 Магнетоильменит 278
 Магнетоплумбит 193
 Магнетопломбит 10, 191, 193
 Магнетостиблан 458
 Магнит 57
 Магнитный железняк 57
 Магнитный камень 57
 Магноколумбит 319
 Магномагнетит 20, 70
 Магнопикотит 20, 24
 Магноферрит 20, 45
 Магноферрихромит 20, 81
 Магноферроганит 19, 37
 Магнофранклинит 50
 Магнохромит 19, 20, 31, 81
 Магнохромпикотит 20, 31
 Магноякобсит 19, 52, 55
 Майенит 10, 106
 Манакканит 278
 Манассеит 461, 470, 473
 Манганбелянскинит 445
 Манганбрусит 490
 Мангангидроксид 494
 Манганграфит 236
 Мангандиаспор 517
 Манганильменит 287
 Манганит 462, 592
 Манганмагнетит 72
 Манганобрусит 490

- Манганогель 236
Манганоколумбит 319
 Манганолимонит 531
 Манганомagnetит 52
 Манганомелан 223, 236
 Манганомоссит 304
 Манганопиобит 319
 Манганостибит 458
 Манганостибит 458
 Манганотанталит 319
 Манганоферрит 52
 Манганоферроганит 19, 37
 Манганошпинель 19
Манганоякобсит 19, 52, 56
 Марганцовая охра 236
 Марганцовая пенка 223, 236
 Марганцовая чернь 236
 Марганцовистый манганит 234
 Марганцово-медная руда 401
 Марганцово-медная чернь 236
 Марганцово-медный окисел 401
 Марганцовый графит 236
 Марганцовый минерал типа псиломелана 234
 Марганцовый танталат 329
 Мардокит 14
Мариньякит (маригнацит) 158
Марокит 10, 107
 Мартит 68
 Масюит 462, 554, 573
 Масюит 573
Маузелит 140
 Мауритцит 13, 451, 454
 Маурицит 454
Мауцелит 140
Мауцелит 140
 Медамаит 519
 Медистый марганец 236
 Медная марганцовая руда 236
 Мезабит 525
 Мезуит 573
Меймакит 635
 Меймацит 635
 Мелановая руда 188
 Меланостибан 13, 451, 454
 Менаккаит 278
 Менакконит 278
 Менаханит 278
 Менгит (Розе) 304
 Менделеевит 172
 Мёрдокит 9, 14
 Мёрдоцит 14
 Метаборит 461, 463
 Метабрусит 488
 Метавандендрисмент 568
 Металопарит 411
 Метаперовскит 414
 Метасимсонит 163
 Метаскупит 552
 Метатанталат Al, Ca и Mg 460
 Мигнумит 57
Микролит 10, 145, 163
 Миназит 624
 Минасит 624
 Миндигит 508
 Минерал Дюрфельда 398
 Минетт 531
 Мипниум 271
 Митчеллит 81
 Могенсенит * 72, 91
 Мозелит 140
 Мозит 273, 278
Монимолит 10, 128, 142
Монтрозенит 462, 512, 519
 Монтроузит 519
 Морицит 454
 Мосит 278
 Моссит 247
 Мот 531
Моурит 13, 429, 450
 Моффразит 135
 Мушкетовит 57, 66

Натронпиобит 12, 342, 356
 Нейвит 331
 Нейкирkit 592
 Нейкирхит 592
 Немалит 490
 Нематоит 490
 Не названные:
 Гидроокисел никеля (Джембор, Бойль) 500
 Гидроокисел никеля (Уильямс) 500
 Гидроокись бериллия 502
 Гидроокись ванадия 638
 Марганцовый минерал типа псиломелана 234
 Марганцовый танталат 329
 Минерал А (Фрондел) 580
 Минерал С (Фрондел) 580
 Минерал X (Пэлэч и Берман) 568
 Минерал I (Леенхеер) 460
 Минерал II (Леенхеер) 460
 Минерал Дюрфельда 398
 Окись никеля 81
 Радиоактивный минерал из Мозамбика 291
 Титанат магния см. Минерал Дюрфельда
 Фаза В 605

