

МИНЕРАЛЫ

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

МИНЕРАЛЫ

СПРАВОЧНИК

Том II

Выпуск 2
ПРОСТЫЕ ОКИСЛЫ

628.1
47896
10809



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1965



УДК 549.51(083)

ОТВЕТСТВЕННЫЕ РЕДАКТОРЫ:

чл.-корр. АН СССР Ф. В. ЧУХРОВ

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

ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемом выпуске материал изложен в том же порядке, как в томе I и первом выпуске тома II, с уточнениями и некоторыми изменениями, принятыми в первом выпуске тома II.

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

2-й выпуск II тома составлен следующими авторами:

П. Ф. Андрущенко — вернадит.

Л. Н. Белова — гидронастуран, оранжевый минерал, ургит.

С. И. Берхин — подбор и дополнение таблиц межплоскостных расстояний.

Э. М. Бонштедт-Куплетская — авиценнит, бадделеит, варламовит, навахойт, парамонтрозеит, парателлурит, церианит, эсколаит.

А. И. Гинзбург и Э. М. Бонштедт-Куплетская — арсенолит, бисмит, валентинит, клаудетит, русселит, сенармонтит, силленит.

Ив. Ф. Григорьев и Е. И. Доломанова — касситерит.

В. А. Корнетова — бунзенит, известь, ильземаннит, ильменорутит и стрюверит, монтепонит, монтроидит, периклаз, рутил, цинкит.

Е. Е. Костылева — кварц и все минералы кремнезема.

А. Н. Лабунцов — анатаз, брукит, глёт, иоцит, маггемит, массивот, платтнерит (дополнения Э. М. Бонштедт-Куплетской), торрианит (дополнение А. И. Тишкина).

Н. Д. Синдеева — селенит, теллурит.

Н. Г. Сумин — куприт, паратенорит, тенорит (дополнения Э. М. Бонштедт-Куплетской).

А. Т. Суслов и Т. А. Яковлевская — браунит, пиролюзит.

А. И. Тишкин — уранинит.

Т. А. Яковлевская — биксбит, бромелит, карелианит, курнакит, манганозит, молибдит, нсутит, рамсделлит и списки минералов по элементам.

В. В. Якубова — гематит, корунд.

В подготовке выпуска к печати приняли участие bibliографы О. А. Арбузова, С. А. Букина-Доброхотова, Ю. И. Попова.

Рукопись 2-го выпуска II тома и дополнения к ней закончены в начале 1964 г.; в процессе подготовки к печати по возможности использованы работы, опубликованные в 1963—1964 гг.

Как и в опубликованных выпусках «Минералов», в списках литературы, прилагаемых к описанию отдельных минералов, не повторяются ссылки на следующие основные минералогические руководства и справочники (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. Виноградова. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1949.

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

Бокй Г. Б. Введение в кристаллохимию. Изд. МГУ, 1954.

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

Вернадский В. И. История минералов земной коры. Избранные сочинения, т. 4, кн. 1. М., Изд-во АН СССР, 1959.

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

Волынский И. С. Определение рудных минералов под микроскопом, т. 3. М., Госгеолиздат, 1949.

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

Дэна 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.

Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. Изд. 4. М., Госгеолиздат, 1955.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолиздат, 1957.

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 породообразующих минералов. Перевод с нем. под ред. Н. Д. Соболева. М., Госгеолиздат, 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. 1; Госгеолиздат, 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**.

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**.

* 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)», на 7-е издание «(Дана, 1944)» и «(Дана, 1951)».

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.

Hintze C. Handbuch der Mineralogie. Leipzig — Berlin, 1897—1939. Hintze C. — Linck G. Ergänzungsband I, 1938; Hintze C. — Chudoba C. Ergänzungsband II, 1954—1959.

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. 3-te Aufl. Leipzig, 1957.

Tröger W. E. Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart, 1952.

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
 $L_{i3}=\bar{3}, L_{i4}=\bar{4}, L_{i6}=\bar{6}$ — инверсионные оси симметрии в разных обозначениях
 P, m — плоскости симметрии в разных обозначениях
 C — центр симметрии
 φ и ρ — угловые сферические координаты кристаллов при установке оси c в вертикальном положении
 φ_1 и ρ_1 — угловые сферические координаты кристаллов при установке оси a в вертикальном положении
 φ_2 и ρ_2 — угловые сферические координаты кристаллов при установке оси b в вертикальном положении
 (hkl) — простые формы и грани
 $[hkl]$ — ребра кристаллов и зоны
 Z — число формульных единиц в элементарной ячейке
 I — интенсивность линий рентгенограмм
 Ng, Nm, Np — оси индикатрисы двусных минералов
 Ne, No — оси индикатрисы одноосных минералов
 n_g, n_m, n_p — показатели преломления двусных 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 двусных минералов
 Ro, Re — отражательная способность одноосных минералов
 λ — длина волны
- | | |
|--|---|
| <p> 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 </p> | <p> Дипирамид. — дипирамидальный
 Дитриг. — дитригональный
 Закр. тр. — закрытая трубка
 Изл. — излом
 Изм. — изменение (название раздела)
 Искусств. — искусственный, искусственное получение (название раздела)
 Кл. — класс
 Конц. — концентрированная
 Коэф. — коэффициент
 Куб. с. — кубическая сингония (система)
 Микр. — микроскопическая характеристика (название раздела)
 М-ние — месторождение </p> |
|--|---|

Монокл. с.— моноклидная сингония (система)	Р-к — рудник
Не обн.— не обнаружено	Ромб. с.— ромбическая сингония (система)
Не опр.— не определялось	Ромбоэдр.— ромбоэдрический
Н. о.— нерастворимый остаток	Синон.— синонимы (название раздела)
Октаэдр.— октаэдрический	Скаленоэдр.— скаленоэдрический
Окисл. пл.— окислительное пламя	Сл.— следы
Опт.— оптика, оптический	Сп.— спайность
Откр. тр.— открытая трубка	Структ. и морф. крист.— структура и морфология кристаллов (название раздела)
Отл.— отличие (название раздела)	Тв.— твердость
Отраж. св.— отраженный свет	Т-ра — температура
Отраж. спос.— отражательная способность	Теор.— теоретический
Пирам.— пирамидальный	Тетраг. с.— тетрагональная (квадратная) сингония (система)
Плавл.— плавление	Тетраэдр.— тетраэдрический
Пл. опт. осей — плоскость оптических осей	Триг. с.— тригональная сингония (система)
П. микр.— под микроскопом	Трикл. с.— триклинная сингония (система)
Повед. при нагр.— поведение при нагревании (название раздела)	Уд. в.— удельный вес
Полир. пл.— полированный шлиф	Уд. электр.— удельное электрическое
П. п.— потеря при прокаливании	Физ.— физические свойства (название раздела)
П. п. тр.— перед паяльной трубкой	Характ. выдел.— характер выделения (название раздела)
Практ. знач.— практическое значение (название раздела)	Хим.— химизм, химический состав (название раздела)
Призм.— призматический	Цв.— цвет
Простр. гр.— пространственная группа	Шл.— шлиф
Прох. св.— проходящий свет	
Разб.— разбавленный	
Разнов.— разновидность (название раздела)	

ТИПОВЫЕ СОКРАЩЕНИЯ В СПИСКАХ ЛИТЕРАТУРЫ

АН — Академия наук (АН СССР, АН АрмССР, АН УкрССР и т. д.)	сторожений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР
Бюлл.— бюллетень	ИГН — Институт геологических наук
Вестн.— вестник	Изв.— Известия
ВИМС — Всесоюзный институт минерального сырья	ИМГРЭ — Институт минералогии и геохимии редких элементов
ВСЕГЕИ — Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт	Ин-т — институт (за исключением сокращенных названий институтов, указанных в данном списке)
Геол.— геологический, геология	Информ.— информационный
Геол.-разв.— геолого-разведочный	КЕПС — Комиссия по изучению естественных производительных сил
Горн.— горный	Ком-т — комитет
Гос.— государственный	Конф.— конференция
Д.— доклады	Крист.— кристаллография
ДАН — Доклады Академии наук	Лаб.— лаборатория
Дана, 1892 — Dana, System of Mineralogy, 6-th Ed.	Ломон. ин-т — Ломоносовский институт геохимии, кристаллографии и минералогии АН СССР
Дана, 1944 — Dana's System of Mineralogy, 7-th Ed., v. 1.	Матер.— материалы
Дана, 1951 — Dana's System of Mineralogy, 7-th Ed., v. 2.	Мин.— минералогический, минералогия
Журн.— журнал	М-ние — месторождение
Зап.— записки	Муз.— музей
ИГЕМ — Институт геологии рудных ме-	

НИГРИ — Научно-исследовательский геолого-разведочный институт	Boll.— Bollettino
Об-во — общество	Bull.— Bulletin
Об-во ест.— общество естествоиспытателей	Chem.— Chemical, Chemie
Об-во исп. природы — общество испытателей природы	C. R.— Comptes Rendus, Academie des sciences
Политехн.— политехнический	Econ.— Economic
Р. Ж. Геол.— Реферативный журнал «Геология»	Geol.— Geological, Geology, Geologie
Сб.— сборник	Geol. för. förhandl.— Geologiska förenings i Stockholm förhandlingar
СО — Сибирское отделение АН СССР	Ges.— Gesellschaft
Сообщ.— сообщение	Fortschr.— Fortschritte
СОПС — Совет по изучению производительных сил	J.— Journal
Технол.— технологический	Jb.— Jahrbuch
Тр.— труды	Krist.— Kristallographie
Ун-т — университет	Mag.— Magazine
Упр.— управление	Medd.— Meddelelser
УФАН — Уральский филиал АН СССР	Mem.— Memoir, Mémoire
Уч.— ученые	Met.— Metall
Физ.— физический, физика	Min.— Mineralogical, Mineralogie etc.
Фил.— филиал	Mitt.— Mitteilungen
Хим.— химический, химия	Nation.— National
ЦНИГРИ — Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт	Natur.— Natural
Abstr.— Abstracts	N.— Neues, New
Am.— American	Proc.— Proceedings
Ann.— Annales, Annalen	Phys.— Physical
Arch.— Archiv, Archiwum	Rep.— Report
Ark.— Arkiv	Rev.— Revue
ASTM — American Society for Testing Materials	Sci.— Science, Scientical
Beitr.— Beiträge	Soc.— Society, Société
Ber.— Berichte	Surv.— Survey
Bol.— Boletin	Struct.— Structure
	Trans.— Transactions
	Verh.— Verhandlungen
	Zbl.— Zentralblatt, Centralblatt
	Zs.— Zeitschrift
	Ztng.— Zeitung
	U. S.— United States

КЛАССИФИКАЦИЯ ПРОСТЫХ ОКИСЛОВ

Деление простых окислов с общей формулой A_mO_p основывается на отношении p/m ; по этому признаку выделяются типы окислов: а) A_2O и AO ; б) A_2O_3 ; в) AO_2 , A_2O_5 , A_3O_8 и AO_3 . Некоторые из простых окислов содержат гидроксил или воду.

Минералы с одинаковым отношением p/m подразделяются по типам структур. Структурные типы в основном располагаются от более высоких сингоний к более низким; исключения сделаны для минералов одинакового или сходного состава. Более мелкими подразделениями являются группы, которые объединяют кристаллохимически аналогичные окислы. В каждой из групп, носящих преимущественно названия по главному минералу (группа периклаза, группа ториянита и т. д.), окислы с разными катионами располагаются в порядке, отвечающем положению их в периодической системе. В отдельных случаях отнесение минералов к простым окислам является условным.

К числу простых твердых окислов принадлежит также лед, характеристика которого не включена в справочник.

ПРОСТЫЕ ОКИСЛЫ

ОКИСЛЫ ТИПА A_2O и AO

<i>Структура типа куприта</i>	
куприт	Cu_2O
<i>Структура типа галита</i>	
группа периклаза	
периклаз	MgO
известь	CaO
монтепонит	CdO
манганозит	MnO
иоцит	FeO
бунзенит	NiO
—	
[палладинит]	$PdO?$
<i>Структура типа вюртцита</i>	
группа бромеллита	
бромеллит	BeO
цинкит	ZnO
<i>Структура типа глѐта — массикота</i>	
группа глѐта	
[монтроидит]	HgO
глѐт	PbO
массикот	PbO
<i>Структура типа тенорита</i>	
группа тенорита	
тенорит	CuO
[паратенорит]	$(Cu_{1-2x}^{2+}Cu_{2x}^{1+})O_{1-x}$

ОКИСЛЫ ТИПА A_2O_3

<i>Структура типа биксбиита и близкие к ней структуры</i>	
группа биксбиита	
авиценнит	Tl_2O_3
курнакит	Mn_2O_3
биксбиит	$(Mn, Fe)_2O_3$
—	
браунит	$3Mn_2O_3 \cdot (Mn, Mg, Ca) SiO_3$
<i>Структура типа шпинели</i>	
маггемит	Fe_2O_3

Структура типа корунда

группа корунда — гематита

корунд	Al_2O_3
карелианит	V_2O_3
эсколаит	Cr_2O_3
гематит	Fe_2O_3

Структура типа сенармонтита

группа сенармонтита

арсенолит	As_2O_3
сенармонтит	Sb_2O_3

Структура типа валентинита

валентинит

*Структура типа клаудетита*

клаудетит

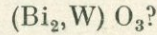
*Структура типа бисмита*

группа бисмита

бисмит	Bi_2O_3
[силленит]	$Bi_2O_3?$

Структура не выяснена

русселит

ОКИСЛЫ ТИПА AO_2 , A_2O_5 , A_3O_8 , AO_3 *Структура типа флюорита и сходные с ней структуры*

группа торинита

церианит	CeO_2
торианит	ThO_2
[уранинит]	UO_2
бадделейт	ZrO_2

Структура типа кварца

группа кварца

кварц	SiO_2
кристобалит	SiO_2
тридимит	SiO_2
опал	$SiO_2 \cdot nH_2O$
[меланофлогит]	SiO_2

Структура типа полевых шпатов

коусит

*Структура типа рутила*

группа рутила

стишовит	SiO_2
пирролюзит	MnO_2
рутил	TiO_2
[ильменорутил]	$Fe_x Ti_{3-3x} (Nb, Ta)_{2x} O_6$
[стриюверит]	$Fe_x Ti_{3-3x} (Ta, Nb)_{2x} O_6$
касситерит	SnO_2
[варламовит]	$(Sn, Fe) (O, OH)_2?$
платтнерит	PbO_2

<i>Структура типа парателлурита</i> парателлурит	TeO_2
<i>Структура типа анатаза и брукита</i> группа анатаза — брукита анатаз брукит	TiO_2 TiO_2
группа теллурита [селенолит] теллурит	SeO_2 TeO_2
<i>Структура типа диаспора</i> группа рамсделлита парамонтрозеит рамсделлит [нсутит] [вернадит]	VO_2 MnO_2 $\text{MnO}_2?$ $\text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}?$
<i>Структура типа молибдита</i> молибдит	MoO_3
<i>Структура не выяснена</i> навахойт ильземаннит «оранжевый минерал» гидронастуран ургит	$\text{V}_2\text{O}_5 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ $\text{Mo}_3\text{O}_8 \cdot n\text{H}_2\text{O}?$ $\text{UO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}?$ $\text{U}_{2,5-2,8} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ $\text{UO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

ПРОСТЫЕ ОКИСЛЫ

ОКИСЛЫ ТИПА A_2O и AO

СТРУКТУРА ТИПА КУПРИТА

Куприт Cu_2O Куб. с. a_0 4,26 Вычисл. уд. в. 6,15

Куприт Cuprite Cu_2O

Название от латин. *cuprum* — медь (Хайдингер, 1845); халькотрихит — от греч. *χαλκος* (халькос) — медь и *τριξ* (трикс) — волос (Глокер, 1839).

Синон. Закись меди, красная медная руда — *red copper ore*, *ruby copper ore*, *Rothkupfererz*, красная медь — *Rothkupfer* (Агрикола, 1546), рубиновая медь — *ruby copper*, октаэдрическая медная руда — *octahedral copper ore* (Хил, 1771), красное медное стекло — *Rothkupferglas* (Паллас, 1793), медное стекло — *Kupferglas*. Ванадиевая охра — *vanadic ochre* (Тешемахер, 1851) с Верхнего озера оказалась купритом (Шалер, 1915).

Печенковая медная руда — *Kupferlebererz* (Кронстедт, 1758), печенковая руда — *liver-ore*, Нератинерз, кирпичная медная руда — *Kupferziegelerz*, кирпичная руда, черепичная руда — *Ziegelerz* (Вернер, 1817), *tile ore*, цигелин — *zigéline* (Бедан, 1832), руберит — *ruberite* (Чепмен, 1843) — землистые кирпично-красные или красновато-бурые смеси куприта с минералами группы водных окислов железа, иногда с примесью глинистых минералов, бронзовая руда — смесь землистого куприта с самородной медью.

Разнов. Халькотрихит, гидрокуприт.

Характ. выдел. Кристаллы обычно мелкие (редко до 3 см в поперечнике), зернистые и землистые агрегаты, часто пористые, волосовидные и игольчатые выделения.

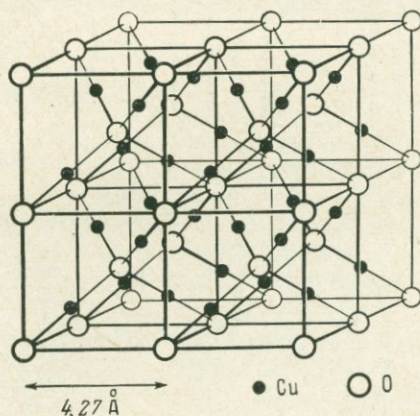
Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^4 - Pn\bar{3}m$; $a_0 = 4,260 \text{ \AA}$; $Z = 2$ (Нойбургер) [1].

Атомы O находятся в вершинах и в центре ячейки, атомы Cu располагаются по вершинам тетраэдра, образуемого половиной центров октантов ячейки. Атом Cu окружен двумя O, атом O — четырьмя $\frac{1}{2}$ Cu (фиг. 1).

Расстояния Cu — O = 1,84,

Cu — Cu = 3,01 Å [2].

На основе морфологического изучения кристаллов из Корнуэлла (Майерс, Грот, Шрёдер) [3] куприт относится к пентагон-триоктаэдр. кл. $O_h - 43 (3L_4 4L_3 6L_2)$, рентгеновское изучение показывает принадлежность куприта к гексоктаэдр. кл. $O_h - m\bar{3}m (3L_4 4L_3 6L_2 9PC)$ — пример «гипоморфии» [4].



Фиг. 1. Структура куприта.

Изображены 8 элементарных ячеек (по Брэггу)

Наблюдавшиеся формы [5, 6, 7]:

a 100	e 210	η 510	β 322	m 311	q 331	E 764
d 110	f 310	δ 610	σ 533	r 332	x 986	D 542
o 111	h 410	χ 433	n 211	p 221	ξ 876	s 321
						F 621

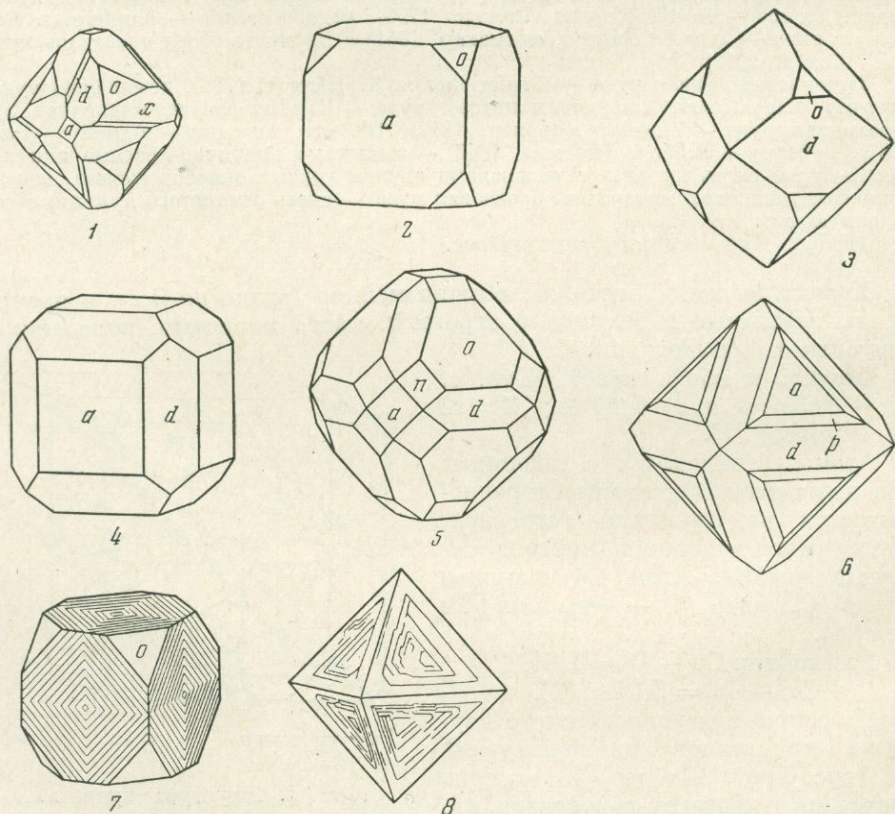
Недостовверные формы: (20.1.0), (50.1.0), (13.12.10).

Наиболее обычные формы [5, 8, 9]: o (111), d (110), a (100), также n (211), p (221) и e (210).

d (110) — распространенная форма, но характерна для куприта не всех месторождений. Изучение искусственных кристаллов показало, что развитие граней (111) и (100) зависит лишь от температуры, концентрации раствора или давления, тогда как (110) развивается только при наличии в растворе, помимо меди, других катионов [9].

Кристаллы октаэдрического, додекаэдрического или кубического облика (фиг. 2), нередко искаженные; игольчатые и волокнистые кристаллы халькотрихита вытянуты вдоль [001] [10]. Наблюдаются кристаллы скелетного развития (фиг. 2, 8); на гранях нередко штриховка (реберные формы, по Шафрановскому).

Отмечались ориентированные сростания [11] с самородной медью, также ориентированные нарастания куприта на кристаллах самородной



Фиг. 2. Кристаллы куприта

1 — Корнуэлл (по Майерсу); 2—6 — Гумешевский рудник (по Юкшарову); 7 — Корнуэлл (по Филиппу); 8 — месторождение неизвестно (по Чермаку)

меди: (111) и $[1\bar{1}0]$ куприта \parallel (001) и [110] меди [11]; установлены закономерные сростания куприта с халькопиритом — (111) и $[1\bar{1}0]$ минералов взаимно параллельны [12]; описаны ориентированные вроски кристаллов куприта в барите [12]:

(111) и [110] куприта	\parallel	(102) и [010] барита*
(111) и $[1\bar{1}0]$ куприта	\parallel	(102) и $[201]$ барита
(111) и $[1\bar{1}0]$ куприта	\parallel	(011) и $[01\bar{1}]$ барита
(111) и $[1\bar{1}0]$ куприта	\parallel	(011) и [100] барита
(111) и [110] куприта	\parallel	(001) и $[0\bar{1}0]$ барита
(111) и $[1\bar{1}0]$ куприта	\parallel	(001) и [100] барита

* Символы для барита приведены согласно рентгеновскому отношению осей (Дана, 1951).

В волокнистом куприте, образовавшемся путем замещения антлерита, отмечено расположение осей волокон куприта почти вдоль [111] антлерита (отклонение до $10-15^\circ$) [11]; установлены также ориентированные сростания с буттгенбахитом и коннелитом, иголки которых параллельны ребру (111) : (110) куприта [11]; в продуктах распада ковеллина указываются расположение (111) куприта \parallel (0001) ковеллина [11].

Физ. Сп. по (111) ясная, редко по (100). Изл. раковистый, неровный. Хрупок. Тв. $3\frac{1}{2} - 4$, микротвердость 206 кг/мм^2 [12 а]. Уд. в. $5,8-6,2$ (вычисл. $6,15$). Цв. красный, различных оттенков (преимущественно бурых), свинцово-серый до почти черного (халькотрихит — карминово-красный). Черта от красной до коричнево-красной, блестящая; при дополнительном истирании становится желтоватой, а затем зеленоватой и зеленой. Бл. алмазный, полуметаллический до матового. В тонких осколках просвечивает, землистый — непрозрачен.

Иногда обладает пьезоэлектрическими свойствами. Неэлектропроводен. При 20° диэлектрическая постоянная для порошка минерала — $16,20$ [13]. Уд. электр. сопротивление около $0,1 \text{ ом}\cdot\text{см}$ (Берч и др.).

Некоторые куприты в катодных лучах флуоресцируют темно-малиновым цветом.

Микр. В шл. в прох. св. красный, оранжево-красный до желтого. Изотропен, $n = 2,849$ при $\lambda = 671 \text{ м}\mu$ у минерала из Шесси, Франция (по Физо у Деклуазо, 1867). Дисперсия показателя преломления искусств. Cu_2O [14]:

λ , $\text{м}\mu$	687	656	589	486
n	2,534	2,558	2,705	2,963

В полир. шл. в отраж. св. беловато-серый с голубым оттенком. Отраж. спос. (в %): для зеленых лучей 30; для оранжевых — 22,5; для красных — 21,5 (в иммерсии отраж. спос. понижается). Аномально анизотропен и двуотражает. В крупных зернах отчетливо анизотропен с цветными эффектами: от чернильно-синих до оливково-зеленых; в мелкозернистых агрегатах эффекты анизотропии и двуотражения незаметны. Характерны кроваво-красные внутренние рефлексии.

Полируется хорошо, но пористость минерала часто мешает полировке.

Хим. Теор. состав: $\text{Cu}_2\text{O} - 100$ (Cu — 88,82). Отмечались следы Se, J, также Al, Fe, Si, Pb и др., очевидно, обусловленные наличием примесей. В одном образце куприта из Тсумеба [15] установлен Ge — $0,00005-0,0005\%$, в куприте из Центр. Казахстана [16] до $0,001\%$ In. В куприте из Попелек (Чехия) [17] отмечено повышенное содержание V.

В купритах из Золотушинского и Нижне-Лазурского месторождений (Алтайский край) отмечены следы Cd, Sn, Bi [18]. Состав куприта из Золотушинского месторождения [18]: $\text{Cu}_2\text{O} - 98,08$; MgO — сл.; CaO — $0,14$;

ZnO — 0,27; PbO — 0,14; Al_2O_3 — 0,35; Fe_2O_3 — 0,61; SiO_2 — 0,35; сумма — 99,94. В куприте из Рудабаньи (Венгрия) [19] содержится 88,62% Cu .

Диагн. исп. Растворим в HCl ; концентрированный раствор после охлаждения и разбавления холодной водой дает обильный белый осадок $CuCl_2$. Растворим также в NH_4OH , в концентрированных растворах $NaOH$, HNO_3 , H_3PO_4 и H_2SO_4 .

В полир. шл. травится царской водкой; с HNO_3 вскипает, появляется осадок металлической меди, от паров HNO_3 тускнеет; от HCl быстро буреет, образуется налет, белый при косом освещении; от KCN темнеет, выявляется структура; от $FeCl_3$ тускнеет и иризирует; $HgCl_2$ и KOH не действуют. Для структурного травления применяется разбавленная HNO_3 .

В закр. тр. не изменяется. П. п. тр. плавится; при сильном накаливании окрашивает пламя в изумрудно-зеленый цвет. На угле сначала чернеет, затем плавится с образованием металлической меди.

Повед. при нагр. Т-ра плавл. Cu_2O — 1235° . Уд. теплоемкость при 0° — 0,47, при 200° — 0,505 *дж/г·град*; теплота плавления ~ 391 *дж/г* (Берч и др.). Свободная энергия образования (—) 34,98 *ккал/моль*; теплота образования (—) 39,84 *ккал/моль*; энтропия 24,1 *кал/град·моль* (Кэй и Лэби).

Нахожд. Образуется в экзогенных условиях. Широко распространен в зоне окисления медных, а также других богатых медью месторождений, особенно в местах, где окислению подвергаются руды зоны вторичного сульфидного обогащения. Может служить признаком наличия на глубине богатых медью сульфидов (Смирнов, 1955). В главной массе является наиболее ранним гипергенным минералом; образуется при гидролизе сульфата одновалентной меди, возникающего за счет халькозина, при недостатке кислорода; одновременно выпадает самородная медь, нередко образующая тесные сростания с купритом и включения в нем. Известен также как продукт изменения борнита, тетраэдрита, халькопирита и других сульфидов меди (иногда образует по ним псевдоморфозы), а также антелерита, брошантита, атакамита, малахита. Иногда отлагается из растворов, содержащих медь, под действием восстановителей. Ассоциируется с халькозином, самородной медью, кальцитом, малахитом, азуритом, теноритом, хризоколлой, «медной смоляной рудой», гидроокислами железа и др. За исключением редких случаев не дает больших скоплений; образованию больших масс куприта благоприятствует наличие вблизи карбонатных пород. Встречается в осадочных породах, вероятно, как продукт восстановления сульфата закиси меди органическими веществами (Бетехтин, 1950).

Известны выделения куприта в полостях фосфоритовых конкреций из кембро-силурийских отложений Приднестровья (УССР) [20]. В единичных находках — на вулканических бомбах Везувия.

В СССР куприт известен во многих медных месторождениях: на Урале в Свердловской обл. — в Меднорудянском [21], Гумешевском, Турьинских, Пышминских и других рудниках, в виде хорошо образованных кристаллов октаэдрической формы или в виде игольчатой разновидности — халькотрихита [22]; наблюдался на Рудном Алтае — в Змеиногорском, Таловском, Локтевском, Николаевском, Богоявленском рудниках [23], в степной части КазССР в месторождениях Джекказган, Чокпак, Успенское, Акчагыл, Беркара, Бес-Тюбе и др. [24]; также в Алмалыке, Абаиле (УзбССР) [25], в Кедабеке (АзербССР), Анкаване (АрмССР) [26¹], Чок-Тегреке (КиргССР) [27], в Тетюхе (Приморский край) и в других месторождениях [28, 29].

Широко распространен в месторождениях других стран. В виде кри-

сталлов встречается в Шесси около Лиона (Франция) (поперечник кристаллов до 3 см) [30]; в Корнуэлле (Англия), в Тсумбе (Юго-Зап. Африка) [15], в месторождениях Чили, Перу и др.; в Бисби (шт. Аризона, США) куприт в виде землистых масс встречался в промышленных количествах.

Изм. На поздних стадиях формирования зон окисления куприт обычно замещается другими гипергенными минералами. Неустойчив при повышенной концентрации углекислоты в растворах и вследствие этого часто замещается малахитом, реже — азурином (псевдоморфозы малахита по куприту из Николаевского рудника на Алтае известны под названием «медных рогоулек»). В восстановительных условиях за счет куприта образуется самородная медь, иногда в виде псевдоморфоз, рыхлых и тонкопористых; замещается также теноритом, атакамитом и другими гипергенными минералами меди; известны псевдоморфозы по куприту гидроксидов железа [31].

Искусств. Куприт может быть легко получен при прокаливании на воздухе металлической меди, при сплавлении металлической меди с сульфатом меди или окиси меди с хлоридом меди, путем восстановления в щелочном растворе, пиролиза раствора, насыщенного уксуснокислой или муравьинокислой двухвалентной медью [9] и т. д.

При опытах по кристаллизации в автоклавах (заполненных на 65—80%) методом температурного перепада при t -рах 350—450° куприт образуется за счет меди, в тех же условиях растворяется и кристаллизуется из хлоридных растворов закиси меди лучше, чем из щелочных растворов Cu_2O [32].

Наблюдался в шлаках медной плавки [33], в нормальном и базальтоидном шлаках Карсакнайского медеплавильного завода [34], а также, совместно с теноритом, в огнеупорах медеплавильного производства [35].

Практ. знач. Наряду с другими минералами меди входит в состав медных руд. Cu_2O применяется в качестве выпрямителя переменного тока (Техническая энциклопедия).

Отл. Куприт отличается от гематита, киновари, пираргирита и прустита по цвету черты и по твердости: он мягче гематита и тверже киновари, пираргирита и прустита; отличием служат также положительная реакция на Cu и обычная ассоциация с минералами меди — малахитом, самородной медью и др. В отраж. св. характерны красные внутренние рефлексы.

Межплоскостные расстояния куприта, по Михееву
Cu-излучение, $D = 57$ мм

hkl	I	d (kX)	hkl	I	d	hkl	I	d
110	2	3,033	311 β	1	1,419	411,330	1	1,002
111 β	4	2,721	310	*	1,349	331	7	0,976
111	10	2,456	311	10	1,280	420	5	0,953
200 β (?)	1	2,317	222	4	1,226	422	7	0,870
200	8	2,130	321	*	1,139	510,431	*	0,835
220 β	2	1,657	400	3	1,063	511,333	7	0,821
220	9	1,505						

* — неотчетливая, трудно измеряемая линия.

Разнов. Халькотрихит — chalcotrichite (Глокер, 1839) — в оловянные и игольчатые выделения. Типичные месторождения: Первоуральское (Свердловская обл.), Джеккаган (КазССР), Клифтон и Моренси в шт. Аризона (США).



Синон. Перистая медная руда — Kupferfedererz (Эмерлинг, 1796), плюшевая медная руда — plush copper ore, медные цветы — Kupferblüthe (Брайтхаупт, 1823).

Гидрокуприт — hydrocuprite (Гент, 1785) — скрытокристаллический халькотрихит, содержащий немного воды. Окраска оранжево-красная, желто-оранжевая. Дает порошкограмму куприта [36]. Возможно, образовался из геля Cu_2O . Встречен в шт. Пенсильвания (США), в Бадене (ФРГ) и др.

Л и т е р а т у р а

1. Neuburger M. C. Zs. Krist., 1931, 77, 169.
2. Bragg W. L., Bragg W. H. X-ray and crystal structure. London, 1916, 155.
3. Schroeder R. Zbl. Min., 1934, A, 353.
4. Kleber W. N. Jb. Min., Monatsh., 1957, H. 5, 105 (причины несоответствия морфологии структуре); Kleber W. Wiss. Zs. Humboldt Univ., 1956, Nr. 1, 1; Белов Н. В. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1957, № 11, 3.
5. Kleber W., Schroeder R. N. Jb. Min., 1935, B.-Bd. 69, A, 364 (критическая сводка наблюдавшихся форм).
6. Кокшаров Н. И. Матер. для минералогии России, 1852, ч. I, 94.
7. Tokody L. Ann. Hist-natur. Musei nation. Hungar., 1949, 34, 5; Földt. Köz-lony, 1950, 80, F. 4—6, 156.
8. Hartman P., Perdok W. G. N. Jb. Min., Monatsh., 1955, H. 5, 97.
9. Lejus A. M. Bull. Soc. fr. min., 1958, 81, N 10—12, 315.
10. Böhm J. Zs. Krist., 1926, 64, 550.
11. Mügge O. N. Jb. Min., 1903, B.—Bd. 16, A, 337 (срастание с медью); Vultgenbach H. Ann. Soc. géol. Belg., 1926, 50, Bull. N 2, 35 (вростки буттгенбахита); Vultée J. Fortsch. Min., 1952, 29—30, H. 2, 326 (срастание с ковеллином); Wittke O. Bull. Soc. fr. min., 1960, 83, N 1—3, 63 (вростки в антлерите).
12. Франк-Каменецкий В. А. Уч. зап. Ленингр. ун-та, сер. геол., 1940, вып. 8, 91 (вростки в барите, срастания с халькопиритом).
- 12а. Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963; см. также: Пудовкина И. А. Сб. «Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов». Госгеолтехиздат, 1957, 139; Бови С., Гэйлор К. Тр. 2-й Международной конф. по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958. Атомиздат, 1959, 161; Robertson F. Bull. Geol. Soc. Am., 1961, 72, № 4, 621; Tonbeau G. Bull. Soc. belge géol., 1962, 71, N 2, 242.
13. Rosenholtz J. L., Smith D. F. Am. Min., 1936, 21, № 2, 118.
14. Винчелл А. Н. Оптика и микроскопия искусственных минералов (перевод). Госхимтехиздат, 1933.
15. Frondel C., Ito J. Am. Min., 1957, 42, № 11—12, 743.
16. Мирошниченко Л. Л. Тр. ИГН КазАН, 1962, 6, 170.
17. Johan Z. Acta Univ. Carolinae, Geol., 1960, № 1, 51.
18. Болгов Г. П. Сб. «Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая». Изд. АН КазССР, 1957, 2, 40.
19. Koch S., Grassely G., Donath E. Acta min., petr. Szeged, 1950, 4, 22.
20. Фурман Е. П. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1953, № 7, 401.
21. Соловьев Ю. С. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1953, вып. 20, 87.
22. Игумнов А. Н. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1948, вып. 14, 56.
23. Никольский А. П., Великая Н. Н. Матер. ВСЕГЕИ, 1946, сб. 3, 100.
24. Чухров Ф. В. Зап. Мин. об-ва, 1945, 74, вып. 3, 189; ДАН СССР, 1945, 46, № 9, 410.
25. Баталов А. Б. К минералогии окисленных руд Абаила. Ташкент. Изд. АН УзбССР, 1946, 21.
26. Акопян Н. А. Изв. АН АрмССР, 1957, 10, № 1, 5.
27. Акименко А. И. Геология и полезные ископаемые Вост. Ферганы. Изд-во АН СССР, 1944, 36.
28. Вольфсон Ф. И. Тр. ИГН АН СССР, 1945, вып. 70, 56 и др.; Логинов В. П. Тр. ИГН АН СССР, 1941, вып. 41, 42; Кашин С. А. Тр. ИГН АН СССР, 1948, вып. 91, 75.
29. Лазаренко Е. К. Минералогия медно-цинковых месторождений Средн. Урала. Изд. Львов. гос. ун-та, 1947, 46 и 123.
30. Lacroix A. Minéralogie de la France, 1901, 3, 305.
31. Еремеев П. В. Зап. Мин. об-ва, 1894, ч. 31, 398; Самойлов И. Матер. к минералогии России, 1906, 23, 1.
32. Кузьмина И. П. Геол. рудн. м-ний, 1963, 5, № 3, 401.

33. Ипатьев В., Верховский В. Журн. Росс. физ.-хим. об-ва, 1909, 41, 769; Чирвинский П. Н. Искусственное получение минералов в XIX столетии. Киев, 1908—1909, 456.
 34. Лапин В. В. Тр. ИГН АН СССР, 1941, вып. 58, 13.
 35. Иванов Б. В. Сб. «Вопросы петрографии и минералогии». Изд-во АН СССР, 1953, 2, 358.
 36. Switzer G. Am. Min., 1957, 42, N 1—2, 115.

СТРУКТУРА ТИПА ГАЛИТА

ГРУППА ПЕРИКЛАЗА

		Сингония	a_0	Вычисл. уд. в.
Периклаз	MgO	Куб.	4,21	3,58
Известь	CaO	Куб.	4,81	3,35
Монтепонит	CdO	Куб.	4,70	8,24
Манганозит	MnO	Куб.	4,44	5,37
Иоцит	FeO	Куб.	4,31	5,95
Бунзенит	NiO	Куб.	4,18	6,81

В группу объединены редкие в природе окислы с формулой RO и структурой типа NaCl (см. Минералы, т. II, вып. 1, стр. 118). Атомы металлов располагаются в пустотах плотнейшей кубической упаковки из атомов O.

Периклаз Periclase

MgO

Назван от греч. *περι* (пери) — около и *κλασις* (класис) — обламывание, по наличию спайности (Скакки, 1841) [1].

Синон. Периклазит — periclasite (Дана, 1892).

Разнов. Ферропериклаз.

Характ. выдел. Неправильные или округлые зерна, реже в кристаллах.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^5 - Fm\bar{3}m$; $a_0 = 4,211 \text{ \AA}$; $Z = 4$ (Уайкоф) [2]; $a_0 = 4,2117 \text{ \AA}$ при 25° (Скинер) [3]. Решетка типа NaCl. Расстояния Mg — O = $2,10 \text{ \AA}$.

Гексоктаэдр. кл. $O_h - m\bar{3}m (3L_4 4L_3 6L_2 9PC)$. Формы: a (100), d (110), o (111).

Кристаллы октаэдрического, реже кубического облика. Двойники по (111) известны для искусственных кристаллов.

В периклазе из Лонгбана и Нордмаркена отмечались ориентированные включения манганозита как результат распада твердого раствора: (111) и [011] обоих минералов параллельны [4]; в периклазе из Крестмора наблюдались ориентированные включения магнетита [5].

Физ. Сп. по (100) совершенная; отдельность по (110) [6]. Элементы скольжения: T (110), t [110] (по Григорьеву). Тв. $5\frac{1}{2} - 6$. Уд. в. 3,64 — 3,9 (вычисл. 3,58). Цв. бесцветный до серовато-белого, желтый, коричнево-желтый (содержит Fe), зеленый или черный (окрашен включениями). Черта белая. Бл. стеклянный. Прозрачен до просвечивающего.

Коэф. упругости меняются в зависимости от температуры: при 20° s_{11} 3,999 (в $10^{-13} \text{ см}^2/\text{дин}$), s_{44} 6,388, соответственно при 1200° — 5,967 и 7,261 [7]. Модули упругости для MgO при 300° K (в 10^{11} дин/см^2): c_{11} 28,76, c_{12} 8,74, c_{44} 15,14 [8].

Неэлектропроводен. В результате действия α -частиц возбуждается импульсная проводимость [9].

Инфракрасный спектр поглощения характеризуется слабой полосой около 1000 см^{-1} и широкой интенсивной полосой при $680\text{--}660\text{ см}^{-1}$ [10]. В синтетических кристаллах MgO изучался электронный парамагнитный резонанс Cr^{3+} , Fe^{3+} , V^{3+} , V^{2+} , Mn^{2+} , Fe^{2+} , Co^{2+} , Ni^{2+} , Cu^{2+} , Fe^{1+} , Co^{1+} , Ni^{1+} [11].

Микр. Изотропен. У минерала из Лонгбана $n = 1,7425$ [4], с Монте-Соммы — $1,745$ (Na) (по Дана, 1944), у искусств. кристаллов [12]: в красном свете — $1,7298$, в желтом — $1,7350$, в голубом — $1,7460$. По мере увеличения содержания Fe в соединении показатель преломления повышается. Иногда аномально дупреломляет (погасание по секторам).

Хим. Теор. состав MgO — 100 (Mg — 60,32). Fe и Zn могут частично замещать Mg. Искусств. MgO и FeO образуют непрерывный изоморфный ряд, в природном (ферропериклазе) установлено до 8,56% FeO (анализ 3). Для искусств. MgO отмечается ограниченная смесимость с MnO, может содержать до 26 мол.% MnO (18,5 вес.%) [13]. Повышенное содержание Mn в периклазе из Нордмаркена объясняется наличием примеси манганозита (см. выше).

Анализы:

	MgO	MnO	FeO	ZnO	Сумма	Уд. в.
1.	87,38	9,00	0,19	2,52	99,09	3,90
2.	93,86	—	5,97	—	99,83	3,674
3.	89,04	—	8,56	—	97,60	—

1 — Нордмаркен; анал. Линдстрём [14], содержал примесь манганозита; 2 и 3 — Монте-Сомма; 2 — анал. Дамур [15]; 3 — анал. Скакки [1].

Диагн. исп. Легко растворим в разбавленной HCl или HNO_3 .

П. и. тр. не плавится и не изменяется, при наличии Mn темнеет. При смачивании H_2O тонкоизмельченный минерал дает щелочную реакцию.

Повед. при нагр. Т-ра плавл. MgO , по Бережному [16], — 2800° , по новым данным Ольшанского [17] — 2940° ; около 1100° пластически деформируется [18].

Коэф. линейного расширения искусств. MgO [3] при 25° $7,88 \cdot 10^{-6}$; коэф. объемного расширения $23,6 \cdot 10^{-6}$. Уд. теплоемкость при 0° — 0,870, при 900° — 1,09 *дж/г·град* (Берч и др.). Свободная энергия образования (—) 136,13 *ккал/моль*; теплота образования (—) 143,84 *ккал/моль*; энтропия 6,4 *кал/град·моль* (Кэй и Лэби).

Нахожд. Образуется при высокотемпературном метаморфизме пород, бедных SiO_2 и Al_2O_3 ; при увеличении концентрации этих окислов замещается бруситом и др. Особенно характерен для метаморфизованных доломитов и доломитизированных известковых пород, в которых ассоциируется с новообразованиями форстерита, магнезита, брусита и др. В СССР наблюдался на Урале в Серовском р-не (Свердловская обл.) в змеевиках в виде хороших кристаллов [19], в Забайкалье по р. Слюдянке около копи Якунина (Иркутская обл.) в кальците крупнокристаллического мрамора совместно с форстеритом (у зерен периклаза имеются каемочки брусита). Есть указания на нахождение периклаза в Узбекской ССР в метаморфизованных известняках хр. Киргиз-Ата. В виде мелких кристаллов обнаружен внутри глыб белого известняка, выброшенных вместе с лавой на Везувии (Италия). В Италии отмечался также в зоне контакта силурийских известняков с гранитами в Теулада на о-ве Сардиния (с бруситом) и в мраморе близ Предаццо; в Тироле (Австрия), в Леоне (Испания) — в доломитовом мраморе (с гаусманнитом), у Нордмаркена и Лонгбана (Швеция), в США — у Крестмора (шт. Калифорния), а также (с включениями октаэдров магнетита) в ксенолитах измененного доломита в батолитах горы Орган (шт. Нью-Мексико) и др.

Изм. Легко превращается в волокнистый или чешуйчатый брусит, гидромагнезит и серпентин, которые образуют псевдоморфозы по периклазу.

Искусств. Получается в кристаллах при сплавлении бората Mg и извести; при разложении $MgCl_2$ при красном калении в присутствии HCl, CaO или H_2O ; при медленном охлаждении расплава MgO и KOH. Как технический продукт в большом количестве получается путем обжига до спекания или электроплавкой природного магнезита и других магнезиальных материалов, при производстве магнезитовых, хромомagneзитовых и других магнезиальных огнеупоров [20, 21]. Образование периклаза из газообразной фазы часто сопутствует процессам воздействия высоких температур на магнезиальные огнеупоры в некоторых промышленных печах [22]. Встречается в шлаках [23].

Практ. знач. Природный практического значения не имеет, искусственный является тугоплавким и огнеупорным материалом.

Разнов. Ферропериклаз — ferropericlase (Тили, 1951) — периклаз, содержащий FeO (анализы 2 и 3).

Синон. Магнезиовюстит — magnesiowüstite (Боуен, Шайпер, 1935); название применяется для непрерывных твердых растворов в системе MgO — FeO.

Межплоскостные расстояния периклаза *

Fe-излучение, Ni-фильтр

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
111	10	2,431	222	12	1,216	420	17	0,9419
200	100	2,106	400	5	1,0533	422	15	0,8600
220	52	1,489	331	2	0,9665	511	3	0,8109
311	4	1,270						

* ASTM, 4—0829.

Л и т е р а т у р а

1. Scacchi A. Memorie mineralogiche e geologiche. Napoli, 1841, 22.
2. Wusckoff W. G., Am. J. Sci., 1925, 10, 107.
3. Skinner B. J. Am. Min., 1957, 42, No 1—2, 39.
4. Frondel C. Am. min., 1940, 25, No 8, 534.
5. Rogers F. Am. Min., 1929, 14, No 12, 462.
6. Phillips F. C. Min. Mag., 1963, 33, No 262, 617.
7. Susse Ch. C. R., Paris, 1958, 246, No 22, 3149.
8. Александров К. С., Рыжова Т. В. Кристаллография, 1961, 6, вып. 2, 289 (обзор).
9. Ahearn A. J. Phys. Rev., 1949, 75, 1967.
10. Hunt J. M., Wisherd M. P., Bonham L. C. Analytical Chem., 1950, 22, No 12, 1478.
11. Low W. Phys. Rev., 1957, 105, No 3, 793; 1958, 109, No 2, 247; 1960, 118, No 5, 1130; Sorokin P. P., Gelles I. L., Smith W. O. Phys. Rev., 1958, 112, No 5, 1513; Wertz J. E., Auzins P., Griffiths J. H. E., Orton J. W. Discuss. Faraday Soc., 1959, No 128, 136; Minomura S., Drickamer H. G. J. Chem. Phys., 1961, 35, No 3, 903; Orton J., Auzins P., Griffiths J. H. E. Proc. Phys. Soc., 1961, 78, No 4, 554; Wertz J., Auzins P. J. Appl. Phys., 1962, 33, No 1, 322.
12. Sommerfeld E. Zbl. Min., 1907, 213.
13. Passerini L. Gazz. chim. ital., 1930, 60, 535.
14. Sjögren A. Geol. förhandl., 1887, 9, H. 7, No 112, 527.
15. Damour A. Bull. Soc. géol. France, 1849, 6, 311.
16. Бережной А. С. Журн. прикладн. химии, 1948, 21, вып. 7, 717.
17. Белянкин Д. С., Цветков А. И. Очерки по истории геологических знаний, вып. 7. Изд-во АН СССР, 1958, 15.
18. Wachtman J. V., Maxwell L. H. J. Am. Ceram. Soc., 1954, 37, No 7, 291.
19. Федоров Е. С., Никитин В. В. Ежегодник по геологии и минералогии России, 1898—1899, 3, 89.

20. Алентьев А. А., Бардина Н. Т. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1951, № 5, 265; Hubble D. H., Dodge N. B. J. Am. Ceram. Soc., 1960, 43, No 7, 343.
 21. Зубаков С. М. Минералообразование в хромомagneзитовых огнеупорах. Изд-во АН КазССР, 1960, 50.
 22. Ермолаева Е. В., Карякин Л. И. ДАН СССР, 1951, 77, № 4, 677.
 23. Лапин В. В. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 2, 1.

Известь Lime

CaO

Синон. Окись кальция — calcium oxide, пеллуксит — pellouxite (Гагарин и Куомо, 1949).

Искусств. CaO куб. с., со структурой типа NaCl. $O_h^5 - Fm\bar{3}m$. $a_0 = 4,8105 \text{ \AA}$ (по ASTM); $Z = 4$. Сп. по (100) совершенная, по (110) — отдельность. Тв. $3\frac{1}{2}$. Уд. в. 3,3 (вычисл. 3,35). В шл. в прох. св. бесцветная. Изотропная. $n = 1,838$ (по Ларсену и Берману). Т-ра плавл. CaO $2570 \pm 10^\circ$ (Берч и др.).

В природных условиях отмечалась лишь в глыбах известняков, заключенных в лаве Везувия (Италия) [1]. Искусств. CaO (едкая известь, жженая известь) получается в больших количествах прокаливанием известняков.

Межплоскостные расстояния искусственной CaO *

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>
111	34	2,778	400	4	1,203	511	3	0,926
200	100	2,405	331	4	1,104	440	4	0,850
220	45	1,701	420	9	1,076	531	5	0,813
311	10	1,451	422	9	0,932	600	6	0,802
222	5	1,390						

* ASTM, 4—0777.

Л и т е р а т у р а

1. Zambonini F. Mineralogia Vesuviana. Napoli, 1935, 58.

Монтепонит Montepelite

CdO

Назван по месту находки в Монтепони на о-ве Сардиния (Фербенкс, 1946) [1]. Синон. Окись кадмия — cadmium oxide (Витих и Нойман, 1901) [2], дженаруттит (генаруттит) — genaruttite (Гагарин и Куомо, 1949).

Характ. выдел. Мелкие кристаллы и порошкообразные массы.

Структ. и морф крист. Куб. с. $O_h^5 - Fm\bar{3}m$; $a_0 = 4,6953 \text{ \AA}$ (искусств., по ASTM); $Z = 4$.

Структура типа NaCl. Расстояния Cd — O = 2,35 \AA .

Гексоктаэдр. кл. $O_h - m\bar{3}m$ ($3L_4 4L_3 6L_2 9PC$). Формы: *c* (100) и *o* (111). Облик кристаллов октаэдрический. Наблюдаются двойники прорастания по неизвестному закону.

Физ. Сп. на природных кристаллах не наблюдалась, у искусств. — отмечалась сп. по (111) [2], что, однако, маловероятно для минералов со структурой типа NaCl [3]. Хрупок. Тв. 3. Уд. в. у искусств. 8,1—8,2 (вычисл. 8,24). Цв. черный, синевато-черный, у искусств. — бурый до черного. Бл. металловидный до стеклянного. Прозрачивает.

Уд. электр. сопротивление искусств. CdO 0,028 ом·см (Берч и др.).

Микр. В шл. в прох. св. красный до оранжево-коричневого. Изотропен. У искусств. CdO $n = 2,49$ (Li) [4].

В полир. шл. в отраж. св. темно-серый.

Хим. Теор. состав: CdO — 100 (Cd — 87,54). В минерале из Сардинии определено Cd — 87,5 [2].

Диагн. исп. Растворим в разб. кислотах. П. п. тр. не плавится.

Повед. при нагр. CdO разлагается при 900°. Свободная энергия образования (—) 53,79 ккал/моль; теплота образования (—) 60,86 ккал/моль; энтропия 13,1 кал/град·моль (Кэй и Лэби).

Нахожд. Очень редок. Наблюдался в виде корочек, состоящих из мелких кристаллов и порошковатых масс, на гемиморфите с гематитом в месторождении Дженарутта (Монтепони) на о-ве Сардиния (Италия). Предположительно является продуктом вулканического возгона.

Искусств. [5]. Наблюдается в муфелях цинковых печей. Легко получается при нагревании металлического Cd, гидроокиси или соли Cd и летучей кислоты на воздухе; образуется в виде кристаллов при нагревании кадмия или его окиси в кислороде; при плавлении окиси кадмия в буре; в вольтовой дуге с кадмиевыми электродами [6].

Межплоскостные расстояния искусственной CdO *

			Cu-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>
111	100	2,712	222	13	1,355	422	11	0,958
200	88	2,349	400	5	1,174	511	9	0,904
220	43	1,661	331	9	1,077	440	5	0,830
311	28	1,416	420	13	1,050			

* ASTM, 5—0640.

Л и т е р а т у р а

1. Fairbanks E. E. Econ. Geol., 1946, 41, No 7, 761.
2. Wittich E., Neumann B. Zbl. Min., 1901, 549 (основная работа; значения уд. в. 6,146, видимо, дано ошибочно).
3. Phillips F. C. Min. Mag., 1963, 33, No 262, 617.
4. Ksanda C. J. Am. J. Sci., 1931, 22, 131.
5. Mellor J. W. A comprehensive treatise on inorganic and theoretical chemistry. London, 1923, 4, 508.
6. Walmsley. Proc. Phys. Soc., 1928, 40, 87.

Манганозит Manganosite

MnO

Название от латин. manganum — марганец (Бломстранд, 1874).

Характ. выдел. Зернистые массы, кристаллы.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^5 - Fm\bar{3}m$; $a_0 = 4,444 \text{ \AA}$; $Z = 4$ (Элефсон и Тэйлор) [1].

Структура типа NaCl. Расстояния Mn — O = 2,22 Å.

Гексоктаэдр. кл. $O_h - m\bar{3}m (3L_4 4L_2 6L_2 9PC)$. Формы: a (100), d (110), o (111). Кристаллы октаэдрического облика.

Обнаружены ориентированные сростания манганозита с цинкитом: (0001) и [10 $\bar{1}$ 0] цинкита параллельны (111) и [011] манганозита (Франклин); также сростания манганозита и периклаза с параллельным расположением (111) и [011] обоих минералов (Лонгбан и Нордмаркен) [2].

Физ. Сп. по (100); Фрондел [2] отмечает также отдельность по (111), что маловероятно для минералов со структурой типа NaCl [3]. Тв. 5 $\frac{1}{2}$. Уд. в. 5,18 — 5,36 (вычисл. 5,37). Цв. в свежем изломе изумрудно-зеленый; на воздухе быстро темнеет, становится коричневым, затем черным. Черта коричневая. Бл. стеклянный. Просвечивает или прозрачен.

Микр. В пл. в прох. св. изумрудно-зеленый. Изотропен. n для зеленых лучей 2,19, дл красных — 2,16 [4].

В отраж. св. серый [5]. Отраж. спос. 14,5% (по Орселю). Изотропен. Характерны интенсивные изумрудно-зеленые внутренние рефлексy.

В манганозите наблюдались ориентированные вростки цинкита — продукт распада твердого раствора [2].

Хим. Теор. состав: MnO — 100 (Mn — 77,44). Содержит нередко Zn .

Анализы:

	MgO	CaO	MnO	ZnO	FeO + Fe ₂ O ₃	MnO ₂	H ₂ O	Сумма	Уд. в.
1.	0,61	—	93,33	4,89	0,23	1,05	—	100,11	—
2.	0,11	—	94,59	3,41	0,26	1,30	0,78	100,45	5,364
3.	1,71	0,16	98,04	—	0,42	—	—	100,33	—

1 и 2 — Франклин: 1 — анал. Бауэр [6]; 2 — анал. Стейгер [7]; 3 — Лонгбан, среднее из двух анализов Бломстранда [8].

Диagn. исп. С трудом растворяется в крепкой HCl или HNO_3 с образованием бесцветного раствора.

В полир. пл. легко травится HNO_3 ; травится также $FeCl_3$, $SnCl_2$, H_2O_2 , HCl и H_2SO_4 .

П. п. тр. не плавится, чернеет.

Повед. при нагр. Т-ра плавл. MnO 1850° [9]. При нагревании в вакууме термических эффектов не дает. При нагревании на воздухе быстро окисляется: при 650° образуются твердые растворы кислорода в манганозите (до $MnO_{1,15}$), которые при нагревании в вакууме дают эндотермический эффект при 517—650° (удаление активного O) [10].

Нахожд. Редок. Образуется как продукт высокотемпературных контактово-метасоматических изменений пород при недостатке кремнезема. Встречается в немногих месторождениях, формировавшихся в необычных, резко восстановительных, условиях. Встречен в некоторых месторождениях Швеции в виде зернистых масс в мраморе: в Лонгбане ассоциируется с периклазом, гаусманнитом, пирохроитом и манганитом; в Нордмаркене — с самородным свинцом и якобитом, обычно покрыт корочкой пирохроита. В месторождении Франклин (шт. Нью-Джерси, США) наблюдается с виллемитом, франклинитом, цинкитом и кальцитом, иногда с цинкгаусманнитом [2]. Установлен также в составе марганцевой руды месторождения Гонцен (Швейцария) [11]. В высокотемпературном метаморфизованном месторождении Йои (Япония) [12] манганозит встречен вместе с аллеганитом, галакситом, карбонатами; подвергся замещению гаусманнитом. На руднике Фукумаки, преф. Ямагути, манганозит ассоциируется с пирохроитом, гидрогаусманнитом, пирофанитом, галакситом, также с тефроитом, родонитом и др. [13].

Изм. При поглощении воды переходит в пирохроит. Легко окисляется с образованием манганита, пиролюзита; возможно, замещается халькофанитом.

Искусств. Получен при термическом разложении в вакууме щавелевокислой или углекислой соли закиси марганца при 350—800° [10, 14] и в результате нагревания вернадита и пиролюзита [15].

Межплоскостные расстояния искусственной MnO *
Cu-излучение

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
111	62	2,568	222	13	1,283	422	15	0,907
200	100	2,223	400	11	1,111	511	13	0,855
220	58	1,571	331	10	1,020	440	4	0,783
311	21	1,340	420	18	0,994			

* ASTM, 7—230.

Л и т е р а т у р а

1. Ellefson B. S., Taylor N. W. J. Chem. Phys., 1934, 2, 58.
2. Frondel C. Am. Min., 1940, 25, No 8, 534.
3. Phillips F. C. Min. Mag., 1963, 33, No 262, 617.
4. Ford W. E. Am. J. Sci., 1914, 38, 502.
5. Ramdohr P. Zbl. Min., 1938, A, 133; Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin, 1960, 829.
6. Palache C. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1935, 180, 37.
7. Palache C. Am. J. Sci., 1910, 29, 178.
8. Blomstrand C. W. Geol. för. förhandl., 1874, 2, 179.
9. Glasser F. P. Am. J. Sci., 1958, 256, No 6, 398.
10. Роде Е. Я. Тр. 1-го совещания по термографии (Казань, 1953). Изд-во АН СССР, 1955, 219.
11. Epprecht W. Schweiz. min., petr. Mitt., 1946, 26, H. 1, 19.
12. Lee D. E. Stanford Univ. Publ., geol. ser., 1955, 5, 1.
13. Hirowatari F. Bull. Geol. Surv., Japan, 1961, 12, No 8, 1.
14. Mellor J. W. A comprehensive treatise on inorganic and theoretical chemistry, London, 1932, 12, 220.
15. Андрущенко П. Ф. Тр. ИГи АН СССР, 1954, вып. 150, 1.

Иоцит Iozite

FeO

Назван от греч. $\iota\omicron\varsigma$ $\sigma\acute{\iota}\delta\eta\rho\omicron\varsigma$ (иос сидерон — яд железа, ржавчина) (Брен) [1]. Синон. Иосидерит — iosiderite (Хинде — Линк, 1938). Вюстит — wüstite [2] — искусств. FeO (Шенек и Дингман, 1927).

Характ. выдел. Мельчайшие черные зерна, шарики, каплевидные, веретенообразные, неправильные выделения.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^5 - Fm\bar{3}m$; для искусств. FeO $a_0 = 4,310 \text{ \AA}$; $Z = 4$, по Джету и Футу [2], 4,307, по ASTM.

Структура типа NaCl. Структура часто дефектна за счет некоторого недостатка атомов Fe. Дефицит Fe связан с частичным переходом Fe^{2+} в Fe^{3+} и перемещением части атомов Fe в тетраэдрические полости решетки [3, 4]. Соответственно формула иоцита $Fe_{1-x}^{2+}Fe_{2/3x}^{3+}O$, где x — число катионов Fe^{2+} , замещенных Fe^{3+} ; зависимость a_0 от состава выражается формулой: $a_0 = 4,332 - 0,56 x$ [3].

Физ. Уд. в. 5,945 (вычисл. при $a_0 = 4,31$). Цв. черный. Непрозрачен. Сильно магнитен.

Микр. В шл. в прох. св. изотропен. У искусств. FeO $n = 2,32$ [5], при вхождении MgO в виде твердого раствора показатель преломления понижается (Винчел).

В полир. шл. иоцит из метеорита Севрюково [6] в отраж. св. серый. Иоцит из Шарнхаузена [7] в контакте с магнетитом кажется серым с зеленоватым оттенком, магнетит более розоватый или буровато-серый. Отраж. спос. иоцита из метеорита Севрюково 15—16% [6]. Изотропен. Внутренние рефлексы отсутствуют [7].

Хим. Теор. состав: FeO — 100 (Fe — 77,73). Состав несколько окисленного иоцита из Стромболи: FeO — 85,2; Fe_2O_3 — 13,2; TiO_2 — 1,6; сумма — 100,00 [8].

Диагн. исп. Легко растворяется на холоду в разбавленной HCl. В полир. шл., по Юдину [6], от HCl чернеет, от HNO_3 вскипает; по Валента [6], HCl (1 : 1) действует относительно быстро (быстрее, чем на магнетит), тогда как HNO_3 (1 : 1), $FeCl_3$, KOH, $HgCl_2$ и H_2O_2 не действуют.

Повед. при нагр. [9]. Т-ра плавл. FeO 1372° . В системе Fe — O ниже 570° неустойчив, образуются Fe и Fe_3O_4 .

Нахожд. Редок. В виде мелких зерен наблюдался в некоторых богатых железом базальтовых и трахитовых лавах [1]. В вулканической

туфобрекчии Шарнхаузена около Штутгарта (ФРГ) [7] установлен в виде удлиненных, изогнутых образований, состоящих из мельчайших зерен ($< 30 \mu$) в ассоциации с магнетитом, гематитом, гётитом и самородным железом. Образовался при действии вулканических газов на лимонит или пирит осадочного происхождения.

В виде тонких дендритовидных сростаний с магнетитом наблюдался [10] в краевой части концентрических шаровидных образований в гранитоидах Синюшинского и Ивановского массивов Лениногорского р-на Рудного Алтая в тесной ассоциации с кварцем, полевым шпатом, реже биотитом; внутренняя часть выделений сложена металлическим железом; отношение содержания иоцита и магнетита в сростках колеблется от 1,0 : 5,7 до 1,00 : 1,2.

Отмечен также в виде каемок вокруг зерен троилита и самородного железа в каменном метеорите Севрюково [6]; установлен в коре плавления метеорита Сихотэ-Алинь в виде включений в никелистом железе и в мартите [11].

Изм. Легко окисляется и переходит в магнетит и маггемит.

Искусств. Синтезируется путем нагревания при $750-900^\circ$ в атмосфере паров воды эквимолекулярной смеси металлического железа и магнетита [12]. Получается путем восстановления Fe_2O_3 с помощью CO или водорода [7], окисления железа в атмосфере $CO - CO_2$ [13] и другими способами.

Отл. По-видимому, иногда ошибочно принимается за магнетит, от которого отличается более легкой растворимостью в HCl и по порошкограмме.

Межплоскостные расстояния искусственной FeO^*

Со-излучение, Fe-фильтр								
hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
111	8	2,486	311	3	1,299	331	1	0,988
200	10	2,153	222	2	1,243	420	2	0,963
220	6	1,523	400	2	1,077			

* ASTM, 6-0615.

Л и т е р а т у р а

1. Brun A. Schweiz. min., petr. Mitt., 1924, 4, 355.
2. Jette E. R., Foote F. J. Chem. Phys., 1933, 1, 29.
3. Сальдау Э. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1957, 86, вып. 3, 324.
4. Roth W. L. Acta cryst., 1960, 13, 140.
5. Bowen N. L., Schairer J. F. Am. J. Sci., 1935, 229, 151.
6. Юдин И. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1956, 85, вып. 3, 403.
7. Walenta K. N. Jb. Min., Monatsh., 1960, H. 7-8, 150.
8. Brun A. Bull. Soc. fr. min., 1925, 48, 87.
9. Darken L. S., Carry R. W. J. Am. Chem. Soc., 1946, 68, No 5, 798.
10. Осипов М. А. ДАН СССР, 1962, 146, № 6, 1404.
11. Юдин И. А. Метеоритика, 1958, вып. 16, 59.
12. Blue R. W., Classen H. H. J. Am. Chem. Soc., 1949, 71, No 11, 3839.
13. Чуфаров Г. И., Шабалина О. К. ДАН СССР, 1961, 140, № 6, 1392.

Бунзени́т Bunsenite NiO

Назван по имени немецкого химика Р. В. Бунзена (Дана, 1868).
Синон. Завись никеля — Nickeloxydul (Бергман, 1858).

Характ. выдел. Кристаллы и порошкообразные массы.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^5 - Fm\bar{3}m$; для искусств. NiO $a_0 = 4,1769 \text{ \AA}$, по ASTM; $4,181 \text{ \AA}$, по Феншему [1].

Структура типа NaCl. Расстояния Ni — O = 2,08 Å.

Гексоктаэдр. кл. $O_h - m\bar{3}m$ ($3L_44L_36L_29PC$). Формы: a (100), d (110), o (111). Облик кристаллов октаэдрический. Наблюдались двойники, но закон двойникования не установлен.

Физ. Тв. $5\frac{1}{2} - 6$. Уд. в. природного 6,4—6,9 (вычисл. 6,81). Цв. темно-фиолетово-зеленый, желто-зеленый до буровато-черного. Черта коричневатая-черная. Бл. стеклянный. Прозрачен.