- Неотанталит 172
 Нигерит 10, 110, 116
 Никелемелан 236
 Никельасболан 236
 Никелькобальтомелан 236
 Никельмагнетит 79
 Никельсодержащая гидроокись магния 501
 Ниобит 304
 Ниобобелянкинит 445
 Ниоболопарит 12, 404, 412
 Ниобопрохлор 148
 Ниоботанталит 304
 Ниботапиолит 247
 Ниобоцирконит 188
 Ниобоцирконолит 188
 Ниобовшинит 360
 Ниобтанталпрохлор 171
 Ноглит 337
 Ноланит 11, 200
 Нолит 337
 Нордстрандит 462, 606, 617
 Нохлит 337
 Нуевит 331
 Нуолаит 148
 Ньюкиркит 592
 Ньювит 331
 Оакит 618
 Обручевит 158
 Озерная руда 531
 Окись никеля 81
 Оливейраит 13, 451, 455
 Оловотанталит 12, 303, 327
 Опегит 525
 Оннеродит 304
 Оннервдит 304
 Ордонецит 240
 Ордоньезит 11, 238, 240
 Ординый камень 531
 Оуатит 236
 Оукит 618
 Охра
 блестящая копьевидная 378
 бурая * 531
 вольфрамовая 631
 железная 531
 желтая * 531
 кобальтовая 236
 копьевидная блестящая 378
 марганцовая 236
 сурьмяная 129, 378
 Парос 144
 Пандант 159
 Параильменит 278
 Параколумбит 278
 Параскупит 462, 547, 552
 Парашёпит 552
 Партцит 10, 128, 144
 Пелагит 236
 Пелоконит 236
 Перовскит 13, 404, 414
 Пизекит 339
 Пикотит 20, 31
 железистый 20, 31
 магнезиальный 20, 31
 Пикроильменит 286
 Пикрокричтонит 287
 Пикротитанит 287
 Пикрохромит 20, 81
 Пирамидальная марганцовая руда 99
 Пираурит 477
 Широаурит 461, 470, 477
 Пирофанит 11, 126, 273, 275
 Прохлор (Вёлер) 10, 145, 148
 стронциевый 160
 Прохлор-виикит 148
 Прохлор-микротит 171
 Прохлор (Хэйес) 163
 Прохлорит 148
 Прохронит 461, 484, 494
 железистый 494
 Пиррит 170
 Пирросидерит 541
 Писекит 339
 Питтинит 581
 Питтиновая руда 581
 Плеонаст 20, 24, 30
 Плюмбоколумбит 455
 Плюмбомикролит 168
 Плюмбониобит 13, 451, 455
 Плюмбопрохлор 160
 Плюмбоферрит 10, 191, 192
 Полябрукиты 304
 Поликраз 354
 Полимигнит 10, 181, 188
 Полпрутил 243
 Портландит 461, 484, 492
 Правохром 81
 Прайдерит 11, 201, 215
 Прайорит 371
 Приазовит 137
 Призматическая марганцовая руда 592
 Призматический корунд 118
 Приорит 12, 359, 371
 Проаризонит * 286
 Продукт изменения янтинита 552
 Протодолоресит 462, 600, 605
 Протомелан 223
 Псевдобрукит 12, 391, 392

- Псевдогиббсит * 607
 Псевдокинолит 305, 319
 Псевдолимонит 459
 Псевдолит 29
 Псевдопирохroit 497
 Псевдорутит 286
 Псиломелан 11, 223
 χ -псиломелан 223
 Псиломеланит 223
 Пфаффит (Адам) 135
 Пшибрамит 525
- Радионит 236
 Радиоактивный минерал из Мозамбика 291
 Разерфордит 251
 Рансиерит 229
 Рансьеит 11, 223, 229
 Реддлджент 11, 201, 216
 Реддлджит 216
 Резерфордит 251
 Рейкебургит 168
 Рейсахерит 236
 Рейссахерит 236
 Рётзерфордит 251
 Ривотит * 129
 Ривёрит 259
 Ризорит 259
 Рикетит 591
 Рихетит 591
 Рипетит 591
 Робеллазит 460
 Робеллацит 460
 Романешит 202, 223
 Ромбомагнокобсит 9, 45, 51
 Ромен 138
 Ромеит 10, 128, 138
 Рубин-балэ 30
 Рубиновая слюда 541
 Рубиновое железо 541
 Рубиново-красная железная слюда 541
 Рубиновый альмадин 30
 Рубинчик 30
 Рубиншпинель 30
 Рубисель 30
 Рубицель 30
- Сажистый кобальт 233
 Самарскит 12, 329, 331
 Самарскит-вникит 148
 Сампрезит 13, 429, 441
 Сампресит 441
 Сапфир-шпинель 30
 Саранит 517
 Сассолин 462, 628
 Сассолит 628
- Сведенборгит 10, 198
 Свинцовая почка 135
 Свинцовистый псиломелан 626
 Свинцово-сурьмяный шрохлор 142
 Свинцовый беккерелит 566
 Свинцовый псиломелан 212
 Свинцовый ромеит 142
 Седовит 13, 429, 449
 Сенаит 11, 273, 290
 Серая марганцовая руда (Карстен) 592
 Сервантит 12, 278
 Серый бурый камень 592
 Сефстрёмит 297
 Сидеритис 57
 Сидероборин * 628
 Сидерогель 532
 Сидеротантал 304
 Сидеротитан 278
 Сидерохром 81
 Сиенская земля 531
 Силпкат-вникит 148
 Силпкопльменит 287
 Сильфбергит 72
 Симсонит (Боули) 11, 297
 Синцит (синцит, синцитит) 361
 Сипилит 251
 Скарброит 462, 606, 621
 Скемнатит 236
 Скогбелит 243
 Скорпан 41
 Скупит (Скупит I) 462, 547
 Скупит II 552
 Скупит III 552
 Смирновит 441
 Спорогелит 513, 536
 Стаьерит 504
 Стейльберит 504
 Стекланная голова
 бурая 531
 черная 223, 236
 Стенверит 504
 Стегфельдит 10, 128, 144
 Стегфельдит 144
 Стибванит 129
 Стибнатил 459
 Стибваферрит 135
 Стибиконис 129
 Стибикобит 10, 128, 129
 Стибилит 129
 Стибиобисмутотанталит 381
 Стибиогаленит 135
 Стибиололумбит 12, 380, 381
 Стибполит 129
 Стибиомикролит * 163
 Стибиованобит 381
 Стибиотанталит 12, 380, 381