Неэлектропроводен. Уд. электрическое сопротивление для искусств. NiO 10^8 ом·см (Берч и др.).

Микр. Изотропен. Для искусств. NiO $n = 2,37$ (Li), 2,23 (Na), по Ксандэ [2], 2,18 в красном свете, 2,23 — в белом, 2,39 — в синем, по Кундту (Хинце).

Хим. Теор. состав: NiO — 100 (Ni — 78,58). Хим. анализ нет.

Диагн. исп. Трудно растворим в кислотах, растворим в растворе бисульфата калия.

П. п. тр. не плавится.

Повед. при нагре. Т-ра плавл. NiO 1990° (Берч и др.). Уд. теплоемкость между 15 и 100° $0,16$ дж/г·град (Ниггли). Молярная теплоемкость $10,60$ кал/град·моль (Кэй и Лэби). Свободная энергия образования (—) $51,7$ ккал/моль, теплота образования (—) $58,4$ ккал/моль; энтропия $9,22$ кал/град·моль (Кэй и Лэби).

Находж. Обнаружен Френцелем (по Хинце) в зоне окисления никелеурановых жил в Йоганнсгеоргенштадте (Саксония, ГДР) с самородным висмутом и арсенатами никеля и кобальта.

Искусств. Наблюдается в шлаках [3]. Легко получается [4] при нагревании гидроксида или соли никеля с летучей кислотой; кристаллы, сходные с кристаллами бунзенита, получены при сплавлении бората никеля с известью, а также смеси фосфата никеля с сульфатом калия и другими способами.

Межплоскостные расстояния бунзенита *

Си-излучение, Ni-фильтр								
hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
111	91	2,410	222	13	1,206	420	21	0,9338
200	100	2,088	400	8	1,0441	422	17	0,8527
220	57	1,476	331	7	0,9582	511	7	0,8040
311	16	1,259						

* ASTM, 4—0835.

Л и т е р а т у р а

1. Fensham P. J. J. Am. Chem. Soc., 1954, 76, No 4, 969.
2. Ksanda C. J. Am. J. Sci., 1931, 22, 131.
3. Иванов В. В. Тр. ИГи АН СССР, 1949, вып. 106, 20; Лапин В. В. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 2, 1.
4. Mellor J. A comprehensive treatise on inorganic and theoretical chemistry. London, 1936, 15, 374.

Гидрониккит (гидроницит) — hydronicite. Сомнительный. Не охарактеризован. Наблюдался в Техасе (США), считался предположительно водным окислом никеля (Шенард, 1877; по Дана, 1892, 1037).

Никомелан — nicomelane. Сомнительный окисел никеля. Черный. (Адам, 1869; по словарю Честера, 1896).

Палладинит — palladinite (Шепард, 1857) — предположительно отвечает PdO .

Синон. Закись палладия — Palladiumoxydul (Джонсон, Лампадиус, 1837), палладиевая охра — Palladiumocker (Рамельсберг, 1860), палладит — palladite (Вернадский, 1914).

Коричневая охристая пленка на палладистом золоте, наблюдавшаяся в Бразилии [1].

Искусств. PdO тетрагональная. $D_{4h}^9 - P4_2/mmc$; $a_0 = 3,043$; $c_0 = 5,337$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,754$ (по ASTM); $Z = 2$ [2]; вычисл. уд. в. 8,34.

Межплоскостные расстояния искусственной PdO *

Cu-излучение								
hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
100	3	3,046	202	12	1,322	301	3	0,997
002	33	2,667	211	22	1,319	310	3	0,962
101	100	2,644	114	5	1,133	312	6	0,905
110	20	2,153	213	9	1,081	303	3	0,881
112	28	1,674	220	3	1,076	215	6	0,840
103	18	1,536	105	5	1,007	224	5	0,838
200	11	1,522	204	6	1,004	321	4	0,834
004	4	1,335	222	6	0,998	116	2	0,822

* ASTM, 6—0515.

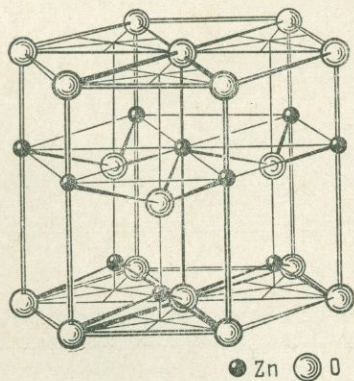
Л и т е р а т у р а

1. Johnson, Lampadius. J. prakt. Chem., 1837, 11, 311.
2. Moore W. J., Pauling L. J. Am. Chem. Soc., 1941, 63, No 5, 1392.

СТРУКТУРА ТИПА ВЮРЦИТА

ГРУППА БРОМЕЛЛИТА

		Сингония	a_0	c_0	Вычисл. уд. в.
Бромеллит	BeO	Гексаг.	2,69	4,37	3,06
Цинкит	ZnO	Гексаг.	3,25	5,20	5,68



Фиг. 3. Структура цинкита

положений атомов металлов и кислорода эквивалентны.

Структура типа вюрцита (Минералы, том I, стр. 208). В местах S структуры вюрцита находятся атомы O, слагающие плотнейшую гексагональную упаковку, половину тетраэдрических пустот которой занимают атомы Be (Zn) (фиг. 3). Атомы бериллия (или цинка) располагаются по вершинам гексагональной призмы, в центрах базисных граней и в центрах трех (из шести) тригональных призм гексагональной элементарной ячейки; атомы O находятся в тех же трех тригональных призмах и на всех вертикальных ребрах примитивных параллелепипедов, их расстояния от ближайших четырех атомов бериллия (цинка) одинаковы. Обе системы

Бромеллит Bromellite

BeO

Назван по имени шведского физика, врача и минералога М. фон Бромеля (Аминов, 1925) [1].

Характ. выдел. Мелкие кристаллы.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $C_{6v}^4 - P6_3mc$; $a_0 = 2,69$; $c_0 = 4,37 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 1,625$; $Z = 2$ (для минерала из Лонгбана, Аминов, 1925) [1]; $a_0 = 2,6979$; $c_0 = 4,380 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 1,624$ (для искусств. BeO, по ASTM).

Изоструктурен с цинкитом. Расстояния Be — O = 1,64 — 1,66 \text{ \AA}. Дигексаг.-пирамид. кл. $C_{6v} - 6mm (L_66P)$; $a : c = 1 : 1,6288$ (Аминов) [1].

Формы (по Дана, 1944):

Нижние	Верхние	φ	ρ	Нижние	Верхние	φ	ρ
\bar{c}	c 0001	—	0°00'	\bar{r}	r 10 $\bar{1}1$	60°00'	62°00'
	m 10 $\bar{1}0$	60°00'	90 00	\bar{h}	h 11 $\bar{2}2$	30.00	58 27
rr (10 $\bar{1}1$) : (01 $\bar{1}1$) = 52°36'				hh (11 $\bar{2}2$) : ($\bar{1}2\bar{1}2$) = 50°30'			

Кристаллы гемиморфные, призматические, удлиненные по оси c (фиг. 4).

Облик искусственных кристаллов очень разнообразен (от таблитчатых до игольчатых и волосовидных кристаллов); зависит от способа и условий синтеза [2].

Физ. Сп. отчетливая по (10 $\bar{1}0$), неясная по (0001); на искусств. кристаллах, кроме того, слабая сп. по (11 $\bar{2}0$) [3]. Тв. около 9 (значение, требующее проверки). Уд. в. 3,017 (вычисл. 3,062, при a_0 и c_0 по Аминову). Цв. белый. Бл. стеклянный. Прозрачен.

Обладает электропроводностью и пирозлектрическими свойствами. Диамагнитен. BeO с содержанием десятых долей процента Sm и до 1% хлоридов щелочей является хорошим оксифосфором, который при возбуждении в течение 10—15 сек светится зеленовато-желтым цветом [4].

Микр. В пл. бесцветен. Одноосный (+). $n_e = 1,733$, $n_o = 1,719$; $n_e - n_o = 0,014$ [1].

Хим. Теор. состав: BeO — 100 (Be — 36,05).

Состав бромеллита из Лонгбана (анал. Альмстрём) [1]: BeO — 98,02; MgO — 0,07; CaO — 1,03; BaO — 0,55; MnO — сл.; Al₂O₃ — 0,17; Sb₂O₃ — 0,29; п. п. — 0,85; сумма — 100,98. Присутствие Sb₂O₃ и Al₂O₃, вероятно, связано с примесью сведенборгита.

Диагн. исп. По Дана (1944), очень медленно растворяется в горячих конц. HCl или HNO₃, несколько быстрее в горячей конц. H₂SO₄; по Аминову, — в кислотах нерастворим. Сплавляется с бисульфатом калия.

П. п. тр. не плавится. С фосфорной солью или бурой образуется прозрачный перл.

Повед. при нагр. Т-ра плавл. BeO 2450° (Фишер и Брунер, у Мелора [5]); 2530 ± 30°, по Берчу и др. Уд. теплоемкость 0,247 между 0° и 100° [5]. Молярная теплоемкость 6,07 кал/град·моль; энергия образования (—) 139,0 ккал/моль; теплота образования (—) 146,0 ккал/моль; энтропия — 3,37 кал/град·моль (Кэй и Лэби).

Нахожд. Очень редок. Найден в Лонгбане (Швеция) в кальцитовый жиле среди гематитсодержащей скарновой породы в виде мелких кристалликов вместе с калиевым полевым шпатом, сведенборгитом, рихтеритом и манганофиллитом [1].



Фиг. 4. Кристалл бромеллита, Лонгбан (по Дана, 1944)

Искусств. Получается при сплавлении BeO с сульфидами щелочей, пирофосфата бериллия с сульфатом калия, при сплавлении BeO и SiO_2 с карбонатом или сульфатом калия или бурой, при сильном нагревании сульфата бериллия или карбоната аммония и бериллия [6,3]. Получен также путем сублимации около 2400° [5].

При нагревании $2BeO + SiO_2$ с 2% (по весу) MnO_2 до 1500° получен призматический бромеллит вместе с фенакитом, кварцем, стеклом и кристобалитом [7]. Является главной составной частью изделий специальной бериллиевой керамики.

Отл. От сходных минералов отличается высокой твердостью и реакцией на бериллий. Для точной диагностики необходимо всестороннее изучение минерала.

Межплоскостные расстояния бромеллита*

Cu-излучение, Ni-фильтр								
hkl	l	d	hkl	l	d	hkl	l	d
100	91	2,337	200	4	1,1682	203	10	0,9118
002	61	2,189	112	16	1,1482	210	4	0,8832
101	100	2,061	201	5	1,1287	211	5	0,8657
102	22	1,598	004	<1	1,0958	114	2	1,8498
110	29	1,349	202	3	1,0308	105	14	0,8199
103	24	1,238	104	<1	0,9920	212	8	0,8179

* ASTM, 4 — 0843.

Л и т е р а т у р а

1. Aminoff G. Zs. Krist., 1925, 62, 113.
2. Ryshkewitch E. Keram. Zs., 1963, 15, Nr 11, 679.
3. Frechette V. D., Cline C. F. Am. Min., 1963, 48, Nr 11—12, 1381.
4. Travnicek M. Ann. Phys., 1926, 79, 248.
5. Mellor J. W. A comprehensive treatise on inorganic and theoretical chemistry. London, 1923, 4, 221.
6. Zachariassen W. H. Zs. phys. Chem., 1926, 119, 201 (даются для искусств. BeO : $a_0 = 2,694$, $c_0 = 4,392$ Å, $c_0/a_0 = 1,630$).
7. Б уд н и к о в П. П., Ч е р е п а н о в А. М. ДАН СССР, 1950, 74, № 5, 1011.

Цинкит Zinkite



Назва по составу (Хайдинггер, 1845).

Синон. Красная окись цинка — red oxide of zinc (Брюц, 1810), окись цинка — Zinkoxyd (Леонхард, 1821), красная цинковая руда — Rothzinkerz (Брайтхаупт, 1823), стерлингит (стирлингит) — sterlingite (stirlingite) (Альгер, 1844), спарталит — spartalite (Брук и Милер, 1852), брусит — brucite (Дюфренуа, по Честеру, 1896).

Калькоцинкит — calcozincite (Шепард, 1876) — смесь цинкита и кальцита, ферроцинкит — ferrozincite (Адам, 1869), возможно, представляет цинкит, содержащий железо.

Характ. выдел. Зернистые и листоватые выделения, редко кристаллы.

Структ. и морф. крист. Гексаг. с. $C_{6v}^4 - P6_3mc$; $a_0 = 3,249$; $c_0 = 5,205$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,602$; $Z = 2$ (по ASTM, близкие значения приведены Бартом) [1].

Структура типа вюртцита (см. выше). Изоструктурен с бромеллитом; расстояния $Zn - O = 2,04$ (3 расстояния) и $1,94$ Å (одно).

Дигексаг.-пирамид. кл. $C_{6v} - 6mm (L_66P)$; $a : c = 1 : 1,5870$ (Пэлэч) [2].

Формы [2, 3]:

Нижние	Верхние	φ	ρ	φ	ρ
\bar{c}	c 0001	—	0°00'	p 10 $\bar{1}$ 1	60°00' 61°23'
	m 10 $\bar{1}$ 0	60°00'	90 00	β 50 $\bar{5}$ 4	60 00 66 25
	s 10 $\bar{1}$ 3	60 00	31 25	t 11 $\bar{2}$ 4	30 00 38 26
	α 40 $\bar{4}$ 5	60 00	55 42		

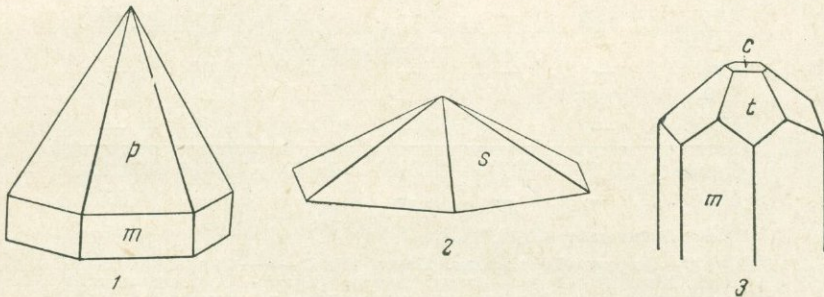
$$pp (10\bar{1}1) : (01\bar{1}1) = 52^\circ 04' \quad ss (10\bar{1}3) : (01\bar{1}3) = 30^\circ 12'$$

$$tt (11\bar{2}4) : (\bar{1}2\bar{1}4) = 36^\circ 13'$$

На искусственных кристаллах наблюдались также (по Дана и Гольдшмидту):

a 11 $\bar{2}$ 0	p 20 $\bar{2}$ 5	q 20 $\bar{2}$ 3	y 20 $\bar{2}$ 1	e 4485	ζ 3141
e 10 $\bar{1}$ 8	n 10 $\bar{1}$ 2	δ 30 $\bar{3}$ 2	h 11 $\bar{2}$ 3	d 11 $\bar{2}$ 1	b 2133
γ 10 $\bar{1}$ 6	ω 30 $\bar{3}$ 5	v 8085	f 11 $\bar{2}$ 2	μ 2133	

Кристаллы редки, имеют гемиморфное развитие (фиг. 5), часто очень сильно развит базопинакоид (000 $\bar{1}$), грани корродированы. Двойники по (000 $\bar{1}$), пл. срастания всегда (000 $\bar{1}$); среди искусственных кристаллов отмечались также двойники по (1 $\bar{2}$ 12) и (8089).



Фиг. 5. Кристаллы цинкита

1 — Стерлинг Хилл (по Дана, 1886); 2 — Франклин (по Пелэчу); 3 — Кучайна (по Терцичу)

Физ. Сп. по (10 $\bar{1}$ 0) совершенная; по (000 $\bar{1}$) раскалывается с трудом; у искусств. кристаллов, кроме того, неясная сп. по (11 $\bar{2}$ 0) [3а]. Изл. раковистый. Хрупок. Тв. 4—5. Уд. в. 5,64—5,68 (вычисл. 5,678). Микротвердость 234 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ [4]. Цв. оранжево-желтый до темно-красного и бурокрасного (красноватая окраска зависит от примеси Mn), иногда желтый. Искусств. кристаллы бесцветные до желтых, реже оранжево-красные или красные [4]. Цв. черты оранжево-желтый, иногда бледно-зеленый. Бл. полудрагоценный до металлического. В мелких обломках прозрачен или просвечивает по краям. Сплошные агрегаты цинкита при нагревании до 60—70° светятся желтовато-зеленым цветом [3].

Диамагнитен (по Ниггли).

Обладает детекторными свойствами. Электропроводность по направлению вертикальной оси меньше, чем в перпендикулярном направлении [5]. Уд. электр. сопротивление цинкита из Франклина 28 $\text{ом}\cdot\text{см}$ (Берч и др.).

В синтетическом ZnO изучался электронный парамагнитный резонанс Fe^{3+} , Mn^{2+} [6].

Микр. В пл. в прох. св. темно-красный до желтого. Не плеохроирует. Одноосный (+).

Показатели преломления цинкита из Стерлинг-Хилла (оригинал анализа 1) [7]:

λ , $m\mu$	530	546	575	589	600	625	650	670	675
n_e	2,056	2,048	2,035	2,029	2,025	2,017	2,010	2,005	2,004
n_o	2,039	2,032	2,019	2,013	2,009	2,002	1,995	1,990	1,989
$n_e - n_o$	0,017	0,016	0,016	0,016	0,016	0,015	0,015	0,015	0,015

В полир. шл. в отраж. св. светло-розовато-коричневый. Отраж. спос. (в %): для зеленых лучей — 11, для оранжевых — 10, для красных — 8. Двухотражение очень слабое, заметное лишь по краям зерен; *Ro* немного светлее *Re*. Слабо анизотропен; характерны внутренние рефлексии: в толстых пластинках красные до карминово-красных, в тонких — желтовато-белые. Во многих шлифах как продукт распада твердого раствора в цинките наблюдается минерал со свойствами гаусманнита.

Хим. Теор. состав: ZnO — 100 (Zn — 80,34). Содержит примесь MnO (до 9%), реже Fe .

Анализы [8]:

	1	2	3	4	5	6
ZnO	99,63	96,20	93,14	93,06	91,47	99,63
MnO	0,27	3,33	6,20	5,46	—	—
Mn_3O_4	—	—	0,34	—	—	—
FeO	0,01	—	—	1,14	—	Сл.
Fe_2O_3	—	0,43	0,38	0,24	0,11	—
PbO	—	—	—	—	5,26	—
SiO_2	0,08	—	—	—	—	—
Н. о.	—	—	—	—	0,12	—
Сумма	99,99	99,96	100,06	99,90	99,81*	99,63
Уд. в.	—	—	—	—	—	5,6

* В том числе CO_2 2,85%.

1 — Стерлинг-Хилл; анал. Бауер [7]; 2 — 4 — Франклин; 2 — анал. Шюц [9]; 3 и 4 — анал. Дитлер [10]; 5 — Олькуш; анал. Антипов [11]; 6 — Шайтанская дача; анал. Степанов [12].

Диагн. исп. Растворим в кислотах.

Данных по травлению в полир. шл. природного цинкита нет. Цинкит, образовавшийся в газотовах доменных печей, реагировал со слабым вскипанием на HCl , HNO_3 , H_2SO_4 (конц.); при этом получался белый налет, от KOH — бурый налет, от $FeCl_3$ — желтое пятно; $HgCl_2$ не действует [13].

П. п. тр. не плавится. В закр. тр. чернеет, при охлаждении принимает первоначальную окраску. При прокаливании в восстановительном пламени на угле дает желтый налет окиси цинка (по охлаждении — белый), который после смачивания раствором нитрата кобальта и прокаливании в окислительном пламени становится зеленым (ринманова зелень).

Повед. при нагр. Т-ра плавл. ZnO $1975 \pm 25^\circ$; понижается при наличии примеси Mn или Fe [8]; у цинкита из Франклина (оригинал анализа 3) т-ра плавл. 1670° . Коэф. линейного расширения при 40° $316 \cdot 10^{-8}$ || оси c , $539 \cdot 10^{-8}$ || c (Физо, см. Хинце). Теплоемкость при 0° — 0,48, при 200° — 0,58 *дж/г·град* (Берч и др.). Молярная теплоемкость 9,62 *кал/град·моль*; теплота образования (—) 83,17 *ккал·моль⁻¹*; свободная энергия образования (—) 76,05 *ккал·моль⁻¹*; энтропия 10,5 *кал/град·моль* (Кэй и Лэби).

Нахожд. Сравнительно редкий минерал. В наибольшем количестве встречен в цинковых месторождениях Франклин и Стерлинг-Хилл (шт. Нью-Джерси, США), где приурочен к прослоям метаморфизованных известняков; сопровождается франклинитом и виллемитом. Наблюдался

также в руднике Олькуш (Польша), в Шнееберге (Саксония, ГДР) — псевдоморфозы по сфалериту, в свинцовом руднике Боттино (Тоскана, Италия), в месторождении Хизлевуд (Тасмания, Австралия), в свинцово-цинковом месторождении Кучайна (Вост. Сербия, Югославия) [3] и др.

На территории СССР обнаружен в виде натечных образований в Шайтанской даче (Свердловская обл.) [12], на контакте скарна с гранитом в руднике Сеймчана (Якутская АССР) [14], отмечался также в месторождении Липовой горы в Пластовском (бывш. Кочкарском) р-не Челябинской обл. [15]. Известны редкие псевдоморфозы цинкита по сфалериту.

Изм. При выветривании замещается смитсонитом и каламином.

Искусств. Образуется в плавильных печах при окислении цинка кислородом воздуха. Коллоидные агрегаты, образовавшиеся из газовой фазы, наблюдались в газоотводах доменной печи [13]. Также отмечались корочки на поверхности огнеупора в доменных печах [16]. Крупные кристаллы были получены в автоклаве в гидротермальных условиях при t -ре выше 350° при изучении систем $\text{NaOH} - \text{H}_2\text{O} - \text{ZnO}$ и $\text{H}_2\text{O} - \text{ZnO}$ [17]. Встречается в некоторых шлаках и огнеупорах.

Практ. знач. В месторождении Франклин составляет до 10% в составе цинковой руды. Некоторые образцы использовались для поделок.

Отл. От куприта, пираргирита, прустита и киновари отличается цветом черты и реакцией на цинк.

Межплоскостные расстояния цинкита из Нью-Джерси*

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>
100	71	2,816	004	3	1,301	204	1	0,9555
002	56	2,602	202	5	1,225	300	4	0,9382
101	100	2,476	104	3	1,1812	213	12	0,9069
102	29	1,911	203	10	1,0929	302	6	0,8826
110	40	1,626	210	4	1,0639	006	1	0,8675
103	35	1,477	211	10	1,0422	205	6	0,8369
200	6	1,407	114	5	1,0158	106	2	0,8290
112	28	1,379	212	4	0,9848	214	2	0,8237
201	14	1,359	105	7	0,9764	220	5	0,8125

* ASTM, 5 — 0664.

Л и т е р а т у р а

- Barth T. Norsk geol. tidsskr., 1927, 9, 317.
- Palache C. Am. J. Sci., 1910, 29, 177; Am. Min., 1941, 26, No 7, 427; Monier J. C., Kern R. Bull. Soc. fr. min., 1956, 79, No 10—12, 495.
- Terzic S. Гласник Природн. Музеја Београду, 1960, сер. А, кн. 13, 187.
- Fréchette V. D., Cline C. F. Am. Min., 1963, 48, No 11—12, 1381.
- Бови С., Тэйлор К. Тр. 2-й Международной конф. по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958. Атомиздат, 1959, 8, 161.
- Beijerinck F. N. Jb. Min., 1897, B.-Bd. 11, 448.
- Hall T. R. P., Hayes W., Williams F. Proc. Phys. Soc., 1961, 78, No 5, 883; Walsh W. M., Rupp L. W. Phys. Rev., 1962, 126, No 3, 952.
- Berman H. Am. Min., 1927, 12, No 4, 168.
- Palache C. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1935, No 180, 38 (сводка хим. анализов).
- Grosser P. Zs. Krist., 1892, 20, 354.
- Dittler E. Zs. anorg. Chem., 1925, 148, 332.
- Антипов И. А. Зап. Мин. об-ва, 1900, 38 (протоколы), 41.
- Г. Л. Горн. журн., 1904, 2, 272.
- Синяков В. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1957, 86, вып. 4, 511.
- Новиков С. В., Скорняков П. И. Матер. по изуч. Охотско-Колымского края, сер. 1, геол. и геоморф., вып. 6. Изд. ОНТИ НКТП, 1936, 43.
- Магакьян И. Г. Зап. Всес. мин. об-ва, 1950, 79, вып. 4, 246.
- Карякин Л. И. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1962, № 16, 359.
- Laudise R. A., Ballman A. A. J. Phys. Chem., 1960, 64, No 5, 688.

СТРУКТУРЫ ТИПА ГЛЁТА — МАССИКОТА

ГРУППА ГЛЁТА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	Вычисл. уд. в.
[Монтроидит]	HgO	Ромб.	3,30	3,52	5,52	11,2
Глёт	PbO	Тетраг.	3,97	—	5,02	9,3
Массикот	PbO	Ромб.	5,49	4,75	5,89	9,6

В группе объединены две полиморфные модификации PbO, структуры которых сходны. Оба минерала редки, но возможно, что глёт — модификация, устойчивая при обыкновенной температуре, более распространен в природе, чем это известно, так как, по-видимому, пропускается из-за трудной его диагностики.

Монтроидит отнесен к данной группе условно.

Монтроидит Montroydite HgO

Назван по имени одного из владельцев рудника Терлингва (Мозес, 1903) [1].

Характ. выдел. Кристаллы, червеобразные, трубчатые или сферические агрегаты, иногда сплошной или порошковатый.

Струк. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{13} - Pmmn$; $a_0 = 3,302$; $b_0 = 3,520$; $c_0 = 5,515$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,938 : 1 : 1,567$; $Z = 2$ (для искусств. HgO, Захариасен) [2]; $D_{2h}^{16} - Pnma$; $a_0 = 6,608$; $b_0 = 5,518$; $c_0 = 3,519$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,197 : 1 : 0,638$; $Z = 4$ (по ASTM).

Неоднократно принималась различная установка кристаллов монтроидита и соответственно менялось отношение осей. Соотношения установок следующие:

Шэлер [3]	a	b	c	$0,6375 : 1 : 1,1977$
Захариасен [2]	b	c	a	$0,938 : 1 : 1,567$
ASTM	c	b	a	$1,197 : 1 : 0,638$
Штрунц, 1957	b	a	c	$1,565 : 1 : 0,940$
Дана, 1944	a	b	c	$0,6375 : 1 : 0,5989$

Ниже принята установка Шэлера, которая отличается от установки Дана в два раза большим значением c ($1,1977 : 2 = 0,5989$) и приводит к более простым символам форм. Формула перехода от символов по Дана к символам по Шэлеру: 100/010/002.

Ромбо-диширамид. кл. $D_{2h} - mmm (3L_2ЗPC)$; $a : b : c = 0,6375 : 1 : 1,1977$ (Шэлер) [3].

Главные формы [1,3]:

	φ	ρ		φ	ρ
b 010	0°00'	90°00'	s 112	57°29'	48°05'
a 100	90 00	90 00	o 111	57 29	65 50
m 110	57 29	90 00	i 221	57 29	77 21
v 012	0 00	30 55	x 331	57 29	81 29
y 023	0 00	38 36	α 133	27 36	53 30
z 011	0 00	50 08	e 132	27 36	63 45
g 102	90 00	43 13	t 122	38 06	56 42
d 101	90 00	61 59	r 211	72 19	75 46
n 302	90 00	70 28	p 7.3.13	74 43	46 22
q 201	90 00	75 06	w 311	78 00	80 09
μ 301	90 00	79 56	ω 10.1.12	86 21	57 28

$mm (110) : (\bar{1}\bar{1}0) = 65^{\circ}02'$	$om (111) : (110) = 24^{\circ}10'$	$ss (112) : (\bar{1}\bar{1}2) = 47^{\circ}10'$
$da (101) : (100) = 28 01$	$oa (111) : (100) = 39 42$	$ss (112) : (\bar{1}\bar{1}2) = 77 44$
$dm (101) : (110) = 41 54$	$ob (111) : (010) = 60 38$	$oo (111) : (\bar{1}\bar{1}\bar{1}) = 58 44$
$vb (012) : (010) = 59 05$	$sm (112) : (110) = 41 55$	$oo (111) : (\bar{1}\bar{1}\bar{1}) = 100 35$
$vm (012) : (110) = 73 58$	$sa (112) : (100) = 51 08$	$sv (112) : (012) = 38 52$
$vd (012) : (101) = 66 23$	$sb (112) : (010) = 66 25$	$sd (112) : (101) = 29 47$

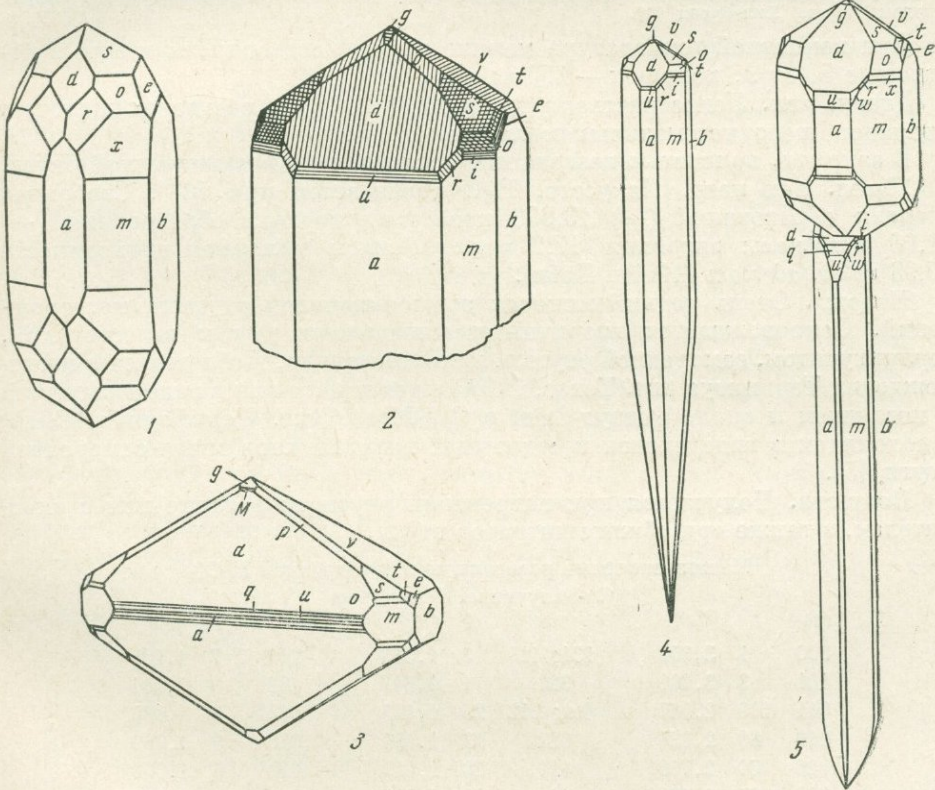
Менее обычные формы:

$l 1.10.0.$	$\xi 310$	$K 045$	$E 103$	$Z 376$	$D 223$
$h 120$	$j 410$	$L 021$	$M 203$	$A 114$	$\delta 551$
$k 350$	$\Phi 510$	$\beta 061$	$N 263$	$B 113$	$P 326$

Редкие формы:

$C 230$	$\zeta 265$	$S 232$	$V 5.4.10$	$\varphi 632$	$W 411$
$f 320$	$O 243$	$R 346$	$\gamma 542$	$\lambda 317$	
$G 032$	$Q 239$	$U 344$	$\pi 323$	$\Delta 313$	

Кристаллы (фиг. 6) призматические, в большей или меньшей степени удлиненные по оси c или более или менее изометрические, обычно хорошо



Фиг. 6. Кристаллы монтроидита, Терлингуа

1 — по Мозесу; 2—5 — по Шалеру

образованы лишь на одном конце, часто заостряются к другому концу (фиг. 6, 4), иногда скипетровидные (фиг. 6, 5); наблюдаются также искаженные (уплощенные) кристаллы. Грани головок иштрихованы (фиг. 6, 2). Кристаллы часто изогнуты или скручены. Червеобразные, трубчатые или сферические агрегаты обычно состоят из мельчайших призматических кристаллов.

Физ. Сп. по (010) совершенная. Режется ножом. Тв. $2\frac{1}{2}$. Гибок, но не упруг [3]. Кристаллы легко подвергаются деформации со скольжением. Уд. в. искусств. 11,23 (вычисл. 11,22). Цв. темно-красный, оранжево-красный, коричнево-красный и коричневый в мелких кристаллах. Черта оранжево-красная, желтовато-коричневая. Бл. стеклянный до алмазного. В тонких осколках прозрачен.

Микр. В пл. в прох. св. оранжево-красный до светло-желтого в зависимости от толщины зерна. В толстых пл. плеохроирует в интенсивно оранжево-красных и в желтовато-коричневых тонах, в тонких пл. желтый, плеохроизм не заметен. Двуосный (+). Пл. опт. осей (010); $N_g = c$ (по Ларсену и Берману). $n_g = 2,65$, $n_m = 2,50$, $n_p = 2,37$ (Li); $n_g - n_p = 0,28$. $2V$ большой.

Хим. Теор. состав: $HgO - 100$ (Hg — 92,61).

Анализы монтроидита из Терлингуа:

	Hg	O	Сумма
1.	92,87	7,13	100,00
2.	92,74	7,49	100,23

1 — O определен как потеря при прокаливании; анал. Мозес [1]; 2 — O определялся объемным методом; анал. Хилебрад [3].

При комнатной температуре мелкие зерна растворяются в воде в количестве 50 мг/л, порошок — 150 мг/л [4].

Диагн. исп. Легко растворяется в HCl , HNO_3 , в растворах щелочей, хлоридов щелочноземельных металлов и KJ .

В закр. тр. полностью возгоняется с выделением металлической ртути.

Повед. при нагр. Искусств. HgO разлагается при 500° . Свободная энергия образования (—) 13,990 ккал/моль; теплота образования (—) 21,68 ккал/моль; энтропия 17,2 кал/град·моль; молярная теплоемкость 10,93 кал/град·моль (Кэи и Лэби).

Нахожд. Очень редкий минерал зоны окисления ртутных месторождений. Сопровождается вторичными минералами ртути: эггестонитом, терлингуаитом, самородной ртутью, каломелью и др. Наблюдался в месторождении Терлингуа (шт. Техас, США) на кальците или в виде включений в последнем и около Редвуд-Сити в Сан-Матео (шт. Калифорния, США) с доломитом в виде пленок и отдельных кристалликов среди самородной ртути [5].

Искусств. Получается при нагревании ртути на воздухе или с окислителем, а также при обжиге нитратов ртути.

Межплоскостные расстояния искусственной HgO^*

hkl	I	d	Cu-излучение, Ni-фильтр			hkl	I	d
			hkl	I	d			
200	1	3,302	131; 410	3	1,583	203	7	1,105
101	3	3,101	321	1	1,547	422	9	1,104
011	100	2,967	401; 212	25	1,495	042	3	1,086
210	80	2,834	022	13	1,484	610	3	1,080
020	60	2,759	411	20	1,443	440	5	1,059
201	65	2,408	420	11	1,417	051	5	1,053
211	3	2,206	040	5	1,379	601	5	1,051
220	<1	2,117	421	1	1,315	531; 223	5	1,026
121	<1	2,062	402	5	1,204	033	3	0,989
221	50	1,814	241	11	1,197	621	5	0,982
002	11	1,759	232	9	1,187	630	5	0,945
400	11	1,651	431	7	1,160	413	3	0,942
031	15	1,630	013	5	1,148	612	5	0,920
230	13	1,607						

* ASTM, 9 — 381.

Л и т е р а т у р а

1. Moses J. Am. J. Sci., 1903, 16; 259; Zs. Krist., 1904, 39, 10.
2. Zachariassen W. Zs. Phys. Chem., 1927, 128, 421.
3. Hillebrand W. F., Schaller W. U. S. Geol. Surv. Bull., 1909, No 405, 47; Zs. Krist., 1910, 47, 470.
4. Григорьев Д. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1956, 85, вып. 2, 158.
5. Woodhouse C. D. Am. Min., 1934, 19, No 12, 603.

Глёт Litharge PbO

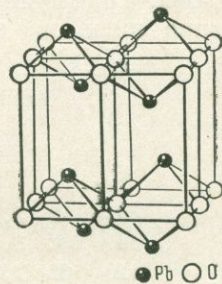
Русское название — сокращение от немецкого Bleiglätte, litharge от греч. λιθάρτυρος (литартирос) — название окиси свинца, получавшейся в процессе отделения серебра от свинца [1].

Синон. α -PbO (в отличие от β -PbO — массикота), литаргит — lithargite (Уэри, 1917), золотой глёт (Goldglätte). В старых работах не проводилось различия между массикотом и глёт, которые обозначались: окись свинца, свинцовая охра — lead ochre, хризитин — Chrysitin (Вайсбах, 1875). α -PbO в химии известна под названием красной окиси свинца.

Характ. выдел. Таблички, чешуйки, иногда каемки на выделениях массикота.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^7 - P4/nmm$; $a_0 = 3,972$; $c_0 = 5,023$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,265$; $Z = 2$ (для искусств. PbO, Бистрём) [2]. В отличие от массикота устойчив при обыкновенной температуре.

Атомы O образуют квадратные сетки, над или под центрами которых находятся атомы Pb. Каждый атом O находится в центре тетраэдра из атомов Pb, каждый атом Pb — в вершине тетрагональной пирамиды, основание которой составляет квадрат из четырех атомов O (фиг. 7). Расстояния Pb — O = 2,30 Å (Дикинсон и Фриауф) [2]. На основе структурных данных должна проявляться сп. по (001). Структура может быть выведена из структуры CaF₂, если половину октантов ячейки считать незаселенными и несколько изменить отношение осей.



Фиг. 7. Структура глёта (по Дикинсону и Фриауфу)

Дитетраг.-дипирамид. кл. $D_{4h} - 4/mmm (L_4 4L_2 5PC)$; $a : c = 1 : 1,258$ (Эплеби и Поуэл, для искусств. PbO) [3].

Формы (для искусств.):

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	—	0°00'	m 110	45°00'	90°00'
a 100	90°00'	90 00	r 101	90 00	51 31

Искусственные кристаллы таблитчатые по (001).

Физ. Сп. по (110) [4]. Тв. 2. Уд. в. 9,14 у искусств. PbO (вычисл. 9,35). Цв. красный, желтовато-красный. Бл. жирный до матового. Прозрачен.

Микр. В шл. в прох. св. красный до оранжево-красного. Одноосный (—), $n_o = 2,665$, $n_e = 2,535$ (Li); $n_o - n_e = 0,130$ (по Ларсену и Берману).

В отраж. св. серо-белый с пурпурно-красными рефлексами, которые сильно маскируют анизотропию минерала. Двуотражение не выражено. Отраж. спос. 18,9—20,6% (Li); в иммерсии значительно меньше [5].

Хим. Теор. состав: PbO — 100 (Pb — 92,83). Хим. анализы природного глёта недостоверны, т. к. исследованный материал содержал много примесей.

Диagn. исп. Растворим в HCl и HNO_3 ; с H_2SO_4 дает $PbSO_4$. Медленно растворяется в щелочах. Легко плавится.

Повед. при нагр. При нагревании переходит в массивот (β - PbO); температура перехода 530° , по Ренкеру и Басьеру [6]; 587° , по Кракау и Вахрамееву [7]; 488° , по Берчу и др. Т-ра плавл. около 886° .

Нахожд. Редок, но, вероятно, находится в небольшом количестве в окисленных рудах многих месторождений и пропускается ввиду сходства с другими минералами той же окраски. Наблюдается, главным образом, в виде параморфоз по массивоту. В СССР встречен в Есауловском месторождении Нагольного кряжа (УССР) с лимонитом, сурьмяной, свинцовой и железной охрами [8], а также на Алтае и в Забайкалье. Обнаружен по р. Зашуран в Курдистане (Турция) в ассоциации с массивотом, церусситом, реальгаром и аурипигментом; в штатах Айдахо и Калифорния (США) встречался с самородным свинцом, галенитом и ледгиллитом [4]. В Межице (Югославия) образует сростания с массивотом и суриком; замещает галенит, ассоциируется с церусситом, вульфенитом, вторичными минералами цинка [5].

Искусств. Получен в кристаллах при медленном охлаждении раствора PbO в крепкой KOH или из расплава в KOH , при быстром охлаждении массивота, при обжиге на воздухе водной окиси свинца и т. д. (по Дана, 1944).

Практ. знач. Самостоятельного практического значения не имеет.

Отл. Трудно диагностируется, отличить от других красных минералов можно лишь на основании детального изучения.

Межплоскостные расстояния искусственной α - PbO^*

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>
001	5	5,018	103	11	1,542	312	2	1,123
101	100	3,115	113	2	1,438	321,223	3	1,077
110	62	2,809	220	5	1,405	204	2	1,061
002	18	2,510	301,203	2	1,282	303	<1	1,039
102	1	2,124	310	3	1,256	214	<1	1,025
200	8	1,988	222	4	1,226	401,105	1	0,974
112	37	1,872	311,213	5	1,219	411,115	1	0,946
211	24	1,675	104	<1	1,198	330,224	3	0,936
202	6	1,558	114	2	1,146	331,323	3	0,920

* ASTM, 5—0561.

Л и т е р а т у р а

- Mellor J. A comprehensive treatise on inorganic and theoretical chemistry. London, 1927, 7, 638.
- Byström A. Ark. kemi, min., geol., 1947, 25 A, H. 5, N: o 13, 1; сходные данные: Dickinson R. G., Friauf I. J. Am. chem. Soc., 1924, 46, 2457; Moore W. J., Pauling L. J. Am. chem. Soc., 1941, 63, No 5, 1392; Lesieje-wicz J. Acta cryst., 1961, 14, 1304.
- Applebey M. P., Powell H. M. J. Chem. Soc. London, 1931, 2821.
- Shannon E. Econ. Geol., 1927, 22, No 8, 826.
- Grafenauer S. N. Jb. Min., Abhandl., 1960, 94, H. 2, 1187.
- Rencker E., Bassière M. C. R., Paris, 1936, 202, N° 7, 765.
- Кракау К. А., Вахрамеев Н. А. Тр. Гос. оптич. ин-та, 1931, 7, вып. 70, 1.
- Юшко С. А. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, 1948, 23, 211.

Массикот Massicot

РЬО

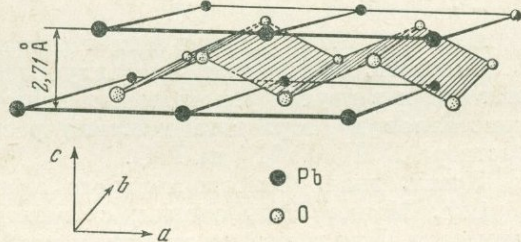
Название от французск. massicot — окись свинца (Дакиарди, 1883).

Синон. β -РЬО, массикотит — massicotite (Дакиарди, 1883), серебряный глёт — Silberglätte, свинцовый глёт — Bleiglätte, частично: окись свинца — Bleioxyd, свинцовая охра — lead-ocher, хризитин — Chrystitin (Вайсбах, 1875). β -РЬО в химии известна под названием желтой окиси свинца.

Характ. выдел. Чешуйчатые, землистые или плотные скрытокристаллические выделения.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $C_{2v}^5 - Pca2_1$ (по Бистрёму) [1]. $C_{2v}^8 - Pba2$ (по ASTM); $a_0 = 5,489$; $b_0 = 4,755$; $c_0 = 5,891$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,154 : 1 : 1,239$ (по ASTM, для искусств. РЬО); $Z = 4$. Является высокотемпературной модификацией РЬО; при обычных температурах метастабилен.

В структуре [1] между слоями из атомов РЬ, параллельными (001), расположены атомы О, образующие волнистые слои. В направлении оси с связь между соседними слоями слабая, возможно, металлическая (Бистрём, фиг. 8). Каждый атом РЬ связан лишь с тремя О. Расстояния РЬ — О = 2,20, 2,18 и 2,18 Å, самое короткое расстояние О — О = 2,61 Å.



Фиг. 8. Структура массикота
(по Бистрёму)

Ромбо-пирамид. кл. $C_{2v} - mm (L_2 2P)$. Искусственные кристаллы имеют вид табличек, уплощенных по (001); отмечалось наличие двойников. Природные кристаллы не наблюдались.

Данные морфологического изучения искусственных кристаллов, приводимые различными авторами, расходятся (см. у Хинце) и несопоставимы с рентгеновскими данными. Кристаллам придавалась различная установка: уплощение по (100) (Норденшельд) [2], по (001) (Термэ) [3].

Физ. Сп. совершенная параллельно табличатости (по (001) в рентгеновской установке), менее заметная в перпендикулярном направлении [3,4]. Гибок, но не упруг. Тв. 2. Уд. в. искусств. РЬО 9,56 (вычисл. 9,64). Цв. желтый, изредка с красноватым оттенком. Черта светло-желтая. Бл. жирный до матового. В тонких осколках прозрачен.

Микр. В пл. в прох. св. бледно-желтый, почти бесцветный. По Ng интенсивно желтый, по Nm бледно-желтый. Двусный (+), в синем свете (—) (по Ларсену и Берману). Пл. опт. осей параллельна спайности и табличатости (в рентгеновской установке) [3]. $n_g = 2,71$, $n_m = 2,61$, $n_p = 2,51$ (Li); сильная дисперсия показателей преломления [4]; $n_g - n_p = 0,20$; $2V$ около 90° , по Термэ [3]; $50 \pm 10^\circ$, по Кракау и Вахрамееву [4].

В отраж. св. серо-белый. Отраж. спос. 18,2—21,2% (Li); в иммерсии значительно меньше [5]. Двотражение незаметно. Анизотропия сильно маскируется белыми внутренними рефлексами.

Хим. Теор. состав: РЬО — 100 (РЬ — 92,83). Анализ не выполнен.

Диагн. исп. Растворяется в кислотах. Легко плавится.

Повед. при нагр. Плавится около 886° [4]; около 750° начинает улетучиваться (Берч и др.). При продолжительном кипячении с водой переходит в красную окись свинца.

Наход. Встречается в небольшом количестве в зоне окисления многих месторождений как продукт изменения галенита, бурнонита, буланжерита и других свинцовых минералов. Обычно наблюдается в парагенезисе с церусситом, вольфенитом, ледгиллитом, пироморфитом, лимонитом, малахитом, окислами Sb и др.

В СССР наблюдался в Змеиногорском месторождении (Алтайский край) [6] в ассоциации с теноритом, в ноздреватых углублениях в барите или как продукт замещения церуссита, реже — галенита; в месторождении Тетюхе (Приморский край) [7] ассоциируется с церусситом, каламином, смитсонитом, скородитом и другими вторичными минералами. В месторождении Межица в Югославии образует сростания с глётотом и суриком [5]. Отмечался в лавах некоторых вулканов Мексики. Как новообразование наблюдался на свинцовых трубах в горячих источниках Пломбьер и Бурбонн-ле-Бен (Франция) [3].

Изм. Обычно переходит в глёт (параморфозы) или в сурик.

Искусств. Образуется в металлургических печах при плавке свинцовых руд и в других условиях при окислении свинца. Получается в виде кристаллов в результате действия расплавленного КОН или водного раствора КОН ($NaOH$) на PbO .

Практ. знач. Самостоятельного практического значения не имеет.

Отл. Может быть смешан с ярозитом, биндгеймитом, бедантитом, коркитом. Для точной диагностики необходимо детальное изучение минерала.

Межплоскостные расстояния искусственной β - PbO^*

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>
001	6	5,893	220	14	1,797	204	2	1,297
111	100	3,067	113	15	1,724	313	3	1,289
002	31	2,946	311	13	1,640	024	2	1,252
200	28	2,744	203	<1	1,596	402	2	1,244
201	<1	2,493	222	9	1,534	133	4	1,203
020	20	2,377	213	2	1,514	040; 420	3	1,188
112	<1	2,278	131; 004	11	1,474	331	4	1,174
211	<1	2,203	321	<1	1,408	224	2	1,139
202	12	2,008	400	1	1,372	115	2	1,120
003	2	1,963	114	<1	1,363	042; 422	4	1,102
212; 022	14	1,850	223	<1	1,325	240	2	1,091

* ASTM, 5—0570.

Л и т е р а т у р а

1. В у с т р ö м А. Ark. kemi, min., geol., 1943, 17 B, H. 2, No 8, 1; см. также: Н а l - l а F., P a w l e k F. Zs. phys. Chem., 1927, 128, H. 1—2, 49.
2. N o r d e n s k i o l d А. E. Ann. Phys., 1861, 114, 619.
3. T e r m i e r P. Bull. Soc. fr. min., 1895, 18, 376.
4. К р а к а у К. А., В а х р а м е е в Н. А. Тр. Гос. оптич. ин-та, 1931, 7, вып. 70, 1.
5. G r a f e n a u e r S. N. Jb. Min., Abhandl., 1960, 94, H. 2, 1187.
6. П и л и п е н к о П. П. Минералогия Зап. Алтая. Изв. Томск. ун-та, 1915, 62, 440.
7. С м и р н о в В. И. Проблемы сов. геол. 1935, 5, № 2, 190.

Гидроплюмбит — *hydroplumbite*. Сомнительный. Предположительно водный окисел свинца $3PbO \cdot H_2O$? Мелкие чешуйки — кристаллики (близкого к гексагональному развитию). Цв. белый. Бл. сильный, перламутровый. В HNO_3 полностью растворяется со вскипанием. Раствор дает лишь реакцию на свинец. В зап. тр. обильно выделяет воду и становится красноватым. Наблюдался в пустотах среди пироморфита из Камберленда (Англия). Возможно, является гидроцерусситом (H e d d i e F. Min. Mag., 1889, 8, 201).

СТРУКТУРА ТИПА ТЕНОРИТА

ГРУППА ТЕНОРИТА

Наряду с теноритом, в группу условно отнесен близкий к нему по составу паратенорит, структура и соотношение которого с теноритом требуют дополнительного изучения.

		Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Вычисл. уд. в.
Тенорит	CuO	Монокл.	4,66	3,42	5,12	99°29'	6,57
[Паратенорит]	$(\text{Cu}_{1-2x}^{2+}\text{Cu}_{2x}^{1+})\text{O}_{1-x}$	Тетраг.	5,84	—	9,90	—	6,10

Тенорит Tenorite

CuO

Назван по имени неаполитанского ботаника М. Теноре (Семмола, 1841).

Синон. Окись меди — Kupferoxyd, сажистая медная руда, медная чернь — Kupferschwärze (Вернер, 1789), медная охра — Kupferocher (Эмерлинг, 1796), халькомелан — Chalkomelan (Глокер, 1834), мелаколиз — melaconis — от греч. μέλανος (меланос) — черный и χονις (конис) — пыль, порошок (Бедан, 1832), мелакозит — melaconite (Дана, 1850), черная медная руда — Schwarzkupfererz (Бауэр, 1904), мелаконозит — Melanokonit (Кёхлин, 1911).

Медная смоляная руда — Kupfererz — старых авторов, частично рассматривается как смесь тенорита с хризоколлой, малахитом, лимонитом и др., марсилит = марцилит — marcylite (Шепард, 1854) — смесь тенорита с ковеллином и др. (Дана, 1868), мелаохальцит — melanochalcite (Кёниг, 1902) [1] — смесь тенорита, хризоколлы и малахита (Хант, Краус, 1916) [2], гидротенорит — hydrotenorite (Леенхеер, 1937) [3] — смесь тенорита (или гелтенорита) с хризоколлой, малахитом и др. (Бийэ, Вандендрисше, 1938) [4].

Разнов. Гелтенорит.

Характ. выдел. Мельчайшие пластинчатые кристаллы, иногда изогнутые, их звездчатые сростки, чешуйчатые агрегаты, землистые массы — мелакозит.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^6 - C2/c$; $a_0 = 4,662$; $b_0 = 3,417$; $c_0 = 5,118$ Å; $\beta = 99^\circ 29'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,364 : 1 : 1,498$; $Z = 4$ (Танел, Позняк, Ксэндэ, для тенорита с Везувия) [5].

Каждый атом Cu окружен четырьмя атомами O, образующими почти квадрат (стороны прямоугольника 2,62 и 2,88 Å), каждый O находится в центре искаженного тетраэдра из атомов Cu (2 ребра 3,07, два 2,88 и по одному 3,16 и 3,73 Å); расстояния Cu — O = 1,95 Å [5] (фиг. 9).

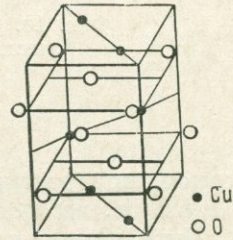
Рентгеновская установка отличается от морфологической Маскелайна [6], принятой ниже, взаимным перемещением осей a и c .

Призмат. кл. $C_{2h} - 2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 1,498 : 1 : 1,365$; $\beta = 99^\circ 29'$ (на основе рентгеновских данных, в установке Маскелайна).

Формы природных кристаллов [6]:

	φ	ρ	φ_2	ρ_2
c 001	90°00	9°29'	9°29	90°00'
a 100	90 00	90 00	90 00	90 00
f 011	6 58	53 58	9 28	36 37
x 601	90 00	80 04	80 04	90 00
e $\bar{1}$ 01	—90 00	37 07	—37 07	90 00
p 111	38 37	60 13	47 29	47 18
o $\bar{1}$ 11	—29 00	57 21	—37 07	42 34
z 611	76 33	80 20	80 04	76 45

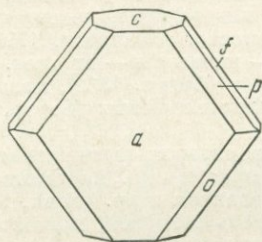
$$ff(011) : (0\bar{1}1) = 106^\circ 48' \quad oa(\bar{1}11) : (\bar{1}00) = 65^\circ 54' \quad pa(111) : (100) = 57^\circ 11'$$



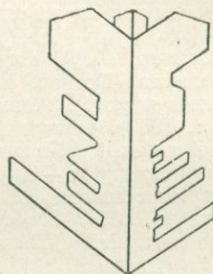
Фиг. 9. Структура тенорита (по Танелу и др.)

Кристаллы с Везувия таблитчатые по (100) (фиг. 10); на гранях (100) горизонтальная штриховка. Пластинки часто изогнуты. Двойники по (011) обычны; грани a (100) обоих индивидов почти совпадают (угол между ними около 8°), вследствие этого на общей плоскости двойников наблюдается перистая штриховка; характерны скелетные формы (фиг. 11). Указывались также двойники по (100) [6] и, возможно, по (001) (Дана, 1944).

Физ. Направление спайности достоверно не установлено [5]; на (100) следы спайности образуют угол $72^\circ 15'$. Изл. раковистый до неровного. Хрупок. Тонкие чешуйки гибкие и упругие. Тв. $3\frac{1}{2}$ — 4. Микротвердость 236 кг/мм^2 (пирамида Викерса, нагрузка 50 г) [6а]. Уд. в. 5,8—6,4 (вычисл. 6,569). Цв. стально-серый или железно-серый до черного. Черта



Фиг. 10. Кристаллы тенорита, Везувий
(по Скакки)



Фиг. 11. Двойник тенорита скелетообразного развития, Везувий
(по Скакки)

черная, при растирании зеленеет. Бл. металлический. Тонкие чешуйки в прох. св. коричневые.

Микр. В шл. в прох. св. бурый с заметным плеохроизмом: по N_g — темно-коричневый (почти непрозрачный), бурый, по N_m светло-бурый; $N_g > N_m$. Двуосный, оптический знак не установлен. N_p почти \perp (100), $N_m = b$. У искусств. n_m в красном свете 2,63, в синем — 3,17 (Кундт, 1888); двупреломление сильное, $2V$ большой, $r < v$.

В отраж. св. в шл. светло-серовато-белый с желтым оттенком. Отраж. спос. (в %) вычисленная: для красных лучей 20, для синих — 27,1; измеренная с фотоэлементом: для 460 $m\mu$, по Орселю, — 19,59; для белого света, по Фолинсби, — 21,1 (в иммерсии заметно понижается). Двухотражение в воздухе от белого до серовато-белого, резко усиливается в иммерсии: от белого с кремово-серым оттенком до серого с легким бархатистым блеском и темно-серого с коричневато-сиреневым оттенком. Эффекты анизотропии в воздухе отчетливые, в иммерсии — сильные, с характерными цветными эффектами — синими и белыми. Внутренние рефлексии наблюдались лишь у тончайших листочков тенорита с Везувия.

В шл. характерны двойники, часто полисинтетические. Обычны коллоидные, концентрически-скорлуповатые, радиальнолучистые образования; также мелкозернистые агрегаты. В некоторых скорлуповатых агрегатах наблюдается переслаивание тенорита с лимонитом, делафосситом; иногда выделения тенорита содержат тонкодисперсные окислы марганца.

Хим. Теор. состав: CuO — 100 (Cu — 79,89). Анализ чистого тенорита в литературе нет.

Диагн. исп. В разбавленных HCl и HNO_3 легко растворяется.

В полир. шл. от паров HNO_3 буреет; от HCl — темнеет (по краям капли

появляется голубовато-зеленая кайма), от FeCl_3 слабо буреет. Крешкие HNO_3 , HCl , KCN , HgCl_2 и KOH не действуют.

П. п. тр. не плавится. В восст. пламени дает металлическую медь.

Повед. при нагр. Т-ра плавл. 1026° (Справочник химика, 1963), 1148° (Техническая энциклопедия). Уд. теплоемкость при 0° — 0,52, при 200° — 0,63 *дж/г·град* (Берч и др.). Молярная теплоемкость 10,6 *кал/град·моль*; свободная энергия образования (—) 30,4 *ккал/моль*; теплота образования (—) 37,1 *ккал/моль*; энтропия 10,4 *кал/град·моль* (Кэй и Лэби).

Нахожд. Тенорит — минерал зоны окисления медных месторождений, встречается в значительно меньших количествах, чем куприт. Известен в лавах как продукт возгона.

Встречается в парагенезисе с купритом, малахитом, азурином, хризокolloй, лимонитом и окислами марганца, а также с халькозином, перуситом и другими вторичными минералами. Часто в виде корочек на выделениях куприта [7], по которому образуется; также псевдоморфозы по куприту; наблюдается как продукт изменения тетраэдрита, халькопирита, бурнонита, халькозина и других медьсодержащих сульфидных минералов [8].

В СССР тенорит отмечен во многих месторождениях и часто описывается под названием медной черни: на Урале [9], в Казахстане [10], на Кавказе [11], в составе сажистых руд на Алтае [12], в медных рудах пермских отложений Татарской АССР [13] и др. Обнаружен в интрузивных породах Ак-Суйского р-на (КиргССР), где развивается по самородной меди [14].

Наиболее крупные выделения тенорита (мелаконита) были отмечены в Свердловской обл. в Меднорудянском месторождении в ассоциации с фосфатами и карбонатами меди и в Турьинских рудниках.

Широко распространен и в зонах окисления различных зарубежных месторождений меди: в больших количествах наблюдался в Уэрта-Арриба в провинции Бургос (Испания), на Медном п-ве (шт. Мичиган), в Дактауне (шт. Теннесси, США); являлся рудой на медь в месторождении Бисби (шт. Аризона, США); встречался в месторождениях Зиген и Дааден в Вестфалии, Пфафенрайт в Баварии (ФРГ), Яхимов (Чехословакия), Оравица и Беица Бихорулуй (Румыния), Рио-Тинто и Линарес (Испания), в Шесси-на-Роне (Франция), в Корнуэлле (Англия), Тсумебе (Юго-Зап. Африка), в месторождениях Боливии, Чили и др.

В возгонах вулканов Камчатки [15] в виде мелких чешуек с гематитом, тридимитом и афтиталитом (температура в месте отложения была 480 — 700°). В породах лавовых потоков Везувия (Италия) в виде гроздевидных агрегатов тонких чешуек в ассоциации с хлоридами щелочей, котуннитом, хлоридами меди (образовался, видимо, из хлорида меди в атмосфере водяных паров). Встречается также на Этне (Италия).

Изм. На Везувии отмечались находки паратакамита (ателита), образовавшегося вследствие воздействия на тенорит хлористого водорода, выделяющегося из фумарол.

Искусств. Получается [16] в виде кристаллов при медленном охлаждении расплава CuO в NaOH , KOH и KF ; при нагревании CuCl_2 в атмосфере водяного пара или CuCl в кислороде. Порошковатая черная окись меди образуется при нагревании тонко измельченной Cu или Cu_2O в кислороде, при обжиге медных солей и при электролизе. Получается в результате нагревания малахита при температуре около 500° [17]. В природных условиях образование тенорита в зоне окисления возможно, если концентрация ионов Cu^{2+} в растворах не превышает $10^{-4,5}$ *моль/л* [18].

Практ. знач. В некоторых месторождениях является составной частью окисленных медных руд.

Отл. В полир. пл. характерна сильно выраженная анизотропия. Трудно отличим от делафоссита. Землистая разновидность тенорита от сходных марганцовых минералов отличается большим уд. в. и реакцией на медь.

Разнов. Г е л ь т е н о р и т — *geltenorite* — гелеобразный тенорит из Бисби и Лигаси (шт. Аризона, США), в различной степени раскристаллизованный (Рамдор, 1950).

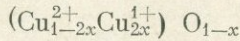
Межплоскостные расстояния тенорита с Везувия [5]

Cu-излучение								
<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>
110	4	2,737	400; 312	3	1,149	$\bar{1}15$; 331;		
$\bar{1}11$; 002	10	2,513	$\bar{4}02$; $\bar{2}23$	3	1,116	330; 421	5	0,916
111; 200	9	2,307	$\bar{1}31$	4	1,086	133	3	0,906
$\bar{1}12$	2	1,954	131	2	1,070	$\bar{5}11$	3	0,900
$\bar{2}02$	7	1,852	204	3	1,036	224; 331;		
020	3	1,704	024; 223	5	1,014	$\bar{4}23$; $\bar{3}15$; $\bar{5}12$	7	0,885
202	4	1,575	313	5	1,003		6	0,855
$\bar{1}13$	7	1,500	402	2	0,988		4	0,842
022	2	1,411	$\bar{2}24$; $\bar{1}15$	6	0,976		4	0,836
$\bar{3}11$; 310	4	1,401	$\bar{4}21$	1	0,966		3	0,817
220; 113	7	1,370	420	3	0,954		2	0,810
$\bar{3}11$; 312; 221	4	1,298	$\bar{1}33$	1	0,945		3	0,801
004; 222	6	1,258	$\bar{4}22$	5	0,936			
$\bar{3}13$; 222	4	1,163	$\bar{4}04$	3	0,929			

Л и т е р а т у р а

1. Koenig G. A. Am. J. Sci., 1902, 14, 404.
2. Hunt W. F., Kraus E. H. Am. J. Sci., 1916, 41, 211.
3. Leenheer L. Bull. Soc. belge géol., 1937, 47, 245.
4. Billiet V., Vandendriessche A. Bull. Soc. belge géol., 1938, 48, F. 2, 333; Leenheer L. Bull. Soc. belge géol., 1938, 48, F. 2, 343.
5. Tunell G., Posnjak E., Ksanda C. J. Zs. Krist., 1935, 90, 120.
6. Maskelyne N. S. Зап. Мин. об-ва, 1866, I, 147.
- 6а. Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963.
7. Соловьев Ю. С. Тр. Горно-геол. ин-та УФАН, 1953, вып. 20, 87.
8. Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Изд-во АН СССР, 1955, 128.
9. Лазаренко Е. К. Минералогия медно-цинковых месторождений Средн. Урала. Изд. Львов. Гос. ун-та, 1947, 46 и 123.
10. Борукаев Р. А. Изв. Каз. фил. АН СССР, сер. геол., 1945, вып. 6—7 (20), 172.
11. Мовсеян С. А. Изв. Арм. фил. АН СССР, 1941, № 1 (6), 111.
12. Никольский А. П. Матер. ВСЕГЕИ, пол. иск., 1948, сб. № 4, 66.
13. Миропольский Л. М. Уч. зап. Казанск. ун-та, 1938, 98, кн. 1, вып. 10, 88.
14. Давлетов И. К. Изв. АН КиргССР, 1960, 11, вып. 6, 118.
15. Пийп Б. И. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1956, вып. 11, 276; Набоко С. И. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1959, вып. 16, 112.
16. Mellor J. W. A comprehensive treatise on inorganic and theoretical chemistry, London, 1923, 3, 131; Duboin A. C. R., Paris, 1928, 186, No 17, 1133.
17. Бадалов С. Т., Моисеева М. И., Рабаева Э. Е. ДАН УзбССР, 1950, № 6, 20.
18. Barton P. V., Bethke P. M. Am. J. Sci., 1960, Bradley volume, 258-A, 21.

Паратенорит Paratenorite



Назван от греч. *παρά* (пара) — близко, в связи с близостью к тенориту по составу (Штрунц, 1949).

Синон. Парамелаконит — paramelaconite (Кёниг, 1891) [1].

Характ. выдел. Кристаллы (до нескольких миллиметров в длину).

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^{19} - 14/amd$; $a_0 = 5,84$; $c_0 = 9,90 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 1,695$; $Z = 16$ (Фрондел) [2].

Структура [2] дефектная; отсутствие некоторых атомов О компенсируется присутствием ионов Cu^{1+} вместо Cu^{2+} ; соответственно формула $(\text{Cu}_{1-2x}^{2+}\text{Cu}_{2x}^{1+})\text{O}_{1-x}$.

Дитетраг.-дипирамид. кл. $D_{4h} - 4/mmm (L_44L_25PC)$; $a : c = 1 : 1,695$.
Формы [2,3]:

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	—	0°00'	d 101	90°00'	59°28'
a 100	90°00'	90 00	p 113	45 00	38 38
m 110	45 00	90 00	r 112	45 00	50 10
f 103	90 00	29 28			
dd (101) : (011) = 75°03'			pf (113) : (103) = 26°12'		
ff (103) : (013) = 40 43			pd (113) : (101) = 39 00		
pp (113) : (113) = 52 24			fd (103) : (101) = 30 00		

Кристаллы призматические, вытянуты вдоль оси c (фиг. 12), иногда псевдокубические и псевдооктаэдрические. На гранях (100) горизонтальная штриховка.

Физ. Сп. отсутствует. Изл. ровный, раковистый. Хрупок. Тв. $4\frac{1}{2}$. Уд. в. 6,04—6,11 (вычисл. 6,10 при $x = 0,125$). Цв. на естественных гранях черный со слабым пурпурным оттенком, в изломе смоляно-черный. Черта буровато-черная. Бл. алмазный до полуметаллического. Не прозрачен.

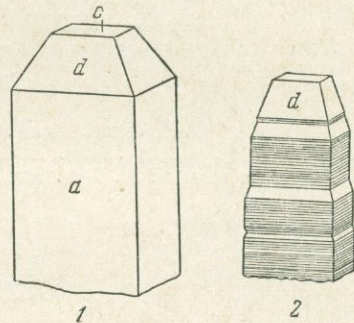
Микр. В полир. шл. в отраж. св. белый с розовато-коричневым оттенком. Двуотражение слабое. Резко анизотропен [2].

Хим. Теор. состав для $(\text{Cu}_{1-2x}^{2+}\text{Cu}_{2x}^{1+})\text{O}_{1-x}$ при $x = 0,125$ ($\text{Cu}_6\text{Cu}_2\text{O}_7$): $\text{Cu}_2\text{O} - 23,07$, $\text{CuO} - 76,93$ ($\text{Cu} - 81,95$). Спектральным анализом обнаружено присутствие Al, Mn, Si, Mg, Ba < 0,1%; Ca, Pb, Zn, Mo, Ti, Zr < 0,001%; Sn, V и Fe < 0,001%.

Анализы паратенорита из Бисби:

	Cu	CuO	Cu ₂ O	Fe ₂ O ₃	Сумма
1.	—	87,66	11,70	0,64	100,00
2.	—	77,94	19,45	2,70	100,09
3.	81,80	—	—	—	—

1 — количество Cu_2O вычислено по избытку Cu против CuO из определения общей Cu в виде Cu_2S ; анал. Кёниг [1]; навеска 0,203 г; 2 — Cu_2O и CuO определены непосредственно методом титрования КОН; Fe_2O_3 присутствует в качестве примеси; анал. Гоньер [2]; 3 — общее количество Cu определено непосредственно методом электролиза; анал. Гоньер [2].



Фиг. 12. Кристаллы паратенорита, Бисби

1 — по Дана (1944); 2 — по Фронделу

Диагн. исп. Легко растворим в холодных разбавленных HCl , HNO_3 и H_2SO_4 , а также в растворах NH_4OH и NH_4Cl . В сильно разбавленных HNO_3 и H_2SO_4 покрывается металлической медью и черной окисью меди.

В полир. пл. травится $FeCl_3$, KCN , HCl , HNO_3 ; пары HCl и HNO_3 дают налет, KOH не действует.

П. п. тр. в окисл. пл. плавится с трудом. В восст. пл. дает металлическую медь.

Повед. при нагр. При нагревании до 190° зерен минерала на воздухе, порошка — в вакууме, начинается распад с образованием куприта и тенорита [2].

Нахожд. Впервые установлен в двух штуфах из зоны окисления медного месторождения Копер Куин около Бисби (шт. Аризона, США) на скоплениях гётита и тенорита в тесной ассоциации с коннеллитом и купритом.

Обнаружен в музейном образце из Алгома (шт. Мичиган, США), в ассоциации с малахитом, диоптазом, теноритом, хризokolлой; наблюдался в виде псевдоморфоз по кварцу [3].

Отл. От тенорита отличается обликом кристаллов и по порошкограммам.

Межплоскостные расстояния паратенорита из Бисби [2]

Си-излучение, $D = 57,26$ мм

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
110	2	4,027	400	6	1,449	600	4	0,949
112	2	3,115	206	6	1,430	444	4	0,939
200	4	2,888	404	10	1,251	408	4	0,935
202	10	2,490	008	4	1,233	620	2	0,916
004	4	2,464	228	4	1,056	624	4	0,859
220	6	2,050	440	2	1,025	606	4	0,832
204	2	1,874	426	4	1,017	0.0.12	2	0,821
224	10	1,575						

Л и т е р а т у р а

1. Koenig G. A. Proc. Acad. Natur. Sci., Philadelphia, 1891, 284.
2. Frondel C. Am. Min., 1941, 26, No 11, 657.
3. Williams S. A. Am. Min., 1962, 47, No 5—6, 778.

ОКИСЛЫ ТИПА A_2O_3

СТРУКТУРА ТИПА БИКСБИИТА И БЛИЗКИЕ СТРУКТУРЫ

ГРУППА БИКСБИИТА

	Сингония	a_0	Вычисл. уд. в.
Авиценнит Tl_2O_3	Куб.	10,52	10,42
Курнакит Mn_2O_3	Куб.	9,42	5,02
Биксбиит $(Mn, Fe)_2O_3$	Куб.	9,40	5,08

В группе объединены изоструктурные минералы состава A_2O_3 . Названия их понимаются по-разному. Для биксбиита, содержащего менее 10 вес. % Fe_2O_3 , было предложено название партриджит (Вильерс, 1943). Штрунц (1957) в ряду биксбиита различает партриджит — Mn_2O_3 и биксбиит (ситапарит) — $(Mn, Fe)_2O_3$. Учитывая, что партриджитом были обо-

значены смешанные кристаллы состава $(\text{Mn}, \text{Fe})_2\text{O}_3$, ниже для искусственной и, соответственно, для природной Mn_2O_3 применяется название курнакит, предложенное Роде (1951), а названия партриджит и ситапарит рассматриваются как синонимы биксбиита $(\text{Mn}, \text{Fe})_2\text{O}_3$.

К структурной группе биксбиита относится наиболее богатый таллием минерал — авиценнит.

Структура типа биксбиита характерна для ряда других соединений A_2X_3 , у которых $R_A : R_X$ больше 0,60 и меньше 0,80 (Sc_2O_3 , Y_2O_3 , Nd_2O_3 , Sm_2O_3 , In_2O_3 , Mg_3As_2 , Zn_3N_2 , Be_3P_2 и др.).

Авиценнит Avicennite



Назван в честь крупнейшего таджикского ученого XI в. Авиценны (Карпова и др., 1958) [1, 2].

Характ. выдел. Мелкие (десятые и сотые доли миллиметра) кристаллы, внешне похожие на кристаллы перовскита.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $T_h^7 - Ia\bar{3}$; $a_0 = 10,52 \text{ \AA}$; $Z = 16$ (Савельев) [2].

Рентгенограмма совпадает с рентгенограммой искусств. Tl_2O_3 , соответственно структура минерала подобна структуре искусств. Tl_2O_3 . Изоструктурен с биксбиитом (см. стр. 49).

Дидодекаэдр. кл. $T_h - m\bar{3} (4L_3 3L_2 3PC)$. Кристаллы кубического развития, кроме граней (100), на некоторых кристаллах наблюдаются грани (111).

Физ. Сп. неясная. Изл. неровный. Очень хрупок. Тв. между 3 и 5. Уд. в. большой, у искусств. $\text{Tl}_2\text{O}_3 - 10,2$ (вычисл. 10,42). Цв. черный с буровато-серым оттенком. Черта коричневатая-черная. Бл. сильный металловидный.

Микр. В шл. в отраж. св. напоминает пирит. Цв. кремовый. Отраж. спос. довольно высокая. Изотропен. Внутренние рефлексы отсутствуют.

Хим. Теор. состав: $\text{Tl}_2\text{O}_3 - 100$ (Tl — 89,49). В концентрате минерала (при навеске 4,342 мг) установлено 79,52% Tl, что отвечает 88,86% Tl_2O_3 ; содержание 4,46% Fe_2O_3 , указанное первоначально [1], связано с наличием примеси. Спектроскопически в концентрате установлены десятые доли процента Sb и Pb, сотые — Sn, Ti, V, Mn, Ca и Al, тысячные — Si, Cu и Mg.

Межплоскостные расстояния авиценнита из Зирабулакских гор [2]

Fe-излучение, $D = 57,3 \text{ мм}$

hkl	I	d (кХ)	hkl	I	d	hkl	I	d
211	2	4,30	541	9	1,581	844β	2	1,138
222β	3	3,30	724β; 633β; 522	3	1,540	—	2	1,099
222	10	3,02	444	2	1,496	930; 851; 754	3	1,097
411β; 330β	5	2,61	721; 633; 552	3	1,389	—	3	1,070
411; 330	2	2,47	811β; 741β; 554β	1	1,370	844	3	1,060
422β	3	2,20	822β; 660β	2	1,316	—	1	1,037
422; 521β	6	2,06	811; 741; 554	8	1,258	—	6	1,0011
521; 600β; 442β	10	1,860	822; 660	4	2,209	—	5	0,9979
600; 442; 541β	3	1,720	930β; 851β; 754β	1	1,185	—	2	0,9747
444β	2	1,608	752	4	1,176			

Диagn. исп. Растворяется в HNO_3 и HCl (сначала на зернах образуется желтовато-бурая плёнка).

Нахожд. Гипергенный минерал. В небольшом количестве встречен в образцах из лимонито-кальцитовой жилы, секущей толщу силурийских мраморизованных и кварцованных известняков около Джузумли в Зирабулакских горах (УзССР). Характерна тесная ассоциация минерала с натечным лимонитом, ожелезненным глинистым веществом и карбонатами — кальцитом, доломитом, анкеритом. Выделения авиценнита заключены в массе полосчатого лимонита.

Л и т е р а т у р а

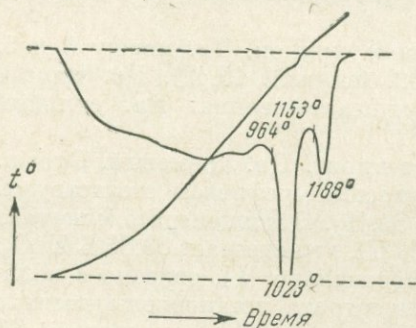
1. Карпова Х. Н., Конькова Е. А., Ларкин Э. Д., Савельев В. Ф. ДАН УзССР, 1958, № 2, 23.
2. Конькова Е. А., Савельев В. Ф. Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 3, 316.

Курнакит Kurnakite



Название для искусств. Mn_2O_3 , в честь акад. Н. С. Курнакова, введено Роде [1] (1951). Тетрагональная модификация — α - Mn_2O_3 — обозначена им α -курнакитом, кубическая модификация (β - Mn_2O_3) — β -курнакитом.

В природе на основе термограмм в составе марганцевых руд Кавказа установлен β -курнакит; он образовался при воздействии базальтовой магмы на осадочные породы, содержащие пиролюзит [2,3]. Не изучен и не охарактеризован.



Фиг. 13. Кривая нагревания природного β -курнакита (по Роде)

Искусств. β - Mn_2O_3 изоструктурна и изоморфна с биксбиитом. Куб. с. $T_h^2 - Ia\bar{3}$; $a_0 = 9,418 \text{ \AA}$; $Z = 16$ (Полинг и Шапель) [4]. Уд. в. вычисл. 5,02.

β - Mn_2O_3 (фиг. 13) при нагревании на воздухе при 964 — 1023° дает эффект диссоциации и при 1153 — 1188° обратимый эффект превращения β -гаусманита.

В лабораторных условиях β - Mn_2O_3 образуется в результате термического разложения пиролюзита при 600° [3].

Mn_2O_3 со структурой биксбиита получена при нагревании MnO_2 при темно-красном калении в течение 5 час. [5].

Межплоскостные расстояния искусственной β - $Mn_2O_3^*$

Fe-излучение, $D = 57,45 \text{ мм}$

hkl^{**}	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
211	10	3,86	440	90	1,66	721; 633; 552	10	1,28
222	100	2,72	541	20	1,45	732; 651	5	1,19
400	10	2,35	622	60	1,42	800	10	1,18
332	20	2,01	631	20	1,39	811; 741; 554	10	1,16
510; 431	30	1,84	444	10	1,35	820; 664	10	1,14

* ASTM, 2—0896.

** Индексировано в ИГЕМ.

Л и т е р а т у р а

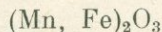
1. Роде Е. Я. Тр. 4-го совещания по эксперим. минералогии и петрографии, вып. 1, Изд-во АН СССР, 1951, 95.
2. Роде Е. Я. Кислородные соединения марганца. Изд-во АН СССР, 1952, 63.
3. Роде Е. Я. Тр. 1-го совещания по термографии (Казань, 1953), 1955, 219.
4. Pauling L., Schärpel M. D. Zs. Krist., 1930, 75, 128.
5. Zachariassen W. Zs. Krist., 1928, 67, 455.

Оксигидрокурнакит и оксигидрогаусманнит — лишние названия (Станкевич, 1957) [1] для рыхлых землистых или плотных выделений недостаточно охарактеризованных марганцовых окислов, найденных в Никополе (УССР); аналогичны «курнакитовым твердым растворам» и «гидрогаусманнитовым твердым растворам» (Роде) [2].

Л и т е р а т у р а

1. Станкевич Л. О. Изв. Днепропетр. горн. ин-та, 1957, 34, 1.
2. Роде Е. Я. Кислородные соединения марганца, Изд-во АН СССР, 1952, 63.

Биксбит Vixbyite



Назван по имени М. Биксби (Пенфилд, Фут, 1897) [1].

Синон. Ситапарит — sitaparite (Фермор, 1909) [2], партриджит, партриджейт — partridgeite (Вильерс, 1943) [3].

Характ. выдел. Сплошные агрегаты.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $T_h^5 - Im\bar{3}$ (Макхёрджи) [4]; $a_0 = 9,400 \text{ \AA}$ (Дахс, для биксбита из Южной Африки) [5]; $Z = 16$ (Полинг и Шапель) [4].

Структура [4, 5] может быть выведена из структуры флюорита, в которой одна четвертая часть положений анионов не занята, в связи с чем симметрия понижена; остальные положения атомов несколько смещены (фиг. 14). Атомы О находятся в тетраэдрах из атомов (Mn, Fe); каждый атом (Mn, Fe) окружен шестью атомами О, которые находятся в шести (из восьми) вершинах искаженного куба (уплощенные октаэдры) (фиг. 15 и 16) [5, 6]. Расстояния $(\text{Fe}, \text{Mn})_{\text{I}} - \text{O} = 2,01$, $(\text{Fe}, \text{Mn})_{\text{II}} - \text{O} = 1,90$, $2,24$ и $1,92 \text{ \AA}$ [5].

Дододекаэдр. кл. $T_h - m\bar{3} (4L_3 3L_2 3PC)$. Наблюдавшиеся формы [7, 8]: a (100) и n (211) — наиболее обычны, o (111), d (110) и s (321). Кристаллы кубического облика (фиг. 17). На гранях (100) сложная штриховка, параллельная ребрам куба и ребрам (100) : (111).

По Кортелецци, Химелю и Шрёдеру [7], на основе распределения формы s можно предположить голоэдрическую симметрию кристаллов, но наличие сложной штриховки может быть указанием на то, что минерал, подобно перовскиту, является псевдокубическим и представлен полисинтетическими двойниками кристаллов более низкой симметрии.

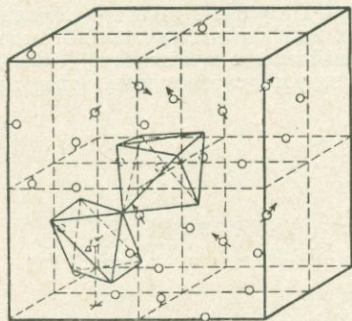
Сложные полисинтетические двойники по (100) [9]. Величина отдельных кристаллов до 8 см.

Физ. Сп. у минерала из различных месторождений проявляется поразному: сп. по (111) у «ситапарита» из Индии ясная [2], у других — весьма несовершенная; у кристаллов из Патагонии [7] сп. только по (001). Изл. неровный. Тв. 6—7. Уд. в. 4,85—5,09 (5,08 вычисл. при $\text{Mn} : \text{Fe} = 1 : 1$). Цв. серовато-белый с желтоватым оттенком, бронзово-желтый,

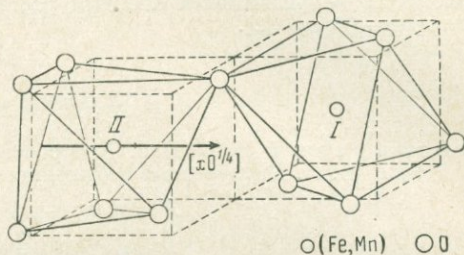
темно-бронзово-серый до черного. Черта у темных разностей черная, блестящая. Бл. металлический до полуметаллического. Непрозрачен.

У богатых железом разностей в слабом электромагнитном поле обнаруживается магнитность.

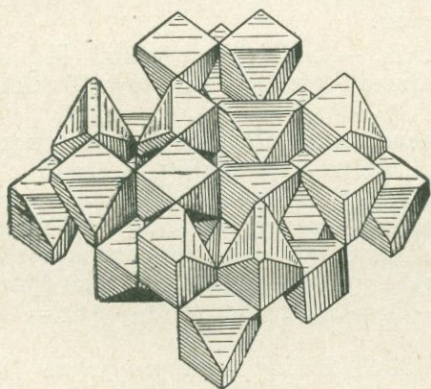
Микр. В отраж. св. светло-серый. Отраж. спос. (в %): для зеленых лучей 21, для оранжевых — 20, для красных — 18. Изотропен или слабо анизотропен (в иммерсии).



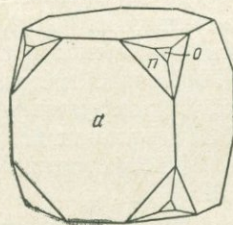
Фиг. 14. Структура биксбиита
(по Полингу и Шапелю)
Показаны атомы металла и упрощенные октаэдры



Фиг. 15. Структура биксбиита
(по Дахсу)



Фиг. 16. Половина (4 верхних октаанта) элементарной ячейки биксбиита
(по Белову)



Фиг. 17. Кристалл биксбиита, Томас Рейндж
(по Монтгомери)

В шл. характерно сложное решетчатое двойниковое строение, выявляемое в скрещенных николях или в результате травления плавиковой кислотой.

Хим. Mn и Fe изоморфно замещают друг друга; отношение Mn : Fe широко варьирует, максимальное содержание Fe отвечает Mn : Fe около 1 : 1. Растворимость Fe_2O_3 в Mn_2O_3 увеличивается с увеличением температуры, достигая 45—60% Fe_2O_3 при высоких температурах [10]. Теор. состав (при Mn : Fe = 1 : 1) : Mn_2O_3 — 49,71; Fe_2O_3 — 50,29. Роль Ca в минерале из Ситапара (анализ 3) не выяснена.

Анализы:

	1	2	3	4	5
MgO	0,10	0,51	1,02	—	—
CaO	—	—	6,14	—	—
BaO	—	—	0,10	—	—
MnO	—	—	26,89	—	37,90
FeO	—	44,85	—	—	—
Al ₂ O ₃	2,53	—	1,02	—	1,49
Mn ₂ O ₃	46,43	—	—	76,0	53,02
Fe ₂ O ₃	47,98	—	27,60	21,9	6,71
MnO ₂	—	50,71	36,79	—	—
SiO ₂	1,21	—	1,17	—	0,36
TiO ₂	1,70	2,05	—	1,3	—
H ₂ O	—	—	0,09	—	—
Сумма	99,95	98,12	100,82	99,2	99,48
Уд. в.	4,945	4,853	4,93	4,93	4,96

1 — Юта, среднее из двух анализов [1]; 2 — Вальде-ла-Плумас, анал. Де-Музо [11]; 3 — Ситапар [2]; 4 — Лонгбан, анал. Берггрэн [9]; 5 — «партриджит», Постмасбург, анал. Ван дер Вальт [3].

Диагн. исп. С трудом растворяется в HCl с выделением Cl. Данные разных авторов об отношении биксбита к травлению расходятся. По Сринивасу [10], HNO₃, KCN, SnCl₂ и H₂O₂ действия не оказывают. Рамдор отмечает медленное действие H₂SO₄ + 10% H₂O₂ (в отношении 1 : 1) на биксбит и быстрое на «ситапарит» из Индии, а также воздействие на минерал SnCl₂ (медленное) и конц. H₂SO₄. Структура выявляется одноминутным травлением HF.

П. п. тр. сплавляется в магнитный шарик.

По данным Мэйсона [9], биксбит из Лонгбана не сплавляется, но становится сильно магнитным. С бурой в окисл. пл. дает фиолетовый перл.

Нахожд. Редок. Пневматолитового, гидротермального или метаморфического происхождения. Встречен в пустотах риолита в ассоциации с топазом, гранатом, розовым бериллом, гематитом и кварцем в сев.-вост. части Томас-Рейндж (шт. Юта, США) [8]; в Вальде-ла-Плумас (Патагония) содержится в брекчиевидных кварцевых жилах, секущих трахит [11]. Отмечен в Индии в Бхарвели (шт. Мадхья-Прадеш) [12] вместе с браунитом и голландитом [2] и в месторождениях Ситапара [2], Балагхат, Говари Вархона [13]. В Постмасбурге (Южно-Африканская Республика) найден в ассоциации с гематитом и браунитом [3] (продукт метаморфизма марганцовых руд).

В составе сильнометаморфизованной марганцовой руды, наряду с браунитом, пиролюзитом и полианитом биксбит наблюдался в марганцово-железородном месторождении Бурункишла-Иозгат в Турции; при метаморфизме развивался за счет полианита и, в свою очередь, замещался браунитом [14].

В месторождении Ультевис (Швеция) [15] встречается в гидротермальных жилах в ассоциации с кварцем, мусковитом, флюоритом, иногда микроклином, также в виде порфиробластов в голландитовой руде и в виде тонкозернистого агрегата в марганцовых рудах. В Лонгбане (Швеция) наблюдался в виде порфиробластов в агрегатах манганофиллита и кальцита [9].

Изм. Замещается браунитом.

Отл. П. микр. в отличие от браунита — более светлый с ясным желтым оттенком; многие «ситапариты» имеют двойниковое и зонарное строе-

ние. Трудно отличим от якобсита. Для точной диагностики нужна порошковая диаграмма.

Межплоскостные расстояния биксбита из Томас-Рейнда*

Fe-излучение

<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	10	4,68	125	25	1,719	642	20	1,258
	10	4,21	440	90	1,657	732; 651	20	1,196
112	60	3,83	433	20	1,617	800	40	1,177
220	10	3,35	442	20	1,567	811; 741; 554	40	1,157
	30	2,99	611; 532	30	1,530	820; 644	30	1,141
222	100	2,72	620	20	1,483	653	30	1,125
321	20	2,51	541	30	1,454	822; 660	30	1,107
004	40	2,35	622	80	1,421	831; 743	30	1,093
330	20	2,21	631	40	1,388	662	70	1,079
420	10	2,11	444	30	1,359		40	1,077
332	40	2,01	543	10	1,330	840	60	1,052
422	10	1,924	640	20	1,307			
	40	1,873	721; 633; 552	30	1,282			

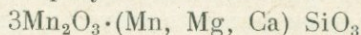
* ASTM, 8—10.

Л и т е р а т у р а

1. Penfield S. L., Foote H. W. *Zs. Krist.*, 1897, 28, 592.
2. Fermor L. *Rec. Geol. Surv. India*, 1909, 37, 199.
3. Villiers J. E. *Am. Min.*, 1943, 28, No 5—6, 336.
4. Pauling L., Shappel M. D. *Zs. Krist.*, 1930, 75, 128; Rabst A. *Am. Min.*, 1938, 23, No 5, 342; Mukherjee B. *Min. Mag.*, 1959, 32, No 247, 335.
5. Dachs H. *Zs. Krist.*, 1956, 107, 370.
6. Белов Н. В. *Мин. сб. Львов. геол. об-ва*, 1950, № 4, 28.
7. Cortelezzi J., Himmel H., Schroeder R. *Zbl. Min.*, 1943, A, 129.
8. Montgomery A. *Am. Min.*, 1934, 19, No 2, 82.
9. Mason B. *Geol. för. förhandl.*, 1942, 64, H. 2, No 429, 117.
10. Sreenivas B. L. *Nature*, 1958, 181, No 4612, 864.
11. De Mouzo S. C. *Revista Museo de la Plata, Buenos Aires*, 1930 (по реферату: *N. Jb. Min.*, 1931, 1, 133).
12. Roy S. *Econ. Geol.*, 1962, 57, No 2, 195.
13. Deshpande S. P. *J. Univ. geol. soc., Nagpur*, 1960—1962, 1, No 8—9, 1.
14. Wijkerslooth P. *Bull. Min. res. explor. Inst. Turkey*, 1956, No 48, 112.
15. Ödman O. H. *Sver. geol. unders., ser. C, Arsbok*, 1950, No 516, 4 (по реферату: *Zbl. Min.*, 1952, 352).

	Сингония	a_0	c_0	Вычисл. уд. в.
Браунит	$3Mn_2O_3 \cdot (Mn, Mg, Ca)SiO_3$ Тетраг.	9,52	18,68	4,74

Б р а у н и т Braunite



Назван по имени Брауна из Готы (Хайдингер, 1826).

Синон. Марселин — *marceline* (Бедан, 1832), гетероклин — *Heteroklin* (Брайтхаупт, 1840), твердый бурый камень — *Hartbraunstein* (Хаусман, 1847), часть лептонематит — *leptonematite* (Адам, 1869), пещилит — *pesillite* (Адам, 1869), сарганцит — *Sarganzit* (Кёхлин, 1911), гетероклаз — *Heteroklas* (Штрунц, 1949).

Разнов. Феррибраунит.

Характ. выдел. Зернистые и плотные выделения, кристаллы.

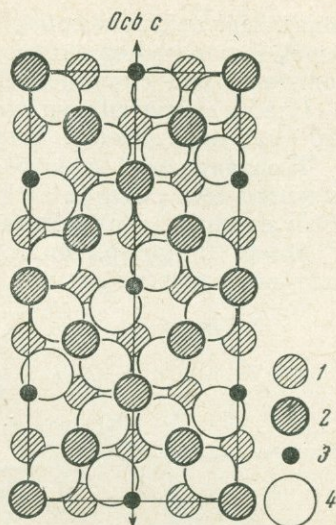
Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{2d}^{10} - I\bar{4}c2$, по Бистрёму и Мэйсону [1]; $D_{4h}^{17} - I4/mmm$, по Макхёрджи [2]. $a_0 = 9,52$; $c_0 = 18,68$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,962$; $Z = 8$ (Бистрём и Мэйсон, 1943); $a_0 = 9,402$; $c_0 = 18,740$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,994$; $Z = 8$ (Макхёрджи, 1959).

Пространственная группа, указанная Макхёрджи, по-видимому, более правильна, т. к. отвечает классу симметрии по морфологическим данным.

Как и Mn_2O_3 (курнакит), браунит имеет дефектную структуру типа CaF_2 с O вместо F; положения кислорода частично вакантны. В Mn_2O_3 каждый атом Mn окружен шестью атомами O; в брауните на 48 атомов Mn в шестерной координации приходится 8 атомов Mn в восьмерной координации и восемь атомов Si в четверной координации (фиг. 18) [1].

Дитетраг.-дипирамид. кл. $D_{4h} - 4/mmm$ (L_44L_25PC); $a : c = 1 : 1,4070$ (Суйтцер) [3].

Принятая здесь, как и в новом издании Дана (1944), установка Гольдшмидта отличается от рентгеновской установки поворотом вокруг оси c на 45° ($1,407 \cdot \sqrt{2} = 1,990$). Старая установка Дана (1892) — $a : c = 1 : 0,9850$ отвечает рентгеновской, но отличалась в два раза меньшим значением c . Формула перехода от старой установки Дана к установке Гольдшмидта: $110/110/002$.



Фиг. 18. Структура браунита, проекция на (010)

(по Struct. Rep., 9)
 1 — Mn при $y \sim 3/4$; 2 — Mn при $y \sim 1/2$; 3 — Si при $y = 1/2$; 4 — O при $y \sim 1/8$

Обычные формы [3, 4, 5]:

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	—	$0^\circ 00'$	n 112	$45^\circ 00'$	$44^\circ 51'$
a 100	$90^\circ 00'$	90 00	p 111	45 00	63 19
m 110	45 00	90 00	l 221	45 00	75 54
τ 103	90 00	25 07	y 133	18 26	56 00
e 101	90 00	54 36	x 131	18 26	77 20
s 201	90 00	70 26			

Наиболее обычны: e , y , s , a , x (по Болдыреву и др.), для феррибраунита характерно преимущественное развитие l (221).

ee (101) : (011) = $70^\circ 24'$	ss (201) : (201) = $39^\circ 08'$	ym (133) : (110) = $42^\circ 08'$
ee (101) : (101) = 70 48	yy (133) : (133) = 103 43	xm (131) : (110) = 29 14
ss (201) : (021) = 83 34	ya (133) : (010) = 74 48	xa (131) : (010) = 72 02

Второстепенные и редкие формы:

γ 102	b 441	i 134	v 122	w 121	μ 343	11.13.1
o 338	D 177	u 153	d 142	η 151	σ 351	
q 5.5.12	g 135	t 378	f 344	j 241	8.14.3	
r 331	σ 155	λ 5.11.3	ϵ 353	ρ 175	571	

Кристаллы (фиг. 19) дипирамидального облика (похожи на октаэдры), призматические и клиновидные. Величина кристаллов до 5 см.

На гранях c (001) и s (201) наблюдается штриховка, параллельная ребрам (001) : (101), на гранях e (101) — штриховка \parallel ребрам (101) : (133); грани l (221) на кристаллах феррибраунита иштрихованы горизонтально.

Наблюдались двойники по (112) (фиг. 19, 7). Грани e (101) двух индивидов почти параллельны (входящий угол $0^\circ 18'$).

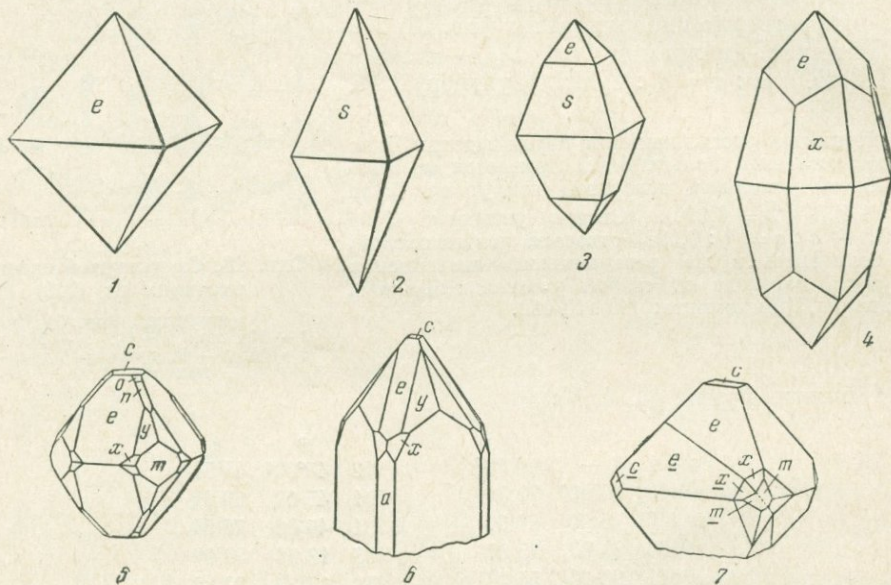
Физ. Сп. совершенная по (101) [6, 7], а не по (112), как указано у Дана (1944). Изл. неровный до полураковистого. Хрупок. Тв. $6-6\frac{1}{2}$. Уд. в. 4,72—4,90 (вычисл. 4,74 для $Mn : Si = 7 : 1$ при параметрах Бист-

рёма). Цв. стально-серый, железно-черный, буровато-черный до черного. Черта буровато-черная, черная, темно-серая. Бл. металлический, металловидный или смоляной. Непрозрачен.

Слабо магнитен, уд. магнитная восприимчивость при $28^\circ = 145,5 \cdot 10^{-6}$ эл. магн. ед/г [8]. Магнитная анизотропия $0,364 \cdot 10^{-6}$ [8].

Инфракрасный спектр поглощения браунита из Ильменау характеризуется полосами (в $см^{-1}$): 455, 480, 530, 555, 625, 712, 815, 850, 953, 1015; из них наиболее интенсивны полосы 953, 625 и $530 см^{-1}$ [9].

Микр. В полир. шл. в отраж. св. серовато-коричневый и сероватоголубой, серовато-белый с розовато-коричневым оттенком. Отраж. спос.



Фиг. 19. Кристаллы браунита (в принятой установке)

1 — Вюндзель, ФРГ; 2 и 3 — Эльгерсбург, ФРГ; 4 — Сен-Марсель, Пьемонт, Франция (1—4 по Хайдингеру); 5 и 6 — Лонгбан, Швеция (по Флинку); 7 — двойник, Нагпур, Индия (по Свицеру)

(в %) для $\lambda 465 мμ$, по Орселю и Павловичу [10]: $R_g = 21,7$ (в направлении оси c), $R_p = 20,4$ (в направлении оси a) для браунита из Кодура (Индия); по Рамдору: для зеленого света — 18,5, для оранжевого — 16,5, для красного — 16,0. Видимый угол вращения плоскости поляризации A_p при разных длинах волн: $0,70^\circ$ при 470 $мμ$, $0,65$ при 589 $мμ$, $0,67$ при 650 $мμ$ (Кемерон) [10]. Двухотражение очень слабое, заметно в иммерсии. Слабо анизотропен. Внутренние рефлексии темно-бурые, бурые, заметны лишь в иммерсии, в мелких зернах не наблюдаются. Изредка наблюдаются двойники. В некоторых браунитах имеются включения пиролюзита, известны мирмекитоподобные сростания браунита с гаусманнитом.

Хим. Теор. состав (для $3Mn_2O_3 \cdot MnSiO_3$): Mn_2O_3 — 78,34; MnO — 11,73; SiO_2 — 9,93 (Mn — 57,05). Содержит до 10% SiO_2 . В старых работах состав минерала выражался формулой Mn_2O_3 , а кремнезем принимался за механическую примесь. По новым данным, Si входит в решетку минерала. Кришнан и Банерджи [8] в результате измерения магнитной анизотропии пришли к формуле $3Mn^{2+}Mn^{4+}O_3 \cdot MnSiO_3$.

В виде изоморфной примеси присутствует железо — до 15,39% Fe_2O_3 (феррибраунит), BaO — до 7, MgO — до 4,86, CaO — до 4,28%. Предпо-

лагается изоморфное замещение Si на В; в браунитах из Постмасбурга содержится 0,2—0,5% V_2O_5 [11]. Браунит из месторождения Джебды содержит $3,0 \cdot 10^{-4}$ — $1,4 \cdot 10^{-3}$ Ti [12].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
MgO	0,94	1,23	0,54	0,19	0,34	—
CaO	4,28	2,61	0,26	0,06	3,34	4,3
BaO	Сл.	0,16	0,14	—	Сл.	0,2
MnO	41,10	9,23	10,83	11,30	28,68	31,5
ZnO	—	—	—	—	0,11	—
Al ₂ O ₃	0,92	0,66	1,09	—	—	—
Mn ₂ O ₃	—	69,91	63,69	61,86	—	—
Fe ₂ O ₃	7,92	5,42	13,05	15,39	17,90	16,3
MnO ₂	37,10	—	—	—	45,48	43,3
SiO ₂	8,52	10,27	9,44	9,90	4,58	4,4
TiO ₂	—	0,16	0,24	—	—	—
B	—	0,008	0,004	—	—	—
S	—	0,04	0,05	—	—	—
H ₂ O	0,10	0,2	0,2	0,73	0,04	—
H.o.	—	—	—	0,67	0,07	—
Сумма	100,88	99,898	99,534	100,10	100,54	100,0
Уд. в.	4,798	4,71	4,80	4,729	4,82	4,727

1 — Ситапар (Индия) [4]; 2 — Рактен (Сев. Швеция), анал. Бистрём; содержит 1—2% гематита и столько же пьомонгита [13]; 3 — 6 — феррибраунит; 3 — Тьолме (Сев. Швеция), анал. Бистрём; содержит зерна гематита [13]; 4 — Спидер (шт. Техас) [7]; 5 — Цер (Македония) [14], среднее из 6 анализов, анализы 4 и 5 пересчитаны с учетом активного кислорода; в оригинале анализа 4 указано 6,27% O и 66,89% MnO; в оригинале анализа 5 — 8,36% O и 65,80% MnO; 6 — Блек-Рок (Постмасбург); содержит 3% пиролюзита [5].

Диагн. исп. Разлагается в HCl с выделением хлора и студенистого кремнезема. Также разлагается в HNO₃ и в кипящей разбавленной H₂SO₄. При кипячении порошка браунита в H₂SO₄ (1 : 1) образуется раствор розового или фиолетово-красного цвета (реакция Фаддеева).

П. п. тр. не плавится. С бурой и фосфорной солью в окисл. пл. дает розово-фиолетовый перл.

В полир. пл. обычные реактивы не действуют. При травлении SnCl₂ + HCl появляется устойчивая коричневая окраска, часто выявляется зональное строение зерен. Слабо вскипает от H₂O₂. От H₂O₂ + H₂SO₄ слегка темнеет.

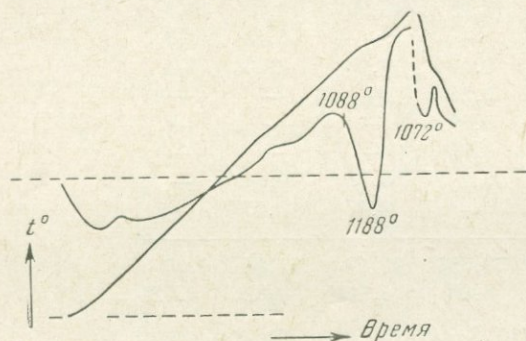
Повед. при нагр. Уд. теплоемкость в интервале т-р от 15 до 99° составляет 0,16 кал/г·град (по Ниггли). При нагревании дает один эндотермический эффект при 1066—1186°, отвечающий необратимому превращению в β-браунит, не связанному с изменением структуры вещества (фиг. 20) [15].

Нахожд. В значительных массах широко распространен в регионально метаморфизованных, первоначально осадочных месторождениях марганца; встречается в некоторых контактово-метаморфических месторождениях, а также в гидротермальных жилах в ассоциации с различными минералами марганца и железа, баритом, кварцем и др. Возникает преимущественно в восстановительных условиях, но устойчив в пределах довольно широких значений окислительно-восстановительного потенциала. В более восстановительной среде замещается гаусманнитом.

В СССР в промышленных скоплениях находится в рудах некоторых месторождений Центральной части КазССР: в месторождениях Карад-

жал [16, 17], Джумарт, Камыс [18], Ктай и др.; в Атасуйском р-не в пластовых залежах среди карбонатных пород верхнедевонского возраста браунит ассоциируется с гаусманнитом, якобитом, родонитом, марганцовым гранатом, иногда с тефроитом, местами с манганокальцитом и родохрозитом; близ даек диабазов, секущих залежи марганцовых руд, браунит установлен в парагенезисе с силикатами марганца, фриделитом, гематитом и баритом [19]. В месторождении Джезды в Карагандинской обл. браунит является главным минералом пластовых и жильных марганцовых руд [20]; местами ассоциируется с гематитом, баритом, иногда с турмалином.

Встречается в метаморфизованных марганцовых рудах среди девонских яшм в Магнитогорском р-не [21] и около Кустаная на Южном Урале, в ассоциации с родонитом, бустамитом, марганцовистыми гранатами и местами с пьезомонитом.



Фиг. 20. Кривые нагрева и охлаждения браунита, Ильменау, ГДР (по Роде)

Скопления браунита установлены в последнее время среди осадочных метаморфизованных руд Малого Хингана и Ванданского хребта на Дальнем Востоке [22].

Крупнейшие скопления браунита известны во многих месторождениях метаморфизованных марганцовых руд Индии [23], Южно-Африканской Республики (Постмасбург), Японии, Норвегии. В Индии в Тироде встре-

чается в ассоциации с биксбиитом, вреденбургитом, иногда в сростании с гаусманнитом [24], в Бхарвели с биксбиитом, голландитом [25]; в Фукутоми (Япония) — в ассоциации с кварцем, гаусманнитом, родонитом [26]. Является главной рудой в Маунт-Бранднугтен в Южной Норвегии, где ассоциируется с гаусманнитом и якобитом [27].

Примерами контактово-метаморфических месторождений браунита сложного генезиса могут служить Лонгбан (Швеция) и Франклин (США). В Лонгбане рудные тела залегают среди доломитов, браунит ассоциируется с гаусманнитом, амфиболами, пироксенами, гранатами и др. Во Франклине оруденение приурочено к мраморам, характерен своеобразный парагенезис цинковых, марганцовых и цинково-марганцовых минералов.

В Чиатурском месторождении браунит встречен в очень незначительных количествах в виде новообразований, возникших при контактном воздействии базальтовой магмы на осадочные окисные марганцовые руды.

К метасоматическим гидротермальным месторождениям, в рудах которых содержится браунит, принадлежит Сапальское месторождение Свердловской обл.; для него, помимо браунита, характерны гаусманнит, марганцовые карбонаты, марганецсодержащий магнетит, пирит, реже наблюдаются галенит, сфалерит, пиррохрит, гематит, барит и др. [28].

Браунит гидротермального происхождения характерен для месторождения Спилер в шт. Техас (США) [7], где он находится вместе с гранатом, альбитом, гаусманнитом и гематитом. Гидротермальным является браунит, ассоциирующийся с кальцитом, баритом, марганцовым биотитом, мусковитом, кварцем, микроклином и плагиоклазом в Питкэн (шт. Колорадо, США) [6].

К низкотемпературным жильным гидротермальным месторождениям марганцевых руд с браунитом относят Ильфельд на Гарце (ГДР), Ильменау и Эльгерсбург в Тюрингии (ГДР). Вмещающие породы — порфиры, туфы, порфириты. Характерна ассоциация браунита с гаусманнитом, гематитом, баритом, кальцитом и другими минералами.

Изм. В зоне окисления браунит неустойчив и легко переходит в минералы групп крипомелана и псиломелана, а также в пиролюзит [20, 25].

Искусств. Получен при взаимодействии сульфата марганца с силикатом натрия при 900° в течение 48 час [1,29], при нагревании до 900° в течение нескольких дней тонкорастертой смеси Mn_2O_3 и родонита в соответствующей пропорции [1].

Практ. знач. Сплошные браунитовые руды используются для выплавки ферромарганца; бедные браунитовые руды употребляются для подшихтовки при выплавке обыкновенных чугунов.

Отл. По внешнему виду часто трудно отличим от ряда других минералов марганца. В отличие от пиролюзита (полианита) и манганита дает положительную реакцию Фаддеева [20]. В шл. от гаусманнита и манганита отличается слабыми эффектами анизотропии, отсутствием внутренних рефлексов; для гаусманнита характерно также пластинчатое двойникование. Сходные с браунитом магнетит, якобит и биксбиит — изотропны; якобит обладает заметным желтоватым оттенком. От магнетита и якобита отличается отсутствием магнитности.

Разнов. Феррибраунит — ferribrunite. Назван по составу (Васерштейн, 1943) [11]. Отличается повышенным содержанием Fe_2O_3 .

Сп. или отдельность несовершенная по (001). В полир. шл. окраска промежуточная между окраской браунита и биксбиита.

Анализы — 3, 4, 5, 6. При травлении в полир. шл. действуют те же реагенты, что и на браунит, за исключением смеси $H_2SO_4 + H_2O_2$ (не действует).

Васерштейн считает феррибраунит промежуточным между браунитом и биксбиитом [11]. Найден в Блэк-Рок, Постмасбург (Южно-Африканская Республика) [5] в ассоциации с гаусманнитом, якобитом, халькофанитом. Также обнаружен в месторождениях Цер (Югославия) [14], Спилер (шт. Техас, США) [7], Тьолме, Ультевис (Сев. Швеция) [13].

Межплоскостные расстояния браунита из Тюрингии *

Fe-излучение, Mn-фильтр, $D=57,3$ 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>
112	5	5,44	111	10	1,83		10	1,176
200; 004	10	4,70	512; 336	20	1,803		20	1,164
202; 114	10	4,22	2.0.10;	20	1,732		10	1,15
213	30	3,49	521; 417				10	1,10
220	10	3,33	440; 408	70	1,656		20	1,08
116	20	2,97		20	1,533		40	1,074
224	100	2,72		10	1,499		20	1,068
314	5	2,50		10	1,466		50	1,053
323	5	2,41		40	1,420		20	1,052
400; 008	40	2,35		30	1,407		10	1,051
414; 217	5	2,25		5	1,370		10	1,043
332; 316;	50	2,14		10	1,355			
413; 325				5	1,27			
406; 431	20	1,870		10	1,22			

* ASTM, 8 — 78.

Л и т е р а т у р а

1. Byström A., Mason B. Ark. kemi, min., geol., 1943, 16 B, H. 5, No 15, 1.
2. Mukherjee B. Min. Mag., 1959, 32, No 247, 332.
3. Switzer G. Am. Min., 1938, 23, No 9—10, 649; Flinck G. Norske Vidensk. Akad. Oslo, Forhandl., 1888, 12 (2), Nr 7, 38; 1891, 16, Nr 4, 1.
4. Fermor L. Mem. Geol. Surv. India, 1909, 37, 1.
5. Villiers J. S. Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1945, 48, 17.
6. Rogers A. F. Am. Min., 1946, 31, No 11—12, 561.
7. Hewett D. F., Schaller W. T. Am. Min., 1937, 22, No 6, 785.
8. Krishnan K. S., Banerjee S. Zs. Krist., 1939, 101, 507.
9. Moenke H. Jenaer Jb., 1960, T. 2, 402.
10. Orsel J., Pavlovitch St. Bull. Soc. fr. min., 1931, 54, 108; Cameron E. N. Ore Microscopy. N. Y., London, 1961, 272.
11. Wasserstein V. Econ. Geol., 1943, 38, No 5, 389.
12. Воскресенская Н. Т., Усевич Т. Д. Геохимия, 1957, № 7, 606.
13. Ödman O. H. Sver. geol. unders., ser. C, 1950, No 516, 4.
14. Duhovnik I., Duhovnik J. Slovenska Acad. Znan., Umetn., Razprave, 1955, 3, 463.
15. Роде Е. Я. Тр. Совещания по термографии (1953). Изд-во АН СССР, 1955, 219.
16. Бетехтин А. Г. Промышленные марганцовые руды СССР. Изд-во АН СССР, 1946.
17. Калинин В. В. Геол. рудн. м-ний, 1962, № 6, 94.
18. Каюпова М. М. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1960, вып. 2, 40.
19. Калинин В. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 5, 605.
20. Чухров Ф. В. Рудные месторождения Джебказгано-Улутавского района в Казахстане. Изд-во АН СССР, 1940, 80.
21. Бетехтин А. Г. Тр. ИГи АН СССР, 1940, вып. 30, 1.
22. Чеботарев М. В. Сов. геол, 1958, № 8, 114.
23. Deshpande S. P. Proc. Indian Acad. Sci., 1960, 51 A, No 4, 202.
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. Lee D. E. Stanford Univ. Publ., geol. ser., 1955, 5, 1.
27. Westerveld J. Norges geol. undersök., 1961, Nr 213, 202.
28. Станкевич В. И. Марганцовые месторождения Урала и перспективы их использования. Металлургия, 1933, I; Захаров Е. Е. Тр. ГИН АН СССР, 1938, 8, 107; Ортенберг Д. Л. Минеральное сырье, 1927, № 3, 163.
29. Роде Е. Я. Кислородные соединения марганца. Изд-во АН СССР, 1952, 75.

СТРУКТУРА ТИПА ШПИНЕЛИ

Маггемит Fe_2O_3 Куб. с. a_0 8,31 Å Уд. в. 4,8

Маггемит Maghemite
 Fe_2O_3

Название от первых слогов «магнитный» и «гематит» с учетом магнитности и состава минерала (Вагнер, 1927) [1].

Синон. Магхемит, оксимагнит — oxymagnite (Винчел, 1931), сосманит — sosmanite (Шнайдерхён, Рамдор, 1931), оксимагнетит — oxymagnetite (Болдырев, 1935). Разнов. Магнетомаггемит, титаномаггемит.

Характ. выдел. Плотные корки, оторочки, мелкие натечные и оолитовые выделения, микроскопические новообразования в магнетите.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. (псевдокубический). $C_4^2 - P4_1$; $a_0 = 8,33$; $c_0 = 24,99$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 3$; $Z = 32$ (для $\gamma-Fe_2O_3$ [2]). $a_0 = 8,31$ Å у маггемита из Кежемского месторождения Сибири [3] и из Калифорнии [4]; у искусств. $\gamma-Fe_2O_3$ $a_0 = 8,342$ Å (Мэйсон) [5]; $Z = 1$ (для кубической ячейки); a_0 возрастает по мере увеличения содержания Fe^{2+} : в серии твердых растворов системы $\gamma-Fe_2O_3 - Fe_3O_4$ от 8,322 Å для $\gamma-Fe_2O_3$ до 8,330 Å для Fe_3O_4 [6].

Вхождение титана также увеличивает размеры элементарной ячейки: у маггемитов — титаномаггемитов из Бушвелда a_0 колеблется в пределах 8,322—8,350 Å [7], у японских 8,359 — 8,419 Å [8, 9]. Для уральского маггемита Овчинников [10] указывает $a_0 = 8,42$ Å.

Диморфен с гематитом, является малоустойчивой в природе разновидностью Fe_2O_3 ; отвечает искусств. $\gamma-Fe_2O_3$ (о модификациях Fe_2O_3 см. стр. 79).

Структура [4, 6, 11] дефектная, обращенная структура шпинели (магнетита); часть положений Fe^{2+} структуры магнетита, находящихся в шестерной координации, вакантны (три Fe^{2+} магнетита замещены двумя Fe^{3+}). В элементарной ячейке заключены три ячейки типа шпинели, расположенные одна над другой [2]. Аналогом маггемита по структуре является искусств. $\gamma-Al_2O_3$.

Физ. Тв. 5—6. Микротвердость 378 $\kappaГ/мм^2$ (среднее значение, пирометра Викакса, нагрузка 50 г) [12]. Уд. в. 4,7—4,9, у уральского 4,95 [10] (вычисл. 4,89). Цв. бурый до стально- и темно-бурого. Черта бурая до темно-желтой. Мало прозрачен даже в тонких срезах.

Сильно магнитен. Магнитная восприимчивость ниже, чем у магнетита. Точка Кюри у японских титаномаггемитов в пределах 430—580° [8].

Микр. В шл. в прох. св. коричневый до желтого. Изотропен. $n = 2,52-2,74$ (Li) [13].

В полир. шл. в отраж. св. [14, 15] голубовато-серый до голубовато-белого, белый с серовато-синим оттенком (в иммерсии серовато-синий оттенок усиливается). Отраж. спос. маггемита из Лотарингии 18% [16]. Отражение максимальное при $\lambda = 500$ $m\mu$ [10]. Изотропен (уральский [14] слабо анизотропен). Алтайский и лотарингский обнаруживают (изредка) буро-красные внутренние рефлекссы.

В шл. часты очень тонкие сростания с магнетитом.

Хим. Теор. состав: $Fe_2O_3 - 100$ (Fe — 69,94). Обычно содержит некоторое количество FeO (свыше 12% в магнетомаггемите из Антрима) [7], часто также TiO_2 — титаномаггемиты из Бушвелда и Японии [7, 8]. Обычно содержит также примеси MnO, CaO и MgO; содержание H_2O в маггемите связано с его изменением.

Анализы:

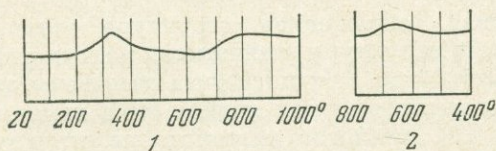
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
MgO	—	Сл.	2,15	—	0,91	0,78	0,35	1,05	0,45
CaO	Сл.	»	—	—	0,76	0,39	0,05	0,70	1,58
MnO	—	—	—	—	0,18	0,15	0,81	0,24	2,29
FeO	2,40	8,67	4,21	7,60	12,75	2,59	14,84	7,87	11,89
Fe_2O_3	85,30	89,15	86,37	87,80	80,63	73,78	66,97	64,92	56,53
Al_2O_3	—	0,04	3,30	—	0,30	3,41	1,53	<0,01	1,94
V_2O_5	—	—	—	—	0,12	1,30	0,38	2,40	0,73
Cr_2O_3	—	—	—	—	0,01	0,33	—	<0,01	—
SiO_2	—	1,15	1,03	—	0,84	2,02	0,87	1,60	2,01
TiO_2	—	1,37	—	—	2,54	13,00	13,83	19,45	22,63
H_2O	3,10	—	—	—	Не опр.	2,12	—	Не опр.	—
П. п.	2,50	—	—	0,75	—	—	—	—	—
Н. о.	1,80	—	—	2,17	—	0,07	—	—	—
Сумма	95,10	100,38	97,06	98,32	99,04	99,94	99,64*	98,23	100,05
Уд. в.	—	—	—	4,95	—	—	—	—	—
a_0	—	—	8,31	8,42	8,369	—	8,373	8,3475	8,359

* В том числе P_2O_5 0,01.

1 — Айрон-Маунтин, анал. Хостетер [13]; 2 — Аламеда, анал. Кейес [17]; 3 — Кежемское м-ние, анал. Крутецкая [3]; 4 — 1-й Северный р-к на Сев. Урале, анал. Меттих [14]; 5 — магнетомаггемит из базальта, Антрим, анал. Милнер [7]; 6—9—титаномаггемиты: 6 — Бушвелд, анал. Либенберг и Хоуман [18]; 7 — из дацита Когасира (Япония) [8]; 8 — Бон-Акорд, Трансвааль, анал. Милнер [7]; 9 — из оливинового долерита, Атуми (Япония) [8].

Диагн. исп. Разлагается HCl при нагревании. Поведение при травлении систематически не изучено, по одним данным, обычными реактивами в полир. пл. не травится, по другим — слабо травится горячей конц. HNO_3 . П. п. тр. не плавится.

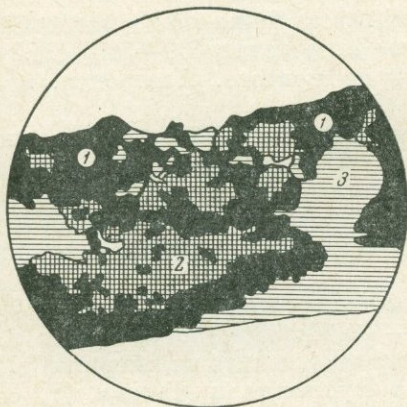
Повед. при нагр. При нагревании в интервале 200—400° переходит в гематит — $\alpha-Fe_2O_3$ (фиг. 21) [19], температура перехода понижается с увеличением давления; переход титансодержащего $\gamma-Fe_2O_3$



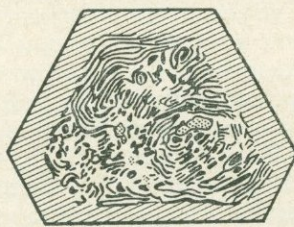
Фиг. 21. Кривые нагревания (1) и охлаждения (2) магнетита (по Ивановой)

осуществляется при более высоких температурах и большем давлении [9].

Находж. Образуется в зоне окисления железорудных месторождений как промежуточный продукт при переходе магнетита в гематит (мартит) [20]. Установлен также как продукт гидротермального изменения магнетита или гематита (фиг. 22) [10, 14]. Допускается образование магнетита по лещидокрокиту и гётиту [13, 21]. Возможно,



Фиг. 22. Структура замещения гематита (3) магнетитом (1) и магнетитом (2) (по Овчинникову)



Фиг. 23. Структура замещения магнетита (белый) магнетитом (черный) и мартитом (заштрихован) (по Овчинникову)

в природе более распространен, чем это известно в настоящее время, так как трудно диагностируется. Преимущественно наблюдался в шлифах. Ассоциируется с магнетитом, гематитом и водными окислами железа.

На основе экспериментальных данных о роли давления при переходе $\gamma-Fe_2O_3$ в $\alpha-Fe_2O_3$ Куширо [9] высказывает мнение о возможности нахождения магнетита на глубине не больше 500 м.

В Меднорудянском и Пышминско-Ключевском месторождениях (Свердловская обл.) [22] наблюдается во внутренних частях пластинок мушкетовита; в магнетитовых рудах и в скарнах 1-го Северного рудника в Ивдельском р-не (Свердловская обл.) [14] проявилось замещение магнетита мартитом и магнетитом (фиг. 23); в Кежемском железорудном месторождении Ангаро-Илимского р-на Красноярского края магнетит слагает натечные образования и бобовины в магнетитовых рудах [3]; наблюдался в шлифах руд из некоторых месторождений Алтая [15] преимущественно в ассоциации с магнетитом; в рудах Криворожской железорудной полосы (УССР) [23] магнетит ассоциируется с магнетитом, по которому образовался. Входит в состав бобовин нижнемеловых западносибирских бокситов [24] и бокситов Татарского месторождения в Вост. Сибири [25].

Впервые был установлен в изверженных породах Бушвелдского комплекса (Южн. Африка) [1, 17], где представлен титаномаггемитом [7, 18]. В США встречен в железных шляхах месторождений Аламеда и Айрон-Маунтин (шт. Калифорния) [13], также в месторождении Дюрант (Оклахома) [26]; в руднике Виндиас в Британской Колумбии (Канада) — в округлых, снаружи охристых массах красно-коричневого цвета; совместно с мартитом как продукт изменения магнетита — в Санкеленс (Индия, Гоа) [27]; в лаве горы Элгон (Вост. Африка). Отмечался среди минералов осадочных пород Лотарингии [16], в некоторых песках Голландии [28]. Встречается в почвах [29], в болотах (замещает гётит и лепидокрокит [21]); установлен среди продуктов латеритного выветривания дунитов на п-ве Конакри (Гвинея) [30].

Обнаружен в коре плавления метеорита Сихотэ-Алинь совместно с поцитом и никелистым железом [31].

Изм. Переходит в гематит и лимонит.

Искусств. Получается при медленном нагревании магнетита на воздухе до 200—300°; повышение температуры и продолжительность нагревания ускоряют переход, но вызывают образование гематита наряду с маггемитом [10, 14, 20]. Получен также при медленной дегидратации лепидокрокита. Синтезирован путем разложения оксалата Fe^{2+} в атмосфере паров воды и азота при 250°, при добавлении NaOH к горячему концентрированному раствору $FeSO_4$ [5] и др. Некоторые искусственные маггемиты не бурого, а красного цвета.

Отл. Точно диагностируется только по рентгенограмме. В хорошо отполированных шл. от весьма сходного магнетита отличается по голубоватому оттенку (особенно в иммерсии) и по коричневой черте; в отличие от гематита магнетен, в полир. шл. несколько более серый, на кривой нагревания в интервале 200—400° имеется экзотермический пик превращения $\gamma-Fe_2O_3$ в $\alpha-Fe_2O_3$.

Разнов. Магнетомаггемит (magnetomaghemite) (Баста, 1959) [7] — маггемит, обогащенный FeO (твердые растворы $\gamma-Fe_2O_3 - Fe_3O_4$ при $Fe_2O_3 > 50\%$, по Баста) (анализ 5). Установлен в Антриме (Ирландия).

Титаномаггемит (titanomaghemite) (Баста, 1959) [7] — обогащен титаном (анализы 6—9). Форма вхождения титана не выяснена. По Баста, это твердые растворы гипотетической кубической $\gamma-FeTiO_3$ и Fe_3O_4 , по Катсура и Куширо, возможно, твердые растворы двух шпинелевых фаз $TiFe_2O_4 - Fe_3O_4$. a_0 титаномаггемита колеблется от 8,359 до 8,419 Å в зависимости от соотношения Fe^{2+} , Fe^{3+} и Ti [8].

Образуется в результате окисления титаномагнетита. Является распространенным продуктом изменения титаномагнетита в Южной Африке (Бушвелд) [7], в ряде изверженных пород Японии [8], установлен в титаномагнетите из выветрелого шонкинита Катценбуккеля (ФРГ) [32], также предположительно в титаномагнетитовых рудах Малого Куйбаса на Южн. Урале (Челябинская обл.) ($a_0 = 8,36$ Å) [33].

Межплоскостные расстояния маггемита
из Кежемского железорудного месторождения [3]

Fe-излучение, $D = 57,9$ мм

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (кX)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
210; 211 $\bar{3}$	3	3,72	333; 511	9	1,598
211	1	3,38	521	3	1,517
220 $\bar{3}$	1	3,23	440	10	1,468
220	8	2,94	620	3	1,316
221; 300; 311 $\bar{3}$	7	2,77	533	5	1,269

hkl	I	d (кХ)	hkl	I	d
311	10	2,49	444; 731	4	1,200
400 $\bar{3}$	3	2,28	642	5	1,113
400	8	2,07	731	8	1,083
332; 333 $\bar{3}$; 511 $\bar{3}$	4	1,766	800	5	1,041
422	7	1,699			

Л и т е р а т у р а

1. Wagner P. A. Econ. Geol., 1927, 22, No 8, 846.
2. Oosterhout G. W., Rooijmans C. J. M. Nature, 1958, 181, No 4601, 44; Schrader R., Büttner G. Zs. anorg., allgem. Chem., 1963, 320, H. 5—6, 205.
3. Павлов Н. В. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 52, 69.
4. Verwey E. J. Zs. Krist., 1935, 91, 66.
5. Mason B. Geol. för. förhandl., 1943, 65, 95.
6. Hägg G. Zs. phys. Chem., 1935, 29, 95.
7. Basta E. Z. Econ. Geol., 1959, 54, No 4, 698.
8. Katsura T., Kushiro I. Am. Min., 1961, 46, No 1—2, 134.
9. Kushiro I. J. Geomagn. a. Geoelectr., 1960, 11, No 4, 148.
10. Овчинников Л. Н. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1960, вып. 39, 327.
11. Korde E. Zs. Krist., 1935, 91, 193; см. также: The w l i s J. Philos. Mag., 1931, 12, No 81, 1089; H a u l R., S c h o o n Th. Zs. phys. Chem., 1939, 44, Abt. B, H. 3, 216.
12. Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963.
13. Sosman R. B., Rosnjak E. J. Washington Acad. Sci., 1925, 15, 329.
14. Овчинников Л. Н. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1953, вып. 20, 3.
15. Покровская И. В. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Изд-во АН КазССР, 1957, 2, 55.
16. Deudon M. Bull. Soc. fr. min., 1957, 80, No 4—6, 239.
17. Newhouse W. H., Glass J. P. Econ. Geol. 1936, 31, No 7, 699.
18. Schwellnus C. M., Willemsse J. Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1943, 46, 23.
19. Иванова В. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 53.
20. Сальдау Э. П. Сб. «Кристаллография». Металлургиздат, 1956, вып. 5, 249.
21. Schwertmann U., Heinemann B. N. Jb. Min., Monatsh., 1959, H. 8, 174.
22. Вахромеев С. А. Зап. Мин. об-ва, 1942, 71, вып. 3—4, 142.
23. Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф. Рудные минералы Криворожской железорудной полосы. Изд-во АН УкрССР, 1958, 1.
24. Гладковский А. К., Шарова А. К. Сб. «Вопросы геологии Азии». Изд-во АН СССР, 1955, 2, 239.
25. Брадинская Е. М. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, 1958, вып. 12, 99.
26. Shannon E. U. S. Nation. Mus. Proc., 1927, 72, 1.
27. Aires-Vaargos L. Bol. Soc. geol. Portug., 1961, 14, f. 1, 31.
28. Faveljee J. C. Tijdschr. Koninkl. Nederland Aardrykund Genoot., 1950, 47, 684 (по реферату: Chem. Abstr., 1951, 45, 6782).
29. Marel H. W. J. Sedim. Petrology, 1951, 21, No 1, 12; Schwertmann U. N. Jb. Min., Abhandl., 1959, 93, H. 1, 67.
30. Bonifas M., Legoux P. Bull. Serv. carte géol. Alsace et Lorraine, 1957, 10, No 2, 7.
31. Коломенский В. Д., Юдин И. А. Метеоритика, 1958, вып. 16, 59.
32. Frenzel G. Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1953, 3, H. 6, 409.
33. Фоминых В. Г., Юников, Б. А., Соколов Ю. А. Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., 1963, № 11, 69.

СТРУКТУРА ТИПА КОРУНДА

ГРУППА КОРУНДА — ГЕМАТИТА

		Сингония	a_h	c_h	a_{rh}	α	Уд. в.
Корунд	Al_2O_3	Триг.	4,77	13,04	5,14	$55^\circ 17'$	3,95
Карелианит	V_2O_5	Триг.	4,99	13,98	5,48	54 12	4,95
Эсколаит	Cr_2O_3	Триг.	4,96	13,60	5,37	54 59	5,23
Гематит	Fe_2O_3	Триг.	5,04	13,76	5,42	55 17	5,26

К структурному типу корунда ($\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$) принадлежат соединения A_2B_3 , в которых отношение радиусов ионов $R_A:R_B$ меньше 0,60. Таковы, помимо минералов этой группы, искусственные соединения: Ga_2O_3 , Ti_2O_3 , Rh_2O_3 .

Из числа титанатов (сложных окислов) структуру типа корунда имеют: гейкилит, пирофанит, ильменит, сенаит.

Корунд Corundum



Название предположительно происходит от индийского названия минерала Kaurunkata, введено в минералогию Гревиллем (1798).

Синон. Адамас — adamas (Плиний; под названием адамас в древности упоминался и алмаз), демантшпат — Demantspat (Клапрот, 1786), соймонит — soimonite (Фукс, 1823), гармофан — harmophane (по Честеру, 1896), корундувит — korunduvite (Асцензо, 1945).

Разнов. Рубин, сапфир и др.

Характ. выдел. Кристаллы различного облика, мелкозернистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $D_{3d}^6 - R\bar{3}c$; $a_h = 4,77$; $c_h = 13,04 \text{ \AA}$; $a_h:c_h = 1:2,734$; $Z = 6$; $a_{rh} = 5,14 \text{ \AA}$; $\alpha = 55^\circ 17'$; $Z = 2$ (Полинг и Хендрикс [1], для голубого корунда из Цейлона); $a_h = 4,760$; $c_h = 12,94 \text{ \AA}$; $a_h:c_h = 1:2,718$; $a_{rh} = 5,13 \text{ \AA}$; $\alpha = 55^\circ 17'$ (для корунда Ильменских гор, по Михееву).

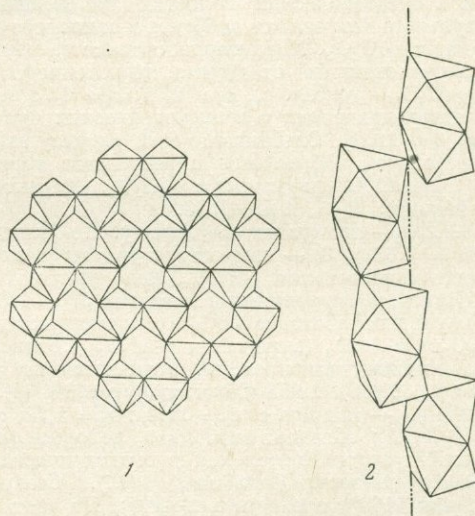
У искусств. $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$ $a_h = 4,7589$; $c_h = 12,991 \text{ \AA}$ (Ньюнхэм и Хаан [2], ASTM).

Вхождение хрома вызывает некоторое увеличение констант элементарной ячейки корунда [3].

Атомы Al располагаются в октаэдрических пустотах гексагональной плотнейшей упаковки атомов O по «корундовому» мотиву (фиг. 24, 1) (атомы Al заполняют $\frac{2}{3}$ октаэдрических пустот). Октаэдрические слои наложены один на другой таким образом, что в вытянутых вдоль оси с колонках из октаэдров (фиг. 24, 2) чередуются два заполненных октаэдра с одним незаполненным. Три расстояния Al — O равны 1,97, три другие 1,86, ближайшие Al — Al = 2,65, O — O = 2,52 — 2,87 Å (Ньюнхэм и Хаан) [2].