- Стлбнферрит * 135
 Стлблит 129
 Стлбферрит 459
 Стлльпносерит 532
 Стлхтлт 461, 470, 474
 Стоттлт 461, 464, 468
 Стэнерит 504
 Сурик 11, 271
 Сурьяная охра 129, 378
 Сурьяно-свнцовой шпат 135
 Сурьяный пнрохлор 138
 Сфеноманганит 592
 Сьегренит 481
 Таафет 10, 110
 Таафет 110
 Таовит 462, 637
 Талькгдрат 485
 Тальковая железная руда 70
 Тальковая шпннель 24
 Тальковый железный камень 45
 Талькшпннель 24
 Таммелатанталит 243
 Танатарит 513
 Тангенит 179
 Танталат марганцовый 329
 Танталбетафит 180
 Танталгачеттолит 168
 Танталит (Гелен) 304
 Танталит (Экеберг) 12, 303, 304
 Танталит-колумбит 304
 Танталоколумбит 304
 Танталообручевит 158, 171
 Танталополикраз 355
 Танталширохлор 163
 Тантал-поликраз 355
 Танталсамарскит 340
 Танталэвксенит 354
 Танталэшннит 369
 Тантполикраз 355
 Таятэвксенит 354
 Таозит 112
 Таосит 112
 Тапсолит 11, 243, 243
 ннобневый 247
 Таснит 459
 Тафет 110
 Тацнит 459
 Твердая марганцовая руда 223
 Твердая танталовая руда 304
 Тексалит 485
 Техалит 485
 Тирит 251
 Титанат магния 398 см. Минерал Дюр-
 фельда
 Титанбетафит 179
 Титанпоферрит 278
 Титаннстый железняк 278
 Титаннстый магнитный железняк 72
 Титанмикролит 163
 Титаноколумбит 319
 Титаномагнетит 72
 Титано-обручевит 179
 Титанопрнорит 376
 Титаноферрит 278
 Титаношпннель 91
 Титановсхннит 360
 Титаношпннит 360
 Титаншпннель 91
 Титанэвксенит 354
 Тоддит * 304
 Тодорокит 11, 201, 218
 Торолит 12, 380, 388
 Торотунгстлт 636
 Торосшннит 367
 Торреллт (Томсон) 304
 Торутит 13, 429, 441
 Торэулит 388
 Трансваалит 504
 Треволит 79
 Треворит 9, 19, 45, 79
 Трпёнет 508
 Трлблт 508
 Триерит 508
 Тришкет 11, 268
 Тришугнит 11, 238, 241
 Туенит 278
 Тувогмелан 223
 Тунгстлт 462, 631
 Туннерит 236
 Тургит * 531
 Турьит * 531
 Тучанит 623
 Угандит 385
 Уддевалит 278
 Унтманит 274
 Улнгит (Хаузер) 13, 404, 424
 Ульвёшпннель 9, 19, 91
 Ульвйт 91
 Ульвошпннель 91
 Умбра 531
 Умохонт 462, 554, 583
 Уоджннит 12, 303, 325
 Уранмикролит 168
 Ураногуммит 581
 Уранолепидит 557
 Ураноннобит (Розе) 331
 Ураносферит 462, 554, 581
 Уранотантал 331
 Уранотанталит 331
 Уранпнрохлор 158

- Удрёффит 217
 Уфертит (уферит) 291
 Файткнехтит 600
 Фалунит 33
 Фёлькверит 471
 Фергузонит 251
 Фергусонит 11, 248, 251
 α -фергусонит 248
 β -фергусонит 248
 Фергусонит 251
 Фернандинит 13, 429, 448
 Ферриалюмохромит 81
 железистый 81
 Феррильменит 279
 Феррипикотит 20, 41
 Феррстихтит 476
 Феррит 531
 Феррихромит 20, 81
 железистый 20, 81
 магнезиальный 20, 81
 Феррихромпикотит 20, 81
 Феррихромшпинель 20, 81
 Ферришпинель 20, 45
 Ферробрусит 490
 Феррогель 532
 Феррогидрит 499
 Ферроильменит 304
 Ферроколумбит (Симпсон) 319
 Ферронемалит 490
 Ферро-ортотитанат 91
 Ферропикотит 20, 31
 Ферропироаурит 480
 Ферростибнан 459
 Ферротанталит 319
 Ферротин 79
 Ферроферриалюмохромит 81
 Ферроферрит 57
 Ферроферрихромит 81
 Феррофранклинит 19, 50
 Феррохромит 20, 81
 Феррохромпикотит 20, 81
 Феррошпинель 41
 Ферроякобит 19, 52, 56
 Ферзыт 12, 342, 344
 Ферутит 291
 Фияботанталит 322
 Фитингофит 340
 Флажолотит 241
 Флайолотит 241
 Флюохлор 148
 Фольгерит 129
 Форманит 11, 248, 260
 Фосфорогуммит 581
 Франклинит 9, 19, 45, 48
 Фройденбергит 12, 391, 396
 Фторохлор 148
 Фуллонит 525
 Фурмарьерит 462, 554, 571
 Хальколамприт * 148
 Халькофан 231
 Халькофанит 11, 223, 231
 Халькохлор 525
 Хёбомит 10, 110, 112
 Хеггит 462, 600, 604
 Хибонит 195
 Хильмит 243
 Хлопинит 337
 Хлорошпинель 20, 24, 31
 Хогит 471
 Хойбахит 508
 Хокит 471
 Хондростибнан 459
 Хохшильдит 452
 Хризоберилл 10, 118
 звездчатый 125
 Хризомелан 41
 Хризонал 118
 Хром-бруньятеллит 474
 Хромгерцинит 20, 42
 Хромистый железняк 81
 Хромит 19, 20, 81
 железистый 81
 магнезиальный 81
 Хромитит 91
 Хроммагнетит 20, 74
 Хромгерцинит 42
 Хромомагнетит 74
 Хромферрит 81
 Хромпикотит 19, 20, 81
 железистый 20, 81
 магнезиальный 20, 81
 Хромплеонаст 20, 81
 Хромрутил 216
 Хромцейлонит 81
 Хромшпинели 9, 20, 81
 Хромшпинелиды 81
 Хромшпинель 24, 31
 Хугит 29, 471
 Хьельмит * 243
 Хэггит 604
 Цезаролит 13, 451, 455
 Цейланит 31
 Цейлонит 20, 31
 Цицофан 124
 Цинквреденбургит 106
 Цинкганит 37
 Цинк-гаусманнит 95
 Цинкдибраунит 236
 Цинково-марганцовая руда 236

- Цинкоферрит 48
 Цинк-хёгбомит 115
 Циркелит 10, 181, 182
 Цирконолит 182
 Цирконэвксенит 188
 Цирлит 607
 Цирсит 456
 Цирфесит 13, 451, 456

 Черная марганцовая руда 99
 Черная стеклянная голова 223, 233
 Черная титановая руда 278
 Черникит 460
 Черно-бурый камень 99, 223, 236
 Черный гематит 223
 Черный железняк 223
 Черный иттротанталит 340
 Чилент (Брайтхаупт) 525

 Шаньявскит * 607
 Шафарцикит 11, 268, 269
 Шафарчинит 269
 Шёгрениит 461, 470, 481
 Шеельохра 631
 Шепардит (Брук) 485
 Шёпит 547
 Шетелигит 10, 145, 181
 Шивимскит 72
 Шнеебергит 140
 Шопит 547
 Шпинария 24
 Шпинель 9, 18, 19, 20, 23, 24
 альмагдин-шпинель 30
 благородная 30
 балэ-шпинель 30
 гиацинтовая 30
 железная 41
 железомagneзиальная 31
 магнезиальная 24
 магнезиально-цинковая 37
 марганцовая 39
 рубиновая 30
 сапфир-шпинель 30
 сапфировая 30
 синяя 30
 тальковая 24
 титановая 91
 цинковая 33
 черная 38
 щелочная 27
 уксусная 30
 шпинель-рубин 30
 Штетефельдит 144
 Штетефельдитит 144
 Штоттит 468
 Шульценит 508

 Эбельменит 202
 Эвксенит 12, 342, 348
 Эйзенмор 57
 Эйксенит 348
 Эйтландит 331
 Экзотермит 13, 451, 457
 Элиасит 581
 Эльсвортит 172
 Эмфолит 513
 Эндейолит 148
 Эпиянтинит 552
 Эренвертит 531
 Эсмеральдаит * (эсмеральдит) 525
 Эскинит 361
 Эшвегенит 348
 Эшвеженит 348
 Эшинит 12, 359, 360

 Ююпт 243

 Якобсит 9, 19, 45, 52
 Янтинит 462, 554, 586

INDEX

- Absite 433
 Acordèse 592
 Adolpholite (Nordenskiöld) 339
 Adlerstein 531
 Aerolith 531
 Aeschynite 360
 Aetite 531
 Aitbalite 236
 Akaganéite 510
 Akchatovite 460
 Akerite 24
 Alexandrite 124
 Alkalispinel 27

 Allophytin 618
 Almandine-spinel 30
 Aluminobetafite 179
 Alumoeschynite 369
 Alumoberesovite 81
 Alumoberyl 118
 Alumochrompicotite 81
 Alumochromite 81
 Alumocobaltomelane 236
 Alumogel 607
 Alumogoethite 531
 Alumolimonite 531
 Alumomagnetite 74

- Alvarolite 320
Amakinite 498
 Ammiolite 457
Ampangabéite 331
 Ämerödite 304
Anomalite 236
 Antimonbleispat 135
 Antimonpyrochlore 138
 Antimony ochre 129, 378
 Aphrowad 236
 Arequipite * 135
 Arizonite * 286
Arsenostibite 133
 Arsen-stibiconite 133
 Arsenstibite 133
 Asbolane 236
 Asbolite 236
 Asteriated chrysoberyl 125
Atopite 140
 Automolite 31, 37
 Avasite * 531
 Azorpyrrhit 170
- Bäckströmite** 497
 Baierine, Baierite 304
 Balas-ruby 30
Barbertonite 476
 Barcenite * 129
 Basanomelan 278
 Basillite 458
 Basilite 458
 Bauxite (Boehm) 536
 Bauxite (Dufrénoy) 607
Bayerite 615
Becquerelite 559
 Beldongrite 223
Belyankinite 443
 Bemagalite 110
 Beresovite 81
 Beresovskite 81
 Berinel 110
 Bernonite 624
Beryllium hydroxide 502
Betafite 172
Billietite 563
Bindheimite 135
Birnessite 234
 Bismuthmicrolite 163
 Bismutocolumbite 385
 Bismutoniobite 385
Bismutotantalite 385
 Black cobalt 236
 Black hematite 223
 Black wad 236
 Blakeite (Gagarin, Cuomo) 182
- Blättriger Schwarzbraunstein 99
 Blättriger Hydrargillit 513
 Bleiantimonpyrochlor 142
 Bleiniere 135
 Bleinierite 135
 Bleiromcit 142
Blomstrandin 376
 Blomstrandinite 376
 Blomstrandite 172
 Blumite (Fischer) 135
Boehmite 536
 Bog manganese 236
 Bohnerz 531
 Boodtite 508
 Boric acid 628
 Bouazzerite 476
 Bragite 251
Brannerite 433
 Brauneisenerz 531
 Brauneisenstein 531
 Brauner Glaskopf 531
 Braunmanganerz 592
 Braunstein 99
 Brostenite 236
 Brown hematite 525
Brownmillerite 301
 Brown ochre * 531
 Brown yttrotalite 251
Brucite (Beudant) 485
Brugnatellite 482
 Buryktalskite 236
Byströmite 239
- Cafetite** 430
Calciosamarските 337
 Calcium-psilomelane 229
 Calogerasite 297
 Calvonigrite 223
Calzirtite 263
 Candite 31
 Carbonate-Hydrotalcite 471
 Carbunculus 24
 Cassiterotantalite 322
Cervantite 278
Cesarolite 455
 Ceylanite 31
 Ceylonite 31
 Chalcoclore 525
 Chalcolamprite * 148
 Chalcophane 231
Chalcophanite 231
 Chernikite 460
 Chileite (Breithaupt) 525
 Chondrostibian 459
Chlopinite 337