Является единственной природной модификацией глинозема. По структуре отвечает искусств. $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$. Среди искусственных соединений установлен ряд неустойчивых модификаций Al_2O_3 , получающихся в результате нагревания гиббсита, байерита и бёмита и представляющих промежуточные продукты при переходе тригидратов и бёмита в корунд ($\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$) [4].

Многочисленные исследователи, изучавшие ход дегидратации в зависимости от условий нагревания, получали те или иные модифи-



Фиг. 24. Структурные мотивы корунда
1 — перпендикулярно оси с; 2 — вдоль оси с

кации, обозначали их по-разному, в связи с чем в литературе имеются противоречия. Ниже характеристика и обозначения даны в соответствии с последними публикациями Зальфельда и Липенса [4]. Все модификации имеют, очевидно, сходные структуры. Очень трудно диагностируются.

Согласно данным Липенса, использованным ниже, рентгенограммы различаются в области межплоскостных расстояний около 2 Å.

$\gamma-Al_2O_3$ — тетраг. с., псевдокубическая. $a_0 = 7,96$; $c_0 = 7,82$ Å (по Липенсу). Обладает дефектной шпинелеподобной структурой, в которой атомы Al заполняют не все положения катионов шпинели. Сложение микропористое. Является продуктом нагревания бёмита ($\gamma-AlOОН$), образуется при 450—500°. Содержит некоторое количество воды (до 3%) — для стабилизации структуры, по-видимому, необходимо присутствие ионов ОН. При нагревании до 800° и выше переходит через промежуточные модификации в $\alpha-Al_2O_3$ (корунд). На рентгенограммах характерны линии: 1,999 и 1,956.

$\eta-Al_2O_3$ — куб. с.; по-видимому, отличается от $\gamma-Al_2O_3$ различной степенью упорядоченности структуры. Отмечается также роль ОН для ее стабилизации. Образуется в результате нагревания байерита. Рентгенограммы γ - и $\eta-Al_2O_3$ очень сходны, для $\eta-Al_2O_3$ характерна линия $d_{400} = 1,980$.

$\rho-Al_2O_3$ — недостоверна. Слабоупорядоченная, в основном аморфная. Линии порошков диффузные; модификация установлена Панэ и Тертианом лишь на основе одной линии $d = 1,395$ Å. Отмечалась как низкотемпературный продукт нагревания гиббсита и байерита при высоком вакууме; при дальнейшем нагревании переходит в $\eta-Al_2O_3$. В присутствии воды или паров воды переходит в байерит.

$\chi-Al_2O_3$ — гексаг. с., псевдокубическая. $a_0 = 5,56$; $c_0 = 13,44$ Å. Атомы Al находятся в октаэдрических полостях плотнейшей упаковки из атомов О. Получается в результате нагревания гиббсита в атмосфере воздуха или азота, при 800—1000° переходит в $\kappa-Al_2O_3$. Характерно наличие на рентгенограмме интенсивной линии 2,12 Å, служащей отличием от других низкотемпературных форм η и γ .

$\kappa-Al_2O_3$ — гексаг. с., $a_0 = 9,71$; $c_0 = 17,8$ Å. Слоистая структура с расположением Al в тетраэдрических и в октаэдрических пустотах плотнейшей упаковки. Изоструктурна с $\varepsilon-Ga_2O_3$. Стабилизаторами структуры (как и структуры гиббсита) являются ионы щелочей. Образуется в результате нагревания гиббсита из $\chi-Al_2O_3$ при 800—1000°, при 1100° переходит в $\alpha-Al_2O_3$. Характерны межплоскостные расстояния (по Зальфельду): 1,44, 1,40, 2,43.

$\delta-Al_2O_3$ — толкуется по-разному. По Липенсу: тетраг. с. $a_0 = 7,943$, $c_0 = 23,50$ Å ($23,50 = 7,83 \times 3$) — сверхструктура из трех ячеек шпинелевого типа; признается продуктом нагревания $\gamma-Al_2O_3$. Ленэ [4] под $\delta-Al_2O_3$ понимает все продукты нагревания бёмита, образующиеся в пределах 500—1100° (включая и $\gamma-Al_2O_3$); по Зальфельду, это групповое обозначение всех промежуточных структурных форм преобразования $\gamma-Al_2O_3$ в $\alpha-Al_2O_3$ (включая и $\theta-Al_2O_3$). Согласно Липенсу, рентгенограмма $\delta-Al_2O_3$ — четко индивидуализирована, отличается от рентгенограммы $\theta-Al_2O_3$; $\delta-Al_2O_3$ дает линии 1,986 (50), 1,953 (25) и слабую 1,914 (8).

$\theta-Al_2O_3$ — монокл. с. $a_0 = 11,24$; $b_0 = 5,72$; $c_0 = 11,74$ Å; $\beta = 103^\circ 20'$. Изоструктурна с $\beta-Ga_2O_3$; обладает несколько деформированной структурой шпинелевого типа, атомы Al располагаются как в октаэдрических, так и, преимущественно, в тетраэдрических полостях (Зальфельд, 1960). Образуется из $\gamma-Al_2O_3$ и из $\eta-Al_2O_3$ при 800—900°, при 1100° переходит в $\alpha-Al_2O_3$. На рентгенограмме характерны линии 2,028 (80) и 1,913 (40).

Отмечалось также образование гексагональной модификации — $\beta-Al_2O_3$ из $\alpha-Al_2O_3$ или из аморфного глинозема в присутствии щелочей. Однако по составу $\beta-Al_2O_3$ не отвечает чистому глинозему [5], всегда содержит щелочи и не может рассматриваться как модификация Al_2O_3 (в технических работах под β -глиноземом понимаются щелочные и щелочноземельные алюминаты с очень высоким содержанием глинозема).

Дитриг.-скаленоэдр. кл. $D_{3d} — \bar{3}m (L_3\bar{3}L_2\bar{3}PC)$; $a : c = 1 : 1,3638$ (Дана, 1944, — среднее из данных различных авторов).

В рентгеновском отношении осей значение c в два раза больше, чем в морфологическом. Гольдшмидт и Шрёдер [6], критически обработавшие свои и литературные гониометрические данные, применяли символы G_2 Гольдшмидта; формула перехода от символов G_2 к обычно применяемым символам $hkil$ Бравэ: $1/3 \ 2/3 \ 00/1/3 \ \bar{1}/3 00/\bar{i}/0001$.

Более обычные формы [6—12]:

		φ	ρ			φ	ρ
<i>c</i>	0001	—	0°00'	<i>k</i>	7.7.14.6	30°00'	72°33'
<i>a</i>	1120	30°00'	90 00	<i>v</i>	4483	30 00	74 38
<i>m</i>	1010	60 00	90 00	<i>X</i>	5.5.10.3	30 00	77 36
<i>s</i>	0221	0 00	72 24	<i>u</i>	11.11.22.6	30 00	78 41
δ	1013	60 00	27 41	<i>z</i>	2241	30 00	79 37
<i>d</i>	1012	60 00	38 12	λ	7.7.14.3	30 00	81 05
<i>r</i>	1011	60 00	57 36	Φ	8.8.16.3	30 00	82 11
<i>n</i>	2243	30 00	61 13	<i>E</i>	3361	30 00	83 02
ζ	7.7.14.9	30 00	64 47	<i>v</i>	4481	30 00	84 46
<i>w</i>	1121	30 00	69 53	ω	14.14.28.3	30 00	85 31

<i>rr</i> (1011) : (1101) = 93°58'	<i>rc</i> (1011) : (0001) = 57°36'	<i>ra</i> (1011) : (1120) = 43°02'
<i>nn</i> (2243) : (4223) = 51 58	<i>nc</i> (2243) : (0001) = 61 13	<i>rn</i> (1011) : (2243) = 26 00
<i>zz</i> (2241) : (4221) = 58 55	<i>zc</i> (2241) : (0001) = 79 37	<i>rz</i> (1011) : (2241) = 35 32

Редкие формы:

<i>e</i> 5270	<i>p</i> 5051	<i>P</i> 0551	<i>j</i> 10.10.20.3	τ 4153	φ 3251
<i>f</i> 7180	<i>q</i> 7071	<i>o</i> 2245	ϵ 11.11.22.3	ξ 3142	<i>T</i> 11.8.19.3
γ 1015	<i>R</i> 0112	π 1123	ψ 7.4.11.9	<i>l</i> 2131	χ 2.4.6.1
<i>x</i> 3032	η 0111	<i>M</i> 1122	ρ 2.8.10.9	σ 20.5.25.9	
<i>a</i> 5052	<i>A</i> 0552	<i>B</i> 4485	<i>D</i> 28.4.32.27	<i>L</i> 1231	
<i>b</i> 7072	β 0772	<i>Y</i> 10.10.20.9	<i>H</i> 16.4.20.15	Σ 5.20.25.9	

Очень редкие и недостоверные формы [6]:

7076	17.17.34.18	13.13.26.9	13.13.26.6	17.17.34.2
7074	11.11.22.10	3362	9.9.18.4	14.14.28.1
5.5.10.9	11.11.22.9	8.8.16.5	5.5.10.2	37.37.74.2
4487	5.5.10.4	27.27.54.16	11.11.22.3	6287
7.7.14.8	11.11.22.8	15.15.30.8	15.15.30.4	

Главные формы: *c* (0001), *r* (1011), *n* (2243), *a* (1120) (отвечают плоским граням F, по Хартману) [13], также *z* (2241).

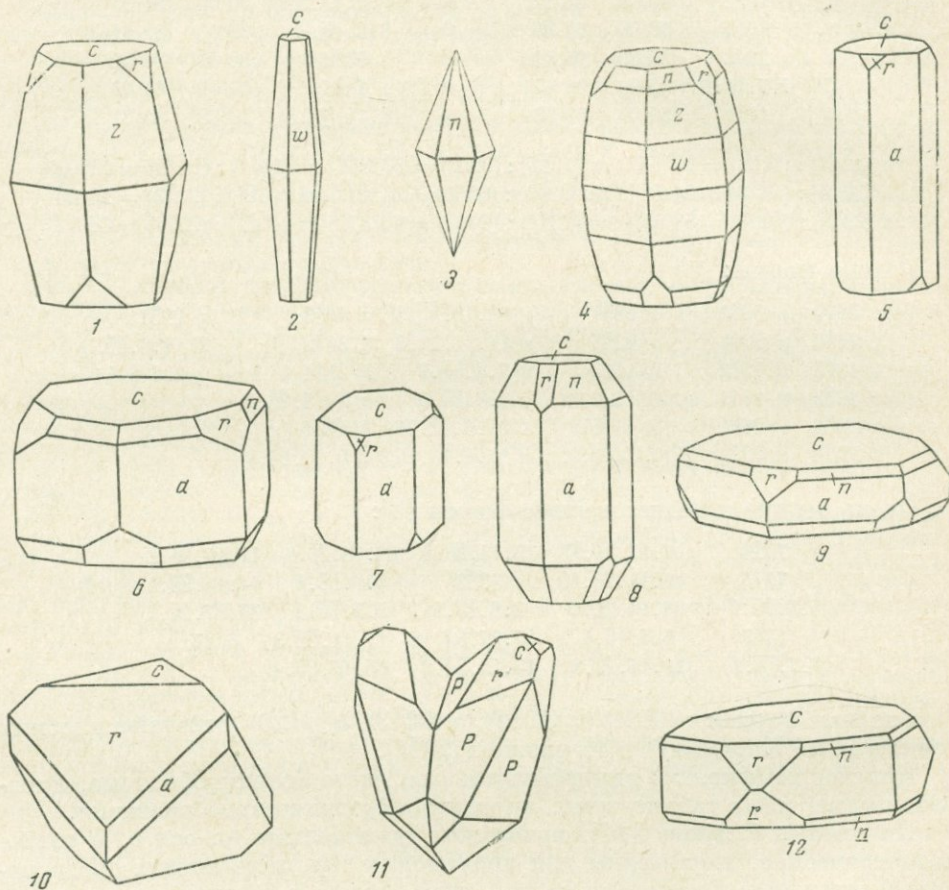
Кристаллы (фиг. 25) дипирамидальные, часто боченкообразные, призматические, реже таблитчатые, иногда ромбоэдрического развития.

По данным Озерова [14], кристаллы, удлиненные по оси *c*, а также изометрические, характерны для корундовых тел, залегающих среди пород, бедных кремнеземом, не содержащих кварца и богатых основаниями (щелочных и нефелиновых сиенитов, ультраосновных, основных и карбонатных пород); таблитчатые кристаллы встречаются в месторождениях, которые находятся среди пород, содержащих избыточный SiO₂: во вторичных кварцитах, кварцево-сланцевых сланцах, гнейсах и гранито-гнейсах; по наблюдениям Авдониной и Вертушкова, это не всегда выдерживается [15]. Кристаллы искусственного корунда [16] частью таблитчаты по (0001), иногда пластинки удлинены по одной из осей второго порядка; более редкие кристаллы ромбоэдрического развития.

На гранях *c* (0001) обычны штрихи параллельно ребрам *c* (0001): *r* (1011), на гранях *r* (1011) отмечалась штриховка параллельно ребру *c* *n* (2243); грани дипирамид и призм обычно несут косую или горизонтальную штриховку. Часто наблюдается точкомозаичное строение кристаллов. На гранях (0001) отмечались треугольные и шестиугольные фигуры естественного травления [8]. Нередки следы изгибания кристаллов, сдвигов в них и другие признаки деформации.

Двойники по $(10\bar{1}1)$ обычно полисинтетические, проявляющиеся в виде штриховатости на базопинакоиде, реже — двойники срастания (фиг. 25, 11); редко наблюдаются двойники по (0001) (фиг. 25, 12). Двойники по $(10\bar{1}1)$ и по (0001) могут образоваться под действием давления.

Часто содержит включения рутила, гематита, ильменита, иногда граната, шпинели и др. Ильменит, имеющий структуру типа корунда и близкие параметры кристаллической решетки, обнаруживается в некоторых кристаллах корунда в отдельных участках в виде мельчайших вростков



Фиг. 25. Кристаллы корунда

1, 2, 4 и 6 — Ильменские горы (по Кокшарову); 3 и 7 — Ильменские горы (по Мазуру); 5 — Борбэнкс, Австралия (по Симпсону); 8 — Камполунго, Швейцария (по Гюбелину); 9 — Коун-Крик, Сев. Каролина, США (по Джаду и Хидену); 10 — Бирма (по Мельцеру); 11 — двойник по $(10\bar{1}1)$, Цейлон? (по Барвирьжу); 12 — двойник по (0001) , Бирма (по Мельцеру)

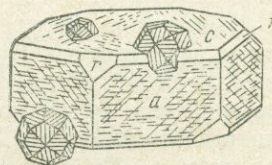
и придает им синюю окраску [17, 18]. Ориентированные микроскопические вростки рутила $[001]$ рутила $\parallel [10\bar{1}0]$ или $[11\bar{2}0]$ корунда [19, 20] вызывают астеризм на плоскости базопинакоида в форме шестилучевой или двенадцатилучевой звезды (звездчатые сапфиры и звездчатые рубины). Астеризм может быть также вызван коллоидальным веществом в ориентированных капиллярах [17]. Гематит в корунде наблюдается в виде зерен и иголок, обычно ориентированных осью c параллельно оси c корунда [20, 21].

Отмечалось ориентированное нарастание диаспора на кристаллы корунда [22]:

(11 $\bar{2}$ 0)	и	[0001]	корунда		(010)	и	[100]	диаспора
(0001)	и	[0001]	корунда		(100)	и	[100]	диаспора
(11 $\bar{2}$ 0)	и	[$\bar{1}$ 120]	корунда		(010)	и	[010]	диаспора
(0001)	и	[$\bar{1}$ 120]	корунда		(100)	и	[010]	диаспора
(0001)	и	[1 $\bar{1}$ 00]	корунда		(100)	и	[001]	диаспора

Известны закономерные сростания корунда с гранатом: грань (0001) корунда || грани (211) граната (фиг. 26) [23]. Также отмечены сростания корунда с силлиманитом, слюдой, полевым шпатом, шпинелью.

Физ. [24]. Сп. отсутствует; отдельность по (0001) и по (10 $\bar{1}$ 1) иногда хорошая, изредка — отдельность по призме. Изл. неровный до раковистого. Хрупок, в тонкозернистых массах очень вязок. Тв. 9. Микротвердость 2108 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ (пирамида Викерса, нагрузка 200 г) [25]; у булек искусственного корунда микротвердость наименьшая на базопинакоиде [24]. Степень износа корунда (сапфира, рубина) различна на разных гранях и существенно зависит от направления [26]. Модули упругости синтетического корунда (в 10^{12} $\text{дин}/\text{см}^2$): c_{11} 4,96; c_{33} 5,02; c_{44} 1,41; c_{12} 1,35; c_{13} 1,17; c_{14} (—) 0,23; коэф. упругости (в 10^{-13} $\text{см}^2/\text{дин}$): s_{11} 2,18; s_{33} 2,02; $4s_{44}$ 5,04; s_{12} (—) 0,50; s_{13} (—) 0,16; $2s_{14}$ (—) 0,49 возрастают с температурой [27].



Фиг. 26. Сростание граната с корундом Коуи Крик, Северная Каролина (по Джаду и Хидену)

Средняя величина модулей упругости синтетического корунда в направлении, параллельном оптической оси, в $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ — $3,28 \cdot 10^5$ ($\pm 7\%$); в перпендикулярном направлении: параллельно плоскости симметрии — $32,4 \cdot 10^5$ ($\pm 4\%$), параллельно оси второго порядка $32,0 \cdot 10^5$ ($\pm 5\%$) [28]. Пьезооптические константы синтетического корунда изменяются от $5,00 \cdot 10^{-14}$ $\text{см}^2/\text{дин}$ при 470 тп до $7,16 \cdot 10^{-14}$ $\text{см}^2/\text{дин}$ при 660 тп [29].

Уд. в. 3,95—4,4 (вычисл. 3,95). Цв. разнообразный; наиболее обычен синевато- или желтовато-серый (для непрозрачных и полупрозрачных разновидностей); также белый до бесцветного, желтый, фиолетовый, красный, зеленый, индигово-синий, коричневый, черный. Иногда при дневном свете синий или зеленый становится красноватым, фиолетовым при искусственном освещении; в некоторых случаях синие корунды при искусственном освещении темнеют [30]. Цвет — один из основных признаков, по которым выделяются разновидности корунда (см. ниже). Известны кристаллы с зональной окраской с чередующимися зонами красного, синего или другого цвета; отмечались зоны, параллельные призме, пирамиде [31]. На основании изучения искусственных кристаллов установлено, что при отсутствии примесей корунд бесцветен. Примесь Cr придает корунду фиолетово-красную окраску, Ni — желтую, V — зеленовато-серую, Ti и Fe — фиолетово-синюю, V и Cr — фиолетово-розовую, сходную с цветом аметиста [24, 32].

Цвет порошка белый. Бл. алмазный до стеклянного, на (0001) иногда перламутровый. Обычно просвечивает только в тонких осколках; драгоценные разновидности прозрачны.

Диэлектрическая постоянная, по Рожковой и Проскуровскому [33], 5,65—6,35, по Рао [34], параллельно оси с около 10,9, перпендикулярно — 9,5—9,6. Электропроводность бесцветного искусственного корунда при 565° — $2,74 \cdot 10^{-12}$, при 1155° — $1,02 \cdot 10^{-7}$ $\text{ом}\cdot\text{см}$ [35].

Прозрачные и полупрозрачные корунды люминесцируют красным цветом в ультрафиолетовых лучах с λ 3600—2800 $m\mu$; те же образцы в катодных лучах светятся красным цветом [36]. Искусственные корунды с примесью Cr и Mn люминесцируют ярко-красным цветом, с примесью Ti — розовым, V — желтым [37]. Спектр люминесценции рубина, возбужденной ультрафиолетовым светом, состоит из яркого дуплета 6928—6941 Å; при облучении рубина электронным пучком с энергией 2 Mev, помимо указанного дуплета, появляются еще две линии 7165 Å и 7218 Å [38]. Облучение рентгеновскими лучами вызывает изменение окраски природного корунда: бесцветные и голубовато-серые звездчатые сапфиры Цейлона становятся янтарными, синие — темно-зелеными; под влиянием солнечного света природная окраска корунда восстанавливается [39]. Под действием лучей радия синий корунд желтеет [40].

Некоторые бесцветные и слабоокрашенные образцы прозрачны для ультрафиолетовых лучей до 220 $m\mu$, другие поглощают ультрафиолетовые лучи с длиной волны 270—250 $m\mu$ [37]. Бесцветный корунд прозрачен для лучей до 6000—7000 $m\mu$. В инфракрасном спектре поглощения корунда, по Хафнеру и Лавесу [41], наблюдаются две сильные полосы: в области 600—800 cm^{-1} (с максимумами при 787,4, 636,9 и 602,4 cm^{-1}) и при 450 cm^{-1} ; по Хэфеле [41], в направлении, перпендикулярном оси c , спектры в области 3000—300 cm^{-1} характеризуются полосами при 622, 560, 479, 432 и 385 cm^{-1} , для направления, параллельного оси c : 570, 510 и 380 cm^{-1} ; содержание Cr_2O_3 до 0,5% не сказывается на инфракрасном спектре.

Изучались спектры электронного парамагнитного резонанса Ti^{3+} , V^{3+} , Cr^{3+} , Mn^{2+} , Fe^{3+} , Co^{2+} , Ni^{2+} , Cu^{2+} , Cu^{3+} , Gd^{3+} , Ru^{3+} , Pt^{1+} в синтетических корундах, Fe^{3+} в природном сапфире [42].

Микр. В шл. в прох. св. бесцветен или почти бесцветен (обыкновенный сероватый корунд), розовый, синий, зеленоватый. Интенсивно окрашенные кристаллы плеохроируют (особенно в утолщенных шлифах): в зависимости от окраски по No индигово-синий, синий, темно-пурпурный, по Ne — светло-синий, изумрудный, до желто-зеленого, светло-желтого; $No > Ne$. Одноосный (—), но часто аномально двуосный с $2E = 10—12^\circ$ (в одном случае 58°) [43]; аномальная двуосность проявляется во всем кристалле или в отдельных участках. Показатели преломления и дву-преломление несколько варьируют в зависимости от наличия примесей: $n_o = 1,767—1,771$; $n_e = 1,759—1,763$ (по Трёгеру).

λ , $m\mu$	Бесцветный (Бирма) [7]			Красный (Тессин) [10]			Синий (Швейцария) [10]	
	656	589	486	656	589	486	589	
n_o	1,7653	1,7686	1,7762	1,76692	1,77000	1,77736	1,771	
n_e	1,7572	1,7605	1,7679	1,75872	1,76166	1,76878	1,763	
$n_o - n_e$	0,0080	0,0082	0,0083	0,0081	0,00834	0,00858	0,008	

В ультрафиолетовой части спектра n_o резко возрастает, в инфракрасной области — резко понижается. Для искусственного корунда, по Мелитсону (1962), при 24° [44]:

λ , $m\mu$	265,2	289,4	313,0	390,6	435,8	576,9	706,5	894,4
n_o	1,83360	1,81949	1,80906	1,78826	1,78120	1,76884	1,76303	1,75796
λ , μ	1,014	1,3673	1,9701	2,4374	3,2668	4,2553	4,954	5,577
n_o	1,75547	1,74936	1,73833	1,72783	1,70356	1,66371	1,62665	1,58638

Двупреломление рубинов возрастает с увеличением густоты окраски. У искусственного корунда с повышением примеси Cr_2O_3 показатель преломления повышается [37]. Спектр поглощения Al_2O_3 с примесью Cr_2O_3 , по данным Грум-Гржимайло [37], имеет два максимума поглощения: у красных булек рубина для обыкновенной волны около 550 и около 420 μ , для необыкновенной — около 540 и около 400 μ ; Мандарино [44] установил максимум поглощения обыкновенного луча у синтетических рубинов с примесью 0,11 и 1,40% Cr_2O_3 при 560 μ , для необыкновенного при 550 μ .

Хим. Теор. состав: Al_2O_3 — 100 (Al — 52,91). Обычно содержит примеси: Cr, Fe, также Ti, Mn, Ni, V и др. Содержание Fe в корундах обычно незначительное (до 2% Fe_2O_3 в ильменском); при высоких температурах Fe_2O_3 содержится в Al_2O_3 в виде твердого раствора [45]. В наждаках наличие Fe обычно обусловлено присутствием механических примесей. Содержание Cr_2O_3 обычно не превышает 1%, но в корунде с р. Чайныт (Якутская АССР) установлено 1,96% Cr_2O_3 [46].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	—	—	—	—	—	—	—	0,47
K_2O	—	—	—	—	—	—	—	0,10
MgO	Не обн.	0,46	0,86 *	0,04	0,22	0,16	0,13	—
CaO	»	0,73	0,84	0,34	0,60	0,54	0,18	—
MnO	—	Сл.	Сл.	Сл.	0,008	0,006	0,007	—
FeO	—	0,14	0,12	0,06	—	—	—	—
NiO	—	0,03	0,06	—	—	—	—	—
Al_2O_3	98,57	97,96	97,72	98,84	97,50	97,52	98,04	96,37
Cr_2O_3	0,66	Не обн.	Сл.	Сл.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—
Fe_2O_3	0,21	Сл.	»	0,14	0,67	0,62	0,58	0,90
SiO_2	—	0,32	0,16	0,20	0,20	0,30	0,42	Не обн.
TiO_2	0,56	0,23	0,17	0,32	0,06	0,057	0,06	0,21 *
V_2O_5	—	Не обн.	Сл.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—
H_2O^+	—	—	—	—	0,24	0,30	0,12	2,00
H_2O^-	—	—	—	—	—	—	—	0,10
П. п.	—	—	—	—	0,50	0,50	0,44	—
Сумма:	100,0	99,87	99,93	99,94	99,998	100,003	99,977	100,15
Уд. в.	—	—	—	—	4,07	3,98	3,94	—

* Ti_2O_3

1 — 7 — Урал, СССР: 1 — малиновый, р. Бызовая, анал. Шумило [46]; 2 — серовато-синий из сиенитовых пегматитов Вишневых гор, анал. Паутова, Москалева, Велигжанинова [47]; 3 — серовато-синий из плагиоклазитов Касли, анал. те же [47]; 4 — темно-синий из наждачного м-ния Кызылташ; анал. те же [47]; 5 — 7 — из корундовых жил Ильменских гор; анал. Мазур [9]; 5 — голубовато-синий; 6 — темно-серый, почти черный; 7 — серый; 8 — темно-синий из м-ния наждака Гюмюшдаг (Турция) [48].

Диагн. исп. Нерастворим в кислотах; в растворимое состояние переводится сплавлением с бисульфатом калия. В алюминатных растворах растворяется (в %) при 105° — 0,56; при 190° — 78,7; при 230° — 79,0 [49].

П. п. тр. не изменяется. Не сплавляется с содой, медленно сплавляется с бурой и с фосфорной солью, образуя светлое стекло.

Повед. при нагр. Т-ра плавл. синтетического $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$ 2050° (по Винчелу) [50], несколько варьирует в зависимости от чистоты материала; т-ра плавл. природного корунда 2021° ± 4° [51]. Пластически деформируется около 900° [52]. Рубин при нагревании изменяет окраску сначала на зеленую, затем обесцвечивается, при охлаждении цвет его восстанавливается. Сапфир при нагревании до 1300° становится бледно-желтым,

при охлаждении — зеленовато-синим [53]. Коэф. линейного расширения при 0° \parallel с $6,58 \cdot 10^{-6}$; \perp с $5,42 \cdot 10^{-6}$, при 100° соответственно $7,11 \cdot 10^{-6}$ и $6,01 \cdot 10^{-6}$ [54]; объемное расширение при 100° — 0,14%, при 200° — 0,35, при 600° — 1,41, при 1000° — 2,53% (Берч и др.). Теплота образования (—) 399,4 ккал/моль [55]. Удельная теплота образования в пределах 20 — 300° 0,2322 (Гронов и Швите) [55]. Теплоемкость в ккал/моль·град: 16,92 при 0° ; 22,47 при 100° ; 26,60 при 300° ; 29,97 при 800° ; 31,54 при 1200° (Шомэт и Нэйлор; Ченцова) [55]. Удельное теплосодержание корунда в пределах от 1100 до 1400° изменяется от 297,89 до 395,99 ккал/г (Родигина и Гомельский) [55].

Наход. Широко распространен, образует промышленные месторождения [56], является порообразующим минералом в породах, бедных кремнеземом (корундовые сиениты, корундовые пегматиты, корундовые плагиоклазиты, марундиты, наждаки). Образование корунда связано в основном с магматической деятельностью, контактным или региональным метаморфизмом. Накопляется в россыпях. Обнаружен в некоторых бокситах.

В корундовых сиенитах и сиенит-пегматитах, образующих дайки среди щелочных сиенитов или гранито-гнейсов и гнейсов вблизи контакта последних с массивами щелочных или нефелиновых сиенитов, корунд ассоциируется с калиевым полевым шпатом, кислыми плагиоклазами, биотитом, мусковитом, гранатом. Таковы месторождения СССР (Ильменских и Вишневых гор в Челябинской обл.), Канады (Онтарио и Квебек), Индии (Мадрас и Кашмир), о-ва Цейлон. В корундовых плагиоклазитах (плмазитах, кыштымитах) и маргарито-корундовых породах (марундитах), встречающихся в виде даек и штоков среди ультраосновных изверженных пород и серпентинитов и образовавшихся в результате десилификации гранитных пегматитов или аплитов, корунд дает крупные скопления; в Кыштымско-Каслинском р-не Челябинской обл. в Борзовском месторождении [57] содержание корунда в кыштымитах местами достигало 60—90%, в Трансваале (Южно-Африканская Республика) кристаллы имеют длину до 25 см и толщину до 14 см, вес их — до 150 кг.

Во вторичных кварцитах — гидротермально-метасоматических породах, распространенных в Казахской ССР, мусковито-корундовые и андалузито-корундовые породы слагают линзообразные и жиллообразные тела и гнезда; корунд также образует вкрапленность в кварцитах. Сопровождается андалузитом, дюрмюртеритом, мусковитом, кварцем, диаспормом, гематитом, рутилом и др. Крупнейшее месторождение этого типа — Семиз-Бугу (Карагандинская обл.), менее крупные — Акташ (Южно-Казахстанская обл.) и Жанет (Карагандинская обл.) [58].

Метаморфические мусковито-силлиманито-корундовые и кианито-корундовые породы в гнейсах и кристаллических сланцах имеются на Украине [59], в Якутской АССР (месторождение Чайныт), в Индии (шт. Ассам); аналогичны, по-видимому, корундсодержащие породы Цейлона [60].

Корунд является одним из главных порообразующих минералов наждаков (emery, Schmirgel) — тонко-, мелко- и среднезернистых пород, содержащих помимо корунда (около 60—70%) магнетит, гематит и шпинель. Шпинельсодержащие наждаки встречаются в кислых или основных интрузивных породах и образуются в процессе метаморфизма ксенолитов и глиноземистых осадочных пород под воздействием кислой магмы; наряду с корундом содержат шпинель, магнетит, гематит, ильменит, силлиманит, плагиоклазы, кварц, гранат. Таковы наждаки Сигангойского месторождения в Красноярском крае [61], шт. Виргиния в США и др. Магнетито-гематитовые, хлоритоидные и маргаритовые наждаки встречаются в кристаллических известняках; образовались в результате кон-

тактового метаморфизма глиноземистых осадочных пород, а также при процессах метаморфизации бокситов; содержат корунд, магнетит, гематит, хлоритонд, маргарит, пирит. Месторождения: Полдневское, Кособродское (Свердловская обл.), Прииртяшское (Челябинская обл.) [62], месторождения Южно-Нуратинских гор (УзбССР) [63]; наиболее крупное — на о-ве Наксос в Греции. Россыпные месторождения корунда известны в Казахстане (Семиз-Бугу), Южно-Африканской Республике (Трансвааль) и др.

Корунд наблюдается также в некоторых бокситах, например, в бокситах Салаирского кряжа (Кемеровская обл.) [64, 49]; образовался за счет диаспора под влиянием процессов метаморфизма. Тонкодисперсный корунд (кристаллиты величиной 0,5—0,1 м) известен в гиббситовых бокситах Казахской ССР и Зап. Сибири (предположительно, продукт кристаллизации геля) [65].

Изм. Под действием гидротермальных процессов переходит в диаспор, цоизит, силлиманит, кианит, мусковит, гиббсит, андалузит, шпинель и др.

Искусств. Выращивание кристаллов корунда может производиться по методу Вернейля [66]. Как исходный продукт для получения корунда применяются аммонийные квасцы. При нагревании квасцов до 1000° получается химически чистая Al_2O_3 в виде пудры с величиной зерна в 1—2 м, к которой добавляются другие окислы для получения окраски. В результате обработки порошка пламенем гремучего газа при т-ре выше 2000° Al_2O_3 расплавляется и в виде капель падает на дно печи, в которое вставлена тугоплавкая свечка с затравкой корунда. Постепенно вырастает монокристалл корунда в виде «бульки» (ее форма напоминает опрокинутую бутылку). Камни для часов получают из стержней корунда диаметром 2—3 мм по методу, разработанному С. К. Поповым. Для получения красного корунда к окиси Al_2O_3 добавляют Cr_2O_3 , добавка 1% TiO_2 и 2% Fe_2O_3 дает синий, добавка окислов V и Co — зеленый, только V_2O_5 (0,1%) александритоподобный, окислов Fe и Mg — оранжевый, Ni — желтый, V и Cr — сиреневый корунд [66—68]. В виде табличчатых кристаллов получается по методу Фреми и Фрейля при нагревании Al_2O_3 в расплаве фторида свинца; рост кристаллов имеет место в области т-р 1200—1300° и зависит от величины сосуда, объема смеси, скорости нагревания и охлаждения [68, 69]. Синтезируется корунд и гидротермальным путем [70, 71].

При плавлении боксита в электрических печах получается электрокорунд или алунд, применяемый как абразивный и огнеупорный материал. Корунд получен также в виде пластинчатых кристаллов вместе со шпинелью из газовой фазы при 1200—1300° — на стенках тигля над прокаленной шихтой, состоящей из эквимолекулярных количеств Al_2O_3 , SiO_2 , KF и MgF_2 [72]. Установлен в качестве новообразования в шамотных огнеупорах доменных печей [73]. Является главной составной частью корундовой керамики. Встречается в шлаках, получаемых при алюмотермическом производстве специальных сплавов [74].

Практ. знач. Обычные корунды и наждаки имеют широкое применение как абразивный и отчасти как огнеупорный материал. Прозрачные окрашенные разновидности применяются при изготовлении точных приборов (электросчетчики, электроизмерительные и аэронавигационные приборы, часовые камни и т. д.), а также в ювелирном деле.

Отл. От сходных минералов отличается высокой твердостью, формой кристаллов, штриховкой на гранях. От кианита отличается отсутствием спайности и твердостью; рубин — от красной шпинели по форме кристаллов или под микроскопом.

Разнов. Рубин — ruby и сапфир — sapphire — прозрачные; рубин — красный, сапфир — синий разных оттенков.

Название рубин от латинского *ruber* — красный (Валериус, 1747), происхождение названия сапфира твердо не установлено, возможно, оно заимствовано из персидского или древнееврейского языка; в древности сапфиром обозначался лазурит, для прозрачного синего корунда название введено Валериусом (1747). Якут, яхонт, богус — старые обозначения рубина, сапфира и других драгоценных камней, телези *télésie* (Аюи, 1801) от греч. *τέλειος* (телеиос) — совершенный — драгоценный корунд (рубин и сапфир). Смирис — *smiris* (Боэтиус де Бодт, 1609), заламштейн — *Salamstein* (Вернер—Хофман, 1811) и сапшарит — *sapparite* — синонимы сапфира.

В зависимости от окраски, прозрачности и строения выделены многочисленные разновидности рубина и особенно сапфира: карбункул (*carbunculus*), лихнис (*lychnis*, Плиний), восточный рубин (*oriental ruby*) — красивый красный (Валериус, 1747), восточный аквамарин (*oriental aquamarine*) — зеленовато-голубой, индигосапфир (*indigosapphire*) — темно-синий, звездчатый сапфир (*asteriated sapphire*, *Sternsapphire*) и звездчатый рубин (*asteriated ruby*, *Sternrubin*), астерит (*asterite*) — с лучистым строением, барклиит (*barcklyite*, Миллер и Стефан, 1854) — красный малопрозрачный из шт. Виктория и Новый Южный Уэльс в Австралии, сапфир — кошачий глаз, кошачий сапфир или восточный или сапфировый джиразоль (*Sapphirgirasol*) — опалесцирующий сапфир, соответственно рубиновый кошачий глаз, рубиновый джиразоль — опалесцирующий рубин, пурпурный сапфир (*Purpursapphire*) — фиолетовый, восточный изумруд (*oriental emerald*) — зеленый, восточный хризолит (*oriental chrysolite*) — желто-зеленый, восточный топаз (*oriental topaz*) — желтый, королевский топаз (*Königstopaz*) — оранжевый, восточный гиацит (*oriental hyacinth*) — желтоватый, восточный аметист (*oriental amethyst*) или аметист-сапфир — фиолетовый, белый сапфир (*white sapphire*), восточный алмаз и лейкосапфир (*leucosapphire*) — бесцветный, хлоросапфир (*chlorosapphire*, Полиг, 1888) — темно-зеленый, александрит-сапфир — александритоподобный, изменяющий окраску в зависимости от источника света, балагус — древнее название бледно-красного рубина (Ферсман) [75], таусинный камень — древнерусское обозначение сапфира (также лабрадора) с отливом типа павлиньего пера (Ферсман) [75]. Падпарадшах (*padparadschah*) и падмарагайя (*padmaragaia*) — торговые названия желто-розовых корундов ювелирного качества (по обзору Спенсера, *Min. Mag.*, 1937, 24, No 158, 620).

Коренные месторождения рубина известны в Бирме и Вост. Афганистане, где рубин встречается в кристаллических известняках; сопровождается шпинелью, флогопитом, доломитом, кальцитом. Основная масса рубина добывается из россыпей Бирмы (вес кристаллов достигает 700 г), Таиланда, Афганистана и Цейлона. В СССР в небольшом количестве встречался в россыпях в окрестностях дер. Косой Брод и Колташи (Свердловская обл.).

Коренные месторождения сапфира: Кашмир, Индия, где сапфир встречается в корундовых сиенитах и корундовых пегматитах; шт. Монтана, США — в андезитовых жилах; Анаки, Австралия — в базальтах. В основном добывается из россыпей, обычно вместе с рубином, в Таиланде, на Цейлоне, в Кашмире, в Монтане, в Анаки и др. В СССР встречался на Урале в россыпях в окрестностях дер. Колташи и Косого Брода. Рубин и сапфир ювелирного качества обнаружены в Танганьике [76].

А л м а з н ы й ш п и т (адамантин) — *adamantine spar* (Блэк, 1780), корунд с весьма хорошо выраженной отдельностью по базопинакоиду (делится на очень тонкие пластинки). Встречен в районе Кыштыма на Урале и в Китае.

Межплоскостные расстояния корунда из Ильменских гор, по Михееву

Fe-излучение, $D = 46,01$ мм

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (кX)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
101 $\bar{3}$	1	3,823	103	6	1,401	105	3	0,828
101	3	3,435	11 $\bar{2}$	7	1,374	226	2	0,806
11 $\bar{2}$ $\bar{3}$	2	2,805	234	4	1,238	30 $\bar{3}$	3	0,796
10 $\bar{1}$ $\bar{3}$	2	2,613	20 $\bar{2}$	2	1,190	24 $\bar{2}$	2	0,761
11 $\bar{2}$	6	2,543	13 $\bar{1}$	3	1,146	337	2	0,719
10 $\bar{1}$	4	2,374	134	2	1,125	247	2	0,686
102 $\bar{3}$	4	2,294	244	2	1,098	257	2	0,662

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (кX)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
102	9	2,081	231	2	1,079	166	2	0,637
202 $\bar{3}$	2	1,915	204	3	1,043	267	2	0,630
123 $\bar{3}$	3	1,765	225	5	0,995	377	2	0,616
202	5	1,738	125	2	0,933	248	1	0,600
123	10	1,599	115	4	0,904	167	1	0,578
103 $\bar{3}$	2	1,545	255	3	0,854	148	1	0,564
233; 112 $\bar{3}$	5	1,513	205	2	0,843			

Межплоскостные расстояния α -Al₂O₃*

Cu-излучение

<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>
102	74	3,479	220	6	1,1898	138	3	0,9345
014	92	2,552	306	<1	1,1601	229	2	0,9178
110	42	2,379	223	4	1,1470	234	12	0,9076
006	<1	2,165	311	1	1,1382	1.0.14	3	0,9052
113	100	2,085	132	5	1,1255	410	6	0,8991
204	43	1,740	2.0.10	6	1,0988	413	4	0,8804
116	81	1,601	0.0.12	3	1,0831	408	2	0,8698
121	3	1,546	314	7	1,0781	3.1.10	12	0,8580
108	7	1,510	226	13	1,0426	3.0.12	4	0,8502
124	32	1,404	402	1	1,0175	416	22	0,8303
300	48	1,374	1.2.10	11	0,9976	1.1.15	4	0,8137
028	2	1,276	044	2	0,9819	0.4.10	11	0,8075
0.1.10	16	1,239						

* ASTM, 5—0712.

Л и т е р а т у р а

- Pauling L., Hendricks S. J. Am. Chem. Soc., 1925, 47, 784; Zachariasen W. Norske Vidensk. Akad. Oslo, Skrift., Mat.-nat. Kl., 1928, Nr 4, 7.
- Newham R. E., Haan Y. M. Zs. Krist., 1962, 117, 235; см. также: Cooper A. S. Acta cryst., 1962, 15, 578; Radoslovich E. W. Am. Min., 1963, 48, No 1—2, 83.
- Грум-Гржимайло С. В. Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1953, вып. 8, 27; Helmboldt O. N. Jb. Min., Monatsh., 1957, H. 3, 94; Saalfeld H. Fortschr. Min., 1963, 40, 57; Neuhaus A., Jumperz E., Brenner P. Fortschr. Min., 1963, 40, 60 (о пределах смесимости Al₂O₃ и Cr₂O₃).
- Saalfeld H. Clay Minerals Bull., 1958, 3, No 19, 249 (ξ-γ-Al₂O₃); Saalfeld H. N. Jb. Min., Abhandl., 1960, 95, H. 1, 1 (обзор литературных данных; о продуктах обезвоживания гиббсита, библиография); Цветков А. И., Вальшихина, Е. П., Ласькова А. Д. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 42, 21 (термическое изучение гидратов глинозема); Lepné H. U. Zs. Krist., 1961, 116, H. 5—6, 190 (о продуктах обезвоживания бёмита); Lippens B. C. Structure and texture of aluminas. Delft, 1961 (о модификациях глинозема; порошковые диаграммы; библиография).
- Лапин В. В. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 2, 122; Saalfeld H. Zs. anorg., allgem. Chem., 1956, 236, H. 3—4, 97; Mansmann M. Zs. anorg., allgem. Chem., 1963, 321, H. 5—6, 246.
- Goldschmidt V., Schroeder R. Tscherm. min., petr. Mitt., 1910, 29, H. 6, 461 (ревизия значимости форм).
- Melzer G. Zs. Krist., 1902, 35, 567 (кристаллография и оптика корундов).
- Вауер М. N. Jb. Min., 1896, 2, 197 (описание кристаллов и месторождения рубинов Бирмы).
- Данные Т. А. Мазур и Л. Э. Ротман, 1949.
- Gübelin E. Schweiz. min., petr. Mitt., 1939, 19, H. 2, 378.
- Simpson E. S. Minerals of Western Australia. Perth., 1951, 2, 106 (описание корунда из различных месторождений Австралии; анализы не вполне чистого материала).
- McKie D. Rec. Geol. Surv. Tanganyika, 1955, 5, 81.
- Хартман П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 6, 672.
- Озеров К. Н. ДАН СССР, 1945, 47, № 1, 51; Сов. геол., 1946, № 9, 72.

15. Авдониин В. Н., Вертушков Г. Н. Тр. Свердловск. горн. ин-та, 1955, вып. 22, 202.
16. Григорьев Д. П., Шафрановский И. И. Зап. Мин. об-ва, 1941, 70, вып. 1, 1.
17. Клемм К., Wild C. N. Jb. Min., 1926, 53, 226.
18. Меланхоли Н. М. ДАН СССР, 1946, 54, № 2, 167.
19. Tschermak G. Tscherm. min., petr. Mitt., 1878, 1, Н. 4, 362; Mügge O. N. Jb. Min., 1903, В.—Bd. 16, А, 378.
20. Vultée J. Fortschr. Min., 1952, 29—30, Н. 2, 328.
21. Brau J. M. Am. Min., 1939, 24, No 3, 162.
22. Gübelin E. Schweiz. min., petr. Mitt., 1939, 19, Н. 2, 348; Eppeler W. F. J. Gemmology, 1958, 6, No 5, 195; Barić L. Bull. sci., Conseil Acad. RPTY, 1962, 7, No 4—5, 99; Barić L. Beitr. Min., Petr., 1963, 9, Н. 2, 133.
23. Judd J. W., Hidden W. E. Am. J. Sci., 1899, 8, 374.
24. Физические свойства синтетического корунда рассмотрены в специальном сборнике: Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1953, вып. 8; см. также: Инденбом В. Л., Томиловский Г. Е. Кристаллография, 1958, 3, вып. 5, 593 (о внутренних напряжениях в кристаллах); Kronberg M. L. J. Am. Chem. Soc., 1962, 45, No 6, 274 (о деформации кручением при различных температурах и давлениях).
25. Бови С., Тэйлор К. Тр. 2-й Международной конф. по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958. Атомиздат, 1959, 8, 161.
26. Steijn R. P. Wear, 1962, 5, No 4, 308.
27. Mauger W. G., Niedemann E. A. Acta cryst., 1961, 14, Pt. 3, 323; Александров К. С., Рыжова Т. В. Кристаллография, 1961, 6, вып. 2, 289; Reddy P. J. Acta cryst., 1963, 16, 335.
28. Сильвестрова И. М. Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1953, вып. 8, 283.
29. Mandarino J. A. Bull. Geol. Soc. Am., 1959, 70, No 12, 1642.
30. Bauer M. Edelsteinkunde, 1932, 497 и 513.
31. Еремеев П. В. Горный журн., 1887, 3, 263; Соловьев Ю. С. Тр. Горногеол. ин-та УФАН, 1955, вып. 26, 230.
32. Валишко Е. Н., Грум-Гржимайло С. В. Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1953, вып. 8, 115; Грум-Гржимайло С. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 2, 129.
33. Рожкова Е. В., Проскуровский Л. В. Сб. «Современные методы минералогического исследования». Госгеолиздат, 1957, 132.
34. Rao D. A. A. S. N. Proc. Indian Acad. Sci., 1949, 30 A, No 2, 82.
35. Roschow E. G. J. Appl. Phys., 1938, 9, 664.
36. Барсанов Г. П., Шевелева В. А. Тр. Мин. муз. АН СССР, 1954, вып. 6, 1.
37. Грум-Гржимайло С. В. Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1953, вып. 8, 27; Грум-Гржимайло С. В., Уткина Е. И. Там же, 99; Грум-Гржимайло С. В., Рудницкая Е. С. Там же, 129; Антипова-Каратаева И. И., Грум-Гржимайло С. В. Там же, 139.
38. Mitchell E. W. J., Townsend P. D. Proc. Phys. Soc., 1963, 81, Pt. 1, No 519, 12.
39. Rough F. H., Rogers T. H. Am. Min., 1947, 32, No 1—2, 31.
40. Пшибрам К. Окраска и люминесценция минералов. Изд-во иностр. лит-ры, 1959, 336.
41. Hafner S., Laves F. Fortschr. Min., 1960, 38, Н. 2, 124; Häfele H. G. Zs. Naturforschung, 1963, 18a, Н. 3, 331.
42. Винокуров В. М., Заринов М. М., Яфаев Н. Р. Журн. эксперим. и теор. физ. АН СССР, 1959, 37, вып. 1, 312; Зверев Г. М., Прохоров А. М. Там же, 1958, 34, вып. 2, 513; 1960, 39, вып. 1, 57; 1961, 40, вып. 4, 1016; Зверев Г. М., Корниенко Л. С., Прохоров А. М. Сб.: «Парамагнитный резонанс». Изд. Казанск. ун-та, 1960, 7; Корниенко Л. С., Прохоров А. М. Журн. эксперим. и теор. физ. АН СССР, 1960, 38, вып. 5, 1651; 1961, 40, вып. 6, 1594; Маненков А. А., Федоров В. Б. Журн. эксперим. и теор. физ. АН СССР, 1960, 38, вып. 4, 1042; Rimai L., Statz H., Weber M., de Mors G. A., Koster G. F. Phys. Rev. Letters, 1960, 4, No 3, 125; Marshall S., Reinberg A. J. Appl. Phys., 1960, 31, No 5, 336; Lambé J., Kikuchi C. Phys. Rev., 1960, 118, No 1, 71; Low W., Suss J. T. Phys. Rev., 1960, 119, No 1, 132; Geschwind S., Remeika J. P. Phys. Rev., 1961, 122, No 3, 757; J. Appl. Phys., 1962, 33, No 1, 370.
43. Bertrand E. Bull. Soc. fr. min., 1875, 1, 94.
44. Malitson J. H., Murphy F. V., Rodney W. S. J. Opt. Soc. Am., 1958, 48, No 1, 72; Mandarino J. A. Am. Min., 1959, 44, No 9—10, 961; Malitson J. H. J. Opt. Soc. Am., 1962, 52, No 12, 1377.

45. Муан А., Гее С. Л. *J. Am. Ceram. Soc.*, 1956, 39, No 6, 207.
46. Белянкин Д. С., Лапин В. В., Шумило И. М. ДАН СССР, 1941, 30, № 8, 733.
47. Гаврусевич Б. А. ДАН СССР, 1941, 31, № 7, 686.
48. Тоған С. О. *Schweiz. min., petr. Mitt.*, 1949, 29, H. 2, 357.
49. Бенеславский С. И. Сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958, 17.
50. Винчелл А. Н. Оптика и микроскопия искусственных минералов. ОНТИ, 1933
51. Weigel O., Kauser F. *N. Jb. Min.*, 1931, B. — Bd. 64, A, 321.
52. Классен-Неклюдова М. В., Икорникова Н. Ю., Томиловский Г. Е. Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1953, вып. 8, 237; Wachtmann J. V., Maxwell L. H. *J. Am. Ceram. Soc.*, 1954, 37, No 7, 291.
53. Weigel O. *N. Jb. Min.*, 1923, B. — Bd. 48, 274.
54. Sharma S. S. *Proc. Indian Acad. Sci.*, 1951, 33 A, No 4, 245.
55. Gronow H. E., Schwiete H. E. *Zs. anorg., allgem. Chem.*, 1933, 216, H. 2, 185 (уд. теплота); Shomate C. H., Naylor B. F. *J. Am. Chem. Soc.*, 1945, 67, No 1, 72 (теплосодержание в пределах 0—1500°); Egan E. P., Wakefield Z. T., Elmore K. L. *J. Am. Chem. Soc.*, 1950, 72, No 6, 2421 (теплосодержание в пределах 300—1300°); Ченцова Л. Г. Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1953, вып. 8, 21 (термические константы); Shomate C. H., Cohen A. J. *J. Am. Chem. Soc.*, 1955, 77, No 2, 285 (теплосодержание в пределах 707—1361°); Родигина Э. Н., Гомельский К. З. *Журн. физ. хим.*, 1955, 29, вып. 6, 1105 (теплосодержание при 1100—1400°); Кириллин В. А., Шейндли А. Е., Чеховской В. Я. ДАН СССР, 1960, 135, № 1, 125 (теплосодержание в пределах 500—2000°) и др.
56. Койфман М. И. Корунд и наждак. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Справочник. Госгеолиздат, 1947, вып. 37, 3 (нахождение в природе, использование).
57. Коптев-Дворников В. С., Кузнецов Е. А. Тр. Ин-та прикл. мин., 1931, вып. 47, 1.
58. Донских В. В., Наковник Н. И., Петрова Е. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 5, 521.
59. Горошников Б. И., Шрубович Ф. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, 92, вып. 3, 359.
60. Соогау Р. Г., Кумагарели Р. С. *Geol. Mag.*, 1960, 97, No 6, 480.
61. Руднева А. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1956, 35, вып. 4, 550.
62. Озеров К. Н. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., 1933, вып. 246, I; Шабьнин Л. И., Опарин Ф. П., Кармазин И. Д. Тр. ВИМС, 1935, вып. 74, I; Успенский Н. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1941, 70, вып. 1, 106.
63. Борисов О. М. Сб. «Вопросы геологии Узбекистана». Изд-во АН УзССР, 1961, вып. 2, 7.
64. Вишняков С. Г. ДАН СССР, 1953, 88, № 3, 543.
65. Терентьева К. Ф., Пасова Ф. Г., Сидоренко Г. А. Минеральное сырье, 1961, вып. 2, 108.
66. Попов С. К. Изв. АН СССР, сер. физ., 1946, 10, № 5—6, 505; Белястин А. В. Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1953, вып. 8, 247; Попов С. К. Выращивание и некоторые применения кристаллов корунда. — В сб.: «Рост кристаллов». Изд-во АН СССР, 1959, 2, 140; Pough F. H. *Gemmologist.*, 1959, 28, No 327, 201; Zemlicka J. *Ber. Geol. Ges.*, 1962, 7, H. 4, 492 (выращивание крупных кристаллов); Wozniak M., Janusz C. *Rudy i metale niez zelazne*, 1962, 7, nr. 10, 465.
67. Baumgärtel R. *Wiss. Zs. Humboldt Univ., Berlin, math.-nat. Kl.*, 1962, 11, Nr 5, 774.
68. Тимофеева В. А., Восканян Р. А. Кристаллография, 1963, 8, вып. 2, 293.
69. White E. A. *D. Nature*, 1961, 191, No 4791, 901.
70. Laudise R. A., Ballman A. A. *J. Am. Chem. Soc.*, 1958, 80, No 11, 2655; Neuhaus A., Jumper E., Brenner P. *Fortschr. Min.*, 1963, 40, 60.
71. Башук Р. П., Басаев В. П., Цадкина Р. Б., Файвусович С. А. Кристаллография, 1960, 5, вып. 4, 666.
72. Тимофеева В. А., Ямзин И. И. Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1956, вып. 12, 67.
73. Карякин Л. И. Тр. 6-го совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1962, 370; Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1962, № 16, 359.
74. Лапин В. В. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 2, 1.
75. Ферсман А. Е. Очерки по истории камня. Изд-во АН СССР, 1954, 357.
76. Webster R. *Gems a. Gemology*, 1961, 10, No 7, 202.

Карелинит *Karelianite*

Назван по месту находки в Финляндской Карелии (Лонг и др., 1963) [1].

Характ. выдел. Мелкие зерна до 0,3 мм, иногда призматические кристаллы.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $D_{3d}^6 - R\bar{3}c$; $a_h = 4,99$; $c_h = 13,98 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 2,802$; $Z = 6$; $a_{rh} = 5,48$; $\alpha = 54^\circ 12'$; $Z = 2$ (для карелинита из Оутокумпу, Лонг и др., 1963) [1]; $a_h = 4,95$; $c_h = 13,98 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 2,824$; $Z = 3$; $a_{rh} = 5,46$; $\alpha = 53^\circ 49'$; $Z = 2$ (Захариасен, 1928, для искусств.) [2].

Изоструктурен с гематитом, эсколаитом и корундом. Расстояния $V - O = 2,06$ и $1,96$; $O - O = 2,70 - 2,94$; ближайшие $V - V = 2,70 \text{ \AA}$ [3].

Физ. Изл. раковистый. Тв. 8—9. Уд. в. 4,95 (вычисл. для минерала). Цв. черный. Черта черная.

Микр. В отраж. св. буровато-оливковый. Отраж. спос. 18—19% (в зеленом и оранжевом свете). Двухотражение слабое. Сильно анизотропен с цветными эффектами от красновато-коричневого до серого. Внутренних рефлексов не наблюдалось.

Хим. Теор. состав: $V_2O_3 - 100$ ($V - 67,98$). V может, по-видимому, замещаться небольшим количеством Fe^{3+} , Cr и Mn^{2+} . Состав минерала, определенный при помощи электронного микроанализатора: $V_2O_3 - 92,9$; $Cr_2O_3 - 3,7$; $MnO - 1,5$; $Fe_2O_3 - 4,4$; сумма — 102,2.

Диагн. исп. Травится HNO_3 (1 : 1).

Нахожд. Обнаружен в валунах из рудного поля Оутокумпу (Финляндия) в ассоциации с минералом типа кульсонита, ноланитом, пирротинном, халькопиритом и пиритом.

Искусств. [4]. Получен различными способами: при нагревании металлического ванадия с кислородом, трибромидом ванадия на воздухе, восстановлением VO_2 до V_2O_3 при помощи CO при $750 - 896^\circ$.

Межплоскостные расстояния карелинита из Оутокумпу [1]
Fe-излучение, $D = 114,6 \text{ мм}$

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
102	70	3,67	204	25	1,84	300	40	1,44
104	90	2,71	116	100	1,70	119;	5	1,32
110	80	2,49	212	1	1,58	1.0.10		
006	1	2,33	214	20	1,47	220	5	1,25
113	20	2,20				306	1	1,22

Л и т е р а т у р а

1. Long J. V. P., Vuorelainen Y., Kouvo O. Am. Min., 1963, 48, No 1—2, 33.
2. Zachariassen W. H. Norske Vidensk. Akad. Oslo, Skrift, Mat.-nat. Kl., 1928, No 4, 156; Strukturber., 1928—1932, 2, 310.
3. Newnham R. E., Haan J. M. Zs. Krist., 1962, 117, 235.
4. Roscoe H. E. Trans. Roy. Soc. London, 1869, 159, 688; 1870, 160, 320; Spencer H. M., Justice J. L. J. Am. Chem. Soc., 1934, 56, 2306.

Эсколаит *Eskolaite*

Назван в честь финского геолога П. Эскола (Ковво и Вуорелайнен, 1958) [1]. Мерумит — *merumite* (Бресуэл, 1953) — смесь эсколаита с кварцем, пиррофилитом и др. [2].

Характ. выдел. Кристаллы.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $D_{3d}^6 - R\bar{3}c$; $a_h = 4,958$; $c_h = 13,60 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 2,743$; $Z = 6$ (Коуво и Вуорелайнен для природного) [1], соответственно $a_{rh} = 5,37 \text{ \AA}$; $\alpha = 54^\circ 59'$; $Z = 2$; для искусств. $a_h = 4,9607$; $c_h = 13,599 \text{ \AA}$ (Ньюнхэм и Хаан) [3]; $a_{rh} = 5,3614 \text{ \AA}$; $\alpha = 55^\circ 06'$; $Z = 2$ (Джей и Уэльд) [4].

Изоструктурен с корундом, гематитом, карелианитом. Расстояния Cr — O равны 2,02 и 1,97; O — O = 2,63—2,99; ближайшие Cr — Cr = 2,65 \AA [3].

Дитриг.-скаленоэдр. кл. $D_{3d} - \bar{3}m (L_3 3L_2 3PC)$; $a : c = 1 : 1,3715$ (Теннисон) [5].

Формы [1,5]:

	φ	ρ		φ	ρ
c 0001	—	0°00'	r 10 $\bar{1}$ 1	60°00'	57°44'
a 11 $\bar{2}$ 0	30°00'	90 00	n 22 $\bar{4}$ 3	30 00	61 20

Морфологическое отношение осей Теннисона отвечает принятому для гематита и корунда и отличается от рентгеновского в два раза меньшим значением c .

Кристаллы (фиг. 27) призматические, в различной степени удлинённые по оси c , частью таблитчатые.

Физ. [1]. Сп. не указана. Микротвердость около 3200 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ (пирамида Викерса). Уд. в. 5,18 (вычисл. 5,23, у искусств. Cr_2O_3 5,215). Цв. черный, в мелких осколках зеленый. Черта зеленая. Блестящий.

Микр. В пл. в прох. св. просвечивает лишь по краям зерен. Плеохроизм от изумрудно-зеленого до оливково-зеленого.

В полир. пл. в отраж. св. серый (похож на магнетит, но более голубоватый, особенно в иммерсии). Отраж. спос. (в %): для зеленых лучей 22, для оранжевых — 24, для красных — 20. Видимый угол вращения плоскости поляризации для волн различной длины: для 470 $\text{м}\mu$ — $0,61^\circ$, для 520 $\text{м}\mu$ — $0,55^\circ$, для 589 $\text{м}\mu$ — $0,53^\circ$, для 650 $\text{м}\mu$ — $0,50^\circ$ [6]. Двухотражение, по Рамдору, в воздухе очень слабое (по Коуво, оно отсутствует), в иммерсии отчетливое по двойниковым пластинкам и по границам зерен. Анизотропия сильная [1], по Рамдору — слабая, с цветными эффектами сине-голубого цвета (в иммерсии появляются коричневатые тона). Внутренние рефлексии темно-зеленые, наблюдаются очень редко, по трещинкам — чаще (Рамдор). Иногда — признаки зонального строения.

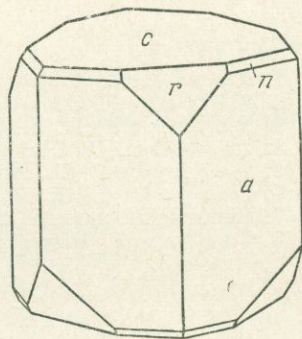
Хим. Теор. состав: Cr_2O_3 — 100 (Cr — 68,43); Cr в небольшом количестве изоморфно замещается V^{3+} и Fe^{3+} .

Анализ эсколаита из Оутокумпу (анал. Кинунен) [1]: V_2O_3 — 4,58; Cr_2O_3 — 94,13; Fe_2O_3 — 0,55; H_2O — 0,10; по спектральным данным MgO — 0,03; MnO — 0,03; Al_2O_3 — 0,19; SiO_2 — 0,20; сумма — 99,81. Соответственно формула $(\text{Cr}_{1,90}\text{V}_{0,09}\text{Fe}_{0,01})_2\text{O}_3$.

Диагн. исп. Не травится ни одним из обычно употребляемых реактивов.

Повед. при нагр. Cr_2O_3 плавится при 2265° [7].

Наход. Наблюдался на руднике Оутокумпу в Финляндии в богатом кальцитом тремолитовом скарне у контакта с рудным телом; также в кварцевой жиле, секущей кварциты, в пирротинсодержащем скарне и пирротиновой жиле, в хлоритовых зонах. Сопровождается Cr-содержа-



Фиг. 27. Кристаллы эсколаита, Оутокумпу (по Теннисону)

щими тремолитом, эпидотом, турмалином, шпинелью, а также уваровитом, кальцитом, пирротином, пиритом и др. Установлен как главный минерал в составе галек из долины р. Мерум в Гвиане [3] (ошибочно был ранее принят за «мерумит») — сопровождается кварцем, пиррофиллитом и др. Как продукт распада твердого раствора, возможно, содержится в хромитах; может ассоциироваться с самородной платиной.

Искусств. Обнаружен в составе оконного стекла как результат содержания в шихте хромита [8], а также в шлаках от продувки феррохрома и в служивших хромомagneзитовых огнеупорах.

Отл. П. микр. от магнетита отличается анизотропностью и большей твердостью, от ильменита — отсутствием бурого оттенка в окраске. В отличие от эсколаита гематит в иммерсии обнаруживает более сильную анизотропию и имеет более светлую окраску с голубоватым оттенком.

Межплоскостные расстояния эсколаита из Оутокумпу [1]

Получены на дифрактометре

<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>
0112	96	3,630	0224	58	1,8146	2134	32	1,4656
1014	97	2,665	1126	100	1,6746	3030	47	1,4331
1120	94	2,479	1018	Слаб	1,6139	1.0.1.10	12	1,2971
0006	Слаб.	2,269	2132	»	1,5782	2240	Слаб.	1,2440
1123	48	2,174						

Л и т е р а т у р а

1. Kouvo O., Vuorelainen U. Am. Min., 1958, 43, No 11—12, 1098.
2. Milton C., Chao E. C. T. Am. Min., 1958, 43, No 11—12, 1203.
3. Newnham R. E., Haan Y. M. Zs. Krist., 1962, 117, 235.
4. Jay A. H., Wilde W. T. Min. Mag., 1944, 27, No 187, 56.
5. Tennyson Ch. Am. Min., 1961, 46, No 7—8, 998.
6. Carpenter R. H., Cameron E. N. Econ. Geol., 1963, 58, No 8, 1310.
7. Справочник химика, 2. Госхимиздат, 1963.
8. Trojer F. Mikroskopie, 1960, 15, H. 1—2, 12.

Гематит Hematite



Название от греч. αιμα (эма) — кровь, αιματιτης (эмаититес) — кровавый камень (Геофраст, 325 г. до н. э.).

Синон. Олигист — oligiste (Аюи, 1801) — название, применяемое во Франции; ангидроферрит — anhydroferrite (по Честеру, 1896).

Мартит — martite (Брайтхаупт, 1828) — псевдоморфоза гематита по магнетиту.

Рутилогематит — rutilohematite (Баддингтон, 1961) и ильменогематит — ilmenohematite (Баддингтон, 1961) — гематит с микровключениями рутила, соответственно ильменита.

Разнов. Титаногематит, алюмогематит, гидрогематит, железный блеск, красный железняк.

Характ. выдел. Кристаллы, их сростки; агрегаты: зернистые, чешуйчатые, землистые, нередко скрытокристаллические; иногда концентрически-слоистые и радиальнолучистые, натечные, почковидные и оолитовые.

Структ. и морф. крист. Триг. с. $D_{3d}^6 - R\bar{3}c$; $a_h = 5,039$; $c_h = 13,76$ Å; $a_h : c_h = 1 : 2,731$; $a_{rh} = 5,421$ Å; $\alpha = 55^\circ 17'$ (для минерала с Везувия, по Михееву); $a_h = 5,0345$; $c_h = 13,749$ Å; $a_h : c_h = 1 : 2,7311$; $Z = 6$; $a_{rh} = 5,4271$ Å; $\alpha = 55^\circ 16'$; $Z = 2$ (для искусств. $\alpha-Fe_2O_3$, Уиллис и Руксби [1]; те же значения получены Ньюнхэмом и Хааном [2] и Сербо и Сейболтом [2] для искусств. $\alpha-Fe_2O_3$); $a_{rh} = 5,395$ Å; $\alpha = 55^\circ 17'$ (Юрк и Шнюков [3]) для пластинчатого гематита из Попельнастовского

месторождения, СССР и $a_{rh} = 5,407 \text{ \AA}$; $\alpha = 55^\circ 17'$ (Юрк и Шнюков [3]) для «железной слюдки» и мартита из Криворожского месторождения.

Вхождение TiO_2 в виде твердого раствора в $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ вызывает некоторое увеличение параметров решетки, особенно по оси c : $a_h = 5,031$; $c_h = 13,736 \text{ \AA}$ для чистого $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$; $a_h = 5,037$ и $c_h = 13,782 \text{ \AA}$ при содержании 5% TiO_2 [4]. Вхождение Al вызывает уменьшение a_0 [5]: при 11% Al_2O_3 в твердом растворе $a_0 = 5,027 \text{ \AA}$ (Кайер и др.) [5].