- Chlorospinel** 31
Chrom-brugnatellite 474
Chrome-ceylonite 81
Chrom Eisenstein 81
Chromespinel 31
Chromemagnetite 74
Chromercynit 42
Chromite 81
Chromitite 91
Chromoferrite 81
Chromohercynite 42
Chromomagnetite 74
Chrompicotite 81
Chrompleonaste 81
Chromrutil 216
Chrysoberyl 118
 cat's eye 125
Chrysmelan 41
Chrysopal 118
Clarkeite 589
Claussenite 607
Cliachite 607
Coalingite 483
Cobaltchrompicotite 81
Cobaltgraphite 236
Cobaltide 236
Cobaltnickelmelane 236
Cobalt ochre 236
Cobaltomelane 236
Columbate of iron 304
Columbeisen 304
Columbite 304
Columbomicrolite 148
Compreignacite 554
Conchilite 531
Cordobaite 433
Coronadite 212
Coronguite 137
Corvusite 447
Coulsonite 94
Craigtonite 236
Crednerite 401
Crichtonite 278
Crucilite 531
Crucite 531
Cryptomelane 202
Cryptonickelmelane * 202, 618
Cumengite (Kenngott) 129
Cupreous wad 236
Cuproasbolan 236
Curite 575
Cymophane 124
Davidite 291
Delafossite 15
Delatorreite 218
Delorenzite 354
Derbylite 430
Devadite 105
Dianite 304
Diaspore 513
Diasporogelite 513
Dimagnetite 57
Djalmaite 168
Dokutchaevite * 15
Doloresite 603
Duttonite 601
Dysanalite 422
Dysluite 37
Dystomes Melanerz 361

Earthy cobalt 236
Earthy manganese 236
Ebelmenite 202
Edelspinell 30
Ehrenwerthite 531
Eisenbrucit 480
Eisenmoör 57
Eisenniere 531
Eisenoöher 531
Eisenpecherz 532
Eisenpyrochroit 494
Eliasite 581
Elisabetinskite 618
Elizavetinskite 618
Ellsworthite 172
Empholite 513
Endeolite 148
Epilanthinite 552
Eschynite 361
Eschwegeite 348
Esmeraldaite * 525
Essigspinell 30
Euxenite 348
Exothermite 457
Eytlandite 331

Fahlunite 33
Feitknechtite 600
Fergusonite 251
 α -fergusonite 248
 β -fergusonite 248
Fernandinite 448
Ferrichromite 81
Ferrichrompicotite 81
Ferrichromspinel 81
Ferrilmenite 279
Ferripicotite 41
Ferristichtite 476
Ferrite 531
Ferrobrucite 490

- Ferrochromite 81
 Ferrochrompicotite 81
Ferrocolumbite (Simpson) 319
 Ferroferrichromite 81
 Ferroferrite 57
Ferrogel 532
Ferrofranklinite 50
 Ferrohydrite 499
 Ferroilmenite 304
 Ferrojacobsite 56
 Ferronemalite 490
 Ferro-orthotitanate 91
 Ferropicotite 31
Ferropyroaurite 480
 Ferrosphenel 41
 Ferrostibian 459
Ferrotantalite 319
 Ferrotine 79
Fersmite 344
 Ferutite 291
 Finbotantalite 322
 Flajolotite 241
 Fluochlor 148
Formanite 260
Fourmarierite 571
Franklinite 48
Frendenbergite 396
 Fullonite 525

Gahnite (Moll) 33
 Gahnospinel 37
 Gajite* 485
Galaxite 39
 Garividite 105
Geikielite 274
 Gelbantimonerz 378
 Gelbeisenstein 531
 Gelgoethite 531
Gerasimovskite 445
Gibbsite (Torrey) 607
 Gibbsitogelite 607
 Glanzbraunerz 99
 Glanzmanganerz 592
Goethite 525, 541
 α -goethite 525
 β -goethite 541
 Graubraunstein 592
 Graumanganerz (Karsten) 592
 Greenlandite (Breithaupt) 304
 Gregorite (Paris) 278
 Grorolite 236
Groutite 522
 Guimarãesite 460
 Gummierz 581
 Gummit 581
 Haddamite 163