Расстояния Fe — O равны 2,09 и 1,96; O — O = 2,62—3,06, между ближайшими Fe 2,89 \AA (Ньюхэм и Хаан) [2].

Структура [2] аналогична структуре корунда (см. стр. 63). Отвечает искусств. $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$. Является устойчивой в природе модификацией Fe_2O_3 в отличие от малоустойчивого маггемита ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$).

Среди искусственных соединений, кроме тригональной $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ и тетрагональной псевдокубической $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (гематита и маггемита), известны следующие модификации: $\beta\text{-Fe}_2\text{O}_3$ — куб. с. $T_h^7 - Ia\bar{3}$; $a_0 = 9,40 \text{ \AA}$. Структура аналогична структуре $\beta\text{-Mn}_2\text{O}_3$ и биксбита (Свендсен) [6]. Получена при гидролизе FeCl_3 путем воздействия паров воды.

$\epsilon\text{-Fe}_2\text{O}_3$ — монокл. с. $a_0 = 12,97$; $b_0 = 10,21$; $c_0 = 8,44 \text{ \AA}$; $\beta = 95^\circ 20'$. Ферромагнитна. Получена в вольтовой дуге при железных электродах (Шрадер и Бютнер) [6].

Отмечалось также получение $\delta\text{-Fe}_2\text{O}_3$ при взаимодействии растворов солей железа с концентрированными растворами щелочей (Глемзер и Гвинер) [6]. Гекс. с. $a_0 = 2,95$; $c_0 = 4,53 \text{ \AA}$. Неустойчива. Ферромагнитна. Цв. темно-бурый. По Френкомбу и Руксби [6], не является чистой Fe_2O_3 , а отвечает $\delta\text{-FeOOH}$.

Дитриг.-скаленоэдр. кл. $D_{3d} - \bar{3}m (L_3 3L_2 3PC)$; $a : c = 1 : 1,3656$ (Кокшаров) [7].

В рентгеновском отношении осей значение c в два раза больше, чем в морфологическом.

Главные формы [7—10]:

	φ	ρ		φ	ρ
c 0001	—	0°00'	r 10 $\bar{1}$ 1	60°00'	57°37'
a 11 $\bar{2}$ 0	30°00'	90 00	π 11 $\bar{2}$ 3	30 00	42 19
m 10 $\bar{1}$ 0	60 00	90 00	n 22 $\bar{4}$ 3	30 00	61 13
μ 01 $\bar{1}$ 5	0 00	17 30	z 22 $\bar{4}$ 1	30 00	79 38
e 01 $\bar{1}$ 2	0 00	38 15	P 24 $\bar{6}$ 7	19 06	50 00
η 01 $\bar{1}$ 1	0 00	57 37	x 12 $\bar{3}$ 2	19 06	64 23
s 02 $\bar{2}$ 1	0 00	72 24	i 42 $\bar{6}$ 5	40 53	59 04
u 10 $\bar{1}$ 4	60 00	21 31	k 21 $\bar{3}$ 1	40 53	76 31
d 10 $\bar{1}$ 2	60 00	38 15	f 6281	46 06	84 58

rr (10 $\bar{1}$ 1) : (1101) = 94°00'	rc (10 $\bar{1}$ 1) : (0001) = 57°37'	ra (10 $\bar{1}$ 1) : (1120) = 43°00'
nn (22 $\bar{4}$ 3) : (42 $\bar{2}$ 3) = 51 59	nc (22 $\bar{4}$ 3) : (0001) = 61 13	rn (10 $\bar{1}$ 1) : (22 $\bar{4}$ 3) = 25 59
ee (01 $\bar{1}$ 2) : (1102) = 64 51	ec (01 $\bar{1}$ 2) : (0001) = 38 15	re (10 $\bar{1}$ 1) : (0112) = 47 55

Менее обычные формы:

h 4150	J 0116	τ 1016	T 3035	m 4041	ψ 1235	m_2 6287
y 0118	λ 1.0.1.16	ϵ 2025	θ 2021	X 4483	O 5276	q 8.2.10.9

Редкие, вицинальные и недостоверные формы [9] см. на следующей странице.

Наиболее обычны формы r , s и n , также e и a . Облик кристаллов разнообразный (фиг. 28): ромбоэдрический (фиг. 28, 1 и 2), таблитчатый (фиг. 28, 3—6) — преимущественно у кристаллов, образовавшихся из

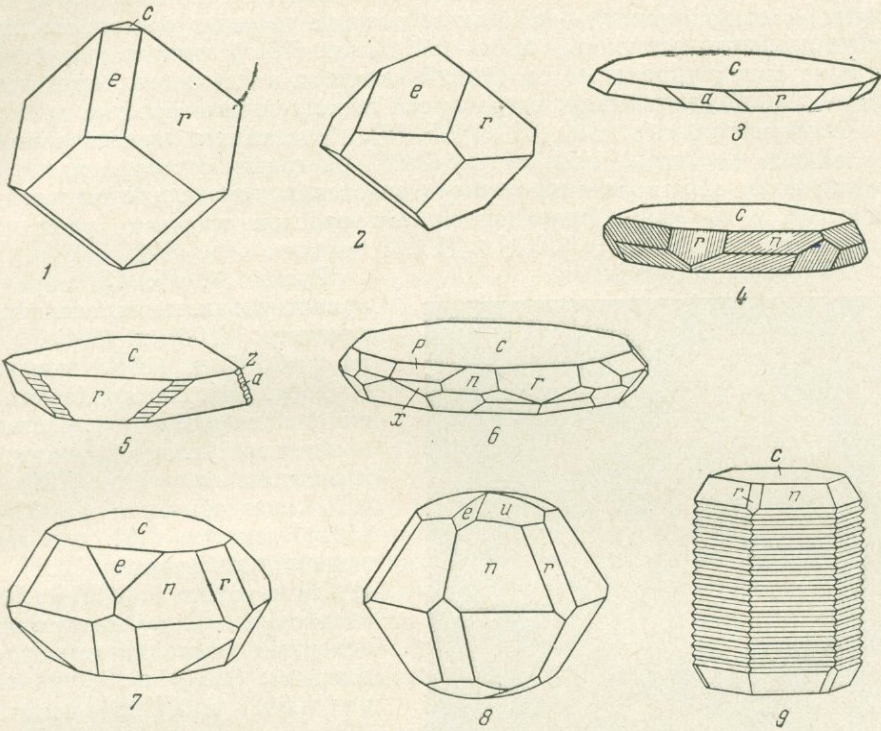
9.5.14.0	0771	1125	1238	8.6.14.7	10.4.14.9
2130	1.0.1.10	10.10.20.9	3.6.9.10	4371	10.4.14.3
3140	1019	1124	1233	11.8.19.15	3.1.4.32
7180	2.0.2.15	2245	7.14.21.20	14.10.24.1	3142
0.1.1.23	1017	16.16.32.27	10.20.30.27	3254	12.4.16.5
0.1.1.16	11.0.11.64	1122	2465	6.4.10.5	31.10.41.6
0.1.1.12	4.0.4.21	4487	7.14.21.18	3251	21.10.31.26
0.1.1.11	1015	3365	2461	11.7.18.22	7298
0117	5.0.5.23	1121	8.15.23.19	11.7.18.10	7295
0.2.2.13	2027	3362	5.9.14.23	10.6.16.7	25.7.32.42
0.5.5.26	3.0.3.10	5.5.10.3	5.9.14.20	17.10.27.22	22.6.28.25
0114	4.0.4.13	7.7.14.3	9.17.26.28	14.8.22.19	8.2.10.25
0.4.4.15	1013	8.8.16.3	3.5.8.13	7.4.11.9	4155
0227	4079	3361	2358	7.4.11.6	4153
0113	8.0.8.15	4481	2355	18.10.28.23	8.2.10.3
0225	4077	16.16.32.3	4.6.10.7	9.5.14.14	24.6.30.5
0.16.16.29	16.0.16.9	1.15.16.4	2352	9.5.14.13	13.3.16.4
0559	7.0.7.12	1.10.11.3	5.7.12.19	15.8.23.25	26.6.32.7
0477	3035	2.20.22.3	35.48.83.59	15.8.23.22	9.2.11.10
0223	5058	2.17.19.30	3.4.7.11	15.8.23.19	10.2.12.11
0557	6067	1.7.8.32	6.8.14.13	19.10.29.24	5161
0.8.8.11	5054	1671	3475	2135	11.2.13.12
0445	27.0.27.17	1.5.6.11	6.8.14.1	4269	11.2.13.10
0.24.24.23	7074	1568	8.9.17.14	2134	12.2.14.13
0665	20.0.20.9	1565	24.25.49.57	4267	13.2.15.14
0554	5052	2.8.10.25	25.24.49.37	16.8.24.25	7.1.8.32
0443	5051	2.8.10.15	13.12.25.19	2133	14.2.16.15
0.19.19.14	7071	4.14.18.11	9.8.17.13	10.5.15.12	29.4.33.31
0332	8081	3.10.13.8	7.6.13.10	4263	16.2.18.17
0553	1.1.2.10	1347	5497	8.4.12.1	10.1.11.1
0552	1129	1344	20.16.36.27	15.7.22.2	23.2.25.24
0331	1128	2685	18.14.32.1	11.5.16.3	43.2.45.44
0441	2.2.4.15	2683	21.16.37.29	14.6.20.17	72.1.73.73
0992	1127	1341	8.6.14.11	14.6.20.5	
0551	1126	2576	4374	7.3.10.1	

гидротермальных и газовых растворов; наблюдаются изометрически развитые кристаллы (фиг. 28, 7 и 8) (преимущественно в контактово-метасоматических месторождениях); редки призматические кристаллы (фиг. 28, 9).

На (0001) — штриховка по трем направлениям, параллельным ребрам (0001): $(10\bar{1}1)$, треугольные углубления $[11]$, также треугольные пирамиды нарастания $[10]$, признаки спирального роста, естественного травления $[12]$ и др.

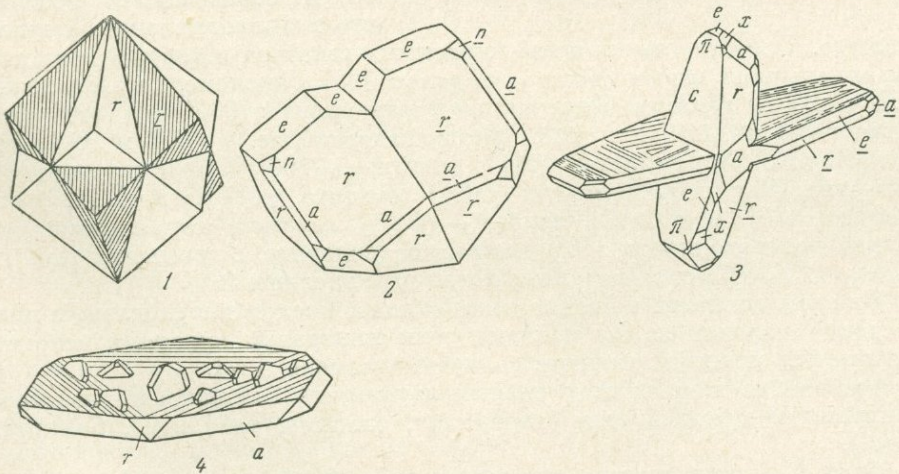
Двойники прорастания и срастания по (0001) с плоскостью срастания $(10\bar{1}0)$ (фиг. 29, 1); очень распространены двойники по $(10\bar{1}1)$ с углом между базопинакоидами, равным $64^\circ 48'$ (фиг. 29, 2 и 3); при этом нередко мелкие кристаллы при нарастании в двойниковом положении на более крупный таблитчатый кристалл располагаются по-разному — под углом в 120° друг к другу (фиг. 29, 4). Двойникование может быть обусловлено испытанными кристаллами давлением $[13]$. Скольжение по T (0001), t $[10\bar{1}0]$.

Характерны сростки тонкопластинчатых кристаллов (отдельные пластинки нарастают гранями c (0001) почти параллельно друг другу), слагающих так называемые железные розы (фиг. 30), которые, возможно, являются результатом спирального роста кристаллов гематита $[14]$.



Фиг. 28. Кристаллы гематита

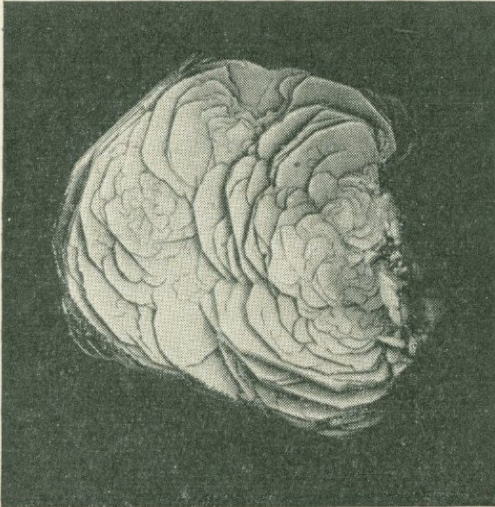
1 и 7 — Полевская дача, Урал (по Кокшарову); 2 — Сысертская дача, Урал (по Дюпарку и Сабо); 3 — Стромболи, Италия (по Хайдингеру); 4 и 9 — Фрамон, Эльзас (по Швайцеру); 5 — Хаган, Венгрия (по Эрдели); 6 — Траверселла, Италия (по Стрюверу); 8 — Эльба, Италия (по Брайтхаупту)



Фиг. 29. Двойники гематита

1 — двойник по (0001), Полевская дача, Урал (по Кокшарову); 2—4 — двойники по (1011), 2 и 3 — гора Какук, Венгрия (по Зиманьи); 4 — Бианкавилла, Этна (по Лазо)

Наблюдается ориентированное взаимное прорастание гематита и ильменита («вашингтониты») — результат распада твердых растворов: пластинки ильменита располагаются $\parallel (0001)$ или $(10\bar{1}1)$ гематита; отмечаются также ориентированные пластинки гематита в ильмените, ориентированные $\parallel (0001)$ ильменита; встречаются параллельные сростки кристаллов гематита и ильменита по (0001) [15, 16]. Кристаллики гематита иногда закономерно нарастают плоскостью (0001) на грани октаэдра магнетита или шпинели [15]; ориентированные срастания гематита с магнетитом наблюдаются п. микр. среди продуктов распада твердых растворов: (111) и $(1\bar{1}0)$ магнетита $\parallel (0001)$ и $(10\bar{1}0)$ гематита [16, 17].



Фиг. 30. Железная роза, Сен-Готард.
Напылено MgO

Рутил [7, 15, 18] образует ориентированные нарастания на гематите: (100) и (101) рутила $\parallel (0001)$ и $(10\bar{1}0)$ гематита (см. стр. 251). Наблюдалось также ориентированное нарастание кристаллов псевдобрукита на кристаллы гематита: (121) и $[2\bar{1}0]$ псевдобрукита $\parallel (0001)$ и $(10\bar{1}0)$ гематита [19]; при замещении вольфрамитом: (0001) и $[11\bar{2}0]$ гематита $\parallel (100)$ и $[001]$ вольфрамитом [20]. Описаны закономерные срастания гематита с кварцем: $(10\bar{1}0)$ и $[0001]$ кварца $\parallel (0001)$ и $[11\bar{2}0]$ гематита [21].

Отмечались закономерные вросстки гематита в мусковите [22] с расположением включений гематита на (001) слюды по трем направлениям под углом 60° и образованием решетки, что вызывает явление астеризма

в слюде. Известны игольчатые включения гематита в корунде с взаимно параллельными осями обоих минералов [23]. Закономерно расположенные чешуйки гематита встречаются в карналлите: (0001) и $[11\bar{2}0]$ гематита $\parallel (001)$ и $[110]$ или $[100]$ карналлита; также $\parallel (130)$ и $[001]$ карналлита [24, 16]; в сильвине: (0001) гематита $\parallel (100)$, (111) или реже $\parallel (110)$ сильвина [16]; в канкрините: (0001) гематита $\parallel (10\bar{1}0)$ или $(11\bar{2}0)$ канкринита [25]; в полевом шпате — (0001) гематита параллельна ряду граней полевого шпата [16]; в кальците (сидерите) с вростками гематита грани $(11\bar{2}0)$ обоих минералов иногда параллельны [26].

Вросстки гематита в кварце, микроклине, кислом плагиоклазе и калинатровом полево шпате придают этим минералам красивый искристо-золотистый отлив (авантюрин, солнечный камень) [27].

Включения мельчайших пластинок гематита окрашивают некоторые минералы в красный цвет (карналлит, сильвин, гейландит, канкринит и др.).

Физ. Сп. отсутствует, отдельность по (0001) и $(10\bar{1}1)$ обусловлена двойникованием. Изл. полураковистый до неровного. В кристаллах хрупок, в тонких пластинках упруг. Сжимаемость $0,60 \cdot 10^{-6}$ при 0° и 125 Мбар (Дана, 1944). Тв. 5—6. Данные разных авторов по микротвердости колеблются в широких пределах [28]. Уд. в. 5,26 (вычисл. 5,256). Цв. ясно кристаллических разновидностей стально-серый до черного; иногда наблю-

дается побежалость. Скрытокристаллический — матово-красный до ярко-красного. Черта вишнево-красная или красновато-коричневая, красная. Бл. металлический до полуметаллического и матового. В тонких осколках просвечивает кроваво-красным цветом.

В нефилтрованных лучах ртутно-кварцевой лампы желтовато-белый (в отличие от голубовато-белого ильменита) [29].

Проводник электричества. Данные по удельному электрическому сопротивлению природных образцов колеблются в широких пределах (см. Берч. и др. и [30]); при повышенном напряжении обладает детекторными свойствами.

При комнатной температуре антиферромагнитен [31], при -15° становится ферромагнитным [32]. Магнитная восприимчивость $0,003—0,004$ эл. магн. ед/см³ при напряжении $0,6$ эрстед (по Берчу и др.). Интенсивность намагничивания в магнитном поле с напряженностью $H = 36$ эрстед: \perp оси $c = 1,71$, \parallel оси $c = 0,025$ (по Дана, 1944). Характерна высокая стабильность по отношению к постоянному и переменному магнитным полям, а также к температурному воздействию [33]. Точка Кюри искусств. $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ 690° [34], гематита из разных месторождений и разного генезиса — варьирует в пределах $643—688^\circ$, вхождение титана понижает точку Кюри (соответственно увеличению объема решетки) [35].

Успешно флотируется анионными собирателями типа олеиновой кислоты или алкилсульфатов (оптимальные условия — нейтральная или слабощелочная среда) [36].

Инфракрасный спектр поглощения характеризуется полосами поглощения (в см⁻¹) около 985 (сильная), между 840—730 (широкая, слабая) и 571,9 (средняя) [37].

Микр. В пл. в прох. св. кроваво-красный (в тончайших пластинках), оранжево-красный, серо-желтый. Слабый плеохроизм: по No буровато-красный; по Ne желтовато-красный; $No > Ne$. Одноосный (—). Светопреломление высокое, двуупреломление очень сильное [38, 39].

λ , $m\mu$	852	759	719	686	656	589 [38]	589 [39]
n_o	2,769	2,904	2,949	2,988	3,042	3,22	3,15
n_e	2,690	2,690	2,725	2,759	2,797	2,94	2,87
$n_o - n_e$	0,079	0,214	0,224	0,229	0,245	0,28	0,28

В полир. пл. в отраж. св. белый с слегка голубовато-серым оттенком (при отсутствии магнетита и других сопутствующих рудных минералов — чисто-белый). Отраж. спос. Ro (в %): для зеленых лучей 28,70; для желтых — 26,15; для красных — 25,03 (Рамдор, 1960). Видимый угол вращения плоскости поляризации — A_r при разных длинах волн [40]: при $470 m\mu$ — $2,26^\circ$, при $520 m\mu$ — $2,08^\circ$, при $589 m\mu$ — $2,19^\circ$, при $620 m\mu$ — $2,07^\circ$. Двуотражение очень слабое, заметное лишь на границе зерен: Ro — белый, Re — серо-голубовато-белый. Гематиты (титаногематиты), содержащие $FeTiO_3$ в твердом растворе, имеют более низкую отражательную способность, но более сильное двуотражение. Анизотропия в скрещенных николях отчетливая, особенно в иммерсии; в диагональном положении проявляются пестрые цветные эффекты в блеклых тонах. Внутренние рефлексии темно-красные (наблюдаются не всегда).

Очень типичны пластинчатые двойники.

Хим. Теор. состав: Fe_2O_3 — 100 (Fe — 69,94). Нередко содержит некоторое количество Ti, частью за счет включений ильменита, частью в твердом растворе (см. титаногематит) [41]; также содержит в твердом растворе некоторое количество Al (см. алюмогематит) [42] и Mn (до 17% Mn в однородных гематитах из Арденн) [43]; иногда содержит

Ca, Mg, Fe^{2+} (до 5% FeO при 10% TiO_2 в «базаномелане»). В скрытокристаллических плотных массах часто обнаруживаются SiO_2 и Al_2O_3 в виде механических примесей, в волокнистых и землистых разностях — H_2O (гидрогематит).

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	0,14	—	—	0,06	Не обн.	Не обн.	—	—	—
MgO	Не обн.	0,36	0,57	0,05	»	»	0,20	0,08	0,03
CaO	0,28	0,28	0,14	Сл.	0,25	0,02	0,15	0,09	Не обн.
MnO	Не обн.	—	—	0,01	Не обн.	Не обн.	0,12	0,09	0,16
FeO	0,43	Не обн.	Не обн.	0,57	1,02	»	0,20	0,38	—
CoO	—	—	—	—	—	—	0,05	0,02	—
Al_2O_3	0,16	—	—	0,38	Не обн.	Не обн.	0,36	0,22	0,11
Cr_2O_3	0,02	—	—	—	—	—	0,07	0,04	—
Fe_2O_3	98,87	99,00	98,55	98,33	98,45	99,0	97,36	98,10	94,33
SiO_2	0,48	0,56	0,72	0,66	0,32	0,61	0,23	0,21	0,71
TiO_2	Сл.	0,02	0,02	0,08	Сл.	Не обн.	0,66	0,67	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	0,44	0,08	—
H_2O^+	—	—	—	—	Не обн.	—	—	—	4,44
H_2O^-	0,06	Не обн.	Не обн.	—	0,06	—	—	—	0,32
П. п.	0,14	—	—	0,18	—	0,24	—	—	—
Сумма	100,58	100,22	100,00	100,32	100,10	99,87	99,84	99,98	100,10
Уд. в.	5,01	5,00	4,946	—	—	—	—	—	—

1—8 — гематит. 1—4 из мартино-гематитовых руд Кривого Рога (УССР): 1—3 — из Попельнастовского участка, анал. Панченко [3, 44]; 2 — из кварцево-гематитовых жил в дреспиштах; 4 — из Саксаганского участка (УССР), анал. Романишина, Мирская и Лазебник, таблитчатые кристаллы [44, 45]; 5 — железная слюдка из богатых руд Михайловского м-ния Курской магнитной аномалии [46]; 6 — крупночешуйчатый гематит из кварцево-гематитовых руд Рудного лога (Ю.-В. Алтай) [47]; 7 — из Алабашминского м-ния (АзербССР) [48]; 8 — из Чардахлинского м-ния (АзербССР) [48]; 9 — гидрогематит, Бакальское м-ние (Челябинская обл.) [49].

См. также анализы чистого гематита из месторождений Австралии [50]. Многие опубликованные анализы относятся к гематитам, не проверенным на однородность под микроскопом или рентгеновским изучением (с примесью каолинита и хлорита из руд Курской магнитной аномалии [51]; гематит из Гамса, Намакваленд в Юго-Зап. Африке [52] и др.).

В гематите из разных месторождений отмечались примеси Cr, Ni, Co, также V (до 0,03% в Дастакертском месторождении Армянской ССР [53], до $4 \cdot 10^{-3}$ % из месторождения Монголии [54]), In (в гидрогематите из Сарыбулака, КиргССР, до 0,41%) [55], Sn, Zn и др.

В кислом водном растворе при т-рах 100—160° гематит растворяется с разложением; концентрация Fe^{3+} в растворах при 100° (в мг/л): 0,37 при pH около 2; 0,04 при pH = 4; 0,01 при pH = 6,11; соответственно при 160°: 0,14; 0,04; 0,01; при т-рах порядка 350° и pH = 5—7 растворение гематита протекает без разложения [56].

Диагн. исп. Растворяется в конц. HCl.

В полир. шл. ни одним из стандартных реактивов не травится. Для структурного травления применяется конц. HF (продолжительность травления 1—2 мин).

Неплавко. В восст. пл. становится магнитным.

Повед. при нагр. Т-ра плавл. 1594° [57]. Кривая нагревания характеризуется эндотермическим прогибом около 680° (переход в $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) (фиг. 31) [58]. При нагревании до 1370—1400° переходит в магнетит [59]. $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$, образующийся при нагревании гематита до 950°, при охлаждении превращается в $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ [1, 58, 60]. Коэф. линейного расширения искусств. $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ [61] при 12° параллельно и перпендикулярно оси с $7,96 \cdot 10^{-6}$, при 25° параллельно оси с $8,03 \cdot 10^{-6}$, перпендикулярно $8,10 \cdot 10^{-6}$; с повы-

шением температуры анизотропия проявляется сильнее; вычисленный коэф. объемного расширения при 0° — $23,55 \cdot 10^{-6}$, при 100° — $25,50 \cdot 10^{-6}$, при 200° — $30,05 \cdot 10^{-6}$, при 400° — $38,98 \cdot 10^{-6}$. Отношение теплопроводности по a и по c 1,20 [61]. Теплоемкость 0,61 дж/г при 0° ; 0,79 при 200° (Берч и др.). Молярная теплоемкость 25,0 кал/град·моль; свободная энергия образования (—) 177,1 ккал/моль; теплота образования (—) 196,5 ккал/моль; энтропия 21,5 кал/град·моль (Кэй и Лэби).

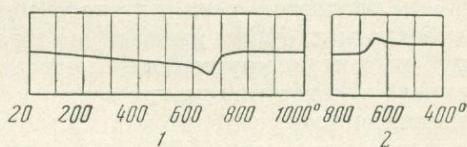
Находж. Весьма широко распространенный минерал, образующийся при окислительных условиях в месторождениях самых разнообразных генетических типов и в разных горных породах. Является акцессорным минералом преимущественно кислых и средних изверженных пород (гранит, сиенит, диорит, андезит и т. д.), породообразующим и акцессорным минералом метаморфических и осадочных пород.

В качестве второстепенного или главного рудного минерала гематит наблюдается в некоторых промышленных железорудных месторождениях спорного генезиса, которые отдельными авторами рассматриваются как магматические (месторождения рудного района Кируна, Гренгесберг и Мальмбергер в Швеции; Альгарробо в Чили).

В пегматитах гематит встречается в небольшом количестве. По А. Е. Ферсману [62], он отлагается начиная с фазы F; наиболее часто гематит отмечается в миаролитовых пустотах (о-в Эльба в Италии и др.). Имеются указания на преимущественное нахождение гематита в пегматитах, обогащенных титаном (Снарум в Норвегии, Отьсонгати в Юго-Зап. Африке, Шеперд в шт. Миссури, США и др.).

На контактах известняков с кислыми изверженными породами гематит, частью замещенный магнетитом (мушкетовит), наблюдается с кальцитом, кварцем, силикатами и сульфидами — о-в Эльба в Италии, Азегур в Марокко, Сан-Кристоф в Саксонии (ГДР) и др. Гематит так называемых вторичных кварцитов ассоциируется с корундом, диаспором, рутилом, андалузитом и др. — Семиз-Бугу (КазССР) и др. При метаморфизме глиноземистых осадков образуются наждаки, в которых вместе с корундом, шпинелью, магнетитом, силлиманитом и др. наблюдается гематит — Сигангойское месторождение (Красноярский край), шт. Виргиния (США), о-в Наксос (Греция).

В гидротермальных месторождениях гематит встречается вместе с кварцем, баритом, магнетитом, сидеритом, различными сульфидами, хлоритом и другими минералами — оловорудное месторождение Альтенберг в Саксонии (ГДР), молибденоворудное месторождение Восточный Коунрад (КазССР), флюоритовое месторождение Вёльсендорф в Баварии (ФРГ), меднорудное месторождение Митерберг в Зальцбурге (Австрия), ряд месторождений Боливии и т. д. В альпийских жилах гематит встречается вместе с кварцем, рутилом, анатазом, брукитом, адуляром, хлоритом и кальцитом (на Урале, в Швейцарии и др.). В месторождениях этого типа встречаются сростки пластинчатых кристаллов в форме «железной розы», иногда с закономерным нарастанием рутила (Сен-Готард, Швейцария). Гематит нередко развивается при гидротермальном изменении скарнов (их окварцевании и др.) — на Урале, в Прибалхашье (Саяк) [63], в Средней Азии (р. Пскем) [64] и др.; при воздействии гидротерм, содержащих углекислоту, на ультраосновные породы (дуниты,



Фиг. 31. Кривая нагревания (1) и охлаждения (2) гематита (по Ивановой)

перидотиты и др.) и их переработке в тальково-хлоритовые и тальково-карбонатные породы гематит иногда образуется в виде прекрасных кристаллов с тальком, турмалином, магнетитом и актинолитом — Шабры (Свердловская обл.) [65]. Гематит возникает также в процессе серпентинизации при окислении Fe^{2+} оливина до Fe^{3+} .

Рассеянная вкрапленность гематита нередко наблюдается в околорудных зонах гидротермальноизмененных пород, в частности, в ореолах «покраснения» пород в связи с урановой минерализацией.

При вулканических процессах гематит образуется как продукт возгонки при фумарольной деятельности в виде пластинчатых кристалликов и налетов на стенках кратеров вулканов и в трещинах лав, например, в виде рыхлых агрегатов в ассоциации с тенардитом, тридимитом и афтиталитом в кратере Обручева на Камчатке [66] (в зоне с т-рой 480—600°), в Италии на Везувии, Этне, Стромболи, в Румынии в горах Кэлиман в виде таблитчатых и призматических кристалликов в брекчии с турмалином, баритом, серой [67] и др.

При процессах регионального метаморфизма гематит образуется за счет осадочных бурых железняков в результате их дегидратации. К этому типу относятся крупнейшие месторождения железистых кварцитов и сланцев, в которых гематит встречается вместе с магнетитом, мартитом, куммингтонитом, сидеритом и др.: Кривой Рог [3, 44, 45, 68] и Курская магнитная аномалия в СССР [46, 51], Верхнее Озеро (шт. Мичиган, США), шт. Минас-Жераис в Бразилии, штаты Бихар, Орисса и Мадхья-Прадеш в Индии, крупное месторождение Ямши в Западной Австралии [50] и др. В образовании наиболее богатых руд в месторождениях этого типа большую роль играют процессы гипергенного выщелачивания кремнезема [69]. Сплошные выделения гематита в таких рудах в зарубежной литературе иногда описывают под названием *hard hematite*. Гематит по магнетиту — мартит — нередко слагает промышленные железные руды (гора Высокая на Урале, Кривой Рог [68] и др.). Иногда гематит образуется за счет сидерита [70].

В коре выветривания в условиях сухого жаркого климата при выветривании железистых горных пород гематит образуется в результате дегидратации гидроокислов железа. Встречается вместе с лимонитом, иногда образуя крупные месторождения железа (латериты в р-нах Майари и Моа на о-ве Куба). В бокситах встречается в тонкодисперсных выделениях вместе с гиббситом, бёмитом и диаспором. В зоне окисления при выветривании пирита в условиях жаркого климата образуются псевдоморфозы гематита по пириту; гематит (гидрогематит) нередко возникает по ярозиту; известны псевдоморфозы гематита по различным минералам из числа сульфидов, окислов, карбонатов, силикатов, сульфатов, фосфатов. В соляных залежах гематит окрашивает соли (сильвин, карналлит, галит и др.) в красный цвет.

Изм. В зоне окисления в общем устойчив. Переход яснокристаллического гематита в гидроокислы наблюдается редко (пример — лимонитизация мартита в криворожских рудах) [68]. Переход гидрогематита в гидрогётит довольно обычен. При изменении окислительной обстановки на восстановительную гематит [71] переходит в магнетит с образованием псевдоморфоз магнетита по гематиту — мушкетовита. Мушкетовит известен в контактно-метасоматических месторождениях (Урал, Таджикистан [72] и др.) и в гидротермальных месторождениях, для которых характерно отложение сульфидов после гематита (Кутимское месторождение в Пермской обл. и др.); наряду с магнетитом по гематиту может образоваться маггемит. В процессе диагенеза гематит при наличии восстановителей (органическое вещество) может переходить в сидерит, пирит и лепто-

хлориты [73] (в СССР — породы Донбасса, Второго Баку и ерунаковской толщи Кузбасса). Помимо магнетита в псевдоморфозах по гематиту наблюдаются: пирит, сидерит, хлориты, гидрогётит (лимонит), в отдельных случаях — халькошприт, рутил, касситерит, манганит и др.

Искусств. Гематит получается путем сублимации при взаимодействии хлорида железа и водяного пара; при нагревании расплава буры с окисью железа; из силикатного расплава с большим содержанием железа; при нагревании гидрата окиси железа с водой в запаянной трубке и др. Получен при изучении многих систем: гематит — ильменит, корунд — магнетит [74] и др.

Практ. знач. Минерал многих железных руд. Чистые порошковатые разновидности применяются как красные краски и для приготовления красных карандашей. Плотный гематит («кровавик») употребляется как полировочный материал.

Отл. От магнетита и ильменита легко отличается по цвету черты; в отличие от магнетита оптически анизотропен и не магнитен. От киновари плотный гематит отличается отсутствием спайности, оптическим знаком, а также по твердости и по уд. в. В тонкозернистых агрегатах трудно отличим от лепидокрокита. В полированных шлифах значительно светлее магнетита, ильменита и других сопутствующих рудных минералов.

Разнов. А) *По особенностям состава.*

Титано гематит — titanohematite (Эдуардс, 1938) [41] содержит в твердом растворе до 11,3% TiO_2 . Встречен в Маунт Монджер, Западная Австралия. Черта темно-коричневая до черной. Менее богатый титаном (5% TiO_2) наблюдался в Швейцарских Альпах [4] и в песках Фипрой, Новая Зеландия (MgO — 1,5; FeO — 5,8; Fe_2O_3 — 83,1; TiO_2 — 9,6) [75]. При 700—900° смесимость Fe_2O_3 и $FeTiO_3$ полная, при комнатной температуре ограниченная; большей частью содержание TiO_2 в гематитах обусловлено распадом твердого раствора.

Алюмо гематит — aluminohematite (Бенеславский, 1957) [42] — содержит до 14% Al_2O_3 в твердом растворе.

Искусственно [5, 76] получен гематит с содержанием до 11—14% Al_2O_3 , что указывает на возможность образования Al -содержащих гематитов в богатых глиноземом осадочных породах.

Гидро гематит — hydrohematite (Брайтхаупт, 1847) — тонкокристаллический гематит, содержащий до 8% воды [49, 77]. Рентгенограмма отвечает рентгенограмме гематита. П. микр. часто наблюдаются коллоидные текстуры [78]. Уд. в. более низкий, чем у собственно гематита: 4,40 — 4,80; отраж. спос. ниже, внутренние рефлексии менее густые [79]. Анализ (9) см. на стр. 84. Анализы менее чистых гидрогематитов, содержащих примеси SiO_2 и др., см. также в статьях: Подситник [79], Успенского [79], Полянина [80], Покровской [81] и др. Кривая нагревания по сравнению с гематитовой характеризуется дополнительным перегибом около 125—150° (выделение слабо связанной воды [49]).

Обычно образуется при гипергенных процессах. Отмечался в составе осадочных железных руд алапаевского типа (Свердловская обл.) [79, 80], в составе железных руд Белозерского месторождения (УССР) [82], широко распространен в зоне окисления месторождений степной части Казахской ССР [83] и др.

Тонкие смеси гидрогематита или гематита с гидрогётитом (лимонитом) известны под названием турьитов.

Б) *По строению и форме выделений.*

Железный блеск — Eisenglanz (Агрикола, 1546) — яснокристаллические выделения гематита, преимущественно черного цвета с металлическим блеском, нередко в виде кристаллов.

Синон. Спекулярит — specularite (Дана, 1892), specular hematite, specular iron (Дана, 1892), блестящая железная руда — Glanzeisenerz (Брайтхаупт, 1816), блестящий железняк — Glanzeisenstein (Хофман, 1816); зеркальная руда — Spiegelezerz (Валериус, 1747).

Некоторые выделения железного блеска известны под специальными названиями. Железная роза — Eisenrose (частично базаномелан — Basanomeelan, Кобель, 1838) — агрегат пластинчатых кристаллов, которые срослись почти параллельно по базопинакоиду; напоминает махровый цветок (см. фиг. 30); прекрасные образцы происходят из Сен-Готарда в Италии. Железная слюдка — Eisenglimmer (Валериус, 1747) — тонкочешуйчатые выделения железного блеска. Железная сметана — Eisenrahm (Вернер, 1789) — рыхлые маркированные агрегаты очень мелких чешуек железной слюдки красного цвета, жирные на ощупь.

Докембрийские (?) сланцеватые породы Бразилии, содержащие значительное количество железной слюдки, известны под названиями итабирита — itabirite (Эшвеге, 1822) и якутинги — jacutinga; по предложению Дерби (1910), итабиритами называют также гематито-кварцевые сланцы других районов земного шара. Кристаллические индивиды гематита в сланцах могут обнаруживать определенную ориентировку [84].

Красный железняк — Rotheisenstein (Вернер, 1817) — тонкокристаллические или скрытокристаллические выделения гематита, обычно красного цвета.

Синон. Кровавый камень — Blutstein (Агрикола, 1546), bloodstone. Красная стеклянная голова — rother Glaskopf (Вернер, 1789), почковидная (почечная) руда — kidney ore — патечные агрегаты с радиально-лучистым и нередко с концентрически-скорлуповатым сложением. Оолитовый красный железняк — red oolitic hematite — состоит из оолитов. Охристый красный железняк — red ochre hematite, красная охра — ochra rubra (Валериус, 1747), рётель — Röthel (Леонхард, 1821), красная земля — reddle, красный мел — red chalk, красный карандаш (по Шубниковой, 1937); сангин — sanguine — землистые агрегаты, иногда в смеси с глинистыми минералами. Гематогелит — hematogelinite (Тучан, 1913) [85], гематитогелит — hematitogelinite — красящее вещество красных бокситов. Вапа — гематит с примесью глины (по Шубниковой, 1937).

Межплоскостные расстояния гематита с Везувия, по Михееву

Fe-излучение, $D=46,00$ м.м.

<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>
101 β	2	4,04	202	10	1,834	204 β	1	1,211
101	4	3,68	123	10	1,688	134	2	1,187
112 β	3	2,98	103 β	3	1,633	244; 235 β	2	1,160
101̄ β	2	2,768	233; 112 β	5	1,595	231̄	4	1,137
112	10	2,696	103	9	1,483	204	6	1,101
101̄	10	2,518	112̄	9	1,448	235	4	1,053
102 β	2	2,432	224	2	1,344			1,030
102	6	2,199	234; 139 β	5	1,307			0,987
202 β	2	2,021	202̄; 231̄ β	3	1,257			0,959
123 β	2	1,860	114	1	1,223			0,952

Л и т е р а т у р а

1. Willis B. T. M., Rooksby H. P. Proc. Phys. Soc., 1952, Sect. B, 65, pt. 12, No 396, 950.
2. Pauling P., Hendricks S. B. J. Am. Chem. Soc., 1925, 47, 781 (структура); Cerbo R. K., Seybolt A. U. J. Am. Ceram. Soc., 1959, 42, No 9, 430; Newnham R. E., Haan Y. M. Zs. Krist., 1962, 117, 235.
3. Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф. Оксиды железа украинского кристаллического щита. Изд-во АН УССР, 1961, 5.
4. Weibel M., Vambauer H. U. Schweiz. min., petr. Mitt., 1958, 38, H. 2, 475.

5. Hausen W. C., Brownmiller L. T. *Am. J. Sci.*, 1928, 15, No 87, 224; Caillière S., Gatineau L., Hénin S. *C. R.*, Paris, 1960, 250, No 22, 3677.
6. Glemser O., Gwinner E. *Zs. anorg. Chem.*, 1939, 240, 163; Svendsen M. B. *Naturwissenschaften*, 1958, 45, H. 22, 542; Francombe M. H., Rooksby H. P. *Clay Minerals Bull.*, 1959, 4, 1; Schrader R., Büttner G. *Zs. anorg., allgem. Chem.*, 1963, 320, H. 5—6, 205.
7. Кокшаров Н. И. *Матер. для минералогии России*, 1852, ч. 1, 1.
8. Lasaulx A. *Zs. Krist.*, 1879, 3, 294; Melcher G. *Zs. Krist.*, 1903, 37, 580; Gonnard F. *Bull. Soc. fr. min.*, 1914, 37, No 4, 113; Erdélyi J. *Földt. Közlöny*, 1939, 69, F. 10—12, 290; Kato K. *J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol.*, 1958, 42, No 4, 177 и др.
9. Biäsch H. *Zs. Krist.*, 1929, 70, 1.
10. Zimanyi K. *Földt. Közlöny*, 1913, 43, F. 7—9, 511.
11. de Silva R. R. *Bol. Soc. brasil. geol.*, 1958, 7, No 1, 29.
12. Sunagawa I. *J. Min. Soc. Japan*, 1958, 3, No 6, 543; *Mineral. J. Japan*, 1960, 3, No 2, 59; *Am. Min.*, 1960, 45, No 5—6, 566; *Am. Min.*, 1961, 46, No 11—12, 1216; *Am. Min.*, 1962, 47, No 11—12, 1332; Seager A. F., Sunagawa I. *Min. Mag.*, 1962, 33, No 256, 1.
13. Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф. *Зап. Всес. мин. об-ва*, 1958, 87, вып. 1, 108.
14. Verma A. R. *Nature*, 1952, 169, No 4300, 540.
15. Mügge O. *N. Jb. Min.*, 1903, B.—Bd. 16, 335.
16. Vullée J. *Fortschr. Min.*, 1952, 29—30, H. 2, 326.
17. Edwards A. B. *Am. Min.*, 1943, 34, No 9—10, 759.
18. Goldschmidt V., Schröder R. *Beitr. Krist., Min., Heidelberg*, 1923, 2, H. 2, 110.
19. Palache C. *Am. Min.*, 1935, 20, No 9, 660.
20. Ramdohr P. *Heidelb. Beitr. Min.*, 1947—48, 1, 105.
21. Gliszczynski S., Stoicovici E. *Zbl. Min.*, 1938, A, 82.
22. Frondel C., Ashby G. E. *Am. Min.*, 1937, 22, No 2, 104; Гурьева Э. Я. *Тр. Мин. муз. АН СССР*, 1959, вып. 10, 86.
23. Brau J. M. *Am. Min.*, 1939, 24, No 3, 162.
24. Johnsen A. *Zbl. Min.*, 1909, 168; Spangenberg K., Neuhaus A. *Chem. Erde*, 1930, 5, 508.
25. Johnsen A. *Zbl. Min.*, 1911, 369.
26. Rose G. *Ann. Phys.*, 1854, 91, 152.
27. Свяжин Н. В. *Тр. Горно-геол. ин-та УФАН*, 1959, вып. 42, 115.
28. Дмитриев С. Д. *Зап. Всес. мин. об-ва*, 1949, 78, вып. 4, 241; Пудовкина И. А. *Сб. «Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов»*. Госгеолтехиздат, 1957, 139; Бови С., Тэйлор К. *Тр. 2-й Международной конф. по мирному использованию атомной энергии*. Женева, 1958. *Атомиздат*, 1959, 8, 161; Robertson F. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1961, 72, No 4, 621; Toubeau G. *Bull. Soc. belge géol.*, 1962, 71, F. 2, 242.
29. Кропачев А. М. *Зап. Всес. мин. об-ва*, 1958, 87, вып. 4, 507.
30. Kurylenko C. *Bull. Soc. fr. min.*, 1943, 66, 514.
31. Hiller J. E. *Fortschr. Min.*, 1955, 33, H. 2, 155; см. также: Akimoto S. *Advances Phys.*, 1957, 6, No 23, 288; Gorter E. W. *Advances Phys.*, 1957, 6, No 23, 336; Lin S. T. *Phys. Rev.*, 1959, 116, No 6, 1447 и др.
32. Haigh G. *Philos. Mag.*, 1957, 2, No 19, 877.
33. Багин В. И. *Изв. АН СССР, сер. геофиз.*, 1961, № 9, 1388.
34. Aharoni A., Frei E. H., Schieber M. *Phys. Rev.*, 1963, 129, No 6, 2835.
35. Kaye G. *Proc. Phys. Soc.*, 1961, 78, Pt. 5, No 503, 241.
36. Бергер Г. С. *Флотированность минералов*. Госгортехиздат, 1962, 166.
37. Hunt J. M., Wisherd M. P., Bonham L. C. *Analytical Chem.*, 1950, 22, No 12, 1484.
38. Bailly R. *Am. Min.*, 1948, 33, No 9—10, 519.
39. Bereк M. *Mitt. Leitz Werke*, 1941, 63, 1.
40. Cameron E. N. *Ore Microscopy*. N. Y., London, 1961, 272.
41. Edwards A. B. *Proc. Austral. Inst. Mining, Met.*, 1938, No 110, 42.
42. Бенеславский С. И. *ДАН СССР*, 1957, 113, № 5, 1130.
43. Bourguignon P., Toussaint J. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 1955, 78, Bull. No 8—10, 419.
44. Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф. *Рудные минералы Криворожской железорудной полосы*. Изд-во АН УкрССР, 1958, 1.
45. Рябконок С. М. *Геол. журн. АН УкрССР*, 1959, 19, вып. 2, 28.
46. Никитина А. П. *Сб. «Кора выветривания»*. Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3, 286.

47. Пономарев В. Г. Тр. Сиб. н.-и. ин-та геол., геофиз. и охраны недр СССР, 1961, вып. 6, 68.
48. Эфендиев Г. Х. Гидротермальный рудный комплекс северо-восточной части Малого Кавказа. Изд-во АН АзербССР, 1957, 223.
49. Роде Е. Я. Сб. «Железорудные месторождения Алапаевского типа», 2. Изд-во АН СССР, 1936, 205 и 258; Роде Е. Я., Бруновский Б. К. Там же, 234.
50. Simpson E. S. Minerals of Western Australia, 2. Perth, 1951, 512 (многочисленные анализы почти мономинеральных гематитовых руд Зап. Австралии).
51. Рахманов В. П. Сб. «Работы горно-геол. станции на Курской магнитной аномалии». Изд-во АН СССР, 1960, 67; Плаксенко Н. А. Там же, 93; Рахманов В. П. Богатые железные руды коры выветривания Курской магнитной аномалии. Изд-во АН СССР, 1962, 1.
52. Coetzee Bull. Geol. Surv. S. Africa, 1958, No 28, 1.
53. Пиджян Г. О. Изв. АН АрмССР, 1958, 11, № 4, 11.
54. Воробьев Г. Г. Геохимия, 1957, № 8, 713.
55. Вишневский А. С. Геохимия, 1958, № 7, 682.
56. Иваненко В. В., Мелентьев Б. Н., Памфилова Л. А., Хромов А. В. Тр. 6-го совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1962, 96.
57. Muir A., Gee C. L. J. Am. Ceram. Soc., 1956, 39, No 6, 207.
58. Иванова В. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 53.
59. Blackman M., Kaye G. Proc. Phys. Soc., 1960, 75, pt. 1, No 483, 364.
60. Shull C. G., Strausser W. A., Wollan E. O. Phys. Rev., 1951, 83, 333; Ruer R., Nakato M. Recueil trav. chim. Pays-Bas, 1927, 42, 675.
61. Sharma S. S. Proc. Indian Acad. Sci., 1950, 32 A, No 5, 285.
62. Ферсман А. Е. Пегматиты, 1. Изд-во АН СССР, 1931, 322.
63. Боголепов В. Г. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 3, 343.
64. Поваренных А. С. ДАН СССР, 1951, 81, № 6, 1131.
65. Соловьев Ю. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1954, 83, вып. 1, 60.
66. Пийп Б. И. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1956, вы. 11, 275.
67. Treiber J. Studii si cerc. geol.-geogr. Acad. RPR, Fil. Cluj., 1956, 7, N 1—4, 87.
68. Юрк Ю. Ю. ДАН СССР, 1956, 109, № 1, 144; Шнюков Е. Ф. Сб. «Вопросы геологии и петрографии Украинского кристаллического массива». Изд-во АН УкрССР, 1958, 56; Юрк Ю. Ю. Тр. ИГН АН УкрССР, сер. петрогр., мин., геохим., 1960, вып. 6, 58; Ходюш Л. Я. Геол. журн. АН УкрССР, 1962, 22, вып. 4, 11.
69. Коржинский Д. С. Сб. «Кора выветривания», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1956, 239; Park Ch. F. Econ. Geol., 1959, 54, No 4, 573; Cross W. H., Strengway D. W. Econ. Geol., 1961, 56, No 8, 1345.
70. Бура Г. Г. Изв. Днепропетр. горн. ин-та, 1957, 34, 81.
71. Бетехтин А. Г. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953, 193—196 и 238—243.
72. Влохина Н. А. Зап. Тадж. отд. Всес. мин. об-ва, 1959, вып. 1, 55.
73. Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 1, 35.
74. Reithler J. C., Wolfa J. Bull. Soc. fr. min., 1963, 86, No 1, 68; Tugnosk A. C., Eugster H. P. J. Petrology, 1962, 3, No 3, 533.
75. Hutton C. O. New Zealand J. Sci. Techn., sect. B, 1945, 26, 299 (по реферату Min. Mag., 1948, 28, No 200, Abstr., 10, No 5, 222).
76. Forestier H., Chaudron G. C. R., Paris, 1925, 180, 1264; Pouillard E. Ann. Chim., 1950, 5, 164.
77. Курнаков Н. С., Роде Е. Я. Изв. ин-та физ.-хим. анализа, 1926, 3, вып. 1, 305.
78. Magda W. Przegląd geol., 1956, Zes. 6, 266.
79. Подситник А. А. Сб. «Железорудные месторождения Алапаевского типа», 2. Изд-во АН СССР, 1936, 71; Успенский Н. А. Там же, 1, 1936, 226.
80. Полянин В. А. Уч. зап. Казанск. ун-та, 1936, 96, кн. 3, вып. 7, сер. геол., 104.
81. Покровская И. В., Дмитриева М. З., Розыбакиева Н. А. Минералы Рудного Алтая, 2. Изд-во АН КазССР, 1957, 47.
82. Танатар-Бараш З. И. Геол. журн. АН УкрССР, 1962, 22, вып. 4, 63.
83. Данные Ф. В. Чухрова.
84. Neff H., Paulitsch P. N. Jb. Min., Abhandl., 1960, 94, H. 2, 1401.
85. Tusan F. Zbl. Min., 1913, 768.

Рафисидерит — *raphisiderite* (Скакки, 1888). Мелкие игольчатые кристаллы ромбического облика в туфах Пьянура и Фиано в Кампании (Италия). Предположительно окись железа Fe_2O_3 .

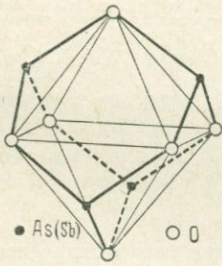
Назван по форме кристаллов от греч. $\rho\alpha\phi\acute{\iota}\varsigma$ (рафис) — игла и $\sigma\acute{\iota}\delta\epsilon\rho\omicron$ (сидеро) — железо (Scaocchi A. Atti Accad. Napoli, Мем., 1888, 3, № 3).

СТРУКТУРА ТИПА СЕНАРМОНТИТА

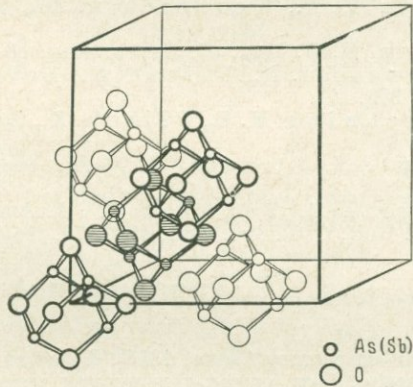
ГРУППА СЕНАРМОНТИТА

		Сингония	a_0	Вычисл. уд. в.
Арсенолит	As_2O_3	Куб.	11,05	3,90
Сенармонтит	Sb_2O_3	Куб.	11,16	5,57

Кристаллические решетки сенармонита и арсенолита, по Алмину и Вестгрёну [1], состоят из молекул Sb_4O_6 (соответственно As_4O_6),

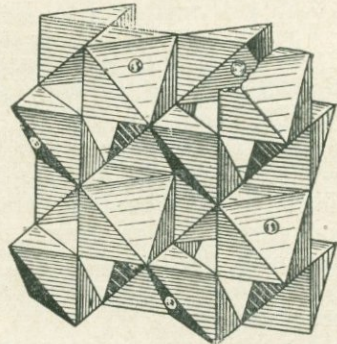


Фиг. 32. Молекула As_4O_6 (Sb_4O_6)
(по Боцоргу)



Фиг. 33. Структура арсенолита
(сенармонита)
(по Алмину и Вестгрёну)

располагающихся так же, как атомы С в структуре алмаза (фиг. 32, 33); расстояния Sb (As)—О в них значительно меньше, чем расстояния между соседними молекулами. Каждая молекула Sb_4O_6 (As_4O_6) окружена четырьмя другими. Молекулярный тип структуры и слабые связи между отдельными группами Sb_4O_6 (As_4O_6) определяют основные физические свойства арсенолита и сенармонита: легкую растворимость, низкую температуру плавления, низкую твердость, хрупкость, летучесть (значительно сильнее проявлена у арсенолита). Белов [2] выводит структуру сенармонита и арсенолита из структуры флюорита; кубы структуры флюорита



Фиг. 34. Структура арсенолита (сенармонита)
(по Белову)

Изображены 4 передних октанта элементарной ячейки; кружками условно показано положение некоторых атомов As(Sb)

срезаны в уплощенные октаэдры (две из восьми вершин куба отсутствуют) (фиг. 34). Атомы Sb (As) располагаются не в центре уплощенного октаэдра, а ближе к одному из оснований. Со структурой сенармонита—арсенолита сходна структура авиценнита (Tl_2O_3), курнакита (Mn_2O_3), биксбиита ($Mn, Fe)_2O_3$ [2].

As_2O_3 и Sb_2O_3 наблюдаются в природе в виде двух полиморфных модификаций, сравнительные характеристики которых следующие:

	Сингония	Вычисл. уд. в.	n	Пределы устойчивости
Арсенолит	Куб.	3,90	1,75	$< 0^\circ$; метастабилен при $0-278^\circ$ [3—5]
	As_2O_3			
Клаудетит	Монокл.	4,26	1,92	$0-309^\circ$ [3—5]
Сенармонит	Куб.	5,57	2,08	$< 570^\circ$ [6]
	Sb_2O_3			
Валентинит	Ромб.	5,79	2,35	$> 570^\circ$ [6]

Л и т е р а т у р а

1. Almin K. E., Westgren A. Ark. kemi, min., geol., 1942, 15 B, H. 5, No 22, 1.
2. Белов Н. В. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1950, № 4, 25.
3. Stranski I. N., Plieth K., Zoll I. Zs. Elektrochem., 1958, 68, Nr 3, 362 и 366.
4. Kirschning H. J., Plieth K., Stranski I. N. Zs. Krist., 1954, 106, 172.
5. Karutz I., Stranski I. N. Zs. anorg., allgem. Chem., 1957, 292, H. 5—6, 330.
6. Roberts E., Tenwick F. J. Am. Chem. Soc., 1928, 50, 2134; White W. B. Bull. Geol. Soc. Am., 1960, 71, No 12, 2002.

Арсенолит Arsenolite



Назван по составу (Дана, 1854). Известен под названием белого мышьяка еще со средних веков, был описан таджикским ученым Ибн-Сина (Авиценна).

Синон. Белый мышьяк — white arsenic (Хил, 1771), окись мышьяка — arsenic oxidé (Аюи), мышьяковая мука — Arsenikmehl (Валериус, 1747), мышьяковые цветы — Arsenikblüthe (Карстен, 1800), арсенит (арзенит) — arsenite (Хайдингер, 1845), кенготит — kenn Gottite (Гагарин и Куомо, 1949), арсенолит.

Характ. выдел. Кристаллические корки, звездчатые агрегаты, землистые и волосовидные налеты, реже мелкие октаэдрические кристаллы.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^7 - Fd\bar{3}m$; $a_0 = 11,046 \text{ \AA}$ [1—4]; $Z = 16$. Диморфен с клаудетитом (монокл. с.).

Структура молекулярного типа (см. выше). Расстояния As — As = $3,23 \text{ \AA}$; As — O = $1,80$; O — O = $2,73$ в пределах молекул, As — O = $3,00$ и O — O = $3,00$ между атомами соседних молекул [1].

Гексооктаэдр. кл. $O_h - m\bar{3}m (3L_4 4L_3 6L_2 9PC)$. Формы: o (111), реже также d (110) (фиг. 35). Наблюдалась закономерная ориентировка арсенолита, образовавшегося за счет мышьяка: (111) и $[\bar{1}\bar{1}0]$ арсенолита || (0001) и $[\bar{1}\bar{1}20]$ мышьяка [5].

Физ. Сп. совершенная по (111), иногда по (110). Изл. раковистый. Весьма хрупок. Тв. $1\frac{1}{2}$. Уд. в. $3,72-3,88$ (вычисл. $3,90$). Цв. белый, иногда с голубоватым, желтоватым или красноватым оттенком, также бесцветный. Черта белая, бледно-желтоватая. Бл. стеклянный, жирный, алмазный, шелковистый. Прозрачен до непрозрачного. У искусственно полученного арсенолита при сдавливании наблюдается эффект триболюминесценции [6].

Не проводит электричество.

Микр. В прох. св. бесцветен. Изотропен, иногда обнаруживает аномальное двупреломление; зерна п. микр. имеют сложное строение: отдельные участки их изотропны, другие — двупреломляют (двуосны) [7]. $n = 1,755$ (Na), 1,748 (Li) (Деклуазо, 1867).

Хим. Теор. состав: As_2O_3 — 100 (As — 75,74). Полные хим. анализы арсенолита отсутствуют.

Диагн. исп. В воде медленно растворяется, при нагревании растворимость повышается (растворимость As_2O_3 в воде при 2° — 1,2 г/100 мл, при 100° — 11,46 г/100 мл, по Кэй и Лэби). Вкус вяжущий, сладковатый. Очень ядовит. Легко растворим в метиловом и амиловом спирте, также в нитробензоле.

П. п. тр. на угле улетучивается в виде белого дыма, образуется белый налет. В зап. тр. легко возгоняется и осаждается на стенках в виде мелких октаэдров. На угле при смешении с влажной содой восстанавливается до As и частью улетучивается, издавая при этом сильный чесночный запах. Водный раствор от H_2S желтеет, а с прибавлением HCl выделяет желтый осадок.

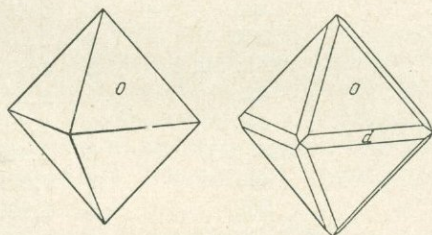
Повед. при нагр. При свободном испарении при 80 — 100° улетучивается в виде As_4O_6 [8]. При нагревании до 220° легко возгоняется без плавления. Т-ра плавл. 278° [9—11]. Является устойчивой модификацией As_2O_3 ниже 0° ; в пределах 0 — 278° представляет метастабильную фазу [9, 10, 11]. Теплота перехода в моноклинную форму 650 ± 200 кал/моль [9]. При статическом давлении вплоть до 100 кбар в присутствии воды быстро переходит в клаудетит, в сухом состоянии — медленно [12]. Коэф. линейного расширения As_2O_3 при 40° $4,126 \cdot 10^{-6}$. Молярная теплоемкость 45,72 кал/град·моль (Кэй и Лэби). Теплота образования (—) 156,59 [12a].

Находж. Типичный вторичный минерал зоны окисления месторождений, руды которых содержат минералы мышьяка — самородный мышьяк, энаргит, смальтин, арсенопирит и др. Чаще всего образуется при окислении самородного мышьяка и покрывает его выделения в виде корок или пленок: в ГДР месторождения Иоганнгеоргенштадт, Граул, Мариенберг, Шварценберг (Саксония), в США — рудник Офир (шт. Невада), рудник Амаргоса (шт. Калифорния), рудник Салин (шт. Канзас).

Встречается вместе с эритрином как продукт изменения смальтина в месторождениях Виттихен (Баден, ФРГ) и Яхимов (Чехословакия); реже развивается при изменении энаргита (рудники Эксчеквир и Монитор в окр. Альпайн, шт. Калифорния, США), арсенидов никеля (Берикульское месторождение, Кемеровской обл.) [13], арсенопирита (Гульшадское месторождение, КазССР) [14], альгодонита (Джезказган, КазССР) [15]. Иногда образуется при изменении реальгара, с которым встречается в тесной ассоциации в месторождениях: Джульфа (АзербССР) [16], Аятское (Свердловская обл.) [17], Морокоча (Перу). Известны параморфозы арсенолита по клаудетиту [18].

Часто встречается как продукт возгонки при подземных пожарах в рудниках и угольных коях. В образце из Благодатного рудника (Свердловская обл.) [19] обнаружен в ассоциации с серой и аурипигментом.

Изм. Описаны неполные псевдоморфозы реальгара по арсенолиту из месторождения Уч-Кун (КазССР) [20].



Фиг. 35. Кристаллы арсенолита, Гульшадское месторождение (по Газизовой)

Искусств. Мелкие октаэдры [21] образуются при возгонке и быстром охлаждении, при кристаллизации из щелочных водных растворов, из солянокислых растворов, также при раскристаллизации аморфного As_2O_3 .

Отл. От сходного фармаколита отличается большим уд. в. и более высоким показателем преломления.

Межплоскостные расстояния арсенолита из Бибера (Бавария), по Михееву
Fe-излучение, $D = 46,00$ мм

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (кX)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
111	5	6,3	711; 551	8	1,547
222 β	4	3,515	733 β	3	1,489
222	10	3,189	642	3	1,477
400 β	2	3,053	731; 553	8	1,439
321 (?)	1	2,938	800	1	1,380
331 β	3	2,792	733	7	1,350
400	6	2,759	822; 660	6	1,302
331	9	2,534	751; 555	6	1,275
333 β; 511 β	2	2,339	662	4	1,268
422	4	2,250	840	3	1,236
440 β	3	2,150	911; 753	5	1,211
333; 511	6	2,123	842	6	1,206
440	9	1,951	951 β; 773 β	3	1,179
531	3	1,871	931	4	1,159
600; 442; 622 β	4	1,837	933; 771; 755	2	1,111
610?	1	1,806	10.2.0; 862	1	1,084
711 β; 551 β	3	1,705	951; 773	10	1,068
622	8	1,665	10.4.0; 864	2	1,027
444; 731 β; 553 β	5	1,593			

Л и т е р а т у р а

- Almin K. E., Westgren A. Ark. kemi, min., geol., 1942, 15 B, H. 5, No 22, 1.
- Bozorth R. M. J. Am. Chem. Soc., 1923, 45, 1621.
- Lihl F. Zs. Krist., 1931, 81, 142.
- Machatschki F. Tschem. min., petr. Mitt., 1954, 4, H. 1—2, 272.
- Mügge O. N. Jb. Min., 1903, B.—Bd. 16, A, 342.
- Brandrowski C. Zs. phys. Chem., 1895, 17, 234; см. также: Wolff G., Schönwald I., Stranski I. N. Zs. Krist., 1954, 106, 146; Stranski I. N., Strauss E., Wolff G. Zs. Elektrochem., 1955, 59, 341.
- Klocke F. N. Jb. Min., 1880, 1, 82; Grosse-Bohle A. Zs. Krist., 1881, 5, 233.
- Becker K. A., Forth H. J., Stranski I. N. Zs. Elektrochem., 1960, 64, 373.
- Stranski I. N., Plieth K., Zoll I. Zs. Elektrochem., 1958, 62, Nr 3, 362 и 366; см. также: Schulman J. H., Schumb W. C. J. Am. Chem. Soc., 1943, 65, No 5, 878.
- Kirschning H. J., Plieth K., Stranski I. N. Zs. Krist., 1954, 106, 172.
- Karutz I., Stranski I. N. Zs. anorg., allgem. Chem., 1957, 292, H. 5—6, 330.
- White W. B., Dacheille F., Roy R. Bull. Geol. Soc. Am., 1960, 71, No 12, 2002.
- Брицке Э. В., Капустинский А. Ф., Веселовский Б. К., Шамовский Л. М., Ченцова Л. Г., Анваер Б. И. Термические константы неорганических веществ. Изд-во АН СССР, 1949.
- Булытников А. Я. Вестн. Зап.-Сиб. геол.-гидр.-геод. треста, 1934, вып. 1, 32.
- Газизова К. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 1, 107.
- Сатпаева Т. А. Рудообразующие минералы Дзезказганского месторождения. Изд-во АН КазССР, 1949, 99.

16. Нечаев Л. А. Тр. Н—и. ин-та удобр., инсект., 1934, вып. 118, 1; Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, 1936, I, 235.
17. Мурашев Д. Ф. Зап. Горн. ин-та, 1915, 5, вып. 4—5, 361.
18. Szabo J. Földt. Közlöny., 1888, 18, 49.
19. Вертушков Г. Н. Зап. Мин. об-ва, 1938, 67, вып. 3, 488.
20. Еремеев П. Зап. Мин. об-ва, 1892, 29, 204.
21. White W. B., Dacheille F., Roy R. Bull. Geol. Soc. Am., 1960, 71, No 12, 2002.

Сенармонтит Senarmontite



Назван по имени французского минералога А. Сенармона, впервые описавшего минерал (Дана, 1851).

Характ. выдел. Кристаллы октаэдрического облика, также зернистые или плотные массы, иногда слагающие корки.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^7 - Fd3m$; $a_0 = 11,16 \text{ \AA}$; $Z = 16$ (Боцорт) [1].

На основании изучения оптических свойств Окар [2] считает сенармонтит при обычной температуре триклинным, псевдокубическим вследствие двойникования. Сложные скульптуры граней и наличие оптических аномалий позволили Пренделю [3] высказать предположение, что октаэдры сенармонтита представляют собой двойники прорастания ромбических индивидов. Однако рентгеновские исследования показывают принадлежность минерала к кубической сингонии.

Диморфен с валентинитом (ромб. с).

Кристаллическая решетка молекулярного типа, состоит из молекул Sb_4O_6 , аналогична решетке арсенолита. Расстояния $\text{Sb} - \text{O} = 2,0 \text{ \AA}$; $\text{O} - \text{O} = 3,0$ в пределах молекул; $\text{Sb} - \text{O} = 2,90$ и $\text{O} - \text{O} = 2,86$ между атомами смежных молекул (Алмин и Вестгрэн) [1].

Гексоктаэдр. кл. $O_h - m3m (3L_4 4L_3 6L_2 9PC)$. Кристаллы — хорошо образованные октаэдры размером до 3 см с формами o (111) и d (110), аналогичны кристаллам арсенолита. Известны скелетные формы. Грани часто вогнутые. На них наблюдается штриховка по трем направлениям, параллельным ребрам октаэдра, реже штриховка по двум направлениям, иногда грани разбиваются на 3 сектора.