 Haematostibiite 458
Häggite 604
Halobolite 236
Haplotypite 278
 Hartmanganerz 223
 Harttantalerz 304
Hatchettolite 158
Hausmannite 99
 α -hausmannite 99
 Hemoilmenite 279
 Heracleon stone 57
Heraclion 57
Hercynite (Zippe) 41
 Hercynitechromite 81
 Hermannolite 304
Hetaerolite (Moore) 95
 Hetaerolite (Ford, Bradley) 98
Hetairite 95
Heterogenite 504
Heubachite 508
 Hexaedrische Titanerz 414
Hibonite 195
 Hjelmite * 243
 Hochschildite 452
Hoegbomite 112
Hollandite 207
 Houghite 29, 471
 Hyacinth spinel 30
Hydrargillite (Cleaveland) 607
Hydrinphyllite 485
Hydrobraunite 236
Hydrocalumite 626
Hydrocervantite 380
Hydrochlor 148
Hydroeuxenite 331
Hydroferalsite * 460
Hydroferrite 531
Hydrofersistannite* 460
Hydrofranklinite 231
Hydrogoethite (Rode) 531
Hydrohausmannite (Boldyrev) 236
Hydrohausmannite (Feitknecht, Marti) 104
Hydrohetaerolite 98
Hydrokassite 359
Hydrolepidocrocite 544
Hydroloparite 411
Hydromanganite 236, 592
Hydromanganosite 236
Hydrophyllite 485
Hydropyrochlore 148
Hydropyrolusite (Boldyrev) 236
Hydromeite 129
Hydrosamarskite 337
Hydroscarbroite 621
Hydrosiderite 531
Hydrostannite * 460

- Hydrotalcite** 471
Hydrotungstite 633
 Hyposiderite 531
 Hypostatite 278
 Hypoxanthite 531
 Hydroxybraunite 236
 Hystatite 278
- Ianthinite** 586
 Igdloite 425
 Igelströmite (Heddle) 477
 Ildefonsite 304
 Ilmenite (Brooke) 304
 Ilmenite (Kupffer) 278
 Ilmeno-corundum (Ilmenokorund) 112
 Ilmenomagnetite 72
Irinite 413
 Irite * 81
 Iron-magnesia spinel 31
 Iserin (Klaproth) 279
 Ishiganeite * 202, 234
Ishikawaite 337
 Ishkulite 74
 Isophane 48
 Ixiolite 322
 Ixionit 322
 Ixionolite 322
- Jacobsite** 52
Jalindite 465
Jujuyite 243
- Kakochlor** 236, 618
 Kaliphite 531
Kalkowskite 452
 Kalkowskyn 452
 Kamenskite 513
 Karrooite? 399
Kassite 357
 Kayserite 513
 Kennedyite 396
 Kibdelophan 278
 Kimito-Tantalit 322
 Klapperstein 531
Knopite 422
 Kobalt Hydroxyd 504
 Kobaltmanganerz 236
 Kobalt-nickel-oxydhydrat 508
 Kobeite 190
 Kocheelite 262
Koehlinite 399
 Koppite 148, 159
Kreittonite 37
 Kupfermangan 236
 Kupfermanganerz 236
- Lagonite** * 628
 Lagunite 628
 Lampadite 236
 Lamprostibian 458
Landauite 432
Latrappite 429
 Lead becquerelite 566
Lepidocrocite 541
 Lepidophäite 236
 Leptonematite (Breithaupt) 223
Lewisite 141
 Lherzolite * 31
Limaite 37
 Limnite 531
 Limonite 531
 Limonitogelite 532
 Lithionpsilomelane 618
Lithiophorite 618
 Lodochnikite 433
 Lodochnikovite 453
Loparite 407
 Loranskite 348
 Lubeckite 236
 Lubumbashite 504
Lueshite 425
 Lyndochite 361
- Maghemomagnetite 68
 Magnalumoxide 31
 Magnesia spinel 24
 Magnesine 485
 Magnesiochromite 81
 Magnesiocolumbite 319
Magnesioferrite 45
 Magnesiomagnetite 70
 Magnesium-zinc-spinel 37
 Magnet 57
 Magnetic iron ore 57
 Magnetischer Eisenstein 57
Magnetite 57
 Magnetoilmenite 278
Magnetoplumbite 193
 Magnetostibian 458
 Magnochromepicotite 31
Magnochromite 31, * 81
Magnocolumbite 319
 Magnoferrichromite 81
 Magnoferrite 45
 Magnoferrogahnite 37
 Magnofranklinite 50
 Magnojacobsite 55
 Magnomagnetite 70
 Magnopicotite 24
 Manaccanite 278
Manasseite 473

- Manganbelyankinite** 445
Manganbrucite 490
Mangandiaspor 517
Manganese tantalate 329
Mangangraphite 236
Manganhydroxyd 494
Manganilmenite 287
Manganite 592
Mangankupfererz 401
Mangankupferoxyd 401
Mangankupferschwärze 236
Manganmagnetite 72
Manganobrucite 490
Manganocker 236
Manganocolumbite 319
Manganoferrite 52
Manganoferrogahnite 37
Manganogel 236
Manganojacobsite 56
Manganolimonite 531
Manganomagnetite 52
Manganomelane 223, 236
Manganomossite 304
Manganoniobite 319
Manganostibiite 458
Manganostibite 458
Manganotantalite 319
Manganous manganite 234
Manganschaum 223, 236
Manganschwärze 236
Manganspinel 39
Marignacite 158
Marokite 107
Masuyite 573
Mauritzite 454
Mauzelite 140
Mavudzite 291
Mayenite 106
Medamaite 519
Melanerz 188
Melanostibian 454
Menachanite 278
Mendeleevite 172
Mengite (Rose) 304
Mennige 271
Mesabite 525
Metaborite 463
Metabrucite 488
Metaloparite 411
Metaperovskite 414
Metaschoepite 552
Metasimpsonite 163
Metatantalate of Ca, Mg, Al 460
Metavandendriesscheite 568
Meymacite 635
Microlite 163
Mignumite 57
Minasite 624
Mindigite 508
Mineral A (Fron del) 580
Mineral C (Fron del) 580
Mineral X (Palache, Berman) 568
Minette 531
Minium 271
Mitchellite 81
Moffrasite 135
Mogensenite 72, 91
Mohsite 278
Monimolite 142
Montroseite 519
Mossite 247
Moth 531
Mourite 450
Murdochite 14
Mushketovite 66