На гранях (111) от нагревания с HCl образуются фигуры травления в виде характерных треугольников, обратно ориентированных по отношению к ребрам октаэдра.

Физ. Сп. по (111) несовершенная. Изл. неровный, раковистый. Очень хрупок. Тв. $2-2\frac{1}{2}$. Уд. в. $5,22-5,78$; уд. в. сенармонтита из Алжира $5,50$ (Фрондел, у Дана, 1944) (вычисл. $5,57$). Цв. бесцветный до серовато-белого. Черта белая. Бл. стеклянный, полуалмазный до жирного, также шелковистый. Прозрачен или просвечивает. Не электропроводен.

Микр. В прох. св. бесцветен. Изотропен. $n = 2,087$ (Na), $2,073$ (Li) (Деклуазо, 1867). Наблюдается также аномальное двупреломление [3—6], доходящее до $0,015$; в этом случае двуосный (—); $2V$ большой. Аномально анизотропные разрезы состоят из сегментов с различной оптической ориентировкой; наблюдалось двойниковое сложение, как у борацита [2].

Хим. Теор. состав: $\text{Sb}_2\text{O}_3 - 100$ ($\text{Sb} - 83,54$). В сенармонтите из Алжира (анал. Риво) [6]: $\text{Sb} - 84,0$, $\text{Pb} -$ следы.

Диагн. исп. Легко растворим в HCl . Растворяется в 10-процентной винной кислоте [7].

В закр. тр. плавится и частично возгоняется. На угле дает густой белый налет. При прокаливании окрашивает наружную часть восстановительного пламени в голубовато-зеленый цвет. 

Повед. при нагр. Является устойчивой модификацией при t -ре ниже 570° , выше устойчив ромбический валентинит [8]. При нагревании до 460° двупреломляющий сенармонтит становится изотропным, по охлаждении изотропность сохраняется. Плавится при 656° с образованием желтовато-серой жидкости; при более высокой температуре возгоняется [8]. Коэф. линейного расширения $1,963 \cdot 10^{-5}$ при 40° (по Хинце). Теплота образования (—) 164,2 [9].

Нахожд. Редкий вторичный минерал — продукт окисления антимонита и самородной сурьмы. Ассоциируется с валентинитом, кермезитом, сервантитом и другими гипергенными сурьмяными минералами. Совместно с валентинитом в виде порошковатых скоплений в песчаниках наблюдался в ртутно-сурьмяном месторождении Джижикрут (ТаджССР) [10].

Хорошо образованные кристаллы встречаются в большом количестве в пустотах среди битуминозных мергелистых отложений в месторождении Хамимата в пров. Константина (Алжир), где сенармонтит ассоциируется с валентинитом, кермезитом, каламином, церусситом, киноварью, кальцитом и баритом. Также обнаружен в месторождениях: Арнсберг (Вест-фалия, ФРГ), Пернек (Чехословакия), Бая Сприе, бывш. Фельшёбанья (Румыния), Ньеддорис в Сардинии (Италия), Сюи-де-Дом (Франция), Саут-Хем в пров. Квебек (Канада) и в других местах, чаще всего в ассоциации с кермезитом. В Саут-Хеме наблюдались параморфозы сенармонтита по валентиниту.

Изм. Отмечено замещение сенармонтита антимонитом.

Искусств. Может быть получен при возгонке Sb_2O_3 при сравнительно низких температурах в атмосфере инертного газа и другими способами.

Межплоскостные расстояния сенармонтита из Алжира, по Михееву

Fe-излучение, $D = 46,00$ мм

hkl	I	d (кX)	hkl	I	d	hkl	I	d
111	1	6,4	622 β	3	1,845	662	8	1,274
222 β	2	3,559	622	10	1,673	840	8	1,243
222	9	3,212	444	6	1,601	911; 753	1	1,221
400 β	1	3,082	711; 551	5	1,551	664	1	1,184
400	5	2,779	642	1	1,496	844	4	1,134
331	3	2,554	731; 553	2	1,446	771; 933;	} 2	1,119
440 β	2	2,160	662 β	1	1,398	755		
440	9	1,962	840 β	1	1,359	951; 773	9	1,071

Л и т е р а т у р а

1. Vozorth R. M. J. Am. Chem. Soc., 1923, 45, 1621; Almin K. E., Westgen A. Ark. kemi, min., geol., 1942, 15, B, H. 6, No 22, 1.
2. Hocart R. Bull. Soc. fr. min., 1934, 57, 90.
3. Prendel R. Tscherm. min., petr. Mitt., 1890, 11, H. 1, 7.
4. Grosse-Vohle A. Zs. Krist., 1881, 5, 229.
5. Rivot I. Ann. chim., phys., 1851, 31, 504.
6. Карножицкий А. Н. Зап. Мин. об-ва, 1891, 27, 209.
7. Шлайн Л. Б. Зап. Всес. мин. об-ва, 1950, 79, вып. 1, 63.
8. Roberts E., Fenwick F. J. Am. Chem. Soc., 1928, 50, 2134; White W. V. Bull. Geol. Soc. Am., 1960, 71, No 12, 2002.
9. Брицке Э. В., Капустинский А. Ф., Веселовский Б. К., Шамовский Л. М., Ченцова Л. Г., Анваер Б. И. Термические константы неорганических веществ. Изд-во АН СССР, 1949.
10. Новикова Т. И. Изв. АН ТаджССР, Отд. естеств. наук, 1958, вып. 2 (26), 13.

СТРУКТУРА ТИПА ВАЛЕНТИНИТА

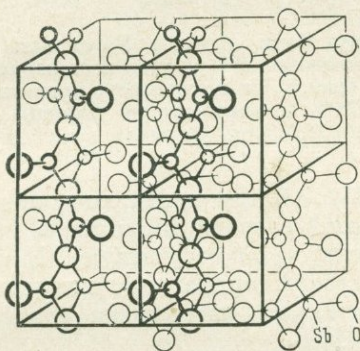
		Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Валентинит	Sb_2O_3	Ромб.	4,93	12,48	5,43	5,7

Валентинит Valentinite
 Sb_2O_3

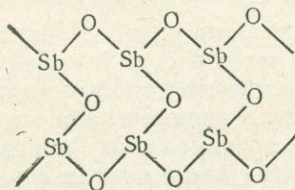
Назван по имени алхимика XV в. Василия Валентина (Хайдингер, 1845).

Синон. Белая сурьма — white antimony, сурьмяный шпат — Antimonspath, белая сурьмяная руда — white antimonial ore, Weissspiessglanzerz (Кируэн, 1796), сурьмяные цветы — Antimonblüthe (Леонхард, 1821), антимонфиллит — antimonphyllite (Брайтхаупт, 1832), эксителит — exitelite (Чепмен, 1843).

Характ. выдел. Кристаллы, перистые, веерообразные, пучковидные и звездчатые сростки, пластинчатые, столбчатые или зернистые агрегаты.



Фиг. 36. Структура валентинита (по Ормонгу)



Фиг. 37. Мотив структуры валентинита (по Бёргеру и Хендриксу)

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{10} - Pscn$; $a_0 = 4,93$; $b_0 = 12,48$; $c_0 = 5,43$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,395 : 1 : 0,435$; $Z = 4$ (Бёргер и Хендрикс) [1]. Диморфен с сенармонитом (куб. с.).

Основной структуры [1, 2] являются бесконечно вытянутые вдоль оси c двойные цепочки состава $(Sb_2O_3)_\infty$ (фиг. 36, 37). Каждый атом Sb окружен тремя атомами O. Наименьшие расстояния Sb — O внутри цепочек 2,00 Å O — O 2,54. Такая структура обуславливает спайность в зоне [001].

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - m\bar{3}m (3L_23PC)$; $a : b : c = 0,3939 : 1 : 0,4339$ (Брецина — Дана, 1944).

Более обычные формы [3—10]:

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
$c\ 001$	—	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$
$b\ 010$	$0^\circ 00'$	$90\ 00$	$0\ 00$	$90\ 00$	—	$0\ 00$
$a\ 100$	$90\ 00$	$90\ 00$	—	$0\ 00$	$90\ 00$	$90\ 00$
$m\ 110$	$68\ 30$	$90\ 00$	$0\ 00$	$21\ 30$	$90\ 00$	$68\ 30$
$\mu\ 210$	$78\ 51$	$90\ 00$	$0\ 00$	$11\ 09$	$90\ 00$	$78\ 51$
$\pi\ 310$	$82\ 31$	$90\ 00$	$0\ 00$	$7\ 29$	$90\ 00$	$82\ 31$
$i\ 011$	$0\ 00$	$23\ 27$	$66\ 33$	$90\ 00$	$0\ 00$	$66\ 33$
$g\ 032$	$0\ 00$	$33\ 03$	$56\ 57$	$90\ 00$	$0\ 00$	$56\ 57$
$x\ 021$	$0\ 00$	$40\ 57$	$49\ 03$	$90\ 00$	$0\ 00$	$49\ 03$
$p\ 031$	$0\ 00$	$52\ 28$	$37\ 32$	$90\ 00$	$0\ 00$	$37\ 32$

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>s</i> 041	0°00'	60°06'	29°54'	90°00'	0°00'	29°54'
<i>ε</i> 102	90 00	28 50	90 00	61 10	28 50	90 00
<i>r</i> 112	68 30	30 37	77 46	61 43	28 50	79 15
<i>o</i> 111	68 30	49 49	66 32	44 42	47 46	73 44
<i>v</i> 122	51 46	35 02	66 33	63 12	28 50	69 11

$$\begin{aligned}
 mm(110):(1\bar{1}0) &= 43^\circ 00' & ii(011):(0\bar{1}1) &= 46^\circ 55' & gg(032):(0\bar{3}2) &= 66^\circ 06' \\
 & & pp(031):(0\bar{3}\bar{1}) &= 75\ 04 & \varepsilon\varepsilon(102):(102) &= 57\ 40
 \end{aligned}$$

Редкие и недостоверные формы [3—10]:

	160	560	870	14.9.0	410	098 [?]	<i>d</i> 051	178
<i>x</i>	130	670	760	530	510	065	<i>h</i> 061	133
	120	780	540	950	910	054	508	<i>u</i> 131
	350	890	970	730	α 012	0.11.8	405 [?]	378
	340	12.11.0	430	830	034	<i>g</i> 053	101	361
	450	10.9.0	10.7.0	720	045	<i>e</i> 072	<i>w</i> 441	233 [?]

Критическое рассмотрение наблюдавшихся форм сделано Унгемахом [5]; как он указывает, не все формы более ранних исследователей удастся достоверно идентифицировать. Формула перехода от символов граней, по Ласпейресу, принятых Дана, 1892, Хинце (при $a:b:c = 0,3910:1:0,3364$) к символам по Брецина — Дана, 1944 (при $a:b:c = 0,3939:1:0,4339$) — $100/010/00^{5/4}$ (формула перехода, приведенная в справочнике Дана, 1944, неверна).

Кристаллы разного облика (фиг. 38), обычно призматические, удлиненные по оси *c*, в большей или меньшей степени таблитчатые по (010), реже уплощены по (100); иногда пинакоиды *a* и *b* отсутствуют. Некоторые кристаллы удлинены по оси *a*. Характерны продольная штриховка на гранях вертикальных призм, горизонтальная штриховка граней (*Ok**l*) и развитие вицинальных форм в зоне [100].

Физ. Сп. по (110) совершенная, по (010) менее совершенная.

По данным Унгемаха [5], на кристаллах из Алжира спайность по (010) отсутствует; Годафруа и др. [10] подчеркивают, что у кристаллов из Марокко спайность по (010) слюдоподобная, по (110) отчетливая.

Хрупок. Тв. $2\frac{1}{2}$ —3. Таблички гибки, но не упруги. Уд. в. 5,70—5,76 (вычисл. 5,79). Цв. снежно-белый, бесцветный, иногда желтовато- и серовато-белый до желтовато-бурого, пепельно-серый, изредка красноватый. Черта белая. Бл. алмазный, на плоскостях спайности перламутровый. Прозрачен или просвечивает.

Не электропроводен.

Инфракрасный спектр поглощения валентинита из Алжира характеризуется сильной полосой (в $см^{-1}$) при 732 и слабой при 942 (по новым данным Е. С. Рудницкой); в спектре искусственного Sb_2O_3 имеются полосы — 690 (слабая), 740 (очень сильная) и 950 (очень слабая, широкая) [11].

Микр. В прох. св. бесцветный. Двуосный (—). Погасание прямое, $Np = a$; пл. опт. осей $\parallel (001)$ для красной и желтой частей спектра и $\parallel (010)$ для зеленой и синей [4]. $n_g = 2,358$; $n_m = 2,352$; $n_p = 2,18$; $n_g - n_p = 0,178$ (Na); $2V$ около 0° (Ларсен и Берман, для валентинита из Алжира); $n_g \approx n_m \approx 2,36$; $n_p \approx 2,20$ (Корнилович [12] для валентинита из Забайкалья).

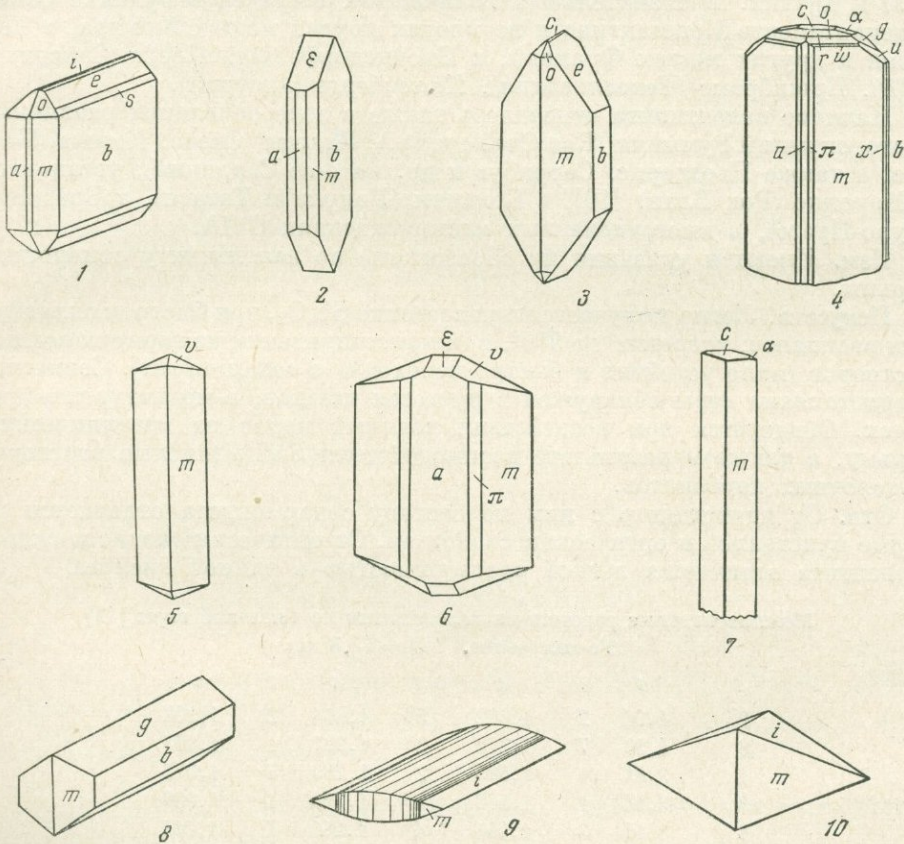
Оптические константы минерала из Баллао (Италия), по Кавинато [13]:

Свет	Красный	Желтый	Зеленый	Фиолетовый
n_m	2,334	2,358	2,372	2,445
n_p	2,330	2,352	2,360	2,430
$2E$	16—17°	14—15°	—	10—11°

Дисперсия заметная $r < v$.

Хим. Теор. состав: Sb_2O_3 — 100 (Sb — 83,54). В валентините из Татаси (Боливия): Sb — 82,79, As — следы (анал. Прайор) [4].

Диагн. исп. Растворяется в 10-процентной винной кислоте и в HCl (раствор в HCl от прибавления воды дает белый осадок). В растворе сульфида аммония окрашивается в коричневый цвет и медленно растворяется. Трудно растворим в HNO_3 при нагревании [10].



Фиг. 38. Кристаллы валентинита

1 — Татаси (по Спенсеру); 2 — Пришрам (по Ласпейресу); 3 — Уануни (по Гордону); 4 — Санца (по Унгемаху); 5 и 6 — Константина (по Ласпейресу); 7 — Хютенберг (по Майкснеру); 8—10—Бройнсдорф (по Ласпейресу)

П. п. тр. желтеет, легко плавится в белую массу, дает белый дым и густой белый налет, а в восст. пл.—металлическую Sb. В закр. тр. полностью возгоняется с образованием на стенках белого кольца.

Повед. при нагр. При обычных температурах метастабилен; стабилен выше 570° [14] (см. сенармонтит). При нагревании до 75° 2V слегка уменьшается для красного света и увеличивается для синего.

Нахожд. Типичный минерал зоны окисления. Образуется в результате выветривания различных сурьмяных минералов. Часто псевдоморфно замещает антимонит, аллемонит и самородную сурьму. Известен в параморфозах по сенармонтиту. Иногда содержит примесь стибиконита [15]. В виде тонкодисперсной примеси рентгенометрически устанавливается в составе многих сурьмяных охр [16].

Имеются высказывания и о гипогенном образовании валентинита [17—19].

В СССР в небольшом количестве обнаружен в зоне окисления многих сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождений: в Кадамджае, Хайдаркане и Чаувае (КиргССР), также в Кадаинском месторождении (Читинская обл.) [20], на Спасской горе (Иркутская обл.) [12], в месторождениях Тургайском и Успенском (КазССР) [21], Джижикрут (ТаджССР) [19] и других. В значительных количествах встречен в руднике Санца в департаменте Константина и во многих других местах Алжира, в Шаланш и других местах Франции, в Бройнсдорфе, Фрейберге (Саксония, ГДР), Пршибраме (Чехословакия), Хютенберге (Австрия).

Наличие валентинита отмечалось также в зоне окисления различных месторождений Румынии (Бая Сприе и др.), Италии (Сиена, Кетина, Баллао, а также Ньеддорис, Саррабус и др. на о-ве Сардиния); установлен в Марокко (Рок Блан) [10], в Боливии (Уануни и Татаси), в Бразилии (Оуро-Прето), в многочисленных месторождениях США.

Изм. Имеются указания на образование по валентиниту самородной сурьмы.

Искусств. Легко получается при возгонке Sb_2O_3 , при быстром охлаждении расплавов, нагретых до 570° , при кристаллизации из горячих водных растворов (мало устойчив и быстро переходит в сенармонтит). Совместно с кристаллами серы обнаружен в пустотах шлаков, в металлургических печах. Образуется при воздействии водяных паров на металлическую сурьму, а также в результате взаимодействия $SbCl_3$ (кислые растворы) и щелочных карбонатов.

Отл. От идентичного с ним по составу сенармонтита отличается по форме кристаллов и оптическим свойствам. От оптически сходного гидросервантита отличается легкой растворимостью в винной кислоте.

Межплоскостные расстояния валентинита со Спасской горы [12]

Fe-излучение, $D = 57,3$ 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>
2 β	4,94	2	1,662	5 β	1,314	2	1,102
8	4,50	7	1,618	2 β	1,297	1	1,087
1	3,81	1	1,595	2	1,280	7	1,077
3	3,44	1	1,568	1 β	1,268	1	1,068
6	3,11	3	1,551	4	1,250	1	1,061
5 β	2,66	9	1,518	1	1,241	2 μ	1,055
1	2,64	1	1,506	3	1,228	3	1,051
10	2,448	1	1,481	2	1,205	2	1,041
4 β	2,121	2	1,463	7	1,191	5	1,035
2	2,102	1	1,444	7	1,178	1	1,010
2	2,053	1	1,398	3	1,163	2	1,005
1 β	1,982	3	1,388	7	1,150	6	1,001
2	1,963	1 β	1,377	5 β	1,140	2	0,999
10	1,925	4	1,366	1	1,125	5	0,993
6	1,799	1	1,351	1 β	1,112	2	0,991
4 β	1,673	1	1,329				

Л и т е р а т у р а

1. Buerger M. J., Hendricks S. B. Zs. Krist., 1938, 98, 1.
2. Byström A. Nature, 1951, 167, No 4254, 780.
3. Laspeyres H. Zs. Krist., 1884, 9, 162; Brezina A. Ann. Naturhist. Hofmus. Wien, 1886, 1, 145 (подробный реферат: Zs. Krist., 1888, 13, 610).

4. Spencer L. Min. Mag., 1907, 14, No 67, 308.
5. Ungemach H. Bull. Soc. fr. min., 1912, 35, 539.
6. Gordon S. G. Proc. Acad. Natur. Sci., Philadelphia, 1924, 76, 335.
7. Schaller W. Am. Min., 1937, 22, No 5, 651.
8. Murdoch J. Am. Min., 1941, 26, No 10, 613.
9. Meixner H. Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1950, 2, H. 3, 205.
10. Gaudefroy C., Morin P., Lucas J. Notes et mém. Serv. géol. Maroc., 1956 (1958), 15, No 135, 147.
11. Miller F. A., Wilkins Ch. H. Ann. Chem., 1952, 24, 1253.
12. Корнилович И. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 3, 343.
13. Savinato A. Atti (Rend.) R. Accad. naz. Lincei, Cl. sci. fis. mat. nat., Roma, 1937, Ser. 6, 25, 140.
14. Roberts E., Fenwick F. J. Am. Chem. Soc., 1928, 50, 2134; White W. B., Dacheille F., Roy R. Bull. Geol. Soc. Am., 1960, 71, No 12, 2002.
15. Каленов А. Д. ДАН СССР, 1960, 130, № 6, 1322.
16. Vitaliano C. J., Mason B. Am. Min., 1952, 37, No 11—12, 982; Mason B., Vitaliano C. J. Min. Mag., 1953, 30, No 221, 100.
17. Новые данные Б. Л. Хожателева.
18. Верхоланцев П. Г., Козлова В. А. Бюлл. научно-техн. информации Мин-ва геол. и охраны недр СССР. Госгеолиздат, 1961, № 3, 6.
19. Новикова Т. И. Изв. АН ТаджССР, Отд. естеств. наук, 1958, вып. 2 (26), 13.
20. Еремеев П. В. Зап. Мин. об-ва, 1887, 23, 292 (протоколы).
21. Новохатский И. П., Калинин С. К. Минеральное сырье, 1937 № 9, 29.

СТРУКТУРА ТИПА КЛАУДЕТИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. вес.
Клаудетит As_2O_3	Монокл.	5,26	12,90	4,55	$93^\circ 49'$	4,14

Клаудетит Claudetite



Назван по имени французского химика Ф. Клодэ (Claudet), впервые в 1868 г. описавшего минерал (Дана, 1868).

Синон. Арсенфиллит — arsenophyllite (Брайтхаупт, 1832), ромбарсенит — rhombarsenite (Адам, 1869), клодетит.

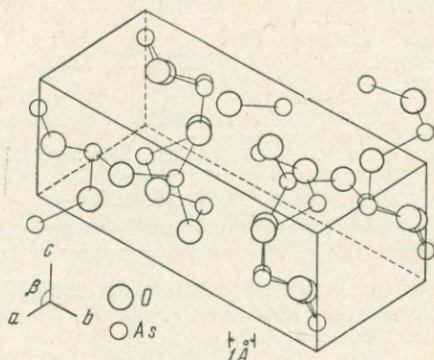
Характ. выдел. Тонкопластинчатые, реже листоватые или волокнистые кристаллы и агрегаты.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/n$; $a_0 = 5,26$; $b_0 = 12,90$; $c_0 = 4,55 \text{ \AA}$; $\beta = 93^\circ 49'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,408 : 1 : 0,353$; $Z = 4$ (Бёргер, 1942, для клаудетита из Джерома) [1]. Близкие данные Штрунца для клаудетита из Тсумеба [2] и Фрю для минерала из Джерома [3]. Диморфен с кубическим арсенолитом.

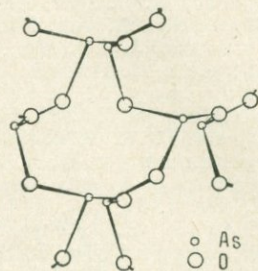
Искусственно, кроме моноклинной модификации, отвечающей клаудетиту (клаудетиту I), получен моноклинный клаудетит II: $C_2^2 - P2_1$ или $C_s^2 - Pn$; $a_0 = 7,99$; $b_0 = 4,57$; $c_0 = 9,11 \text{ \AA}$; $\beta = 101^\circ 41'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,748 : 1 : 1,993$; $Z = 4$ [4].

Основа структуры [3, 5, 6]—бесконечные зигзагообразные цепочки, вытянутые в направлении оси c . Цепочки сочленяются в неправильные слои, которые параллельны (010) и обуславливают уплощенность и совершенную сп. по b (010). Каждый атом As соседствует с тремя атомами O, а каждый атом O — с двумя атомами As (наименьшие расстояния As — O = $1,80 \pm 0,02 \text{ \AA}$, как в арсенолите) (фиг. 39, 40).

Призмат. кл. $C_{2h}^2 - 2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 0,4093 : 1 : 0,3493$; $\beta = 94^\circ 20'$ (Пэлэч) [7].



Фиг. 39. Структура клаудетита
(по Фрю)



Фиг. 40. Деталь структуры
бесконечного слоя клаудетита
состава (As_2O_3)
(по Махачки)

Формы [7, 8]:

	φ	ρ		φ	ρ
b 010	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	β 021	$6^\circ 41'$	$35^\circ 08'$
a 100	$90^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	d 101	$90^\circ 00'$	$42^\circ 58'$
s 130	$39^\circ 14'$	$90^\circ 00'$	q $\bar{1}01$	$-90^\circ 00'$	$37^\circ 57'$
r 120	$50^\circ 47'$	$90^\circ 00'$	o 111	$69^\circ 27'$	$44^\circ 52'$
m 110	$67^\circ 48'$	$90^\circ 00'$	g $\bar{1}11$	$-65^\circ 53'$	$40^\circ 32'$
γ 011	$12^\circ 15'$	$19^\circ 39'$			

mm (110): $(\bar{1}\bar{1}0) = 44^\circ 24'$	ob (111): $(010) = 75^\circ 40'$	oo (111): $(\bar{1}\bar{1}1) = 28^\circ 41'$
rr (120): $(\bar{1}\bar{2}0) = 78^\circ 26'$	gb ($\bar{1}11$): $(010) = 74^\circ 36'$	gg ($\bar{1}11$): $(\bar{1}\bar{1}1) = 30^\circ 48'$
ss (130): $(\bar{1}\bar{3}0) = 101^\circ 31'$	dq (101): $(\bar{1}01) = 80^\circ 56'$	go ($\bar{1}11$): $(111) = 77^\circ 44'$

Второстепенные и менее достоверные формы: c (001), t (1.10.0), v (150), μ (250), s (041), n (171), h (121).

Кристаллы вытянуты вдоль оси c , в большей или меньшей степени пластинчатые по (010) (фиг. 41), напоминают кристаллы гипса. Характерна вертикальная штриховка на гранях призм. Обычны двойники по (100), двойники срастания, имеющие ромбический облик, а также двойники прорастания.

Физ. Сп. совершенная по (010). Изл. волокнистый параллельно (110). Тв. $2\frac{1}{2}$. Гибок. Уд. в. 4,14 для клаудетита из Джерома (по Дана, 1944) (вычисл. 4,26, при параметрах по Бёргеру). Бесцветный, белый. Бл. стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Прозрачен или просвечивает.

Не электропроводен. Триболюминесцирует [9].

Инфракрасный спектр искусств. As_2O_3 характеризуется полосами (в cm^{-1}): 803 (очень сильная), 840 (слабая, плечо), 1040 (очень слабая, широкая) [10].

Микр. В прох. св. бесцветен. Двуосный (+). $Nm = b$; пл. опт. осей (010) (фиг. 42); $cNg = 5,5^\circ$ в тупом углу. $n_g = 2,01$, $n_m = 1,92$; $n_p = 1,871$ (Na); $n_g - n_p = 0,14$; $2V = 58^\circ$; $2E = 137^\circ$; дисперсия $r > v$ сильная (Ларсен и Берман на материале из Смольника).

Согласно Шмидту [8], клаудетит оптически отрицателен; $2V = 65^\circ 21'$ (Na).

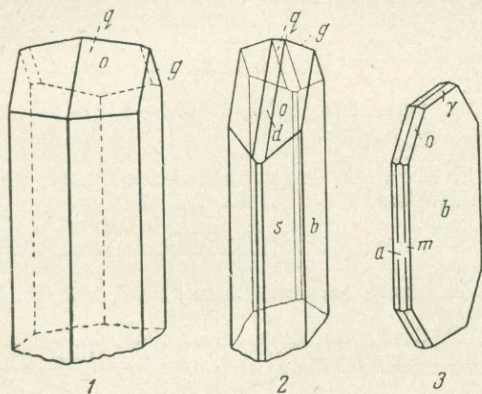
Хим. Теор. состав: $As_2O_3 - 100$ (As — 75,74). Среднее из двух анализов клаудетита из Смольника (анал. Лочка) [11]: As — 75,99; н. о. — 0,17; O (по разности) — 23,84.

Диагн. исп. Медленно растворяется в горячей воде. Растворим в кислотах.

П. п. тр. на угле улетучивается в виде белого дыма. В зап. тр. легко возгоняется, осаждаются мелкие октаэдры арсенолита.

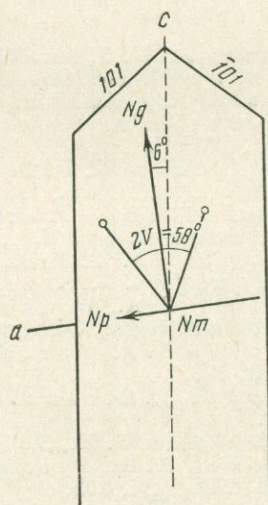
Повед. при нагр. При свободном испарении в пределах 100—300°, в зависимости от природы поверхности, улетучивается в виде As_2O_3 или As_4O_6 или, чаще, их смеси, тогда как арсенолит испаряется в виде As_4O_6 [12]. Т-ра плавл. 309° [13]. В отсутствие воды является устойчивой модификацией As_2O_3 в пределах 0 — 309° [13, 14].

Нахожд. В зоне окисления рудных месторождений образуется при выветривании реальгара, арсенопирита и других мышьяковых минералов; ассоциируется с арсенолитом, реальгаром, аурипигментом, самородной



Фиг. 41. Кристаллы клаудетита

1 — Импириал (по Пеллчу); 2 — Джером (по Пеллчу); 3 — Смольник (по Шмидту)



Фиг. 42. Оптическая ориентировка клаудетита

серой. Возникает также как продукт возгонки при пожарах в угольных шахтах или колчеданных рудниках. Наблюдался в месторождениях Сан-Доминго (Португалия), Смольник (Чехословакия), в руднике Ласаль в департаменте Аверон (Франция), около Каланьяс (Испания), а также в округе Импириал в шт. Калифорния и в месторождении Джером в шт. Аризона (США).

Изм. Переходит в арсенолит.

Искусств. Выпадает из пересыщенных щелочных растворов As_2O_3 , из раствора арсенита серебра в HNO_3 и др. Образуется из арсенолита при нагревании в течение 24 час. до 230°—250° в запаянных трубках в присутствии паров воды [14, 15], также при статическом давлении до 100 кбар в присутствии воды [16]. Образуется при возгонке в печах для обжига мышьяковых руд при т-ре около 200°. Хорошие кристаллы клаудетита получены при нагревании раствора As_2O_3 в смеси H_2SO_4 с тройным объемом воды при 100° (Дельтер).

Отл. По облику кристаллов сходен с гипсом, от которого легко отличим по значительно большему уд. весу, показателям преломления и реакции на мышьяк.

Межплоскостные расстояния клаудетита, по Михееву

Fe-излучение, $D = 46,00$ мм

I	d (кX)	I	d	I	d
2 β	3,55	9	1,955	6	1,440
7	3,246	1	1,863	2	1,376
10	3,192	2 β	1,845	5	1,352
1 β	3,056	2	1,749	2	1,306
8	2,766	5	1,712	4	1,208
8	2,545	7	1,668	2	1,179
4	2,253	4	1,590	2	1,162
4	2,130	9	1,550	1	1,113
2	2,042	1 β	1,479	8	1,070

Л и т е р а т у р а

1. Buerger M. J. Am. Min., 1942, 27, No 3, 216.
2. Strunz H. Fortschr. Min., 1959, 37, H. 1, 87.
3. Frueh A. J. Am. Min., 1951, 36, No 11—12, 833.
4. Becker K. A., Plieth K., Stranski I. N. Zs. anorg., allgem. Chem., 1954, 275, H. 2, 297.
5. Böttcher H., Plieth K., Reuber-Kürbs E., Stranski I. Zs. anorg., allgem. Chem., 1951, 266, H. 6, 303.
6. Machatschki F. Tschermin., petr. Mitt., 1954, 4, H. 1—4, 274.
7. Palache C. Am. Min., 1934, 19, No 5, 194.
8. Schmidt A. Zs. Krist., 1888, 14, 577.
9. Stranski I. N., Strauss E., Wolff G. Zs. Elektrochem., 1951, 55, 633.
10. Miller F. A., Wilkins Ch. H. Ann. Chem., 1952, 24, 1253.
11. Loczka J. Zs. Krist., 1904, 39, 525.
12. Becker K. A., Forth H. J., Stranski I. N. Zs. Elektrochem., 1960, 64, Nr 3, 373.
13. Karutz I., Stranski I. N. Zs. anorg., allgem. Chem., 1957, 292, H. 5—6, 330.
14. Schulman J. H., Schumb W. C. J. Am. Chem. Soc., 1943, 65, No 5, 878.
15. Becker K. A., Plieth K., Stranski I. N. Zs. anorg., allgem. Chem., 1951, 266, H. 6, 293.
16. White W. B., Dacheille F., Roy R. Bull. Geol. Soc. Am., 1960, 71, No 12, 2002.

СТРУКТУРА ТИПА БИСМИТА

ГРУППА БИСМИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Вычисл. уд. в.
Бисмит	Bi_2O_3 Монокл.	5,84	8,16	7,49	$112^\circ 56'$	9,41
[Силленит]	Bi_2O_3 Куб.	10,10	—	—	—	9,01

Силленит и бисмит считаются двумя встречающимися в природе модификациями Bi_2O_3 , однако существование силленита, не содержащего примесей, является недоказанным, и формула его окончательно не выяснена.

Силлен [1] установил 4 модификации Bi_2O_3 , но лишь две из них — α и β представляют чистый окисел Bi_2O_3 [1, 2, 3].

1. Низкотемпературная устойчивая моноклиная — α - Bi_2O_3 . C_{2h}^5 — $P2_1/c$; $a_0 = 5,84$; $b_0 = 8,16$; $c_0 = 7,49$ Å; $\beta = 112^\circ 56'$. Этой модификации отвечает бисмит.

2. Высокотемпературная тетрагональная (псевдокубическая) — β - Bi_2O_3 . D_{2d}^7 — $P\bar{4}b2$; $a_0 = 10,95$; $c_0 = 5,63$ Å. Устойчива при температурах выше 700 — 710° , при охлаждении переходит в α - Bi_2O_3 .

3. Низкотемпературная малоустойчивая кубическая — $\gamma\text{-Bi}_2\text{O}_3$, существующая лишь в присутствии примесей атомов других элементов [1, 2]. $T^3\text{-}I23(?)$; $a_0 = 10,245 \text{ \AA}$ [3]. В природе — силленит.

4. Высокотемпературная кубическая — $\delta\text{-Bi}_2\text{O}_3$. $O_h^4\text{-}Pn3m$; $a_0 = 5,26 \text{ \AA}$ [1]. Получалась лишь при плавлении Bi_2O_3 в фарфоровых тиглях, предположительно содержит примесь Si.

Л и т е р а т у р а

1. Sillén L. G. Ark. kemi, min., geol., 1938, 12, A, H. 5, No 18, 1.
2. Aurivillius B., Sillén L. G. Nature, 1945, 155, No 3932, 305.
3. Schumb W. C., Rittner E. S. J. Am. Chem. Soc., 1943, 65, No 9, 1055.

Бисмит Bismite



Назван в соответствии с составом (Дана, 1868).

Синон. Висмит, висмутовые цветы — Wismuthblüthe, висмутовая охра — Wismuthocker, висмут-анилин — Wismuthanilin (Дельтер, 1918), теллуруран — tellururane (Иглстон, 1892; по Хью). Первоначально под названием висмутовой охры описывались карбонаты висмута (Валериус, 1753; Лампадиус, 1801), в дальнейшем — окислы неопределенного состава.

Отвечает искусств. $\alpha\text{-Bi}_2\text{O}_3$ [1]

Характер. выдел. Землистый, также плотный; в виде налетов и псевдоморфоз по висмутину.

Структ. и морф. крист. Монокл. с., псевдоромбический. $C_{2h}^5\text{-}P2_1/c$; $a_0 = 5,84$; $b_0 = 8,16$; $c_0 = 7,49 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,716 : 1 : 0,918$; $\beta = 112^\circ 56'$; $Z = 4$ (Силлен [2]) для искусств. $\alpha\text{-Bi}_2\text{O}_3$; такие же данные получены при рентгеновском изучении бисмита из Колавы) [3].

В структуре бисмита (фиг. 43) [2] каждый атом Bi окружен шестью O при расстояниях $\text{Bi} - \text{O}_I = 2,39$; $\text{Bi} - \text{O}_{II} = 2,50$; $\text{Bi} - \text{O}_{III} = 2,54 \text{ \AA}$; каждый O окружен четырьмя Bi.

Кристаллографические данные, приводимые у Дана (1892), основаны на ошибочном определении сингонии искусственной Bi_2O_3 Норденшельдом [4]. Согласно последнему, бисмит ромбический, $a : b : c = 0,8166 : 1 : 1,0469$.

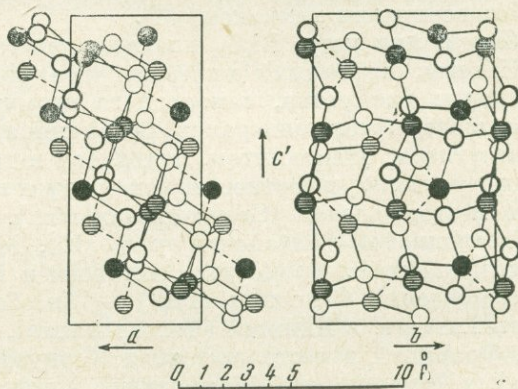
Кристаллы, изученные Шелером и Рэнсомом [5], оказались кристаллами бисмоклита [6].

Физ. Изл. неровный, раковистый до землистого. Тв. $4\frac{1}{2}$, у землистых агрегатов снижается до 1. Уд. в. 8,64 (Боливия, на плотном материале) [1], 9,22 (Меймак) [7] (вычисл. 9,41); у землистых разностей уд. в. резко снижается и доходит до 4,36. Цв. зеленовато-желтый, соломенно-желтый, серовато-зеленый, серовато-белый. Черта серовато-желтая или светло-желтая. Бл. полуалмазный до матового. Прозрачен в тонких обломках.

Неэлектропроводен.

Микр. Двуосный, сильная дисперсия; n несколько выше 2,42 [3].

Хим. Теор. состав: $\text{Bi}_2\text{O}_3 - 100$ (Bi — 89,68). В чистом виде обычно



Фиг. 43. Структура бисмита в проекциях на (010) и на (100)

(по Силлену). Черные и заштрихованные кружки — Bi находятся на разных уровнях, белые кружки — O

не встречается, содержит примеси других вторичных висмутовых минералов, наиболее часто бисмутита. Большею частью минералы, описанные и этикетированные в музеях как бисмит, оказались карбонатами висмута или смесями его оксидов и карбонатов.

Анализы:

	Bi_2O_3	Fe_2O_3	As_2O_3	Sb_2O_3	CO_2	H_2O	Н.о.	Сумма
1.	96,5	2	1,5	—	—	—	—	100,0
2.	96,7	—	0,13	0,22	0,68	0,95	1,06	99,74

1 — Улерсрайт, анал. Суков, 1848; 2 — Меймак, анал. Карно, 1874 [7].

Диагн. исп. В HNO_3 легко растворим.

П. п. тр. на угле плавится и легко восстанавливается до металлического Bi , дающего в окисл. пл. желтый налет окиси. При прокаливании с KJ и S на угле образуется характерный для Bi красный налет.

Раствор KJ (5%) в H_2SO_4 (1 : 10) при комнатной температуре окрашивает минерал в черно-бурый цвет — образуются пленки BiJ_3 ; окраска исчезает от действия аммиака. Хинин или цинхонин вызывают образование пленок оранжевого цвета (после обработки минерала $KJ + H_2SO_4$ и обесцвечивания аммиаком) [8].

Повед. при нагр. Bi_2O_3 плавится около 820° (Берч и др.).

Наход. Вторичный минерал, образующийся в зоне окисления при изменении висмутита, самородного висмута, реже айкинита и других висмутсодержащих минералов. Встречается в тесной ассоциации и в смеси с бисмутитом, бисмоклитом, пухеритом и др. В СССР встречен во многих месторождениях, в частности, как продукт изменения айкинита в Березовском месторождении (Свердловская обл.), в Адрасмане (ТаджССР) [9], в Казандинском (Алтайский край) [10], Зодском (АрмССР) [11] и других месторождениях. Кроме того, встречен в Колави (Боливия) [3], в ряде месторождений Саксонии (ГДР) — Шнееберге, Шварценберге, Йоганн-георгенштадте, в Яхимове (Чехословакия), в Меймаке (департамент Коррез, Франция), в месторождениях Корнуэлла (Англия), в Дуранго (Мексика), в Ринконе (шт. Калифорния), Петака (шт. Нью-Мексико) и в других месторождениях США.

Искусств. Кристаллы α - Bi_2O_3 получены путем добавления в разбавленный раствор KOH нитрата висмута при осторожном нагревании на водяной бане с последующим продолжительным кипячением кристаллического осадка [1]. Мелкокристаллическая α - Bi_2O_3 получается при сплавлении порошка Bi_2O_3 с KOH [4]; образуется при медленном охлаждении расплавленной при 750 — 800° Bi_2O_3 [12].

Межплоскостные расстояния бисмита из Колави [3]

Cu -излучение, Ni -фильтр

I	d	I	d	I	d	I	d
10	3,232	7,5	1,740	2	1,361	1	1,157
1	2,746	5	1,722	6	1,342	1	1,149
9	2,676	8	1,670	2	1,325	1	1,135
2	2,537	8	1,640	6	1,315	7	1,121
2	2,423	1	1,572	1	1,302	4	1,110
1	2,247	5	1,557	1	1,286	3	1,104
1	2,166	4	1,499	4	1,271	3	1,088
1	2,121	3	1,482	1	1,263	2	1,081
1	2,043	3	1,457	3	1,231	1	1,074
7,5	1,951	1	1,433	1	1,213	4	1,069
3	1,909	3	1,406	3	1,204	4	1,055
3	1,873	1	1,390	2	1,191	3	1,036
1	1,760	1	1,377	7	1,167		

Л и т е р а т у р а

1. Sillén L. G. Ark. kemi, min., geol., 1938, 12, A, H. 5, No 18, 1.
2. Sillén L. G. Zs. Krist., 1941, 103, 274.
3. Frondel C. Am. Min., 1943, 28, No 9—10, 522 (основная работа).
4. Nordenskjöld A. E. Ann. Phys., 1861, 114, 622.
5. Schaller W. T., Ransome F. L. Zs. Krist., 1911, 48, 16.
6. Schaller W. T. Am. Min., 1941, 26, No 11, 651.
7. Carnot A. C. R., Paris, 1874, 79, 478.
8. Новиков В. А. Сов. геол., 1945, № 8, 76 (пленочные реакции).
9. Морозов Н. Д. Редкие металлы, 1934, № 3, 28; Янишевский Е. М. Проблемы сов. геол., 1937, № 1, 33; Каленов В. Д. Сб. «Месторождения редких и малых металлов». Изд-во АН СССР, 1939, 411.
10. Александров А. И. Сов. геол., 1947, № 27, 72.
11. Амирян Ш. О. ДАН АрмССР, 1960, № 1, 43.
12. Aurivillius B., Sillén L. G. Nature, 1945, 155, No 3932, 305.

Силленит Sillénite



Назван по имени Л. Силлена, изучившего полиморфные модификации V_2O_3 (Фрондел) [1].

Характер. выдел. Тонкозернистые и землистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $T^3 - I$ 23 (предположительно). Для искусств. $\gamma\text{-V}_2\text{O}_3$ $a_0 = 10,10 \text{ \AA}$, по Силлену [2]; $10,25 \text{ \AA}$, по Шумбу и Ритнеру [3]; $Z = 12$ [2] или 13 [4].

Структура не выяснена, предположительно атомы V находятся в четверной координации [2, 4].

Пентагон-тритетраэдр. кл. $T - 23 (4L_3 3L_2)$. Природные кристаллы, пригодные для исследований, не встречены, искусственные получены в виде тетраэдров [5].

Физ. [1]. Мягко. Вычисл. уд. в. 9,01 (при $a_0 = 10,10 \text{ \AA}$, $Z = 12$). Цв. темно-оливковый до травяно-зеленого, серовато-зеленый, зеленый, также желтовато-зеленый и желтый. Черта зеленоватая. Бл. восковой до матового. Прозрачен в тонких осколках.

Микр. [1]. П. микр. в прох. св. золотисто-желтый до желтого и буроватого. Изотропен. $n > 2,42$.

Хим. Формула окончательно не установлена, по-видимому, V_2O_3 с примесью Si, Al или Fe [2, 4]. Силлен и Ауривилиус допускают возможность их вхождения в решетку с образованием соединения с формулой $\text{Me}_2\text{V}_2\text{O}_{40}$. Хим. анализы природного минерала отсутствуют, спектральный анализ обнаруживает примеси Si, Al, Cu, Fe, Ca.

Диагн. исп. Те же, что и для бисмита.

Нахожд. Весьма редок. Встречен в зоне окисления месторождения Дуранго (Мексика) [1]; тесно ассоциируется с бисмутитом.

Искусств. Получается при охлаждении расплавленной V_2O_3 лишь в присутствии небольшой примеси Al_2O_3 , Fe_2O_3 или SiO_2 [2—5].

Отлич. По внешнему виду напоминает бисмутит, в отличие от которого не вскипает от HNO_3 . От бисмита отличается по порошкограмме.

Межплоскостные расстояния силленита из Дуранго [1]

Cu-излучение, Ni-фильтр

hkl^*	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
211	1	4,195	441	1	1,766	—	5	1,198
—	1	3,744	530	9	1,743	830 ; 661	5	1,182
220	2	3,600	531	4	1,695	832 ; 654	2	1,152

<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>
310	10	3,216	610	6	1,651	911; 753	2	1,123
311	1	3,035	620?	4	1,618	910?	2	1,111
222	7	2,939	621	1	1,574	842	2	1,098
321	8	2,730	533	1	1,536	922; 850; 843;		
400	1	2,544	630; 542	6	1,499	762	3	1,072
411	2	2,410	—	1	1,471	852?	1	1,051
420	2	2,274	700; 632	2	1,440	844	5	1,028
421?	3	2,171	711; 551	1	1,413	933; 771; 755	1	1,016
332	1	2,140	720; 641	2	1,384	10.0.0; 860	1	1,008
—	1	2,099	—	1	1,360	10.1.1; 772	1	0,998
422	1	2,077	650; 649	2	1,293	10.2.0; 862	1	0,988
500	2	2,022	—	1	1,269	950; 943	1	0,980
510	3	1,997	810; 740;	1	1,253	10.2.2; 666	2	0,969
333	2	1,928	652			944; 870	1	0,954
520	2	1,859	820; 644	5	1,216			

* Индексировано в ИГЕМ.

Л и т е р а т у р а

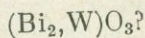
1. Frondel C. Am. Min., 1943, 28, No 9—10, 525.
2. Sillén L. G. Ark. kemi, min., geol., 1938, 12 A, H. 5, No 18, 1.
3. Schumb W. C., Rittner E. S. J. Am. Chem. Soc., 1943, 65, No 9, 1055.
4. Aurivillius B., Sillén L. G. Nature, 1945, 155, 305.
5. Muir M. M., Hutchinson A. J. Chem. Soc. London, 1889, 55, 143.

Водный окисел висмута — hydrated bismuth oxide [1] (висмутгидроксид — wismuthhydroxid) наблюдался как продукт изменения бисмита из Колави (Боливия) в виде кремово-белых и желтоватых землистых корочек. Содержание H_2O равно 9,2%. Слабые диффузные линии порошкограммы не отвечали данным ни для модификаций Bi_2O_3 , ни для единственно известного водного синтетического оксида висмута — $Bi_2O_3 \cdot 3H_2O$ (Frondel C. Am. Min., 1943, 28, No 9—10, 526).

Ванадиевая охра — vanadic ochre (ванадин — vanadine, Vanadinocker) — упоминается без описания в ряде работ как вторичный минерал. Состав не изучен, природа и достоверность минерала не ясны.

СТРУКТУРА [НЕ ВЫЯСНЕНА]

Русселлит Russellite



Назван по имени английского минералога А. Русселла (Хей, Бэнистер) [1].

||Характ. выдел. Тонкозернистые плотные массы, скрытокристаллические агрегаты.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. D_{2d}^{12} — $I\bar{4}2d$ или D_{4h}^{19} — $I4_1/amd$ [1]. $a_0 = 5,43$; $c_0 = 11,32$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 2,085$; $Z = 4$ (на синтетических продуктах) [1]; $a_0 = 5,42$; $c_0 = 11,3$ у русселлита из Касл-эн-Динас (по ASTM).

Кристаллы не известны.

Физ. Тв. 3—3½. Хрупок. Уд. в. русселлита из Корнуэлла 7,33—7,37 [1], из Казахстана 6,8—7,5 [2], из Забайкалья 7,03 [3]. Цв. бледно-желтый, зеленовато-желтый, светло-желтовато-серый. Почти непрозрачен [3].

Микр. Одноосный (+). n около 2,2 у минерала из Корнуэлла [1], около 2,37 у забайкальского [3].

Хим. Состав и формула требуют уточнения. W, по-видимому, изоморфно замещается Mo [2]; отношения Bi : W и Bi : (W + Mo) варьируют.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
CuO	—	—	Не обн.	0,25	—	0,75	1,11	1,88	—
MgO	—	—	»	0,29	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—
CaO	—	—	»	6,41	2,02	4,47	4,12	3,68	—
PbO	—	—	Сл.	Не обн.	0,44	Сл.	3,62	1,17	—
Al ₂ O ₃	—	—	Не обн.	2,50	0,65	0,64	0,47	0,67	—
Fe ₂ O ₃	Сл.	Не опр.	0,65	0,86	0,40	0,14	0,10	0,12	—
As ₂ O ₃	0,26	0,29	—	—	—	—	—	—	—
Sb ₂ O ₃	—	—	Не обн.	—	—	0,04	—	Не обн.	—
Bi ₂ O ₃	68,26	62,3	73,63	64,00	65,90	77,68	63,13	75,66	66,8
MoO ₃	—	—	4,73	0,28	5,90	3,15	10,56	3,70	—
WO ₃	25,50	32,1	18,68	14,20	18,24	6,58	12,47	7,72	24,2
CO ₂	—	—	Не обн.	3,79	2,63	2,99	0,44	3,18	—
SO ₃	—	—	»	—	—	Не обн.	0,08	0,21	—
H ₂ O ⁺	—	—	1,39	2,31	1,77	1,49	1,36	0,56	—
H ₂ O ⁻	—	—	Не обн.	3,38	0,71	Не обн.	0,62	0,63	—
Cl	—	—	0,59	0,25	0,45	0,18	2,00	0,79	—
F	—	—	Не обн.	3,30	Не обн.	2,35	Не обн.	—	—
П. п.	4,86	Не опр.	—	—	—	—	—	—	—
Н. о.	1,60	1,6	0,59	0,20	0,85	0,59	0,43	0,37	3,2
Сумма	100,48	96,29	100,26	102,02	99,96	101,05	100,51	100,34	(94,2)
—O=(Cl,F) ₂	—	—	0,13	1,44	0,10	1,04	0,45	0,18	—
	—	—	100,13	100,58	99,86	100,01	100,06	100,16	—
Уд. в.	7,35 ± 0,02	0,02	6,5—6,7	(5,43)?	7,54	6,81	6,9	7,04	—
Bi:W	2,7:1	1:1	4:1	4,5:1	3,5:1	8:1	5:1	9,5:1	2,7:1
Bi:(W+Mo)	—	—	3:1	4,3:1	2,5:1	4,7:1	2:1	5,5:1	—

1 и 2 — Касл-эн-Динас, анал. Хей [1]; 3 — 8 — Центр. Казахстан, анал. Сендерова [2] (тесная ассоциация русселлита с другими вторичными минералами не позволила выделить заведомо чистый материал); 3 — Байназар, зеленовато-желтый; 4 — Байназар, ярко-желтый; 5 — Зап. Караоба, желтый; 6 — Караоба, ярко-зеленый; 7 — Караоба, зеленовато-желтый; 8 — Караоба, желтовато-зеленый; 9 — Спокойное, Вост. Забайкалье [3].

Диагн. исп. В HCl и HNO₃ растворяется на холоду. NaOH и KOH на минерал не действуют [3].

Повед. при нагр. Данные по термическому анализу требуют уточнения на чисто отобранном материале. На кривой нагревания русселлита из Караобы наблюдались слабо выраженные эндотермические прогибы при 500, 710, 730 и 750° [4]; кривая нагревания забайкальского русселлита характеризуется двумя экзотермическими эффектами — около 310 и 630° и слабым эндотермическим эффектом при 990°; при высоких температурах образуется ярко-оранжевый стекловатый сплав [3].

Нахожд. Очень редкий минерал зоны окисления — продукт изменения самородного висмута и висмутита. Впервые наблюдался с вольфрамитом, висмутином, самородным висмутом, топазом, турмалином, касситеритом, литиевой слюдой и лимонитом, иногда с включениями золота, в зоне окисления рудника Касл-эн-Динас около Сент-Колумб-Мэйджор в Корнуэлле (Англия) [1].

Обнаружен [2] в зоне окисления нескольких месторождений Центральной части КазССР (Караоба [4], Байназар, Западная Караоба) в вольфрамито-кварцевых жилах в виде псевдоморфоз по первичным минералам висмута, главным образом по висмутину; образует тонкие смеси с бисмутитом, бисмоклитом, кальцитом, флюоритом, хризоколлой и другими минералами, частью, возможно, с кёхлинитом. Установлен также

в виде псевдоморфоз по висмутину в пустотах среди кварца с топазом и вольфрамитом в вольфрамовом месторождении Спокойное в Вост. Забайкалье [3].

Искусств. При сплавлении вольфрамата висмута в присутствии избытка NaCl при $700\text{--}800^\circ$ Замбонини [5] получил соединение $\text{V}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{WO}_3$, кристаллизующееся в тетрагональной сингонии; Силлену и Лундбергу, изучавшим расплавы в системе $\text{V}_2\text{O}_3 - \text{WO}_3$, не удалось синтезировать соединения, аналогичные природным русселлитам [6].

Межплоскостные расстояния русселлита из Касл-эн-Динас, по Михееву
Си-излучение, Al-фильтр

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (кХ)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
112; 103	100	3,08	311	100	1,64	420	70	1,214
200; 113	70	2,68	313	50	1,564	304	70	1,109
?	20	2,11	400	20	1,354	512	70	1,044
220	90	1,91	332	70	1,250			

Л и т е р а т у р а

1. Ней М. Н., Bannister F. A. Min. Mag., 1938, 25, No 161, 41.
2. Чухров Ф. В., Сендерова В. М., Ермилова Л. П. Сб. «Кора ветривания», вып. 3, 5. Изд-во АН СССР, 1960.
3. Храмченко С. И. Зап. Вост.-Сиб. отд. Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 3, 142.
4. Ермилова Л. П. Минералы молибдено-вольфрамового месторождения Караоба в Центр. Казахстане. Изд-во «Наука», 1964, 129.
5. Zambonini F. Gazz. chim. ital., 1920, 50, 129.
6. Sillén L. G., Lundborg K. Ark. kemi, min., geol., 1944, 17 A, N. 5, No 21, 1.

ОКИСЛЫ ТИПА AO_2 , A_2O_5 , A_3O_8 , AO_3

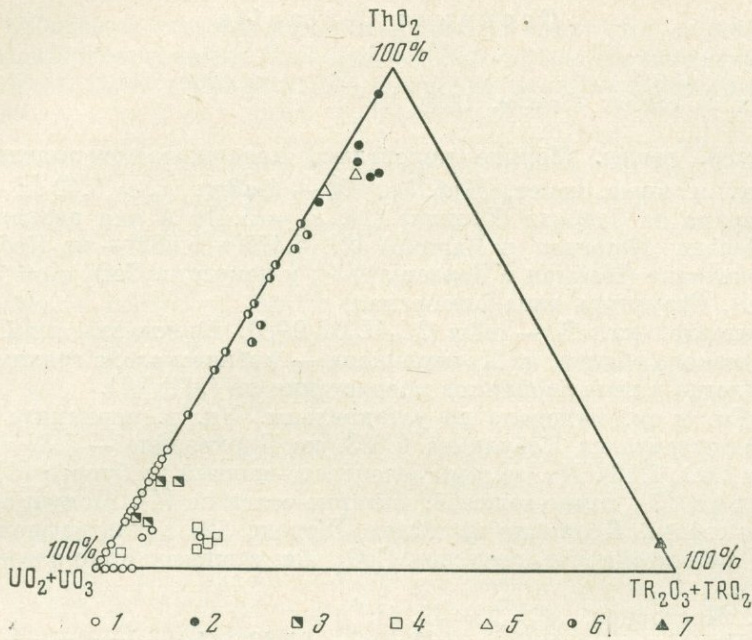
СТРУКТУРА ТИПА ФЛЮРИТА И СХОДНЫЕ С НЕЙ СТРУКТУРЫ

ГРУППА ТОРИАНИТА

		Сингония	a_0	Уд. в.
Церианит	CeO_2	Куб.	5,42—5,48	—
Торианит	ThO_2	Куб.	5,56—5,60	9,1—9,5
[Уранинит]	UO_2	Куб.	5,42—5,48	7,5—10,6

Природные ураниниты и ториианиты почти никогда не отвечают теоретическим формулам UO_2 и ThO_2 (см. ниже).

Для искусственных окислов [1, 2] и для минералов [3, 4] установлен совершенный изоморфизм UO_2 и ThO_2 ; показана также возможность изоморфизма между ThO_2 и CeO_2 , UO_2 и CeO_2 , UO_2 и PbO_2 [5, 6, 7], CeO_2 и La_2O_3 [8]. В ряду $\text{UO}_2 - \text{ThO}_2$ (уранинит — ториианит) известны минералы промежуточного состава — ураноториианиты, в ряду $\text{ThO}_2 - \text{CeO}_2$ — крайние члены: ториианит и церианит. В состав минералов группы ториианита иногда входит Zr, изоморфно замещающий Th [9]. В уранинитах и ториианитах присутствуют U^{6+} , Pb, Ca и другие компоненты, а также H_2O и ряд газов. Соотношение UO_2 , UO_3 , ThO_2 , TR_2O_3 и TR_2O_3 в природных минералах изображено на фиг. 44.



Фиг. 44. Соотношение ThO_2 , $\text{UO}_2 + \text{UO}_3$ и $\text{TR}_2\text{O}_3 + \text{TR}\text{O}_2$ в природных окислах урана и тория, вес. %

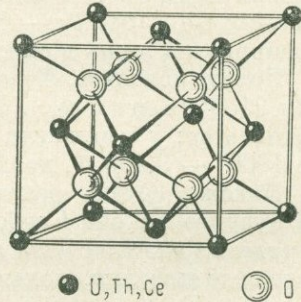
1 — уранинит; 2 — торанит; 3 — брёггерит; 4 — клеветит;
5 — алданит; 6 — ураноторанит; 7 — церанит (по Тишкину)

UO_2 , ThO_2 и CeO_2 имеют структуру типа флюорита (фиг. 45). Структура природных уранинитов, в которых часть U^{4+} замещена на U^{6+} и содержится избыток O, несколько отличается от структуры CaF_2 и занимает промежуточное положение между структурами CaF_2 и CO_2 (Макаров и др.) [10].

Величина элементарной ячейки непрерывно уменьшается от ThO_2 к UO_2 [1, 2, 3, 10, 11].

Л и т е р а т у р а

1. Slowinski S., Elliott N. Acta cryst., 1952, 5, 768.
2. Trzebiatowski N., Salwood P. J. Am. Chem. Soc., 1950, 72, No 10, 4504.
3. Robinson S., Sabina A. Am. Min., 1955, 40, No 7—8, 624.
4. Макаров Е. С., Липова И. М. Геохимия, 1962, № 7, 583.
5. Graham A. Am. Min., 1955, 40, No 7—8, 560.
6. Magnéli A., Kihlberg L. Acta chem. scand., 1951, 5, 578.
7. Rüdorff W., Valet G. Zs. Naturforsch., 1952, 7 b., 57.
8. Zintl E., Croatto U. Zs. anorg., allgem. Chem., 1939, 242, H. 1, 79.
9. Ruff O., Ebert F., Woitinek H. Zs. anorg. Chem., 1929, 180, 252.
10. Макаров Е. С., Липова И. М., Долманова И. Ф., Меликьян А. А. Геохимия, 1960, № 3, 193.
11. Montgomery A. Am. Min., 1957, 42, No 11—12, 804.



Фиг. 45. Структура минералов группы торанита

Церианит Cerianite



Назван по составу (Грэхэм, 1955) [1].

Характер. выдел. Мелкие кристаллы, порошковатые выделения.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^5 - Fm\bar{3}m$; $a_0 = 5,42 \text{ \AA}$; $Z = 4$, для минерала из Садбери (Грэхэм) [1], $a_0 = 5,411 \text{ \AA}$ для церианита из Минас-Жераис (Фрондел и Марвин) [2], 5,470 и 5,482 — из Кобуланда и из Биркеланда (Нойман и Бергстёл) [3]; у искусств. CeO_2 $a_0 = 5,411 \text{ \AA}$ (по ASTM). Структура типа флюорита.

Гексоктаэдр. кл. $O_h - m\bar{3}m (3L_44L_36L_29PC)$. Кристаллы из Садбери октаэдрического облика, из Ходжаачкана — кубического, с гранями (100) и (111), иногда в виде двойников прорастания по (111) [4].

Физ. Сп. и тв. минерала не установлены. Уд. в. церианита с примесью флюоцерита из Кобуланда 6,033, из Биркеланда — 5,89 [4] (вычисл. для CeO_2 7,18). Цв. темный зеленовато-желтый до бурого [1], красновато-бурый [3], темно-зеленый, янтарно-зеленый [4]. Полупрозрачен.

Радиоактивен. Церианит из Минас-Жераис [2] в ультрафиолетовых лучах не люминесцирует, искусств. CeO_2 обнаруживает ярко-розовое свечение [2].

Микр. Изотропен. $n > 2,0$ [2, 5].

Хим. Теор. состав: $\text{CeO}_2 - 100$ (Ce — 81,47). Содержит примесь других редких земель и тория. Установлена непрерывная смесимость CeO_2 с ThO_2 и UO_2 и частичная с Y_2O_3 , In_2O_3 и ZrO_2 [6], полная смесимость CeO_2 с La_2O_3 [7]. CeO_2 может также содержать в твердом растворе Ce^{3+} [8].

Состав церианита из Садбери [1], по данным полуколичественного спектрального анализа (в %): $\text{Y}_2\text{O}_3 - 1,2 \pm 0,2$; $\text{La}_2\text{O}_3 - 1,5 \pm 0,2$; $\text{Yb}_2\text{O}_3 - 1,1 \pm 0,1$; $\text{ZrO}_2 - 0,6 \pm 0,05$; $\text{CeO}_2 - 80 \pm 20$; $\text{ThO}_2 - 5,1 \pm 0,5$; $\text{Nb}_2\text{O}_5 - 1,8 \pm 0,2$; $\text{Ta}_2\text{O}_5 - 0,6 \pm 0,05$; U_3O_8 — не опр.; F — не обн. Состав TR в мадагаскарском церианите (в % к общей их сумме): La — 6; Ce — 94; Pr — 0,9; Nd — 2,1 [9, 4]. Церианит из Норвегии анализировался лишь в смеси с флюоцеритом [3].

Повед. при нагр. Т-ра плавления $\text{CeO}_2 > 2600^\circ$, частично разлагается при 2500° (Берч и др.). В результате нагревания решетка минерала увеличивается: у церианита из Кобуланда ($a_0 = 5,470 \text{ \AA}$) после нагревания до $1000^\circ - 5,480 \text{ \AA}$, до $1275^\circ - 5,495 \text{ \AA}$ [3].

Нахожд. Очень редок. Наблюдался впервые в нескольких штуфах из рудного района Садбери (Канада) в составе измененной карбонатной породы из экзоконтакта нефелинового сиенита; штуфы, кроме церианита, содержат нефелин, полевые шпаты, карбонаты, апатит [1]. В СССР установлен в Туркестанском хр. как редкий акцессорный минерал нефелиновых сиенитов Ходжаачкана (КиргССР) [4]. Как вторичный минерал, образовавшийся, вероятно, за счет бастнезита или ортита, наблюдался в составе глинистых образований на плато Пасус-ди-Калдас в Минас-Жераис (Бразилия), где дайки магнетита секут измененный фонолит и нефелиновый сиенит [2]. Церианит, вторичный по бастнезиту, установлен в музейном образце из пегматитов Мадагаскара [4, 9]. В виде псевдоморфоз по монациту в тесной ассоциации с флюоцеритом, а также с бастнезитом обнаружен в штуфах из клеветандитовых участков пегматитовых жил Кобуланд и Биркеланд в Южн. Норвегии [3].

Искусств. CeO_2 получается в виде порошка при прокаливании на воздухе солей Се; в виде кристаллов — сплавлением CeO_2 с бурой, хлористым натрием, кислым серноокислым калием.

Отл. От внешне сходных минералов группы пирохлора отличим лишь на основе рентгенограммы. Параметр ячейки церианита несколько меньше, чем у сходного торианита; оба минерала надежно различимы лишь химически.

Межплоскостные расстояния искусственной CeO_2^*

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>
111	100	3,124	331	15	1,241	531	13	0,9146
200	29	2,706	420	6	1,210	600	7	0,9018
220	51	1,913	422	12	1,1044	620	7	0,8556
311	44	1,632	511	9	1,0412	533	6	0,8251
222	5	1,562	440	5	0,9565	622	5	0,8158
400	5	1,353						

* ASTM, 4—0593

ЛИТЕРАТУРА

- Graham A. R. Am. Min., 1955, 40, No 7—8, 560.
- Frondel C., Marvin U. B. Am. Min., 1959, 44, No 7—8, 882.
- Neumann H., Bergstøl S. Norsk geol. tidsskr., 1963, 43, H. 2, 247.
- Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963, 46.
- Frondel C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, No 1064, 53.
- Duwez P., Odell F. J. Am. Ceram. Soc., 1950, 33, No 9, 274; Rüdorff W., Valet G. Zs. Naturforsch., 1952, 7 b, 57; Padurov N. N., Schusterius C. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1953, 30, H. 11, 251.
- Zintl E., Croatto U. Zs. anorg., allgem. Chem., 1939, 242, H. 1, 79.
- Bruno M. Ricerca scientifica, Roma, 1950, 20, 645 (по Фронделу); Courtel R., Loriers J. C. R., Paris, 1950, 230, No 8, 735.
- Семенов Е. И., Баринский Р. Л. Геохимия, 1958, № 4, 314.