Nadeleisenerz 525
Natroniobite 356
Nemalite 490
Nematolite 490
Neotantalite 172
Newkirkite 592
Nickel-asbolane 236
Nickelcobaltomelane 236
Nickel hydroxide (Jambor, Boyle) 500
Nickel hydroxide (Williams) 500
Nickeliferous magnesium hydroxide 50#
Nickelmagnetite 79
Nickelmelane 236
Nickel oxide 81
Nigerite 116
Niobite 304
Niobium tapiolite 247
Nioboaschynite 360
Niobobelyankinite 445
Nioboloparite 412
Niobotantalite 304
Niobotapiolite 247
Niobozirconolite 188
Niobpyrochlor 148
Niobtantalpyrochlor 171
Nohlite 337
Nolanite 200
Nordstrandite 617
Nuevite 331
Nuolaite 148

Oakite 618
Obruchevite 158
Oliveiraite 455
Olovotantalite 327

- Onegite 525
Ordonezite 240
 Ouatite 236

 Pacos 144
Pandaite 159
 Paracolumbite 278
 Parailmenite 278
Paraschoepite 552
Partzite 144
 Pecheisenerz 532
 Pelagite 236
 Pelocnite 236
Perovskite 414
 Pfaffite (Adam) 135
 Phosphor Gummit 581
 Picotite 30
 Picrochromite 81
 Picrocrichtonite 287
Picroilmenite 286
 Picrotitanite 287
 Písekite 339
 Pittinerz 581
 Pittinite 581
Pleonaste 30
 Plumbocolumbite 455
Plumboferrite 192
Plumbomierolite 168
 Plumboniobite 455
Plumbopyrochlore 160
 Polybrookite 304
Polycrase 354
Polymignite 188
 Polyruтил 243
Portlandite 492
 Prasochrome 81
 Priasovite 172
Priderite 215
Priorite 371
 Prismatoidisches Manganerz 592
 Proarizonite * 286
Protodoloresite 605
 Protomelane 223
 Przibramite 525
Pseudobrookite 392
 Pseudogibbsite * 607
Pseudo-ixiolite 305, 319
 Pseudolimonite 459
 Pseudolite 29
 Pseudopyrochroite 497
 Pseudorutile 286
Psilomelane 223
 χ -psilomelane 223
 Psilomélane plombifère 212
 Psilomelanite 223

 Pyramidales Manganerz 99
Pyroaurite 477
 Pyrochlore (Hayes) 163
Pyrochlore (Wöhler) 148
 Pyrochlore-microlite 171
 Pyrochlorite 148
 Pyrochlor-Wiikit 148
Pyrochroite 494
Pyrophanite 275
Pyrrhite 170
 Pyrrhosiderite 541

 Quellerz 531
Quenselite 624

Rabdionite 236
 Radioactive mineral from Mozambique 291
Ranciéite 229
 Rancierite 229
 Rasenerz 531
 Red-lead 271
Redledgeite 216
 Reissacherite 236
 Rhabdionite 236
Rhombomagnojacobsite 51
 Richetite 531
Rijkeboerite 168
Risörite 259
 Rivotite * 129
 Robellazite 460
 Romanèchite 202, 223
 Roméine 138
Roméite 138
 Rubicelle 30
 Rubineisen 541
 Rubinglimmer 541
 Rubinrother Eisenglimmer 541
 Ruby almandite 30
 balas 30
 spinel 30
 Rutherfordite 251

Samarskite 331
 Samarskit-Wiikit 148
Samirésite 441
 Sammetblende 541, 525
 Sammeteisenerz 541, 525
 Sarauite 517
Sassolite 628
Scarbroite 621
Schafarzikite 269
 Schanjawskite * 607
 Schaumwad 236
 Scheelocher 631
Scheteligite 181
Schneebergite 140