Торианит Thorianite

 ThO_2

Назван по составу (Данстен, 1904) [1]. Впервые описан Кумересуэми (Соомагашаму) в 1904 г. под названием «уранинит».

Огава среди японских торианитов по цвету и соотношению тория к урану различал α -, β - и γ -торианит [2].

Разнов. Ураноторианит.

Характ. выдел. Мелкие кубические кристаллы.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^5 - Fm\bar{3}m$ [3]; у искусств. ThO_2 $a_0 = 5,5952 \text{ \AA}$ (Фрондел) [4]; у природного с Цейлона $a_0 = 5,56 - 5,58 \text{ \AA}$ [3, 5, 6], у мадагаскарского — 5,60 [6]. $Z = 4$. В искусств. соединениях значение a_0 закономерно уменьшается в соответствии с возрастанием содержания U^{4+} , замещающего Th [7]. В минерале в результате наличия изоморфных примесей и частичного перехода U^{4+} в U^{6+} эта зависимость a_0 от состава более сложная [6, 8].

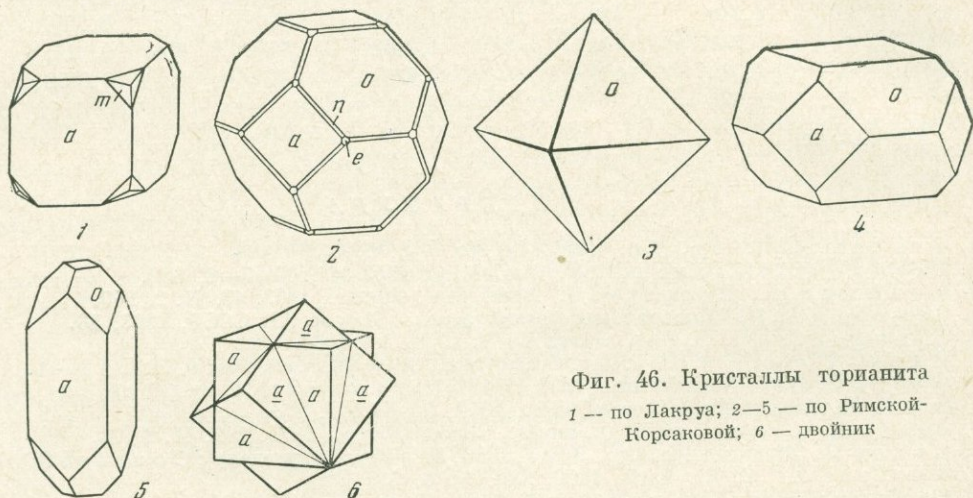
Частично является метамиктным.

Изоструктурен с уранинитом и церианитом. Структура типа флюорита. Координационные числа атомов: Th — 8; O — 4.

Гексоктаэдр. кл. $O_h - m\bar{3}m (3L_4 4L_3 6L_2 9PC)$. Формы: обычно a (100), реже o (111), у кристаллов из Бетрока (Мадагаскар) [9] кроме того m (311), на кристаллах из карбонатитов также e (210) и n (211) (по Римской-Корсаковой), у синтетических — d (110). Кристаллы кубического, реже октаэдрического облика, иногда псевдотетрагонального развития (фиг. 4б). Нередки двойники прорастания по (111) (фиг. 4б, 6). Величина кристаллов до 3 см.

Физ. Сп. по (100) несовершенная. Изл. неровный до полураковистого. Хрупок. Тв. $6\frac{1}{2}$ — $7\frac{1}{2}$. Уд. в. у природных кристаллов от 9,1 до 9,5 в зависимости от состава (вычисл. 10,0 при $a_0 = 5,5952$). Цв. черный, темно-серый, при выветривании становится буровато-черным и желтовато-бурый (твердость и уд. в. при этом понижаются). Черта почти черная или серая до зеленовато-серой. Бл. алмазовидный, полуметаллический, иногда смоляной, у измененного — матовый до жирного. Просвечивает лишь в очень тонких осколках красновато-бурый цветом.

Сильно радиоактивен. Не люминесцирует.



Фиг. 46. Кристаллы ториянита
1 — по Лакруа; 2—5 — по Римской-Корсаковой; 6 — двойник

Микр. В шл. в прох. св. темно-коричневатый, красновато-бурый, зеленоватый, почти не прозрачен. Изотропен. n около 2,20 (на кристаллах с Цейлона, Ларсен и Берман).

В полир. шл. в отраж. св. сходен с уранинитом. Отраж. спос. 13,5 (возрастает с увеличением содержания урана). Изотропен. Внутренние рефлексы буро-красные. Нередко зональный (Рамдор).

Хим. Теор. состав: ThO_2 — 100 (Th — 87,88). Природные минералы содержат переменное количество ThO_2 ; торий в значительном количестве изоморфно замещается ураном (ураноторианиты) (см. разнов.); часто обнаруживаются PbO (до 12% в «алданите», см. разнов.) и редкие земли (до 8%, преобладают элементы цериевой группы). Свинец ториянитов является смесью уранового и ториевого свинца, содержание которых зависит от количества U и Th в минерале и от его возраста. Обычно присутствует гелий.

В торияните из Японии установлен скандий — до 0,46% Sc_2O_3 [2].

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
M_2O	—	0,02	—	—	—	—	—	—	—
CaO	—	0,08	—	0,91	—	—	—	—	—
CuO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
PbO	1,80	0,26	2,40	2,54	—	3,14	11,09	11,20	12,73
Al_2O_3	—	0,34	—	—	—	—	—	—	—
Fe_2O_3	0,29	0,14	—	0,87	3,1	—	—	—	—
Y_2O_3	—	0,27	0,42	—	—	0,51	0,21	3,70	0,31
$(\text{Ce})_2\text{O}_3$	—	1,57*	—	1,47	6,3	—	—	—	—

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	—	0,44	—	—	0,8	—	—	0,24	—
TiO ₂	—	0,03	—	—	—	—	—	—	—
ZrO ₂	—	0,70	—	—	—	—	—	—	—
ThO ₂	93,02	92,44	89,91	78,98	74,2	70,54	70,58	69,30	70,07
UO ₂	4,73	—	—	—	14,1	—	—	14,90	—
UO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—
U ₃ O ₈	—	3,46	6,86	13,40	—	25,67	18,03	—	16,84
H ₂ O	—	0,06	—	1,28	—	—	—	—	—
П. п.	—	0,04	—	—	—	—	—	—	—
Н. о.	—	—	—	0,47	—	—	—	—	—

Сумма	99,84	99,89**	99,59	99,92	98,5	99,86	99,91	99,34	99,95
Уд. в.	9,33	—	9,09	—	—	9,50	9,10	—	8,80
a ₀	—	—	5,60	—	—	5,58	5,58	—	5,58

* В том числе 1,05 Ce₂O₃ и 0,52 La₂O₃.

** Включая 0,03 Nb₂O₅ и 0,01 Ta₂O₅.

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
MgO	—	—	—	0,06	—	—	—	—	—
CaO	—	0,17	—	0,66	—	0,19	—	—	—
CuO	—	0,01	—	—	0,03	—	—	—	—
PbO	1,56	2,87	12,50	—	3,76	2,56	—	11,54	3,34
Al ₂ O ₃	—	0,26	—	—	0,04	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	3,48	—	3,94	0,79	1,31	0,90	—	—
Sc ₂ O ₃	—	—	—	—	0,11	—	—	—	—
Y ₂ O ₃	—	0,03	—	—	—	—	—	—	—
(Ce) ₂ O ₃	0,53	0,29	0,70	0,63	0,91	0,85	—	3,82	0,34
SiO ₂	—	0,25	0,50	0,50	0,18	—	1,55	—	—
TiO ₂	—	1,30	—	0,05	—	—	—	—	—
ZrO ₂	—	0,92	—	—	0,09	—	—	—	—
ThO ₂	69,30	65,37	64,30	62,77	59,48	58,84	58,80	51,80	35,97
UO ₂	—	—	20,40	—	—	—	37,93	—	—
UO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—
U ₃ O ₈	27,88	23,47	—	29,30	33,24	32,74	—	25,70	59,82
H ₂ O	—	0,61	—	0,10	—	1,26	—	—	—
П. п.	—	—	—	0,70	0,70	0,45	—	—	—
Н. о.	—	0,15	—	—	—	—	—	—	—

Сумма	99,27	99,70*	98,40	98,71	99,33	98,20	99,18	(92,86)	99,47
Уд. в.	9,00	9,5	—	—	9,229	—	—	9,1	8,80
a ₀	5,57	—	—	—	—	—	—	—	5,51

* Включая 0,01 Rb; 0,23 Ne; 0,28 CO₂.

1 — 5 — ториианиты: 1 — Ветрока (Мадагаскар), анал. Пизани [9]; 2 — из карбонатитов Сибири, анал. Кухарчик [10]; 3 — Мадагаскар [6]; 4 — Балаангода (Цейлон), анал. Дюнон [11]; 5 — Сибирь, анал. Белоусов [12]; 6 — 18 — ураноториианиты: 6 — Цейлон [6]; 7 — 9 — «алданит»: 7 и 8 — по Макарову и Липовой [6]; 9 — по Весналову [13]; 10 — Сибирь, по Макарову и Липовой [6]; 11 — Цейлон [14]; 12 — «алданит» [13]; 13 — Средняя Азия, анал. Казакова [15]; 14 — Япония [2]; 15 — Галле (Цейлон), анал. Дюнон [11]; 16 — СССР, анал. Пенсионерова [16]; 17 — Вост. Трансвааль, анал. Стрелов [17]; 18 — Сибирь [6]

Состав редких земель в ториианите из россыпи Цейлона, по Семенову и Баринскому [18] (в % к общей их сумме): La — 10; Ce — 41; Pr — 9; Nd — 25; Sm — 6,3; Eu — 0,3; Gd — 3,1; Tb — 0,5; Dy — 1,9; Ho — 0,5; Er — 0,8; Tu — 0,2; Yb — 1,1; Lu — 0,2; в мадагаскарском, по Туранской [6]: La — 9,6; Ce — 55,3; Pr — 6,5; Nd — 24,0; Sm — 4,6.

Диагн. исп. В HCl нерастворим, растворяется в H_2SO_4 и HNO_3 с выделением гелия. При нагревании также выделяется гелий.

П. п. тр. не плавится, но растрескивается и при высокой температуре раскаляется добела. Сильно действует на фотоленку.

Повед. при нагр. До 1000° структура ThO_2 не изменяется [4]; в результате нагревания решетка уменьшается [8]: у цейлонского церианита с $a_0 = 5,575 \text{ \AA}$ после тридцатиминутного прокаливания при 800° значение a_0 уменьшилось до $5,556 \text{ \AA}$ [19]. Т-ра плав. ThO_2 — 3050° (Берч и др.). Коэф. линейного расширения ThO_2 $6,00 \cdot 10^{-6}$ при $298,16^\circ \text{ K}$, коэф. объемного расширения $18,1 \cdot 10^{-6}$ [20]. Молярная теплоемкость $20,38 \text{ кал/град}\cdot\text{моль}$ (Кэй и Лэби).

Нахожд. Встречается главным образом в россыпях совместно с цирконом, ильменитом, торитом и другими минералами. В СССР наблюдался в Сибири в шлихах [12, 13]. Установлен в составе черного песка в Британской Колумбии [21] и др. Коренные находения обычно связывают с пегматитами (Цейлон, Индия и другие страны), в которых торинанит ассоциируется с цирконом, монацитом и бериллом.

Акцессорный торинанит наблюдался в составе аплитов и аплит-пегматитов Омчикандинского и Такалканского массивов на Северо-Востоке СССР [22]. Отмечен также в гранитах Коннектикута (США) [23], в сиенитах Кызыл-Омпульского и Сандыкского массивов (КиргССР), где также является акцессорным минералом и сопровождается цирконом, сфеном и апатитом [15].

Встречен в карбонатитах Африки в ассоциации с кальцитом, доломитом, магнетитом, апатитом, шпинелью, хондродитом, флогопитом, бадделейтом и др. [17, 24, 25, 26] (Трансвааль в Южно-Африканской Республике; Мальгашская республика и др.). С диопсидом и флогопитом ассоциируется в крупнозернистом известняке в Понтиаке (Квебек, Канада) [27]. Также обнаружен в Японии, США и в других странах.

Изм. При выветривании UO_2 переходит в UO_3 , происходит гидратация торинанита, образуются различные гипергенные минералы урана. Торинаниты, содержащие мало U, более устойчивы при гипергенезе.

Искусств. Получен в виде октаэдрических кристаллов и агрегатов из раствора ThO_2 в расплаве буры, путем нагревания гидрата ThO_2 , прокаливанием солей тория в присутствии летучей кислоты и другими способами. Теплота образования — 292 ккал/моль (Кэй и Лэби).

Практ. знач. Не имеет, так как обычно не дает значительных скоплений.

Отл. Характерны сильная радиоактивность, черный цвет и частое наличие буроватых ореолов в окружающих минералах. От уранинита отличается меньшей растворимостью в кислотах, от церианита — высоким содержанием Th и U. Несколько напоминает бегафит, торит и темный циркон; может быть также принят за бадделейт и темные разновидности рутила (отличие — по особенностям состава, по порошкограммам).

Разнов. У р а н о т о р и а н и т — uranothorianite — торинанит с отношением UO_2 к ThO_2 около единицы. По составу связан переходами с богатым ураном торинанитом и с богатым торием уранинитом.

Назван по составу (Уэлс, Фейрчайлд, Рос, 1933) [28]. Ураноторинанитом с высоким содержанием свинца является и алданит — aldanite (Беспалов, 1941 [13]; Макаров и Липова [6]).

Немагнитен, не притягивается электромагнитом. Анализы 17 и 18.

Встречен в серпентинитах и метаморфизованных известняках на контакте с пегматитами близ Истона в шт. Пенсильвания (США) в ассоциации с серпентином, цирконом, иногда со скаполитом, молибденитом [28].

В виде кубических кристалликов наблюдался в карбонатитах Лулкоп в комплексе Палабора в Южно-Африканской республике, где сопровождается апатитом, магнетитом, бадделейтом, хондродитом и др. [17]; содержит мельчайшие рассеянные включения галенита, предположительно образовавшегося за счет радиогенного свинца [29]. В СССР встречен на Малом Хингане [6]; «алданит» обнаружен в шлихах по р. Алдан в виде кристаллов ($a_0 = 5,551-5,589 \text{ \AA}$); кроме главных форм a (100) и o (111), установлены d (110), e (210), n (211), m (311), w (511), p (221), q (331), v (531). Дв. по (111) часты. Магнитность слабая. При изменении становится зеленовато-черным. В отраж. св. в полир. пл. светло-серый, с иммерсией — темно-серый. Отраж. спос. в среднем около 13%. Внутренние рефлексы в воздухе и иммерсии не обнаружены. Остальные свойства аналогичны свойствам торианита.

Межплоскостные расстояния торианитов [6]

CuK α -излучение

<i>hkl</i>	Торианит		Ураноторианит		<i>hkl</i>	Торианит		Ураноторианит	
	<i>I</i>	<i>d</i> (\AA)	<i>I</i>	<i>d</i> (\AA)		<i>I</i>	<i>d</i> (\AA)	<i>I</i>	<i>d</i> (\AA)
111	9	3,25	8	3,20	440	6	0,993	3	0,989
200	7	2,79	5	2,79	315	10	0,948	10	0,942
220	10	1,99	9	1,97	600,442	8	0,934	7	0,928
113	10	1,70	9	1,68	602	9	0,886	8	0,882
222	7	1,62	5	1,61	533	8	0,856	6	0,851
400	6	1,406	3	1,387	622	8	0,844	6	0,841
331	8	1,291	7	1,279	444	7	0,810	7	0,804
204	8	1,256	6	1,247	711	7	0,783	7	0,782
422	9	1,115	8	1,137	a_0		5,60		5,58
333,511	9	1,081	8	1,073	Оригиналы		№ 3]		№ 8
					хим. анализов				

ЛИТЕРАТУРА

- Dunstan W. R. Nature, 1904, 69, 510; Dunstan W. R., Blake G. S. Proc. Roy. Soc., London, 1905, 76, 253.
- Matsusuke Kobayashi. Sci. Rep. Tohoku Univ., Sendai, 1912, 1, No 3, 201.
- Goldschmidt V., Thomassen L. Norske Vidensk. Selsk. Acad. Oslo, Skrift., I Mat.—nat. Kl., 1923, No 2, 1.
- Frondel C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, No 1064, 47.
- Arnott R. J. Am. Min., 1950, 35, No 5—6, 386.
- Макаров Е. С., Липова И. М. Геохимия, 1962, № 7, 583.
- Trzebialowski N., Selwood P. J. Am. Chem. Soc., 1950, 72, No 10, 4504; Slowinski S., Elliott N. Acta Cryst., 1952, 5, 768.
- Robinson S. C., Sabina A. P. Am. Min., 1955, 40, No 7—8, 624; Montgomery A. Am. Min., 1957, 42, No 11—12, 804.
- Lacroix A. Minéralogie de Madagascar, 1922, 1, 245.
- Салтыкова В. С. Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1959, вып. 2, 190.
- Dunstan W. R., Jones B. M. Proc. Roy. Soc., London, 1906, 77, 385.
- Кузнецов С. Д. Изв. АН СПб, 1912, сер. 6, № 4, 361.
- Беспалов М. М. Сов. геол., 1941, № 6, 105.
- Jacob W., Tollczko S. Bull. Acad. sci. Cracovie, 1911, N 8 A, 558.
- Туровский С. Д. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 3, 369.
- Соболева М. В., Пудовкина И. Л. Минералы урана. Госгеолтехиздат, 1957, 81.
- Russell H. D., Hiemstra S. A., Groeneveld D. Trans., Proc. Geol. Soc. S. Africa, 1954, 57, 197.
- Семенов Е. И., Баринский Р. Л. Геохимия, 1958, № 4, 314.
- Mukherjee B. Nature, 1960, 186, No 4723, 464.
- Skinner B. J. Am. Min., 1957, 42, No 1—2, 39.

21. Thompson R. M. Am. Min., 1954, 39, No 5—6, 525.
22. Некрасов И. Я. Тр. Якутск. фил. АН СССР, сер. геол., 1962, сб. 12, 3.
23. Rogers A. F. Am. Min., 1947, 32, No 1—2, 83.
24. Гинзбург А. И., Нечаева Е. А., Лавреничев Ю. Б., Пожарицкая Л. К. Сб. «Геология месторождений редких элементов», вып. 1. Госгеолтехиздат, 1958, 75.
25. Lacroix A. Bull. Soc. fr. min., 1925, 48, 236.
26. Brenon P. Bull. Soc. géol. France, 1958, 8, No 5, 511.
27. Stevenson J. S., Stevenson L. S. Trans. Roy. Soc. Canada, 1955, 49, ser. 3, 105.
28. Wells R. C., Fairchild J. G., Ross C. S. Am. J. Sci., 1933, 26, 47.
29. Forster I. F. Trans., proc. Geol. Soc. S. Africa, 1958, 61, 359.

Уранинит Uraninite



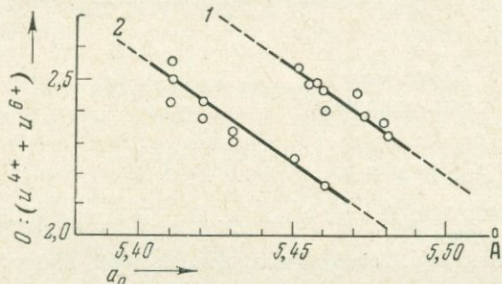
Назван по составу (Дана, 1868).

Синон. Уранин — Uranin (Хайдингер, 1845), уранописсит — uranopissite (Глокер, 1847), уранатемнит — uranatemnite (Чеммен, 1853), уранониобит — uranoniobite (Герман, 1859), ульрихит — ulrichite (Кирш, 1925), киршит — kirshite (по Шубниковой, 1937).

Разнов. Кристаллические — брёггерит, клевет; плотные скрытокристаллические — настуран; рыхлые скрытокристаллические и аморфные — урановые черни.

Характ. выдел. Кристаллы, зернистые, нередко патечные и землистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O_h^5 - Fm\bar{3}m$; a_0 искусств. UO_2 5,468—5,470 [1], a_0 природных кристаллов варьирует в пределах 5,42—5,48 Å



Фиг. 47. Зависимость размера элементарной ячейки уранинитов (1) и настуранов (2) от соотношения UO_2 и UO_3 (по Сидоренко)

(см. сводку данных до 1957 г. у Фрондела [1], дополнительные данные в статьях Сидоренко [2], Бермана [3], Леоновой [4, 5], Макарова и др. [6]) и уменьшается с возрастанием степени окисления урана (фиг. 47), а также при увеличении содержания редких земель и кальция; по мере возрастания содержания Pb и Th a_0 увеличивается (фиг. 48) [1, 4, 7, 8, 9]. По Леоновой [4, 5], возрастание отношения $(U^{6+}) : (U^{4+} + U^{6+})$ на 0,01% вызывает в среднем уменьшение параметра ячейки

на 0,0003 Å. $Z = 4$. В природных уранинитах, в зависимости от степени окисления урана, значение Z варьирует от 3,8 до 2,6 [6].

У искусств. UO_2 структура типа флюорита (фиг. 45, стр. 111). В связи с частичным окислением U^{4+} структура природных уранинитов отличается от структуры CaF_2 ; так, по Макарову и др. [6], структура уранинита состава $UO_{2,33} = U_{0,67}^{4+} U_{0,33}^{6+} O_{2,33}$ занимает промежуточное положение между структурой типа флюорита ($O_h^5 - Fm\bar{3}m$) и структурой типа пирита ($T_h^6 - Pa\bar{3}$). Она включает в себя участки структуры типа флюорита, где атомы U^{4+} находятся в несколько нарушенной и неполной восьмерной координации по отношению к атомам O, при расстоянии $U^{4+} - O$ равном 2,34 Å.

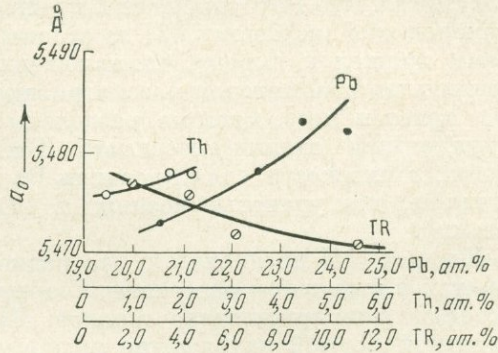
Это нарушение обусловлено смещением части атомов O от центров октантов по тройным осям в направлении атомов U^{6+} с образованием линейных уранильных групп UO_2^{2+} , располагающихся своими длинными

осями статистически по четырем непересекающимся друг с другом тройным осям куба (подобно тому, как располагаются молекулы CO_2 в твердой углекислоте).

Расстояние $\text{U} - \text{O}$ в группе уранила — UO_2^{2+} близко к 1,90 Å. Для компенсации зарядов уранильных групп избыточные атомы O в количестве, равном числу атомов U^{6+} , частью внедряются в октаэдрические пустоты плотнейшей упаковки атомов U , частью замещают вакантные узлы урановой части решетки.

Гексоктаэдр. кл. $O_h - m\bar{3}m$ ($3L_44L_36L_29PC$). Главные формы: a (100), o (111), d (110); более редкие: e (210), k (520), f (310), σ (533), μ (411), (439) [10, 11]. Кристаллы кубического облика (фиг. 49). Редко двойники прорастания по (111).

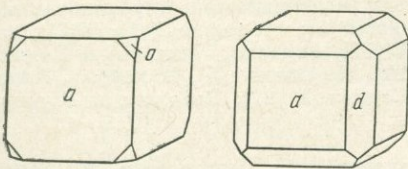
Физ. Сп. макроскопически не наблюдается, но в полир. шл. отмечена спайность по (111) (Рамдор). Изл. неровный до раковистого. Хрупок. Тв. 5—6, у измененных уранинитов понижается до 3,0. Уд. в. колеблется от 7,5 до 10,63 (вычисл. 10,9 для UO_2 с $a_0 = 5,468 \text{ \AA}$); с увеличением содержания U^{6+}



Фиг. 48. Зависимость размера элементарной ячейки уранинита от содержания Pb , Th и TR (по Леоновой)

и Th уд. в. понижается. Цв. черный, стально-серый, буровато-черный. Черта черная, буровато-черная, слегка блестящая. Бл. сильный смоляной, полуметаллический, у измененных уранинитов — матовый. Непрозрачен, только иногда в тонких сколах просвечивает густым зеленовато-серым, темно-бурым или желтоватым цветом. Прозрачность увеличивается с увеличением степени окисления урана.

Притягивается сильным электромагнитом. Не люминесцирует. Сильно радиоактивен (степень радиоактивности зависит от соотношения содержания U , Th и других радиоактивных элементов).



Фиг. 49. Кристаллы уранинита из пегматитовых жил (по Лабунцову)

Флотируется различными реагентами [11a].

Микр. В шл. в прох. св. уранинит малопрозрачен (также см. разновидности). Изотропен; нередко аномально анизотропен [12]. Показатель преломления очень высокий.

В полир. шл. в отраж. св. серый, со слегка коричневатым оттенком. Отраж. спос. колеблется от 14 до 19% и понижается с повышением содержания U^{6+} . Изотропен.

Очень редко в порошке видны густые красноватобурые внутренние рефлексии. Иногда заметны двойники, часто — зональное строение.

Хим. Теор. состав: $\text{UO}_2 - 100$ ($\text{U} - 86,86$). В основном состоит из UO_2 и UO_3 , содержит переменные количества ThO_2 , TR_2O_3 (см. разновидности), также CaO и радиогенные продукты (Pb , Ra , Ac , Po).

По Макарову и др. [6], состав уранинитов можно выразить общей формулой; $(\text{U}_{x_1}^{4+}\text{U}_{x_2}^{6+}\text{Th}_{x_3}\text{TR}_{x_4}\text{Pb}_{x_5}\text{Ca}_{x_6})_{0,1,90-2,50}$, где $x_1 + x_2 + x_3 + x_4 + x_5 + x_6 = 1$.

В некоторых кристаллах обнаружен Zr. Установлены также газы: гелий, азот, аргон и углекислота.

Атомы U^{6+} в большем или меньшем количестве замещают атомы U^{4+} (см. выше), соответственно меняется атомное отношение O к ($\text{U}^{4+} + \text{U}^{6+}$) — кислородный коэффициент, который достигает в урановых чернях 2,90. В кристаллических разностях TR и Th изоморфно замещают U^{4+} . Положение свинца в составе уранинитов трактуется по-разному. Васерштейн [13] считал, что Pb^{4+} замещает U^{4+} , способствуя, как и U^{6+} , сокращению размеров ячейки. Берман [3] на основании детального анализа рентгенограмм пришел к выводу, что положение радиогенного Pb более сложно. Ураниниты этим автором рассматриваются как состоящие из параллельных кристаллитов, которые разделены вдоль плоскостей куба мономолекулярными слоями массивота (PbO), с осью b его элементарной ячейки в плоскости слоя (позиции Pb в ромбическом PbO связаны почти также, как урановые позиции в UO_2 , но расстояния по оси b у PbO меньше).

Хлопин [14] предполагал, что радиогенный свинец находится в уранинитах в атомарном рассеянии; Старик и др. [15] допускают атомарное рассеяние или присутствие окислов. Леонова [4] считает Pb^{2+} наиболее вероятной формой нахождения радиогенного свинца в уранинитах, что подтверждается изоструктурностью UO_2 и PbUO_4 (замещение 2U^{4+} на $\text{Pb}^{2+} + \text{U}^{6+}$) [16].

Элбермен, Блекей и Эндерсон, изучавшие систему $\text{UO}_2 - \text{CaO}$, доказали, что Ca входит в решетку уранинита [9]. Допускается [1], что часть H_2O , устанавливаемой анализами, входит в минерал в виде (ОН), компенсируя валентности при замене U^{4+} на U^{6+} .

Анализы: см. на стр. 121 и 122.

Сводка достоверных анализов уранинита и его разновидностей, опубликованных до 1956 г., дана Фронделом [1], дополнена Берманом [3]; см. также Дана (1944); новые анализы — в работах Гецевой и Савельевой [17], Гордило, Линареса и Поляка [18], Соболевой и Пудовкиной [19], Комлева [20], Леоновой [5], Макарова, Липовой, Долмановой и Маликьян [6], Мелкова и Сергеевой [21], Бьёрлике и Бургера [22] и др.

В уранинитах, как и в других урансодержащих минералах, по отношению к U^{238} содержится около 0,7% изотопа U^{235} . Вследствие радиоактивного распада урана и тория происходит накопление конечных продуктов распада — разных изотопов свинца: Pb^{206} от U^{238} , Pb^{207} от U^{235} и Pb^{208} от Th^{232} . Присутствует также нерадиогенный Pb^{204} . Остальные промежуточные продукты радиоактивного распада U и Th существуют недолго, за исключением io (период полураспада 80 тыс. лет) и Ra (период полураспада 1622 года). Содержание Ra в радиоактивном равновесии с 1 г U^{238} составляет $3,42 \cdot 10^{-7}$ г. В урановых смолках с Большого Медвежьего озера установлен Cl^{36} , образующийся при спонтанном распаде Cl^{38} [30].

При радиоактивном распаде урана накапливаются Pb и He. В хорошо сохранившихся минералах весь образовавшийся Pb остается на месте. Гелий легко улетучивается даже при незначительных изменениях минерала в результате термического воздействия на него. При значительной концентрации He его частичная потеря вызывается высоким парциальным давлением. Поэтому определение возраста уранинитов по соотношению радиогенного Pb и U считается более надежным и точным, чем по соотношению He к U.

Диагн. исп. Растворим в HNO_3 , H_2SO_4 , слабее в HCl ; разности, богатые TR, растворяются лучше. По данным Рожковой и Серебряковой

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
MgO	—	—	—	0,03	0,16	—	0,19	—	—
CaO	0,30	0,09	0,41	2,69	0,72	0,20	0,71	—	0,72
MnO	—	—	0,01	0,02	—	0,12	—	—	—
PbO	0,40	7,07	11,67	8,66	20,45	5,12	19,57	22,08	19,50
Al ₂ O ₃	0,25	—	—	0,17	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,10	0,49	0,17	0,88	—	0,70	—	—	—
(Y) ₂ O ₃	3,41	0,55	2,19	1,48	3,28	—	—	—	—
(La) ₂ O ₃	1,02	—	—	1,47	—	0,21	3,42	(?)	5,60
(Ce) ₂ O ₃	0,71*	3,29	0,98	—	сл.	—	—	—	—
SiO ₂	—	—	0,29	1,36	0,16	2,69	0,60	—	0,53
ZrO ₂	—	—	—	—	—	0,60	—	—	—
ThO ₂	0,20	0,16	3,22	1,78	0,12	0,51	1,15	3,00	0,15
UO ₂	70,09	59,86	53,63	49,35	45,42	51,80	37,86	35,16	34,49
UO ₃	22,69	28,26	26,32	29,76	27,71	35,87	35,03	36,59	36,94
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,14	—	—	—
Cl ₂	—	—	—	—	0,36	—	0,20	—	0,23
S	—	—	—	—	0,06	—	0,15	—	—
H ₂ O	0,41	—	0,72	1,44	1,15	1,61	1,63	—	1,40
H. о.	—	0,16	0,13	—	—	—	—	—	—

Сумма	99,70**	99,93	99,74	99,12***	99,59	99,57	100,51	96,83	99,56
Уд. в.	10,63	8,8	9,12	8,17	8,71	—	8,55	8,0	8,10
(Th, U) O ₂ : UO ₃	3,10	2,12	2,15	1,71	1,74	1,53	1,11	1,04	0,99
O : (U ⁴⁺ + U ⁶⁺)	2,20	2,28	2,31	2,34	2,36	2,39	2,45	2,46	2,50

* CeO₂. ** В том числе As₂O₂—0,06; TiO₂—0,06 *** В том числе CuO—0,03

	10	11	12	13	14	15	16
MgO	0,18	0,16	0,25	—	сл.	сл.	0,07
CaO	0,74	0,71	1,39	0,18	0,77	0,37	0,27
MnO	—	—	—	0,10	0,06	—	0,03
PbO	19,23	19,23	19,08	4,35	10,06	9,04	11,05
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0,11
Fe ₂ O ₃	сл.	сл.	сл.	0,11	0,21	0,25	0,47
(Y) ₂ O ₃	—	—	—	—	—	1,11	1,87
(La) ₂ O ₃	2,52	0,53	2,40	—	1,57	0,27	—
Ce ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,18	1,26
SiO ₂	не обн.	не обн.	—	—	0,38	0,22	0,58
ZrO ₂	—	—	—	—	0,08	0,06	—
ThO ₂	2,20	1,95	2,05	7,20	8,48	6,00	13,56
UO ₂	30,18	16,05	22,65	72,25	50,74	46,13	13,55
UO ₃	41,82	57,82	50,35	13,27	25,30	30,63	52,04
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,04	0,02	0,04
CO ₂	—	—	—	—	—	—	0,67
SO ₃	—	—	—	—	—	—	0,58
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	0,11
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,68	0,73	0,74	1,43
П. п.	1,77	1,94	не обн.	—	—	—	—
H. о.	не обн.	не обн.	0,60	0,07	0,45	4,42	0,67
N ₂	—	—	—	—	1,28	1,17	—

Сумма	98,64	98,39	98,77	98,21	100,15	100,61	98,36
Уд. в.	8,95	8,91	8,57	9,733	9,145	8,893	7,178
(Th, U) O ₂ : UO ₃	0,92	0,33	0,52	5,98	2,34	1,70	0,52
O : (U ⁴⁺ + U ⁶⁺)	2,00	2,77	2,57	2,12	2,27	2,34	2,64

	17	18	19	20	21	22	23
MgO	—	0,57	—	—	0,70	1,62	—
CaO	—	1,32	—	—	6,60	4,84	4,74
BaO	—	—	—	—	—	сл.	—
CuO	—	—	—	—	0,08	—	сл.
MnO	—	—	—	—	1,36	—	—
PbO	1,01	6,23	11,31	10,16	4,25	3,40	4,02
Al ₂ O ₃	0,44	1,23	5,80	—	0,52	3,44	сл.
Fe ₂ O ₃	0,17	—	1,05	0,58	0,96	1,40	0,07
(Y) ₂ O ₃	14,60	5,22	6,87	—	—	—	—
(La) ₂ O ₃	—	—	—	11,22	—	—	—
Ce ₂ O ₃	0,41	—	—	—	—	—	—
SiO ₂	0,11	0,09	—	—	—	3,89	0,51
ThO ₂	3,86	5,36	4,76	7,57	—	—	—
UO ₂	55,40	51,45	23,89	19,89	42,30	33,46	30,20
UO ₃	22,23	27,00	42,04	46,75	33,19	44,17	54,82
As ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,10	—
Bi ₂ O ₃	—	—	—	—	1,50	0,45	сл.
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,50	—
CO ₂	0,28	—	—	—	0,3	—	4,42
S	—	0,48	—	—	0,31	0,15	0,59
H ₂ O ⁺	0,50	0,74	—	2,54	2,01	1,26	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	0,70	1,00	—
H. o.	—	—	4,28	1,22	5,16	—	—
Сумма	99,75*	99,69	100,00	99,93	99,94	99,68	99,37
Уд. в.	—	—	7,49	8,01	—	—	—
(U, Th)O ₂ : UO ₃	2,66	2,10	0,68	0,58	1,27	0,75	0,55
O : (U ⁴⁺ + U ⁶⁺)	2,20	2,30	2,60	2,64	2,42	2,55	2,63

* В том числе 0,74 (Nb, Ta)₂O₅.

1 — 12 — ураниниты: 1 — Чиуауа (Мексика) [23]; 2 — Морогоро (Вост. Африка) [24]; 3 и 4 — Хенвей Тауншип (Онтарио, Канада) [25]; 5 — СССР, анал. Владимирова [20]; 6 — Церро-Бланко (Аргентина) [18]; 7 — 12 — СССР: 7 и 8 — анал. Кузнецова [19]; 9 — анал. Ненадвич [11]; 10 — центральная часть кристалла, анал. Власова [5]; 11 — периферическая зона кристалла, анал. Власова [5]; 12 — сплошное выделение, анал. Власова [5]; 13 — 16 — бреггериты: 13 — Коннектикут (США) [26]; 14 — Эльвестад около Мосса (Норвегия), анал. Хилебранд [26]; 15 — Оннерод (Норвегия), анал. Хилебранд [27]; 16 — Кардиф Тауншип (Онтарио, Канада), анал. Элсуорт [25]; 17 — 20 — клевет: 17 — Иисака (Япония) [28]; 18 и 19 — СССР, анал. Кузнецова [18, 19]; 20 — «нивинит», Барингер Хилл (шт. Техас, США) [29]; 21 — 23 — настураны, СССР: 21 и 23 — анал. Покровская [19]; 22 — по Рецовой и Савельевой [17].

[31], имеется прямая зависимость растворимости настурана от отношения в нем UO_3/UO_2 (фиг. 50). При сплавлении с карбонатами щелочей выделяются газы: гелий, азот и др.

Из стандартных реактивов травится HNO_3 (1 : 1) и HCl .

П.ф.п. тр. лишь слегка оплавляется в краях тонких осколков. С бурой и фосфорной солью дает в окислительном пламени желтоватое, в восстановительном — зеленое стекло. Перл буры отчетливо люминесцирует в ультрафиолетовом свете желтовато-зеленым цветом. Сильно действует на фотопленку.

Повед. при нагр. Нагревание на воздухе приводит к переходу UO_2 в U_3O_8 ; нагревание в кислороде сильно ускоряет этот переход; водородом уран не восстанавливается даже при больших температурах и давлениях. При красном калении реагирует с Cl и Br , а при 1600° — с C (образуется карбид урана) [1].

Уже при 85° уранинит начинает терять воду, что отмечается небольшим эндотермическим эффектом; потеря воды происходит в два этапа и заканчивается при 340° . При 740° фиксируется значительный экзотермический эффект, по-видимому, соответствующий образованию U_3O_8 .

Выше 1000° минерал спекается (эндотермический эффект при $1070-1080^{\circ}$). Т-ра плавления UO_2 2176° (Кэй и Лэби).

Наход. Уранинит и его разновидности — наиболее распространенные минералы урана. В небольшом количестве уранинит наблюдается в некоторых гранитных и сиенитовых пегматитах, сопровождается эвксенитом, фергусонитом, самарскитом, бетафитом, торитом, приоритом, гадолинитом, монацитом, циртолитом, ортитом, бериллом, турмалином, гранатом, сподуменом, апатитом и другими минералами. В отдельных пегматитах вместе с уранинитом обнаружен тухолит. Ураносодержащие пегматиты известны во многих странах мира, но небольшое промышленное значение по урану имеют только пегматиты Канады, Мальгашской республики и Аляски (США).

В месторождениях скарнового типа уранинит, наряду с урансодержащим ортитом, образует мелкую вкрапленность; ассоциируется с редкоземельными минералами, небольшим количеством пирита, пирротина, халькопирита. Промышленное урановое месторождение этого типа — Мэри Кетлин в Австралии. В СССР известны отдельные месторождения, в которых настуран вместе с флюоритом образует прожилки среди кварцево-мусковитовых и кварцево-топазовых грейзенов, содержащих вкрапленность пирита, сфалерита, галенита, халькопирита, вольфрамит, молибденит и других минералов [32].

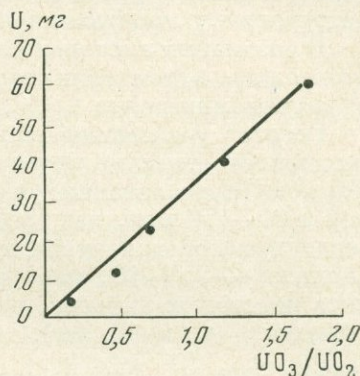
Известны скопления уранинита (преимущественно настурана) среди оловянно-вольфрамовых месторождений Корнуэлла (Англия), где урановые минералы в ассоциации со смальтином, никелином, халькопиритом, арсенопиритом, галенитом и другими минералами слагают жилы, секущие более ранние оловянно-вольфрамовые рудные тела [33].

Крупное промышленное значение имеют среднетемпературные месторождения уранинита (настурана), в которых представлены жилы различного состава. Среди них выделяются многостадийные с наложенной урановой минерализацией и (наиболее важные) одностадийные, или собственно урановые месторождения [34].

В многостадийных месторождениях настурансодержащие жилы и прожилки обычно пересекают жилы разного состава, имеющие нередко самостоятельное промышленное значение; таковы ураново-мышьяково-свинцово-цинковые, ураново-медные, ураново-медно-висмутовые, ураново-свинцово-цинковые, ураново-никелево-кобальтовые, «пятиэлементные» (U, Co, Ni, Bi, Ag) и ураново-железорудные месторождения.

В собственно урановых месторождениях из рудных минералов развиты молибденит, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит. Нерудные минералы представлены кварцем, альбитом, кальцитом, анкеритом, доломитом, серицитом, флюоритом, количество которых сильно варьирует в разных месторождениях. Остальные минералы имеют подчиненное значение. Настуран иногда представлен несколькими генерациями [35].

Минералы, характерные для собственно урановых месторождений, встречаются также в месторождениях с наложенной урановой минерализацией. В некоторых из них, кроме того, установлены в заметных количествах гематит, магнетит, висмутин, диарсениды железа, кобальта, никеля,



Фиг. 50. Зависимость растворимости настурана от соотношения UO_3 и UO_2

(по Рожковой и Серебряковой)

самородные мышьяк, медь, серебро, висмут, золото; из нерудных минералов наблюдаются: ортоклаз, пироксен, амфиболы, хлорит, цеолиты и др.

Крупные гидротермальные собственно урановые месторождения и месторождения с наложенной урановой минерализацией известны во многих странах. Особенно большие запасы бедных урановых руд содержатся в осадочных месторождениях, а также в ураноносных конгломератах, генезис которых не совсем выяснен; известны в различных странах. В этих месторождениях урановые минералы представлены урановыми чернями, настураном и продуктами их изменения.

В различных месторождениях разновидности уранинита частично образовались путем замещения кальцита, мусковита, пирита, коффинита и других минералов.

Возраст уранинитов весьма различен. В некоторых рудных районах установлено наличие уранинитов разного возраста; так в рудных жилах Яхимова (Чехословакия) уранинит (настуран) имеет возраст 220—260 млн. лет и 60—150 млн. лет [36]. Разновозрастный настуран установлен и в осадочных породах урановых месторождений Голдфилдса в Саскачеване (Канада) — 850—930 млн. лет и 235—350 млн. лет [37]. Возраст уранинита некоторых районов, установленный за последние годы различными методами (в млн. лет):

Рудник Джерман, Сентрал-Сити (шт. Колорадо, США); настуран [38]	59±5
Рудник Ричардс, Джилшин (шт. Колорадо, США); настуран [38]	60±3
Иисака (Япония); клевет [28]	103
Уид-Майн, Сентрал-Сити (шт. Колорадо, США); настуран [39] . .	111
Рудник Тиндрам (Шотландия) [40]	230±8
Шт. Коннектикут, США [13]	250
Хадом Нэк (шт. Коннектикут, США) [41]	280—290
Рудник Дживор (Корнуэлл, Англия) [40]	290±7
Тор около Осло (Норвегия) [42]	310
Мальгашская республика [13]	480±15
Катанга (Конго); настуран [13, 38]	620; 620±20
Сингар (Индия) [43, 44]	735±5
Рудник Николсон (Саскачеван, Канада) [38]	800±50
Контакт-Лейк (Сев.-Зап. территория, Канада); настуран [38] . .	879±30
Ромтелани (Норвегия) [45]	920±20
Бьертнес, около Осло (Норвегия) [22]	950±40
Бихар (Индия); настуран [46]	955±40
Гордония (Южн. Африка) [47]	1025
Уилберфорс (Онтарио, Канада) [13, 45]	1035; 1060±20
Эльдорадо, Большое Медвежье озеро (Канада); настуран [38] . .	1250±30
Витватерсранд (Южн. Африка); концентрат [38]	1320±50
Большое Медвежье озеро (Канада); настуран [13]	1400
Рудник Игл, Атабаска (Канада) [38]	1430±20
Блэк-Хилс (Южн. Дакота) [45]	1620±20
Сев. Карелия [11, 48, 49, 50]	1850; 1900;
	1820±100; 1800
Ба-Кавалли (Берег слоновой кости) [51]	1950±20
Витватерсранд (Южн. Африка) [13, 52]	1850—1950; 2000
Хьюрон-Клейм (Манитоба, Канада) [45]	2600±100

Изм. Различаются три типа изменений уранинита.

1. Самопроизвольный распад U; происходит без выноса вещества; приводит к переходу части U в Pb^{206} и Pb^{207} , окислению UO_2 до UO_3 , накоплению Ra, He.

2. Выветривание; сопровождается привнесом и выносом вещества. Происходит окисление UO_2 до UO_3 [53], гидратация, образование вторичных урановых минералов — урановых черней, водных окислов урана, фосфатов, арсенатов, силикатов, карбонатов и др.

Фэйр и Левина [54] отмечают, что под действием H_2SO_4 происходит избирательное выщелачивание UO_3 по сравнению с UO_2 . По Берману [3], избирательное выщелачивание UO_3 характерно только для сильно окисленных уранинитов, у которых в формуле UO_x коэффициент x более 2,32. На крупных кристаллах уранинита показано, что при выветривании Th выщелачивается легче, а U труднее, чем Pb (по Дана 1944).

3. Менее изучены гипогенные изменения уранинита. Примером может служить его замещение тоухолитом с образованием псевдоморфоз (в пегматитовых жилах), замещение сфалеритом, браннеритом.

Искусств. Уранинит (UO_2) может быть получен разными способами: восстановлением из U_3O_8 , UO_3 и других высших окислов урана нагреванием с углеродом и водородом; прокаливанием оксалата уранила при отсутствии воздуха; сплавлением $Na_2U_2O_7$ с NaCl и углеродом; нагреванием уранил-хлорида в присутствии влаги или нагреванием уранил-хлорида с восстановителями (водород, магний, алюминий); прокаливанием уранил-сульфата в токе водорода; плавлением осадка, полученного выпариванием раствора UO_2Cl_2 с NaCl и NH_4Cl досуха [1]; восстановлением уранил-сульфата минералами осадителями (пиритом, галенитом, сидеритом и др.) в слабо кислой среде ($pH < 3,5$) при нагревании до 300° (при pH от 4—5 до 7,2 образуются только коллоидные агрегаты — настуран) [55]; восстановлением $UO_3 \cdot nH_2O$ сидеритом, магнетитом, гуминовой кислотой, пирротинном в присутствии воды в запаянной ампуле при $140-150^\circ$ [56].

В системе U — O допускается существование до двадцати двух различных фаз, из которых, по мнению Бермана, по крайней мере тринадцать действительно существуют и некоторые встречаются в природных условиях [3].

а) $UO_{1,75} - UO_2$. Существование этой фазы отмечается рядом исследователей [57]. Большинство из них считает, что соединения этого состава имеют кубическую решетку с $a_0 = 5,488 \text{ \AA}$. Васерштейн [13] допускает даже кристаллизацию природного уранилита в виде $UO_{1,75}$ с последующим его самоокислением. Берман подчеркивает малую вероятность существования этой фазы.

б) $UO_{2,0} - UO_{2,30}$. По одним данным, это монофаза кубической сингонии, по другим, в этой области имеются две твердые фазы кубической сингонии с близкими константами решеток, образующие непрерывный ряд твердых растворов [57].

в) $UO_{2,30} - UO_{2,67}$. В этой области допускается существование наряду с кубической фазой состава $UO_2 - UO_{2,34}$ двух ромбических фаз. Одна из них — $UO_{2,50}$ — по константам решетки несколько отличается от соединения U_3O_8 , также относящегося к ромбической сингонии. Экспериментально получены игольчатые кристаллы состава U_2O_5 , отвечающие одной из ромбических фаз. U_2O_5 переходит в U_3O_8 при насыщении кислородом. Гренволд и Харалдсен [58] отмечают также твердую фазу $UO_{2,41}$ тетрагональной сингонии, полученную ими при окислении UO_2 в интервале температур $200-250^\circ$. Берман [3] подчеркивает, что наличие Th и TR задерживает образование тетрагональной фазы и удлиняет устойчивость кубической. Коллет (по Берману [3]) получил кубическую фазу, предположительно имеющую состав U_3O_8 , при 700° и давлении 4000 атм .

г) $UO_{2,67} - UO_{3,0}$. Это главная область существования соединения U_3O_8 ромбической сингонии [59]. При увеличении количества кислорода U_3O_8 постепенно переходит в UO_3 , имеющую гексагональную решетку. Отмечается также существование аморфной фазы состава UO_3 .

Свободная энергия образования UO_2 (—) 257 ккал/моль ; теплота образования (—) 270 ккал/моль ; энтропия $18,6 \text{ кал/град}\cdot\text{моль}$ (Кэй и Лэби)-

Практ. знач. Уранинит (настуран и урановые черни) из гидротермальных и осадочных месторождений имеет важнейшее промышленное значение для получения урана. В небольших количествах уранинит добывается из пегматитов. Клевеит и брёггерит имеют только минералогический интерес. Окислы урана вначале использовались для получения зеленых и желтых урановых красок и отчасти для получения ферроурана в черной металлургии. Позднее они добывались в основном для получения радия. В настоящее время урановые руды используются преимущественно для получения атомной энергии.

Отл. Характерны: очень высокий уд. в., изометрическая форма кристаллов и их черный до черно-стально-серого цвет, в свежем виде — полуметаллический блеск, сильная радиоактивность, частое наличие бурых ореолов в окружающих породах. Настуран от коффинита надежно отличим лишь по порошкограмме [21].

Разнов. Брёггерит — bröggerite — уранинит, богатый ThO_2

Название дано по имени норвежского минералога В. Брёггера (Бломстранд, 1884).

Синон. Торуранин — Thoruranin (Бломстранд, 1884), торуранинит — thoruraninite (Честер, 1896).

Кристаллы с формами a (100) и o (111). Содержит ThO_2 от 6 до 15% и TR_2O_3 1—6% — главным образом иттриевой группы.

Анализы 13—16 на стр. 121 (см. также относительно новые анализы брёггерита из других месторождений Норвегии [26, 27, 60] и из Кардиф Тауншип в Онтарио, Канада [61, 62]).

Встречается в пегматитах, также в пневматолитовых жилах, генетически связанных с гранитами. Ассоциируется с собственно уранинитом, ураноторитом, реже с фергусонитом, молибденитом, циртолитом, флюоритом и карбонатом. В некоторых пегматитах встречен совместно с самарскитом и монацитом.

К л е в е и т — cleveite — уранинит с повышенным содержанием редких земель.

Назван по имени шведского химика П. Клеве (Норденшельд, 1878).

Синон. Нивенит — nivenite — по имени американского минералога В. Нивена (Хиден и Макинтош, 1889) [29].

Черные кристаллы. Формы: a (100), d (110), o (111). Содержит ThO_2 3—8% и TR_2O_3 до 15% — преимущественно иттриевой группы. Анализы: 17—20 на стр. 122.

В клевете из Норвегии в 1895 г. впервые Рамзаем и Клеве были открыты аргон и гелий. В виде сплошных образований клевеит (нивенит) наблюдался в пегматите Барингер Хилл (шт. Техас, США) [29]. Обнаружен также в скарнированных известняках в ассоциации с кальцитом, оливином, молибденитом и галенитом, а также с магнетитом, халькопиритом, пиритом и пирротинном [19].

Н а с т у р а н — nasturan.

Название от греч. $\nu\alpha\sigma\tau\acute{o}\varsigma$ (настос) — плотный и по содержанию урана (Кобель, 1853).

Синон. Урановая смолка, урановая смоляная руда — Uranpfecherz (Кронстедт, 1758), черная смоляная руда — Schwarzpfecherz (Брюкман, 1727), смоляная обманка — Pechblende — Pitchblende и черная обманка — Schwarzblende (Кронстедт, 1758), смоляная руда — Pfecherz (Карстен, 1800), тяжелая урановая руда — Schweruranerz Брайтхауш, 1847), черная урановая руда — Schwarzuranerz.

Плотные массы, нередко образующие колломорфные, концентрически-зональные корки; состоят из мельчайших частичек (меньше 10^{-2} , иногда меньше 10^{-6} мм). Частички иногда значительно удлинены в направлении

оси 3-го порядка, а волокна ориентированы перпендикулярно поверхности корок или сферических образований [1].

Выделения настурана всегда разбиты трещинами, идущими в различных направлениях, преимущественно в направлении концентрических зон и радиально. Эти трещины нередко выполнены сульфидами, карбонатами и другими минералами.

Рентгенометрическое изучение показывает, что подавляющее число настуранов — кристаллические образования и имеют решетку, подобную уранинитовой. По мере окисления четкость дифракционных линий уменьшается; настураны, состоящие в основном из UO_3 , часто рентгеноаморфны. После прокаливании четкость линий увеличивается. a_0 настурана несколько меньше, чем a_0 янокристаллического уранинита, и составляет от 5,42 до 5,45 Å.

Уд. в. 6—9,2 (зависит от соотношения UO_2 и UO_3). Цв. смоляно-черный у настуранов, подвергшихся изменению или содержащих механические примеси, до серовато-черного и коричневатого-черного. Черта серовато-коричневая или зеленовато-серая. Непрозрачен и лишь иногда в тонких осколках имеет коричневатый цвет, что особенно характерно для разновидностей с высоким содержанием UO_3 . Изотропен. В полир. пл. серый.

Состоит в основном из UO_2 и UO_3 , соотношение между которыми сильно колеблется. Всегда содержит радиогенный Pb, часто Ca, иногда Zr, Y, Ti и др. Анализы настурана 21—23 (на стр. 122).

Настуран образует крупные месторождения нередко богатых руд. Чаще всего гидротермальное, но встречается также в осадочных месторождениях как продукт эпигенетических процессов.

Иногда развивается по коффиниту [21, 63].

У р а н о в а я ч е р н ь — Uranschwärze — порошковая окись урана.

Термин принадлежит рудокопам Яхимова (Чехословакия), в советскую литературу введен Вернадским в 1927 г. [64]. Возможно, урановой чернью является пара-смоляная обманка — Parapitchblende (Жеффруа и Сарсна, 1954) — продукт изменения настурана в месторождениях департамента Сена и Луара (Франция) [65].

Образует пленки, налеты, прожилки, сажистые скопления.

Подавляющее число изученных образцов урановых черней имеют кристаллическую решетку, подобную уранинитовой. a_0 синтетической урановой черни — 5,44 Å; природных урановых черней 5,39 — 5,411 Å [7,66 и др.].

Цв. серовато-черный, буроватый, пепельно-серый, слабо-зеленоватый.

По составу не отличается от настурана, но часто по сравнению с ним содержит больше UO_3 . Обычны примеси серицита, гидроокислов железа, каолинита, монтмориллонита, сульфидов, карбонатов и др.

Не полируется.

Образуется при осадконакоплении и в связи с гипергенными процессами. Допускается также гидротермальное происхождение урановой черни. Различают остаточные и регенерированные черни [67]. Первые представляют остающиеся на месте продукты неполного разрушения уранинита (настурана). Вторые осаждаются в условиях недостатка кислорода из вод, содержащих в растворе соединения U^{6+} .

Содержание UO_2 и UO_3 в одном и том же образце урановой черни сильно колеблется, что может объясняться как различием в составе исходного материала, так и несовершенством методики определения U^{4+} и U^{6+} в присутствии Fe^{2+} и Fe^{3+} , сульфидной S и других элементов с переменными валентностями. Кислородный коэффициент 2,69—2,90.

В остаточных урановых чернях, находящихся в зоне окисления, радиоактивное равновесие смещено в сторону радия, а отношение $Pb : U$ сдвинуто в сторону свинца. В регенерированных урановых чернях зоны цементации отношения $U : Ra$ и $Pb : U$ обратные. По поведению при нагревании урановые черни близки к ураниниту и настурану. Искусственно урановая чернь получается при повышенной и комнатной температурах восстановлением из растворов, содержащих U^{6+} . При больших увеличениях, которые дает электронный микроскоп, отдельные частицы природных остаточных черней имеют форму обломков, в то время как синтетические и регенерированные черни представлены сферическими образованиями или кубическими кристаллами.

Межплоскостные расстояния уранинита [68]

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
111 β	4	3,505	222	5	1,587	531	7	0,927
111	10	3,163	331 β	3	1,376	600	5	0,913
200	6	2,747	331	8	1,255	β	1	0,891
220 β	4	2,143	420	7	1,224	620	5	0,864
220	10	1,934	422	6	1,117	533	3	0,834
341 β	4	1,832	333,511	6	1,052	622	2	0,825
311	10	1,654	440	2	0,967			

К о р а д и т — coracite (Леконт, 1847) — измененный уранинит из Мамаинса в Онтарио (Канада).

Л и т е р а т у р а

1. Frondel C. U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, No 1064, 18 (всесторонняя сводка, библиография).
2. Сидоренко Г. А. Геохимия, 1958, № 1, 22 (рентгенографические характеристики).
3. Bergman R. M. Am. Min., 1957, 42, No 11—12, 705 (роль Pb и избыточный O; сводка хим. анализов).
4. Леонова В. А. ДАН СССР, 1959, 126, № 6, 1342 (о зависимости параметров ячейки от состава; хим. анализы).
5. Леонова В. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 1, 21 (всестороннее изучение уранинитов Сев. Карелии; хим. анализы).
6. Макаров Е. С., Липова И. М., Долманова И. Ф., Меликьян А. А. Геохимия, 1960, № 3, 193 (структура, оптика, хим. анализы, зависимость a_0 от состава).
7. Brooker E., Nuffield E. Am. Min., 1952, 37, No 5—6, 363.
8. Mukherjee R. Nature, 1960, 186, No 4723, 464.
9. Alberman K. B., Blakey R. C., Anderson J. S. J. Chem. Soc. London, 1951, No 301, 1352 (система $UO_2 - CaO$).
10. Parsons A. L. Univ. Toronto Stud., geol. ser., 1932, No 32, 17; Shaub V. M. Am. Min., 1938, 23, No 5—6, 334; Rogers A. F. Am. Min., 1947, 32, No 1—2, 83 и др.
11. Лабунцов А. Н. Пегматиты Сев. Карелии и их минералы. Изд-во АН СССР, 1939, 163.
- 11a. Light D. и др. Canad. Mining a. metall. Bull., 1962, 55, No 597, 30. перевод см.: Атомная энергия, 1962, 13, вып. 2, 197; Бергер Г. С. Флотуруемость минералов. Госгортехиздат, 1962, 178.
12. Klemm D. D. N. Jb. Min., Abhandl., 1962, 97, H. 3, 344.
13. Wasserstein V. Nature, 1951, 168, No 4270, 380; 1954, 174, No 4439, 1004; 1955, 176, No 4473, 159; 1955, 176, No 4478, 405.
14. Хлопин В. Г., Владимирова М. Е. Изв. АН СССР, сер. хим., 1938, № 2, 489.
15. Старик И. Е., Соботович Э. В., Ловцюс Г. П., Ловцюс А. В., Авдзейко Г. В. Геохимия, 1957, № 7, 584.
16. Frondel C., Wagner I. Acta cryst., 1958, 11, 562.
17. Гецева Р. В., Савельева К. Т. Руководство по определению урановых минералов. Госгеолтехиздат, 1956, 103 и 170.

18. Gordillo C. E., Linages E., Poljak R. J. Publ. Comis. nac. energia atomica. Ser. geol., 1957, 1, 1, 35; Bol. Acad. nac. cienc., 1959, 41, No 1, 66.
19. Соболева М. В., Пудовкина И. А. Минералы урана. Госгеолтехиздат, 1957, 30.
20. Комлев Л. В. Тр. Радиевого ин-та АН СССР, 1957, 5, вып. 2, 230.
21. Мелков В. Г., Сергеева А. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 92, вып. 2, 125.
22. Bjørlykke H., Burger A. J. Norsk geol. tidsskr., 1962, 42, H. 1—2, 187.
23. Wells R. C. Am. Min., 1930, 15, No 10, 470.
24. Hecht F., Körner E. Monatsh. Chem., 1928, 49, T. 1—2, 438.
25. Ellsworth H. A. Am. Min., 1931, 16, No 12, 576.
26. Hillebrand W. E. Am. J. Sci., 1890, 40, 387.
27. Hillebrand W. E. U. S. Geol. Surv. Bull., 1891, No 78, 43.
28. Imori T. Am. J. Sci., 1941, 239, No 11, 819.
29. Hidden W., Mackintosh J. Am. J. Sci., 1889, 38, 474.
30. Kuroda P. K., Edwards R. R., Robinson B. L., Jonte J. H., Goolsby C. Geoch., cosm. acta, 1957, 11, No 3, 194.
31. Рожкова Е. В., Серебрякова М. Б. Руководство по применению электролиза для изучения горных пород, руд и минералов. Госгеолиздат, 1953.
32. Тишкин А. И., Тананаева Г. А., Гладышев Г. Д., Мельников И. В., Поликарпова В. А., Цыбульская М. С. Тр. 2-й Международной конф. по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958. Атомиздат, 1959, 101.
33. Дэвидсон К. Ф. В сб.: «Геология атомных сырьевых материалов». Госгеолтехиздат, 1956, 255.
34. Суражский Д. Я. Атомная энергия, 1956, № 2, 30.
35. Мельников И. В. Геол. рудн. м-ний, 1961, № 3, 28.
36. Leutwein F. Geologie, 1957, 6, H. 8, 797.
37. Robinson S. C. Canada Geol. Surv., Bull., 1955, No 31, 1.
38. Kulp L. J., Broecker W. S., Eckelmann W. R. Nucleonics, 1953, 11, No 8, 19.
39. Muench O. V. Bull. Geol. Soc. Am., 1950, 61, No 2, 129.
40. Darnley A. G., Smith G. H., Chandler T. R. D., Dance D. F., Preece E. R. Min. Mag., 1960, 32, No 251, 654.
41. Ingerson E. Am. Min., 1938, 23, No 4, 269.
42. Rosengvist I. Th. Norsk geol. tidsskr., 1947, 26, 219.
43. Dunn J. A. Mem. Geol. Surv. India, 1942, 78, 1.
44. Holmes A. Geol. Mag., 1949, 86, No 5, 288.
45. Kulp J. L., Eckelmann W. R. Am. Min., 1957, 42, No 3—4, 154.
46. Holmes A., Leland W. T., Nier A. O. Am. Min., 1950, 35, No 1—2, 19.
47. Holmes A., Cahen L. Geochronologie Africaine. Bruxelles, 1956.
48. Зыков С. И., Жиров К. К., Жирова В. В., Иванов И. Б. Тр. 4-й сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Изд-во АН СССР, 1957, 249.
49. Зыков С. И., Ступникова Н. И. Геохимия, 1956, № 8, 35.
50. Миркина С. Л., Искандерова А. Д. Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1962, № 54, 117.
51. Bernazeaud J., Grimbert A., Lazard B., Roth R., Sanselme H. C. R., Paris, 1956, 242, No 23, 2744.
52. Louw J. D., Strelow F. W. E. Trans., proc. Geol. Soc. S. Africa, 1954, 57, 209.
53. Лебедев В. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 6, 667 (о причинах окисления урана в уранинитах).
54. Phair G., Levine H. Econ. Geol., 1953, 48, No 5, 358.
55. Рафальский Р. П., Кудинова К. Ф. Геол. рудн. м-ний, 1962, № 6, 46.
56. Наумов Г. Б. Тр. 6-го совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1962, 88.
57. Кац Д., Рабинович Е. Химия урана. Перевод с англ., кн. I. Изд-во иностр. лит-ры, 1954.
58. Grønvald F., Haraldsen H. Nature, 1948, 162, No 4106, 69.
59. Ходура В., Ландсперский Г., Махачек В., Малы Я. Атомная энергия, 1958, 5, вып. 2, 181.
60. Gleditsch E., Foyn E. C. R., Paris, 1932, 194, No 1, 1571.
61. De Lury J., Ellsworth H. Am. Min., 1931, 16, No 12, 569.

62. Hecht F., Кроура Е., Koss-Rosenquist S. Zs. anal. Chem., 1936, 106, 82; Hecht F., Кроура Е., Koss-Rosenquist S. Mikrochemie, Microchem. acta, 1941, 29, Н. 1—2, 94.
63. Дымков Ю. М., Назаренко Н. Г. Геохимия, 1962, № 4, 304; Дымков Ю. М. В сб.: «Вопросы прикладной радиогеологии». Госатомиздат, 1963, 128.
64. Вернадский В. И. Избр. соч., 1. Очерки геохимии. Изд-во АН СССР, 1954, 248, 260 и 271.
65. Geffroy J., Sarcia J. A. Sciences de la Terre. Nancy, 1954, 2, No 1—2, 1 (о настуранах Франции).
66. Kerr P. F. Science, 1951, 114, No 2952, 91.
67. Мелков В. Г., Пухальский Л. Ч. Поиски месторождений урана. Госгеолтехиздат, 1957, 40.
68. Сидоренко Г. А. Рентгенографический определитель урановых и ураносодержащих минералов. Госгеолтехиздат, 1960, 24.

		Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. в.
Бадделейт	ZrO_2	Монокл.	5,17	5,34	5,34	$99^\circ 15'$	5,6

Бадделейт Baddeleyite



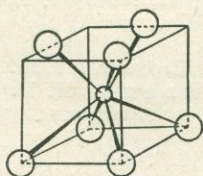
Назван по имени Дж. Бадделея, доставившего первые образцы минерала с Цейлона (Флетчер, 1893) [1].

Синон. Бразилит — brazilite (Хусак, 1892), рейтингерит — reitingerite (Гагарин и Куомо, 1949).

Разнов. Циркон-фавас (фавас).

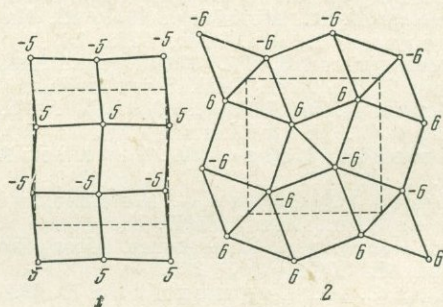
Характ. выдел. Кристаллы, иногда натечные образования, частью радиальноволокнистые.

Структ. и морф. крист. Монокл. с., псевдокубический. $C_{2h}^5 - P2_1/c$; $a_0 = 5,169$; $b_0 = 5,341$; $c_0 = 5,341 \text{ \AA}$; $\beta = 99^\circ 15'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,968 : 1 : 1,000$;



Фиг. 51. Координационный семивершинник из атомов О вокруг Zr в бадделеите

Нижнее основание семивершинника — квадрат, верхнее — треугольник (по Маккалофу и Трюблуду)



Фиг. 52. Расположение атомов О в чередующихся анионных слоях структуры бадделеита

(по Белову).