- Schoepite (Schoepite I)** 547
 Schoepite II 552
 Schoepite III 552
Schulzenite 508
Schwarzbraunstein 99, 223, 236
Schwarzisenstein 223
Schwarzer Spinell 38
Schwarzer Glaskopf 223, 236
Schwarzer Yttrotantalit 340
Schwarzmanganerz 99
Schwarzitanerz 278
Sedovite 449
Sefströmite 297
Seeerz 531
Senaite 290
Shepardite (Brooke) 485
Shishimskite 72
Sideritis 57
Sideroborine * 628
Siderochrome 81
Siderogel 532
Siderotantal 304
Siderotantalite 304
Siderotitanium 278
Sienna earth 531
Silbergite 72
Silicoilmenite 287
Silikat-Wiikit 148
Simpsonite (Bowley) 297
Sinicite 361
Sipylyte 251
Sjögrenite 481
Skemmatite 236
Skogbölite 243
Skorian 41
Smirnovite 441
Söhngeite 465
Sphenomanganite 592
Spiessglanzocker 378
Spinel 24
Spinel-ruby 30
Sporogelite 513, 536
Stainierite 504
Stetefeldite 144
Stibiaferrite 135
Stibianite * 129
Stibiatil 459
Stibiconise 129
Stibiconite 129
Stibilite 129
Stibiobismutotantalite 381
Stibiocolumbite 381
Stibioferrite * 135
Stibiogalenite 135
Stibiolite 129
Stibiomicrolite * 163
Stibionibite 381
Stiobiotantalite 381
Stibferrite 459
Stiblich 129
Stichtite 474
Stilpnosiderite 532
Stottite 468
Sumperz 531
Swedenborgite 198
Taaffeite 110
Takovite 637
Talkeisenarz 70
Talkeisenstein 45
Talkhydrat 485
Talkspinell 24
Tammela-tantalite 243
Tanatarite 513
Tangenite 179
Tantalaeschynite 369
Tantalbetafite 180
Tantal-euxenite 354
Tantalhatchettolite 168
Tantalite (Ekeberg) 304
Tantalite (Gehlen) 304
Tantalocolumbite 304
Tantaloobruchevite 158, 171
Tantalopolyrase 355
Tantalpolyrase 355
Tantalpyrochlor 163
Tantalsamarskite 340
Tanteuxenite 354
Tantpolyrase 355
Taosite 112
Tapiolite 243
Taznite 459
Texalite 485
Tin-tantalite 327
Titanantimonpyrochlor 140, 141
Titanbetafite 179
Titaneisen 278
Titaneisenarz 278
Titaneisenglimmer 278
Titaneuxenit 354
Titanioferrite 278
Titanmagneteisen 72
Titanmikrolith 163
Titanoaeschynite 360
Titanocolumbite 319
Titanomagnetite 72
Titanoobruchevite 179
Titanopriorite 376
Titanspinel 91
Thoreaulite 388
Thoroaeschynite 367

- Thorotungstite 636
Thorutite 441
 Thuenite 278
 Toddite * 304
Todorokite 218
 Torrelite (Thomson) 304
 Transvaalite 504
Trevorite 79
 Trieunite 508
Trippkeite 268
Tripuyite 241
 Tučanite 623
 Tungomelane 223
 Tungstic ocher 631
Tungstite 631
 Tunnerite 236
 Turgite 531
 Turjite * 531
 Tyrrite 251

 Uddevallite 278
 Ufertite 291
 Ugandite 385
Uhligite (Hauser) 424
 Ulvite 91
 Ulvöspinel 91
 Umbra 531
Umohoite 583
 Unnamed minerals: 234, 291, 329, 398,
 460, 500, 502, 568, 580
 Urangummi 581
Uranmicrolite 168
 Uranogummit 581
 Uranolepidite 557
 Uranoniobite (Rose) 331
Uranosphaerite 581
 Uranotantal 331
 Uranotantalite 331
Uranpyrochlore 158

 Vanadin-Gummit 581
 Vanadiomagnetite 74
Vanado-magnetite 74
 Vandenbrandeite 557
Vandendrisscheite 568
 Vanoxite 452
 Vietinghofite 340
 Vignite * 57
 Voelknerite 471
 Volgerite * (Dana) 129
 Vredenburgite 105
 α -vredenburgite 105
 β -vredenburgite 105

 Wackenrodite 236
Wad 236
 Wavellite (Dewey) 607
 Washingtonite 278
 Wassertalk 485
Weslienite 140
Westgrenite 181
 Wetherillite 98
 Whitmanite 274
Wickmanite 467
 Wiesenerz 531
 Wiikite 148, 348
 Winklerite 509
Wodginite 325
 Wölchite 135
 Wolframmin 631
 Wolfonite 98
Wölsendorfite 579
Woodruffite 217

 Xanthosiderite 531

 Yellow ochre 531
 Yellow yttrotantalite 251
Yttrobetafite 178
 Yttrocolumbite 331
 Yttrocolumbotantalite 331
Yttrocrasite 377
 Yttrogummite 581
 Yttrilmenite 331, 340
 Yttromanganoilmenite 287
 Yttroniobit 331
 Yttrotantal 340
Yttrotantalite 340
Yttrotungstite 636

 Zincdibraunite 236
 Zinckahnite 37
 Zinc-hausmannite 95
Zinc-hoegbomite 115
 Zincian vredenburgite 106
 Zinc-iron-gahnite 38
 Zinc-manganese-iron-gahnite 37
 Zinc spinel 33
 Zinkmanganerz 236
 Zinkoferrite 48
 Zinkvredenburgit 106
 Zirconolite 182
 Zirfesite 456
 Zirkelite 182
 Zirkoneuxenit 188
 Zirlite 607
 Zirsite 456

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие	3
Условные обозначения и сокращения	6
Сложные окислы, титанаты, ниобаты, танталаты, антимонаты	9
Гидроокислы	461
Список минералов по элементам	639
Указатель минералов	657

Минералы Справочник, т. II, вып. 3

*Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии*

Технический редактор *Н. П. Дорожина*

Сдано в набор 25/XI 1966 г. Подписано к печати 26/V 1967 г.

Формат 70×108¹/₁₆. Усл.-печ. л. 59,15. Уч.-изд. л. 60,3.

Тираж 5000. Тип. зак. 1674 Т-06247

Бумага типографская № 1

Цена 4 р. 40 к.

Издательство «Наука»

Москва, Г-62, Подосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука»
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

92021