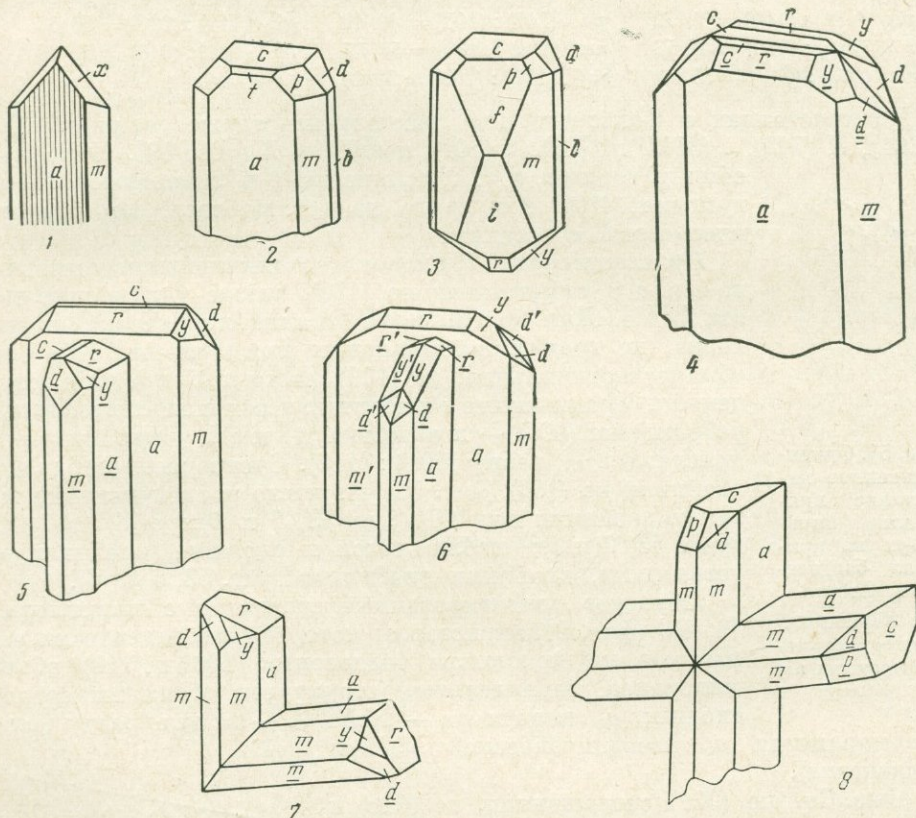
Цифрами отмечены высоты атомов О в сотых долях оси a

1 — псевдоквадратный мотив; 2 — мотив из квадратов и ромбов (двух треугольников)

$Z = 4$ (Маккалоф и Трюблуд для кристаллов с Цейлона и из Бразилии) [2]; $a_0 = 5,143$; $b_0 = 5,204$; $c_0 = 5,311 \text{ \AA}$; $\beta = 99^\circ 15'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,988 : 1 : 1,001$ (для искусств. ZrO_2 , по ASTM).

Структура представляет искаженную структуру CaF_2 . Zr находится по отношению к О в семерной координации (Маккалоф и Трюблуд) [2] при расстояниях Zr — О от 2,04 до 2,26 \AA (фиг. 51). Параллельно (100)

слои из атомов О, расположенных по вершинам слегка искаженного квадратного мотива, чередуются со слоями, в которых атомы О образуют мотив из квадратов и треугольников (фиг. 52); при этом атомы Zr находятся в семивершинниках, образуемых при наложении кислородных слоев обоих типов. Расположение атомов О почти по квадрату в одном из слоев столь мало искажено, что при повороте на 180° взаимное положение их почти аналогично; это объясняет частое двойникование кристаллов бадделейта по (100) [3].



Фиг. 53. Кристаллы бадделейта

1 — Алдан (по Кравченко и Власовой); 2—8 — Ковдор (по Римской-Корсаковой и Динабург); 2—3—монокристаллы; 4—двойник по (100); 5—двойник по (110); 6—двойник по (110) двойников по (100); 7 и 8 — двойники по (101)

Призмат. кл. C_{2h} — $2/m (L_2PC)$; $a : b : c = 0,987 : 1 : 1,019$; $\beta = 99^\circ 08'$ (Дана, 1944).

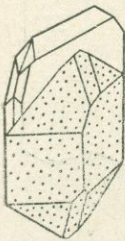
Формы [1,4—9]:

	φ	ρ	φ_2	ρ_2
c 001	90°00'	9°08'	9°08'	90°00'
b 010	0 00	90 00	—	0 00
a 100	90 00	90 00	90 00	90 00
l 120	27 10	90 00	90 00	27 10
q 230	34 23	90 00	90 00	34 23
m 110	45 44	90 00	90 00	45 44
g 210	64 01	90 00	90 00	64 01
d 011	8 57	45 54	9 08	44 49
s 103	90 00	26 59	26 59	90 00

	φ	ρ	φ_2	ρ_2
t 102	90 00	34 21	34 21	90 00
r $\bar{1}02$	-90 00	19 55	19 55	-90 00
α $\bar{1}01$	-90 00	41 31	41 31	-90 00
x 112	53 18	40 27	34 21	67 11
p 111	49 49	57 39	50 20	56 57
y $\bar{1}12$	-35 24	32 01	-19 55	64 24
n $\bar{1}11$	-40 58	53 28	-41 31	52 39

mm (110) : ($\bar{1}10$) = 88°32'	da (011) : (100) = 83°35'	db (011) : (010) = 44°49'
pm (111) : (110) = 32 32	pa (111) : (100) = 49 49	pb (111) : (010) = 56 57
dm (011) : (110) = 54 53	na ($\bar{1}11$) : ($\bar{1}00$) = 58 47	nb ($\bar{1}11$) : (010) = 52 39
rm ($\bar{1}02$) : ($\bar{1}10$) = 75 53	ra ($\bar{1}02$) : ($\bar{1}00$) = 70 05	

На кристаллах с Кольского п-ва наблюдались также грани e (310), f (201), K (702), i ($\bar{3}01$), u ($\bar{7}02$), v ($\bar{4}01$), w ($\bar{9}02$) и X ($\bar{5}01$) [9]. Наиболее обычны грани c , t , r , d , p ; иногда t и s являются габитусными; (101) как грань не наблюдалась, но служит плоскостью срастания.



Фиг. 54. Ориентированное нарастание кристалла пироклора на кристалл бадделеита, Сибирь

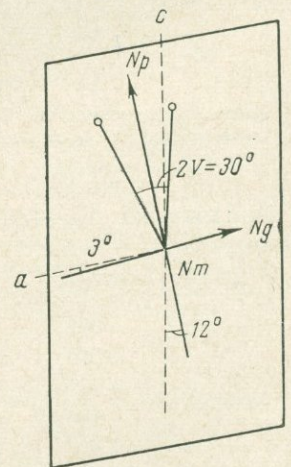
(по Евзиковой). Оттенен искаженный кристалл пироклора

Кристаллы (фиг. 53) коротко- и длиннопризматические по оси c и таблитчатые по (100), также удлиненные по оси b [7]. Для большинства граней характерна штриховка, на гранях вертикальных призм и на (100) она обычно вертикальная; на (100) часто наблюдаются ступеньки, ограниченные горизонтальными и вертикальными ребрами; на (001) — штриховка \parallel оси b , у двойниковых кристаллов \parallel ребру (001) : (110). Очень распространены двойники по (100) (фиг. 53, 4), часто полисинтетические; также двойники по (110) (фиг. 53, 5 и 6), реже по (101) (фиг. 53, 7 и 8); наблюдаются и сложные двойники — четверники, двойники двойников (фиг. 53, 5 и 6).

Образует ориентированные срастания с пироклором [9, 10] (фиг. 54), кристаллы которого эпитактически нарастают на кристаллы бадделеита: (100) и (110) обоих минералов параллельны (структуры обоих минералов сходны; a_0 пироклора — 10,34 Å — в два раза больше параметра a_0 псевдокубической ячейки бадделеита).

Физ. Сп. по (001) совершенная, по (010) и (110) — несовершенная. Изл. полураковистый до неровного. Хрупок. Тв. $6\frac{1}{2}$. Уд. в. 5,7—6,0, более низкий у циркон-фавасов (см. стр. 135) (вычисл. 5,62 для параметров, по Маккалофу и Трюблуду). Цв. различный: бесцветный, желтый, зеленый, красновато- и зеленовато-бурый, бурый, железно-черный. Черта белая, иногда с буроватым оттенком. Бл. жирный до стеклянного и алмазовидного, у черных кристаллов — полуметаллический. Темноокрашенные разности в тонких осколках просвечивают.

Микр. В прох. св. бесцветен до коричневого. Плеохроизм см. на стр. 133. $Np > Nm > Ng$. Двуосный (—). Пл. опт. осей (010), $cNp = 11-13^\circ$ в тупом углу (фиг. 55); удлинение (—). Дисперсия $r > v$, сильная у цейлонского (по Ларсену и Берману).



Фиг. 55. Оптическая ориентировка бадделеита

М-ние	N_g	N_m	N_p
Цейлон [11]	Бурый	—	Желтый
Бразилия [4]	Светло-бурый	Оливково-зеленый	Темно-красно-бурый
Везувий [5]	—	Красновато-бурый	Оливково-зеленый
Трансвааль [12]	Светло-бурый	Бурый	Темно-бурый
Кольский п-ов [9]	»	»	»
Кольский п-ов [9]	Почти бесцветный	—	Малиновый или бу- ровато-красный
Алдай [8]	Бурый	—	Зеленовато-бурый
Алдай [8]	Красновато-бурый	Зеленовато-желтый	—

М-ние	n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$
Цейлон [11]	2,20	2,19	2,13	0,07	30
Трансвааль [12]	2,243	2,236	2,136	0,100	—
Африканда [13]	2,20—2,21	2,195	2,13—2,15	—	30—35
Ковдор [9]	2,18—2,24	—	2,10—2,16	0,07—0,08	—
Саллантинский массив [14]	2,25	—	2,185	0,065	~50

В шлифах иногда видны зональные полосы роста и полисинтетические двойники.

Хим. Теор. состав: ZrO_2 — 100 (Zr — 74,03). Обычные примеси: HfO_2 — до 3% (Hf изоморфно замещает Zr), Fe_2O_3 — до 2%. Бадделеит из Ковдора содержит HfO_2 2,10—2,45%, из Вуориярви — 2,20—2,50, из Озерной Вараки — 1,90 [15]; отношение Hf : Zr в бадделеитах Бразилии меньше, чем в цирконах из тех же месторождений [16]. Для бадделеита из карбонатитов характерно содержание Sc [17]; в ковдорском — 0,02—1% Sc, в среднем 0,06% [18]. Отмечались также примеси: Na_2O , K_2O , CaO, MgO, MnO, Al_2O_3 (Y, Ce) $_2O_3$, SiO_2 , TiO_2 .

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7
MgO	—	—	0,40	0,64	—	—	—
CaO	0,06	0,24	0,55	0,80	—	0,37	0,70
MnO	—	0,04	—	0,23	Сл.	—	—
Al_2O_3	—	0,07	0,43	—	0,40	—	—
Fe_2O_3	0,82	0,34	0,41	2,10	0,92	0,17	0,57
Ti_2O_3	—	—	—	—	—	0,10	0,10
SiO_2	0,19	0,45	0,70	0,06	0,48	0,47	0,57
TiO_2	—	0,13	—	1,65	0,48	Сл.	Сл.
ZrO_2	98,90	97,22	96,52	95,20	97,19	97,01	96,81
HfO_2	—	—	—	—	—	1,10	0,93
Nb_2O_5	—	—	—	—	—	0,37	0,29
Ta_2O_5	—	—	—	—	—	0,11	0,09
П.п.	0,28	0,67	0,39	Не обн.	—	0,13	0,10
H_2O^+	—	—	—	—	0,38	—	—
H_2O^-	—	—	—	—	—	0,13	0,20
Сумма	100,25	99,20*	99,52**	100,68	99,85	99,96	100,36
Уд. в.	5,72	(5,29 ²)	6,02	5,739	5,538	5,76	5,97

* В том числе Ti_2O_3 0,04%.

** В том числе щелочи 0,42%.

1—2 — Бадагода: 1 — анал. Блэк [6]. 2 — анал. Черник [19]; 3 — Жакупиранга, анал. Бломстранд [4]; 4 — Фалаборва, анал. Кругер [12]; 5 — Минас-Жераис, анал. Райтингер [20]; 6 — Африканда, анал. Исаева [9]; 7 — Ковдор, анал. Исаева [9].

Диагн. исп. В порошке медленно разлагается лишь горячей конц. H_2SO_4 ; не разлагается горячими HCl и HNO_3 .

П.п.тр. белеет, практически не плавится.

Повед. при нагр. [21]. При $1100\text{--}1200^\circ$ обратимо переходит в тетрагональную модификацию (руффит — ruffite) [22]; обратный переход осуществляется при $950\text{--}850^\circ$ (Марей и Элисон); температура перехода в тетрагональную модификацию повышается при наличии примеси SnO_2 [22]. В результате длительного нагревания при 1900° тетрагональная модификация переходит в тригональную. В присутствии примеси MgO , CaO , Y_2O_3 и др. выше 1900° образуется относительно устойчивая кубическая модификация со структурой типа флюорита (аркелит — arkelite) [21—23]. Т-ра плавл. $2690 \pm 20^\circ$, по Берчу и др.; около 3000° , по Кэй и Лэби.

Отмечался также обратимый переход при $500\text{--}650^\circ$ в метастабильную тетрагональную модификацию [24].

Нахожд. Является аксессуарным минералом в месторождениях карбонатитов, где встречается вблизи контактов основных щелочных пород типа якупирангитов, мельтейгитов и др. с известняками; ассоциируется с магнетитом, ильменитом, перовскитом, пирохлором, циркелитом, флогопитом, апатитом, форстеритом и др. Характерен для карбонатитов Кольского п-ва и Карелии (Ковдор, Себель-Явр, Озерная Варака, Вуориярви, Салланлатвинский массив) [9, 13, 25, 26]. Наблюдался в гидротермально-измененных рудных пегматитах пироксенитового массива Африканда (Мурманская обл.) в пустотах среди флогопита и титаномagnetита, совместно с кафетитом, дизаналитом, клинохлором и др. [13]. В сростании с пирохлором отмечен как аксессуарный минерал карбонатитов доломито-кальцитового состава на Сибирской платформе [10, 26]. На контактах якупирангитов с мраморами встречается в Жакупиранге (Бразилия) [4], в корундовых сиенитах — в шт. Монтана (США), в магнетито-apatитовых карбонатитах — в Фалаборва (Трансвааль) с диопсидом, флогопитом, хондродитом, цирконом, ториянитом [12, 27] и др. Как аксессуарный минерал наблюдался в нефелиновых монцонитах и в альбититах по р. Пхрут в Мегринском плутоне (Арм.ССР) [28], аксессуарный бадделит установлен также в меланитовых сиенитах, в альбититах и мусковитизированных сиенитах на Алдане [8].

Встречается в россыпях в районах развития основных щелочных пород. Например, в кристаллах до $10\text{--}12$ мм совместно с цирконом, корундом, шпинелью, ильменитом, фергусонитом и др. обнаружен в россыпях драгоценных камней Раквана [1], Балангода [6] и др. на Цейлоне. В виде мелких окатанных кристалликов встречается в песках Приазовья (УССР) [7], наблюдался в золотоносных россыпях р. Коло (Конго) [29]. В Минас-Жераис (Бразилия) в области развития сиенитовых пород наблюдается в виде метаколлоидных образований — циркон-фавасов.

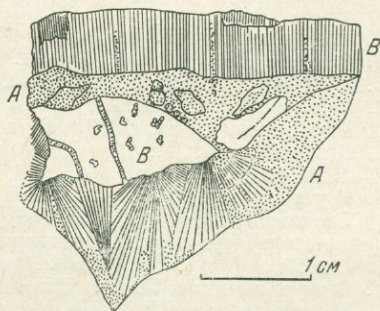
Как пневматолитовый минерал отмечен в санидините Монте-Соммы (Италия) [5] с пирохлором, флюоритом и др.

Искусств. Получен из порошковатой ZrO_2 при т-ре до 1000° [30]. Кристаллизуется при т-ре около 450° из геля, выпадающего в результате обработки $\text{ZrOCl}_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ аммиаком [22]. При 800° может растворить до 10% SnO_2 [22]. ZrO_2 — главная составная часть изделий циркониевой керамики и циркониевых огнеупоров; встречается в шлаках от выплавки цирконийсодержащих сплавов.

Практ. знач. В Бразилии микроволокнистый и скрытокристаллический бадделит наряду с цирконом входит в состав циркониевых руд, для которых применяются названия калдасит (caldasite) и циркит (zirkite).

Отл. От титанита отличается более высоким уд. в., формой кристаллов. От сходного в шлифах гётита отличается косым погасанием, от лепидокрокита — значительно меньшим двупреломлением.

Разнов. Циркон-фавас — zircon-favas, или фавас (favas) — метаколлоидный [31], сложение скрытокристаллическое до стекловатого, также радиальноволоконистое (фиг. 56); иногда скорлуповатый, частью землистый. Цв. темно-бурый, до почти черного. Уд. в. 5,0—5,3 у плотного, 4,6—4,8 у землистого. Частью рентгеноаморфен, изотропен, частью с высоким двупреломлением, двуосный, с прямым погасанием (острая биссектриса перпендикулярна направлению удлинения волокон) [31]. Обычно содержит 70—90% ZrO_2 , около 1% TiO_2 , HfO_2 , Fe_2O_3 , 2—15% SiO_2 , немного воды [20, 31]. В результате нагревания теряет около 2% воды, уд. в. землистых разновидностей при этом увеличивается до 5,2.



Фиг. 56. Микрокристаллический циркон (А) и волокнистый циркон-фавас (В), Минас-Жерайс

(по Франко и Лёвенштайну)

Синон. Циркониевая стеклянная голова — Zirkonglaskopf.

Встречается в области распространения нефелиновых сиенитов в Минас-Жерайс (Бразилия). Является продуктом изменения циркона и цирконосиликатов; замещается (частично) мелкокристаллическим цирконом.

Присутствие кубической модификации ZrO_2 совместно с аморфной SiO_2 было отмечено при рентгеновском изучении кристалла циркона с уд. в. 3,972 из неизвестного месторождения [32].

Искусств. куб. ZrO_2 -аркелит (arkelite), по Блюменталю [22], характеризуется гранцентрированной ячейкой типа флюорита с $a_0 = 5,065 \text{ \AA}$; уд. в. 6,27 [22].

Межплоскостные расстояния бадделлита *

Си-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>
100	5	5,05	121	5	2,18	222	5	1,581
011	15	3,69	11 $\bar{2}$	7	2,02	13 $\bar{1}$	10	1,542
110	12	3,63	21 $\bar{1}$	7	1,990	11 $\bar{3}$	5	1,508
111	100	3,16	022	15	1,846	213	5	1,495
11 $\bar{1}$	65	2,84	220	20	1,817	31 $\bar{1}$	10	1,477
002	20	2,62	122	12	1,802	032	3	1,449
020	12	2,60	221	5	1,781	320: 22 $\bar{2}$: 321	7	1,420
200	15	2,54	300; 20 $\bar{2}$	10	1,693		2	1,360
102	3	2,50	013	12	1,655		5	1,322
021	5	2,33	130	7	1,642		5	1,262
211	10	2,21	311: 310; 21 $\bar{2}$	5	1,609		2	1,246
10 $\bar{2}$	5	2,19	131	5	1,591		2	1,213

* ASTM, 7—343.

Л и т е р а т у р а

1. Fletcher L. Min. Mag., 1893, 10, No 46, 148.
2. McCullough J. D., Trueblood K. N. Acta cryst., 1959, 12, 507; сходные данные для природного см.: Yardley K. Min. Mag., 1921, 21, No 115, 169 и Ngray-Szabó St. Zs. Krist., 1936, 94, 414; для искусств. ZrO_2 : Adam J., Rogers M. D. Acta cryst., 1959, 12, 951.

3. Белов Н. В. Кристаллография, 1960, 5, вып. 3, 460; Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1960, № 14, 28.
4. Hussak E. *Tscherm. min., petr. Mitt.*, 1895, 14, Н. 5, 399.
5. Zambonini F. *Atti Accad. sci. fis. mat.*, Napoli, 1912, 15, No 12, 1.
6. Blake G., Smith H. *Min. Mag.*, 1907, 14, No 63, 378.
7. Савич-Заблочкий К. Н. Зап. Мин. об-ва, 1939, 68, вып. 2, 248.
8. Кравченко С. М., Власова Е. В. Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1962, вып. 14, 118, 140 и 152.
9. Римская-Корсакова О. М., Динабург И. Б. Уч. зап. Ленингр. ун-та, (в печати).
10. Евзикова Н. З. Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 5, 555.
11. Larsen E. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1921, No 679, 43.
12. Niemstra S. A. *Am. Min.*, 1955, 40, No 3—4, 275.
13. Кухаренко А. А., Кондратьева В. В., Ковязина В. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 4, 446.
14. Орлова М. П., Рождественский Ю. П., Баранова Е. Н. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1963, 96, мин. сб. № 3, 3.
15. Кухаренко А. А., Вайнштейн Э. З., Шевалеевский И. Д. Геохимия, 1960, № 7, 610; Кухаренко А. А. Сб. «Вопросы магматизма и метаморфизма». Изд. Ленингр. ун-та, 1963, 108.
16. Lourenço O. V. *Anais Acad. Brasil. cie.*, 1959 (1960), 31, No 4, 535.
17. Борисенко Л. Ф. Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 4, 53.
18. Кухаренко А. А., Клер М. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 5, 520.
19. Черник Г. П. Изв. Российской АН, 1920, 14, 267.
20. Hussak E., Reitingger I. *Zs. Krist.*, 1903, 37, 572.
21. Sohn W., Tolksdorf S. *Zs. phys. Chem.*, 1930, 8, Н. 5—6, 334; Bauer R. N. *Jb. Min.*, 1939, B.—Bd. 75, A, 159; Murray P., Alleson E. V. *Trans. British Ceram. Soc.*, 1954, 53, No 6, 335; Lustman B. *The Metallurgy of Zirconium. USA*, 1955; Weber V. C., Schwartz M. A. *Ber. Dtsch. keram. Ges.*, 1957, 34, Н. 12, 391 (обзор по полиморфизму ZrO_2); Stöcker J., Collongues R., Moser M. C. R., Paris, 1957, 244, N° 1, 83; 1958, 246, N° 11, 1698; Lynch C. T., Vahldick F. W., Robinson L. B. *J. Am. Ceram. Soc.*, 1961, 44, No 3, 147.
22. Blumenthal W. V. *The chemical behavior of zirconium*. Princeton, 1958, 162.
23. Вишневский И. И., Гавриш А. М., Сухаревский Б. Я. Рентгенография минерального сырья. Госгеолтехиздат, 1962, сб. 2, 5.
24. Clark G. L., Reynolds D. H. *Industr. a. engin. chem.*, 1937, 29, No 21, 711; Claibaugh W. S., Gilchrist R. *J. Am. Chem. Soc.*; 1952, 74, 2104; Коробков И. И., Игнатов Д. В. ДАН СССР, 1958, 120, № 3, 527.
25. Римская-Корсакова О. М. Сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ва», вып. 1. Изд-во АН СССР, 1959, 77.
26. Булах А. Г., Шевалеевский А. Г. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 1, 14.
27. Forster I. F. *Trans., proc. Geol. Soc. S. Africa*, 1958, 61, 361.
28. Меликсетян Б. М. Изв. АН АрмССР, сер. геол., геогр., 1960, № 2, 17.
29. Buttgenbach H. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 1935, 58, Publ. Congo Belge, F. 2, 69.
30. Duwez P., Odell F., Brown F. H. *J. Am. Ceram. Soc.*, 1952, 35, No 5, 107.
31. Franco R. R., Loewenstein W. *Am. Min.*, 1948, 33, No 3—4, 142.
32. Stackelberg M., Chudoba K. *Zs. Krist.*, 1937, 97, 252.

СТРУКТУРА ТИПА КВАРЦА

ГРУППА КВАРЦА

		Сингония		a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Кварц	α -кварц	SiO_2	Триг.	4,913	—	5,404	2,65
	β -кварц	SiO_2	Гексаг.	4,999	—	5,457	—
Кристобалит	α -кристобалит	SiO_2	Тетраг.	4,97	—	6,93	2,32
	β -кристобалит	SiO_2	Куб.	7,11	—	—	2,19
Тридимит	α -тридимит	SiO_2	Ромб.	9,90	17,1	16,3	2,3
	β -тридимит	SiO_2	Гексаг.	5,04	—	8,24	—
Опал		$SiO_2 \cdot nH_2O$	Аморфный	—	—	—	—
Меланофлогит		SiO_2	Куб.	13,40	—	—	2,05

Кроме модификаций, объединенных здесь в группу кварца, в природе встречаются еще две модификации SiO_2 — коусит и стишовит, образующиеся в условиях очень высоких давлений.

Коусит — моноклинный, структура каркасная типа полевых шпатов (см. на стр. 235).

Стишовит — тетрагональный, структура типа рутила (см. на стр. 244).

Кварц и другие модификации кремнезема (кроме стишовита) имеют каркасные структуры, на основе чего некоторыми авторами [1] относятся к классу силикатов; по составу и свойствам они, однако, отвечают окислам; существование стишовита — модификации SiO_2 со структурой типа рутила, подтверждает правомочность отнесения всей группы кварца к окислам, а не к силикатам.

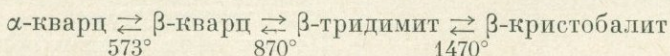
Искусственно получено свыше 15 модификаций кремнезема [2—6], из них наиболее подробно описаны следующие.

Китит, кеатит (keatite). Тетраг. с. $D_4^4 - P4_12_12$ или $D_4^8 - P4_32_12$. $a_0 = 7,456 \text{ \AA}$; $c_0 = 8,604$; $a_0 : c_0 = 1 : 1,154$; $Z = 12$. Ось L_4 винтовая, соответственно существуют правые и левые формы китита. Из 12 тетраэдров элементарной ячейки 8 тетраэдров соединены в диортогруппы Si_2O_7 , которые в виде двух цепочек закручиваются спирально вокруг винтовой оси; остальные 4 тетраэдра (соединительные) располагаются параллельно осям симметрии второго порядка, но соединены с цепочками из диортогрупп [2, 7]. Структурно к кититу близок β -сподумен [8]. Китит получен при кристаллизации аморфного кремнезема (в водном растворе с небольшим количеством щелочей) в пределах температур $380-585^\circ$ и давления пара $350-1250 \text{ бар}$. Уд. в. 2,50. Кристаллы — исключительно мелкие (около $50 \times 50 \times 10 \mu$) квадратные пластинки. Одноосный (—); $n_o = 1,522$; $n_e = 1,513$. При прогревании в течение 3 час при 1620° переходит в кристобалит [2].

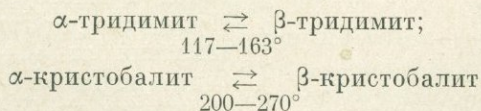
Кремнезем W (silica W) получен при атмосферном давлении из газообразного $\text{SiO} - (2\text{SiO} + \text{O}_2 = 2\text{SiO}_2)$. Ромб. с. $D_{2h}^{26} - \text{Icma}$. $a_0 = 4,72$; $b_0 = 5,16$; $c_0 = 8,36 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,915 : 1 : 1,620$; $Z = 4$. Структура типа SiS_2 . Тетраэдры SiO_4 сочленяются ребрами. Образует микрокристаллические волокна. Уд. в. 1,96—1,98. Неустойчив, легко переходит в аморфную фазу [3].

Кремнезем O (silica O) — метастабильная модификация, со структурой, близкой к структуре β -кварца и β -эвкритита [6]. Получен в системе $\text{SiO}_2 - \text{Li}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3$ при температуре свыше 867° , а также в результате бомбардировки кварца нейтронами при комнатной температуре.

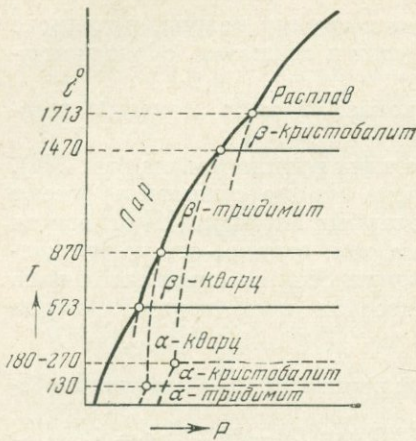
Полиморфные превращения SiO_2 при нормальном давлении:



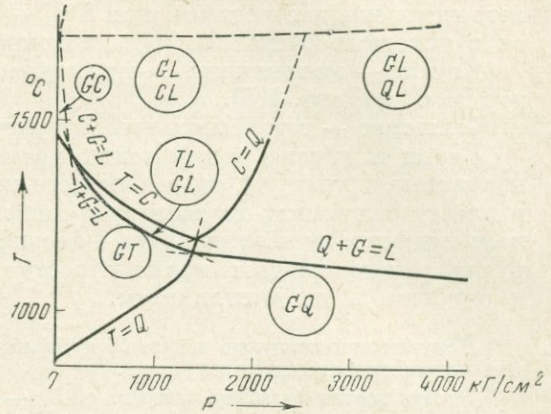
Для тридимита и кристобалита в области относительно низких температур известны следующие превращения:



Температуры перехода и поля устойчивости каркасных кристаллических модификаций в отсутствие воды, при нормальном атмосферном давлении установлены Феннером в 1913 г. в лабораторных условиях [9] (фиг. 57). В присутствии воды и при высоком давлении области устойчивости фаз иные [10—13]. Экспериментальная РТ-диаграмма системы $\text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ (фиг. 58) показывает, что кристобалит и особенно тридимит неустойчивы при высоких давлениях, а кварц [14] может сосуществовать с расплавом при давлении более 2000 атм и t -рах свыше 1300° . Таким образом, в глубинных магматических расплавах кварц может возникать при t -рах значительно выше 870° [10].

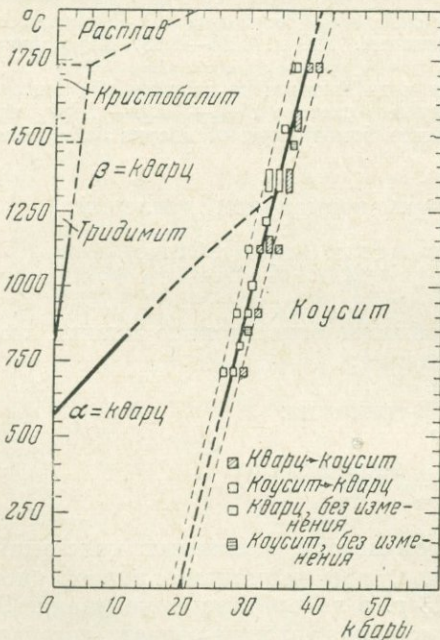


Фиг. 57. Схема полиморфных превращений SiO_2 (по Феннеру)



Фиг. 58. Экспериментальная диаграмма системы $SiO_2 - H_2O$ для высоких температур и давлений C — кристобалит; T — тридимит; Q — кварц; L — расплав; G — пар (по Островскому, Мишиной и Повилайтис)

Граница, разделяющая поле существования кварца и коусита в интервале $700-1700^\circ$, линейна и определяется, по Бойду и Инглэнду [14], соотношением $P = 195 + 0,0112 T$ (P — в кбар, T — в $^\circ C$) (фиг. 59). По данным Макдональда [15], наклон линии, разделяющей поле существования



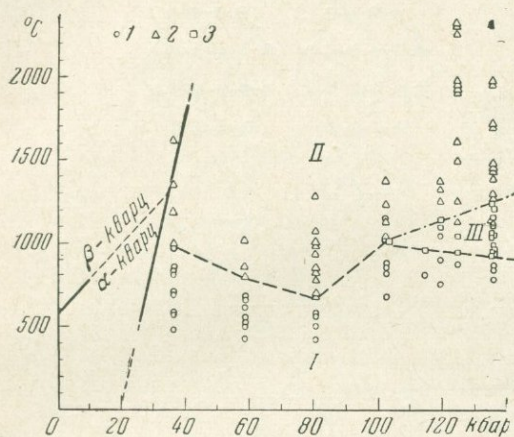
Фиг. 59. Поля существования кварца и коусита (по Бойду и Инглэнду)

кварца и коусита, определяется соотношением $P = 22,5 T + 9500$. Указывается тройная точка сосуществования β -кварца, α -кварца и коусита при $1300^\circ 34$ кбар [16]. По Рябину, Петрову и др. [17], в области давлений 20—140 кбар верхняя граница поля существования метастабильного кварца в условиях опыта определяется температурами $\sim 700-1000^\circ$. Коусит образуется в области давлений 40—140 кбар и t -рах $700-2000^\circ$, стишовит — 100—140 кбар и $1000-1200^\circ$ (фиг. 60). При давлении 40 кбар кварц существует до 1300° , выше образуется коусит; при повышении давления от 40 до 80 кбар температура превращения кварца в коусит снижается от 1000° до 700° , при дальнейшем возрастании давления до 100 кбар температура перехода до 100 кбар повышается до 1200° ; в области давлений 100—140 кбар и t -ры около 1000° находится кривая перехода кварца в стишовит, а при $1000-1200^\circ$ в той же области давления — стишовита в коусит. Стишовит при про-

каливании в течение 6 час при 900° и нормальном давлении переходит в кристобалит [5]. В условиях низкой температуры и атмосферного давления коусит и стишовит метастабильны.

Температуры перехода и поля устойчивости кристаллических модификаций кремнезема каркасной структуры, особенно кристобалита и тридимита, зависят от степени упорядоченности структур, от присутствия минерализаторов и от наличия в минералах примесей [16, 18—22].

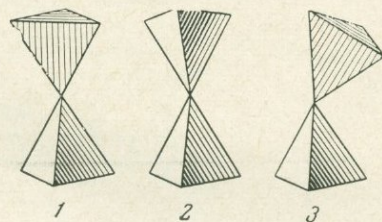
Структуры природных модификаций кремнезема, за исключением стишовита, каркасного типа: тетраэдры SiO_4 сочленены своими вершинами (атомы кислорода принадлежат одновременно двум тетраэдрам). Взаимная ориентировка SiO_4 -тет-



Фиг. 60. Области образования коусита и стишовита из монокристаллического кварца

1 — кварц; 2 — коусит; 3 — стишовит
(по Рябинину, Петрову и др.)

Цифры на фигуре: I — область метастабильного кварца; II — область коусита; III — область стишовита



Фиг. 61. Взаимное расположение двух смежных тетраэдров SiO_4 в β -кристобалите (1), в β -тридимите (2) и в β -кварце (3)

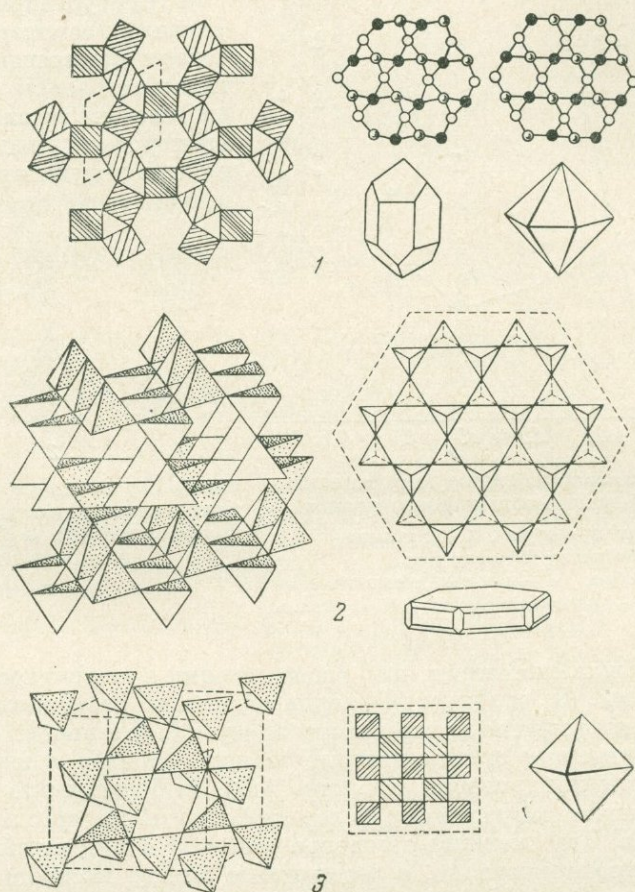
(по Гаселю)

раэдров и общая симметрия их расположения в структурах модификаций различны. В структуре β -кварца тетраэдры располагаются на разной высоте спирально по двухходовому винту. Направление закручивания спиралей определяет правые и левые кварцы и правое и левое вращение ими плоскости поляризации (см. стр. 169). В β -тридимите и β -кристобалите тетраэдры расположены более свободно и не по спиральям, а на одной высоте. Два смежных тетраэдра (фиг. 61) в β -кристобалите расположены centrosymmetricно, в β -тридимите между ними проходит плоскость симметрии, а в β -кварце тетраэдры наклонены друг к другу.

Модификации кремнезема с каркасными структурами преимущественно псевдокубические (α -кварц, α -кристобалит) [23] и кубические (β -кристобалит, люссатит); геометрически их структуры сходны между собой, особенно у кварца и α -кристобалита (фиг. 62). Сходство структур обуславливает обычные параморфные превращения и взаимные переходы минералов кремнезема (параморфозы кварца по кристобалиту и тридимиту), эпитаКСические их сращения (тригонального α -кварца и кубического кристобалита), ориентированные параморфозы кристобалита по кварцу, возникающие при нагревании последнего, и др.

Каркасные структуры модификаций SiO_2 можно рассматривать [16] как состоящие из «слоев» (толщиной около 4,07 Å) одинаково ориентированных тетраэдров; у тридимита эти слои \parallel (0001), у кристобалита \parallel (111), у кварца \parallel (1011) (см. ниже). В структуре кварца тетраэдры обращены одинаково, в структурах кристобалита и тридимита в одних слоях вершины тетраэдров обращены в одну сторону, в других слоях — в обратную сторону; структура кристобалита трехслойная; идеальная структура тридимита — двухслойная, но периодичность ее часто нарушается; очень характерна неупорядоченность структуры, образование «многослойных» и

сверхструктур. Неупорядоченность структуры тридимита связывается с условиями его образования, с наличием примесей и др. Неупорядоченность структуры кварца вызывается искусственным облучением нейтронами.



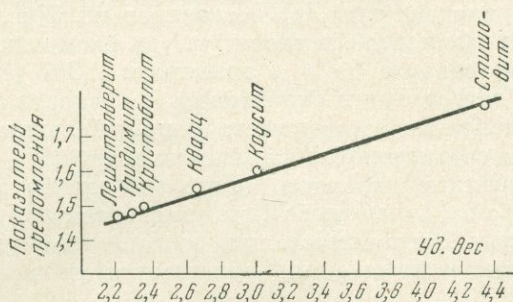
Фиг. 62. Структура модификаций кремнезема

1 — α - и β -кварца; 2 — тридимита; 3 — кристобалита (по Костову)

В каркасной структуре коусита (см. стр. 235) кольца из четырех тетраэдров, соединенные диортогруппами (Si_2O_7), слагают вытянутые вдоль оси b цепочки (Si_4O_{11}) ортоклазового типа [24,7]. Структура стишовита типа рутила, атомы Si находятся в шестерной координации, а не в четверной [25, 26]. В опалах, в основном аморфных, нередко обнаруживается кристаллическая фаза со структурой кристобалита (опаловый кристобалит, люссатит), реже тридимита.

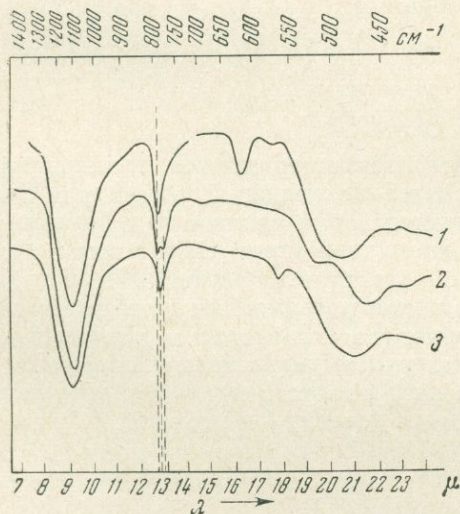
К структурному типу каркасных модификаций кремнезема принадлежит ряд других соединений. Структура типа α -кварца характерна для GeO_2 , GaPO_4 , GaAsO_4 , MnPO_4 , FePO_4 и др. AlPO_4 известен в модификациях, структура которых отвечает структуре α - и β -кварца и тридимита, а также β -кристобалита. Последняя структура характерна также для BeSO_4 , VPO_4 , BaSO_4 , AlAsO_4 , GaPO_4 , MnPO_4 ; к β -кристобалиту по структуре близки BeF_2 , чкаловит ($\text{Na}_2\text{BeSi}_2\text{O}_6$), искусственно полученный α -карнегиит и кубическая модификация льда, возникающая при высоком давлении. Обычный лед имеет структуру типа β -тридимита.

Уд. в. и показатель преломления природных модификаций SiO_2 зависят от их структуры (фиг. 63). В модификациях SiO_2 каркасного типа атомы кислорода упакованы относительно рыхло, и в решетках имеются пустоты: в кварце относительно мелкие, в тридимите и кристобалите более



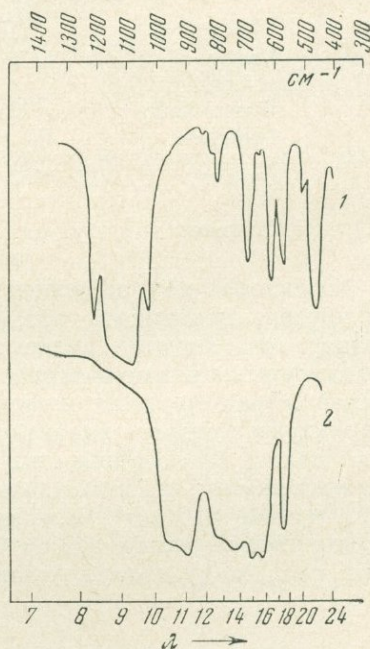
Фиг. 63. Удельные веса и показатели преломления модификаций кремнезема

(по Стишову)



Фиг. 64. Инфракрасные спектры поглощения α -кристобалита (1), α -кварца (2) и α -тридимита (3)

(по Севченко и Флоринской)



Фиг. 65. Инфракрасные спектры поглощения коусита (1) и стишовита (2)

(по Лайону)

крупные. Это обуславливает меньшие уд. в. и показатель преломления тридимита и кристобалита по сравнению с кварцем. Коусит, образующийся при высоких температурах и давлениях, предположительно на глубинах 40—60 км, имеет большие плотность и показатель преломления по сравнению с кварцем. Наибольшие значения уд. в. и показателей

преломления характерны для стишовита, имеющего структуру типа рутила и образующегося в условиях еще более высоких температур и давлений, возможно на глубинах 400—500 км.

Увеличение в объеме при переходе α -модификаций в β -модификации для кварца составляет 0,86 — 1%, для кристобалита 3,7%, для тридимита (вследствие неупорядоченности) оно незначительно. Увеличение в объеме при нагревании от комнатной температуры до окончания инверсии для кварца 4,7%, кристобалита 5,8% и тридимита 2,8% [19]. Полиморфные превращения при нагревании и охлаждении происходят быстро, особенно у кварца; при этом переходе имеет место лишь небольшое изменение плотности решетки и ее симметрии без нарушения связей Si — O — Si. У тридимита и кристобалита переходы протекают легко при нагревании, при охлаждении они замедляются, и высокотемпературные модификации метастабильно сохраняются при низких температурах. Переход кварца в другие модификации облегчается добавкой минерализаторов.

Кварц менее растворим в воде, чем аморфный кремнезем [27]. По отношению к воздействию HF коусит более устойчив, чем кварц, но менее устойчив, чем стишовит.

Инфракрасные спектры поглощения минералов кремнезема [28—32] (фиг. 64 и 65):

Минерал	Положение полос поглощения, см^{-1}						Ссылки	
Кварц	1159	1093	796,8 778,2	} 693		519 465	[30]	
Кристобалит	1198	1096	793,7	} 621,1		492,6	[30]	
Тридимит		1105	787			568 478	[30]	
Коусит	1218	1152	1077	794	683	{ 600 561	{ 448 435	[31]
СТИШОВИТ			949 } 885 }	739 } 730 }	672 } 623 }	560	[31]	

Сравнение инфракрасных спектров кварца, тридимита, кристобалита и коусита показывает, что, кроме полос поглощения, общих для этих минералов, имеются полосы, характерные для каждой модификации и связанные с различным расположением тетраэдров SiO_4 в структуре. Иной характер имеет инфракрасный спектр стишовита [31—32], для структуры которого характерна шестерная координация кремния. Основная полоса поглощения стишовита широкая и сдвинута в сторону более низких частот; она имеет два основных максимума, лежащих между 980—870 и 780—610 см^{-1} , в каждом из них имеются еще небольшие пики; узкая полоса около 560 см^{-1} близка по своему положению к полосе 561 см^{-1} в дуплете коусита.

Л и т е р а т у р а

1. Белов Н. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 2, 168.
2. Sosman R. V. Trans. British Ceram Soc., 1955, 54, No 11, 655; Keat P. P. Science, 1954, 120, No 3113, 328.
3. Weiss A., Weiss A. Zs. anorg., allgem. Chem., 1954, 276, H. 1—2, 95.
4. Хитаров Н. И. Геохимия, 1957, № 3, 265; Хитаров Н. И., Слущкий А. Б., Арсеньева Р. В. Геохимия, 1957, № 8, 666.
5. Стишов С. М., Попова С. В. Геохимия, 1961, № 10, 837; Стишов С. М. Данные 1962 г.
6. Roy R. Zs. Krist., 1959, 111, 185; Roy R., Osborne E. F. J. Am. Chem. Soc., 1949, 71, No 6, 2086; Roy R., Isaacs T., Shafer E. C. Bull. Geol. Soc. Am., 1957, 68, No 12, 1789; Henglein E. Fortschr. Min., 1956, 34, H. 1, 40.
7. Белов Н. В. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1961, № 15, 20 и 28.

8. Skinner V. J., Evans H. T. Am. J. Sci., 1960, 258, A, 312.
9. Fenner C. N. Am. J. Sci., 1913, 36, 331, перевод: Феннер К. Н. Сб. «Классические работы по физико-химии силикатов». ОНТИ, 1937, 9; Белянкин Д. С. Изв. Геол. ком-та, 1924, 43, № 9, 1037.
10. Островский И. А., Мишина Г. П., Повилайтис В. М. ДАН СССР, 1959, 126, № 3, 645.
11. Black G. P. Min. Mag., 1954, 30, No 227, 518.
12. Holmquist S. B. J. Am. Ceram. Soc., 1961, 44, No 2, 82.
13. Wahl F. M., Grim R. E., Graf R. B. Am. Min., 1961, 46, No 1—2, 196.
14. Boyd F. R., England J. L. Carnegie Inst. Washington, 1959, No 58, 88; J. geophys. res., 1960, 65, 749.
15. McDonald G. J. F. Am. J. Sci., 1956, 254, No 12, 713.
16. Flörke O. W. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1955, 32, H. 12, 369.
17. Рябинин Ю. Н., Петров В. П., Марков В. К., Лившиц Л. Д., Делицин И. С. Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 8, 3.
18. Hill V. G., Roy R. Trans. British Ceram. Soc., 1958, 57, No 8, 496.
19. Rigbi G. R. Trans. British Ceram. Soc., 1948, 47, No 8, 284.
20. Кайнарский И. С., Орлова И. Г. Физико-химические основы керамики. Промстройиздат, 1956, 507.
21. Eitel W. Bull. Am. Ceram. Soc., 1957, 36, No 4, 142 (аномалии кристаллов).
22. Синельников Н. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 6, 657.
23. Франк-Раменецкий В. А., Шафрановский И. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 4, 448.
24. Zoltai T., Buergler M. J. Zs. Krist., 1959, 111, 129.
25. Стишов С. М., Белов Н. В. ДАН СССР, 1962, 143, № 4, 951.
26. Preisinger A. Naturwissenschaften, 1962, 49, H. 15, 345.
27. Siever R. Am. Min., 1957, 42, No 11—12, 821.
28. Сидоров Т. А. Оптика и спектроскопия, 1958, 4, вып. 6, 800.
29. Nassuria M. Bull. Soc. chim. Belges, 1953, 62, 428.
30. Севченко Н. А., Флоринская В. А. ДАН СССР, 1956, 109, № 6, 1115.
31. Lyon R. J. P. Nature, 1962, 196, No 4851, 266.
32. Sclar C. B., Carrison L. C., Schwartz C. M. Science, 1962, 138, No 3538, 525.

Кварц Quartz

SiO₂

Происхождение названия не вполне ясно. Возможно, это измененное славянское (вендское) слово *twardy* — твердый. Первое прямое упоминание находится в работе фрейбергского физика Кальбе (1505 г.) [1]. β-кварц впервые установлен Леманом в 1877 г. в виде включений в лаве.

Синон. Вестан — Vestan (Енч, 1878), роит, руайт — royite (Шарма, 1940; идентичность с кварцем установили Сундарам и Дхар, 1961) [2]; синон. β-кварца — пирогенный кварц.

Разнов. (см. на стр. 186). Яснокристаллические: по цвету и прозрачности — горный хрусталь, аметист, дымчатый кварц (морион), цитрин, розовый кварц, молочный кварц и др.; по форме выделений: вавилонский кварц, кубайт, скипетровидный кварц, кварц в шапке и др.

Скрытокристаллические: по оптическим свойствам — халцедон, кварцин и люссатит; по форме выделений — агат, кремь и др.

Характер. выдел. Кристаллы и их группы, зерна и зернистые агрегаты, нередко роговиковоподобные, скрытокристаллические и иногда землистые. Кристаллы очень распространены.

Структ. и морф. крист. Образует две модификации.

1. Высокотемпературный гексагональный β-кварц (пирогенный кварц) — high quartz, Hochquarz, при обычных давлениях устойчив в пределах 573—867°.

2. Более низкотемпературный тригональный α-кварц (собственно кварц) — low quartz, Tiefquarz — устойчив до 573°.

Употребляется и обратное обозначение модификаций (Ферсман, Ниггли и др.): α-кварц — высокотемпературный, β-кварц — низкотемпературный.

β -кварц. Гексаг. с. $D_6^4 - P6_222$, $D_6^5 - P6_422$; $a_0 = 4,999$; $c_0 = 5,457$; $a_0 : c_0 = 1,092$; $Z = 3$ (Брэгг и Джибс) [3].

α -кварц. Триг. с. $D_3^4 - P3_121$ и $D_3^6 - P3_221$ (правый и левый); $a_h = 4,9130$; $c_h = 5,4045 \text{ \AA}$; $a_h : c_h = 1 : 1,1000$; $Z = 3$ (Джибс, 1926; Либсон и Уильсон, 1941) [4]. Данные для бесцветного прозрачного природного кварца:

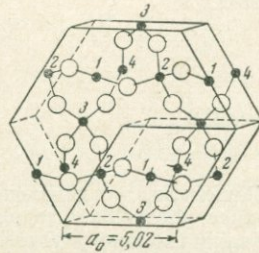
a_h	c_h	$a_h : c_h$	Т-ра, °	М-ние	Автор
4,91248 ₈	5,40422 ₇	1 : 1,10010	18	Бразилия	Кейт [5]
4,9132 ₃	5,4048 ₅	1 : 1,10006	24,7	Не указано	Купер [5]
4,9138 ₅	5,4052 ₅	1 : 1,10000	25	Южн. Дакота	Смит и Александер [5]

Для окрашенных природных разновидностей кварца (Коэн и Самнер) [6]

	a_h	c_h	$a_h : c_h$
Дымчатый кварц, США	4,9132	5,4050	1 : 1,10011
Аметист, Бразилия	4,9134	5,4047	1 : 1,09999
Розовый кварц, США	4,9141	5,4052	1 : 1,09993

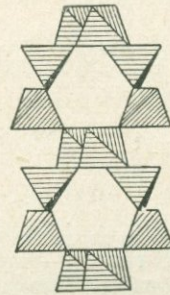
См. также более ранние данные [7].

Параметры решетки кварца и халцедона практически одинаковы [8]. У кварца из месторождений различных типов они подвержены колебаниям (на $0,0012-0,0021 \text{ \AA}$), причиной которых являются примеси (см. стр. 165, 171) (Кейт и Татл; Каменцев, Афанасьева и Франк-Каменецкий [9, 9а, 9б]).



Фиг. 66. Кристаллическая решетка левого β -кварца в проекции на плоскость (0001).

Атомы Si 1—2—3—4 располагаются на разных уровнях, винтообразно с закручиванием налево



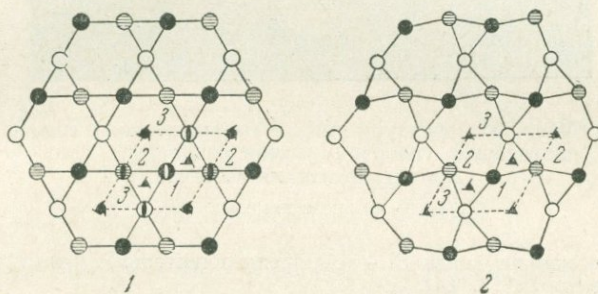
Фиг. 67. Спиральное расположение по двухходовому винту тетраэдров SiO_4 вокруг винтовой оси $L_6 (L_3)$ у кварца

(по Белову)

Изоморфное замещение кремния кремнекислородных тетраэдров алюминием вызывает увеличение параметра c_h ; одновалентные ионы Li, Na, H, K, компенсирующие отрицательный заряд Al и располагающиеся в полых каналах кварца, обуславливают увеличение a_h (Каменцев) [9]: искусственное получение кварца из геля SiO_2 в присутствии силиката натрия или щелочи вызывает уменьшение a_h на $15 \cdot 10^{-4} \text{ \AA}$ (Сабатье и Виар) [9]. Нахождение Al в каналах вызывает увеличение параметра a_h (Коэн [6], Каменцев [9]). С увеличением температуры образования и скорости роста кварца параметры его решетки уменьшаются (захватывается меньше примесей) [9а]. Кварц из пирамиды роста ромбоэдра имеет большие

параметры, чем кварц из пирамиды роста пинакоида (различие в захвате структурных примесей) (Франк-Каменецкий) [9].

Структуры α - и β -кварца — структуры каркасного типа, в которых тетраэдры SiO_4 сочленены общими вершинами [4]. Оси 2-го порядка тетраэдров ориентированы по направлению шестерной (тройной) оси структуры; тетраэдры расположены на разных уровнях, по спиральям (фиг. 66, 67), закручивающимся направо или налево по двухходовому винту (правые и левые кварцы) вокруг шестерной (β -кварц) или тройной (α -кварц) оси. В структуре α -кварца расстояния $\text{Si} - \text{O} = 1,597$ и $1,617 \text{ \AA}$, $\text{O} - \text{O} =$ от $2,604$ до $2,640 \text{ \AA}$, угол $\text{Si} - \text{O} - \text{Si} = 144,0^\circ$ (Смит и Александер) [5]. В структуре β -кварца связи $\text{Si} - \text{O} - \text{Si}$ прямолинейны, при переходе β -кварца в α -кварц они искривляются, с чем связано снижение симметрии α -кварца по сравнению с симметрией β -кварца (фиг. 68).



Фиг. 68. Расположение атомов Si в кристаллических решетках левых β -кварца (1) и α -кварца (2) в проекции на (0001).

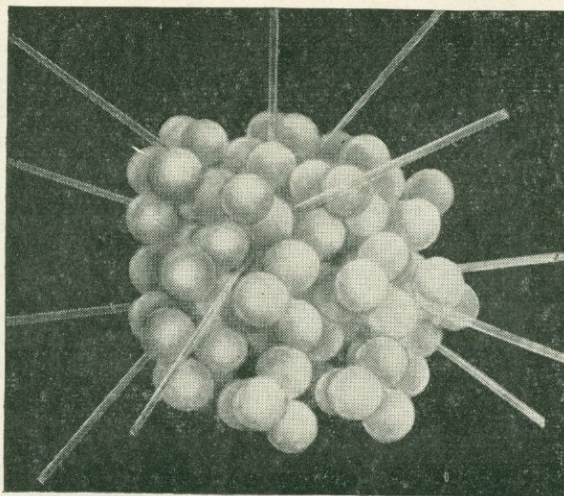
Высотное положение атомов Si отмечено различной степенью затемненности кружков

Сопоставление структур обеих модификаций кварца позволяет рассматривать β -кварц как субмикроскопически сдвойникованный α -кварц (Арнольд) [4].

Наличие псевдокубических кристаллов кварца (угол ρ для ромбоэдра близок к ρ октаэдра), ориентированные параморфозы кварца по β -квистобалиту (кубическому), эпитаксиальные сростания кварца с флюоритом, пиритом и другими кубическими минералами (границы ромбоэдра сростаются с гранями куба) — указывают на псевдокубический характер структуры кварца [10].

В β - и α -кварце существуют пустоты типа каналов двух видов: структурные каналы, обусловленные самой структурой [4], и дефект-каналы, связанные с дефектами роста и наличием примесей [10а]. Структурные каналы располагаются параллельно оси c (имеют поперечник около 2 \AA) [4], перпендикулярно оси c (вдоль осей a) и под углом 59° к оси c , почти перпендикулярно к плоскостям $(10\bar{1}1)$ (имеют меньший поперечник) (фиг. 69) [11, 12]. Дефект-каналы (сечения $0,02 - 0,05$ и более μ) берут свое начало от посторонних загрязнений и включений и удлиняются в процессе роста по мере продвижения захваченных включений в сторону растущей грани; они располагаются параллельно и перпендикулярно оптической оси, параллельно граням ромбоэдров r и z или по иррациональным направлениям.

Каналы имеют важное физическое значение, являясь местом скопления примесей, которые приходят в движение при наложении электрического поля и обуславливают электропроводность кварца [10а, 11, 12].



Фиг. 69. Структура кварца, изображенная в виде плотнейшей упаковки атомов кислорода. Показаны направления каналов

(по Вендену)

В структуре кварца связь $\text{Si} - \text{O}$, предположительно, промежуточная между ионной и ковалентной [13, 14].

При облучении α -кварца нейтронами происходит перестройка его структуры, начинающаяся с ослабления и разрыва связей $\text{Si} - \text{O}$ в тетраэдрах; образуется более высокотемпературная модификация, сохраняющая устойчивость при комнатной температуре; в отдельных участках устанавливается полная аморфизация вещества (Жданов и др.). Происходит некоторое расширение решетки с уменьшением отношения c_n/a_n , уд. веса, показателей преломления, двупреломления и вращательной способности; при длительном облучении вещество полностью аморфизуется («изотропизация кварца») [15].

β -кварц

Гексаг.-трапецоэдр. кл. $D_6 - 62 (L_6^6L_2)$. Угловые координаты граней не отличаются от таковых α -кварца. В поверхностных частях земной коры переходит в α -кварц (параморфозы α -кварца по β -кварцу).

Главные формы [16]:

	φ	ρ		φ	ρ
m 10 $\bar{1}0$	60°00''	90°00'	I 20 $\bar{2}1$	60°00''	68°30'
r 10 $\bar{1}1$	60 00	51 47	N 21 $\bar{3}2$	40 53	59 14
j 30 $\bar{3}2$	60 00	62 18			

Редкие и малодостоверные формы:

70 $\bar{7}5$	13.0. $\bar{1}3.9$	70 $\bar{7}2$	50 $\bar{5}1$	80 $\bar{5}1$	13.0. $\bar{1}3.1$
10.0. $\bar{1}0.7$	30 $\bar{3}1$	40 $\bar{4}1$	11.0. $\bar{1}1.2$	11.0. $\bar{1}1.1$	40.0. $\bar{4}0.1$

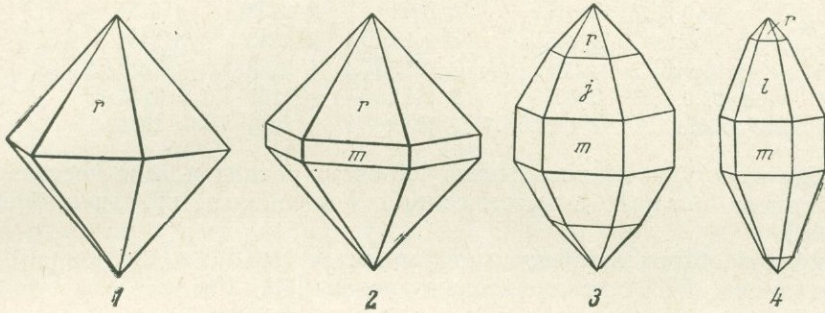
Кристаллы дипирамидальные и призматически-дипирамидальные (фиг. 70). Двойники [17, 18]:

1. По закону Эстерель — двойники по (10 $\bar{1}1$); угол между осями c обоих индивидов $cc' = 76^\circ 26'$; также тройники; обычен для кристаллов β -кварца.

2. По закону Вершпатак — двойники по (11 $\bar{2}2$); $cc' = 84^\circ 34'$; довольно распространен. Нередки комбинации законов Вершпатак и Эстерель.

Двойники по остальным законам редки [17]:

3. По сардинскому закону — двойники по $(10\bar{1}2)$; $cc' = 115^\circ 10'$ ($64^\circ 50'$).
4. По закону Корниш — по $(20\bar{2}1)$; $cc' = 42^\circ 58'$.
5. По закону Болоуда (Bolowda) — по $(30\bar{3}2)$; $cc' = 55^\circ 24'$.
6. По закону Брайтхаупта — по $(11\bar{2}1)$; $cc' = 48^\circ 54'$.
7. По закону Уил Коутс (Wheal Coates) — по $(21\bar{3}1)$; $cc' = 33^\circ 08'$.
8. По закону Пьер Левэ — по $(21\bar{3}3)$; $cc' = 83^\circ 30'$.
9. По закону Сампвильдо — дв. ось $[2\bar{1}13]$ или $[\bar{1}\bar{1}23]$; $cc' = 30^\circ 40'$.



Фиг. 70. Кристаллы β -кварца
(по Кальбу)

1 и 2 — вкрапленники кварцевых порфиров; 3 — из пустот в кислых породах; 4 — из пустот в основных породах

α -кварц

Триг.-трапецоэдр. кл. D_3 — 32 ($L_3 3L_2$); $a : c = 1 : 1,09997$ (Купфер).

Вертикальная тройная ось — спирально-поворотная, кристаллы энантиоморфны. Оси L_2 электрически полярны. Конец оси L_2 , выходящий на ребро между гранями призмы, усложненными гранями трапецоэдров x, y и u , — электроотрицательный.

Обычные формы (по Фронделу) [18]:

	φ	ρ		φ	ρ
m $10\bar{1}0$	$60^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	φ 0771	$0^\circ 00'$	$83^\circ 35'$
r $10\bar{1}1$	$60^\circ 00'$	$51^\circ 47'$	ψ 0.11. $\bar{1}\bar{1}.1$	$0^\circ 00'$	$85^\circ 54'$
l $20\bar{2}1$	$60^\circ 00'$	$68^\circ 31'$	s $11\bar{2}1$	$30^\circ 00'$	$65^\circ 33'$
M $30\bar{3}1$	$60^\circ 00'$	$75^\circ 18'$	s' $\bar{1}2\bar{1}1$	$-30^\circ 00'$	$65^\circ 33'$
Γ $40\bar{4}1$	$60^\circ 00'$	$78^\circ 52'$	L $12\bar{3}2$	$19^\circ 06'$	$59^\circ 15'$
ζ $60\bar{6}1$	$60^\circ 00'$	$82^\circ 31'$	α $32\bar{5}3$	$36^\circ 35'$	$61^\circ 33'$
Φ $70\bar{7}1$	$60^\circ 00'$	$83^\circ 35'$	u $31\bar{4}1$	$46^\circ 06'$	$77^\circ 41'$
ψ $11.0.\bar{1}\bar{1}.1$	$60^\circ 00'$	$85^\circ 54'$	u' $13\bar{4}1$	$13^\circ 54'$	$77^\circ 41'$
z $01\bar{1}1$	$0^\circ 00'$	$51^\circ 47'$	y $41\bar{5}1$	$49^\circ 06'$	$80^\circ 15'$
l' $02\bar{2}1$	$0^\circ 00'$	$68^\circ 31'$	y' $14\bar{5}1$	$10^\circ 53'$	$80^\circ 15'$
M' $03\bar{3}1$	$0^\circ 00'$	$75^\circ 18'$	x $51\bar{6}1$	$51^\circ 03'$	$81^\circ 57'$
Γ' $04\bar{4}1$	$0^\circ 00'$	$78^\circ 52'$	x' $15\bar{6}1$	$8^\circ 57'$	$81^\circ 57'$
ζ' $06\bar{6}1$	$0^\circ 00'$	$82^\circ 31'$			

rr ($10\bar{1}1$): ($\bar{1}101$) = $85^\circ 46'$	rm ($10\bar{1}1$): ($01\bar{1}0$) = $66^\circ 52'$	xm ($51\bar{6}1$): ($10\bar{1}0$) = $12^\circ 01'$
rz ($10\bar{1}1$): ($01\bar{1}1$) = $46^\circ 16'$	zm ($01\bar{1}1$): ($10\bar{1}0$) = $66^\circ 52'$	ym ($41\bar{5}1$): ($10\bar{1}0$) = $14^\circ 35'$
rm ($10\bar{1}1$): ($10\bar{1}0$) = $38^\circ 13'$	sm ($11\bar{2}1$): ($10\bar{1}0$) = $37^\circ 58'$	um ($31\bar{4}1$): ($10\bar{1}0$) = $18^\circ 29'$
zm ($01\bar{1}1$): ($01\bar{1}0$) = $38^\circ 13'$	sr ($11\bar{2}1$): ($10\bar{1}1$) = $28^\circ 54'$	

Менее обычные и редкие формы [17, 18]:

c 0001	t 40 $\bar{4}$ 3	d 11.0. $\bar{1}$ 1.2	χ 0.13. $\bar{1}$ 3.6	P 3473	Σ 10.5. $\bar{1}$ 5.2	ε 7187
a 11 $\bar{2}$ 0	J 70 $\bar{7}$ 5	γ 13.0. $\bar{1}$ 3.2	μ 0552	V 7.5. $\bar{1}$ 2.5	W 3.7. $\bar{1}$ 0.3	v 7181
$'a$ 2 $\bar{1}$ 10	g 10.0. $\bar{1}$ 0.7	B 80 $\bar{8}$ 1	w 0.11. $\bar{1}$ 1.4	E 5.7. $\bar{1}$ 2.5	ψ 2577	b 9.1. $\bar{1}$ 0.9
K 2130	j 30 $\bar{3}$ 2	A 90 $\bar{9}$ 1	$'\sigma$ 0.10. $\bar{1}$ 0.3	Z 2355	G 3.8. $\bar{1}$ 1.3	$'b$ 1.9. $\bar{1}$ 0.9
k 51 $\bar{6}$ 0	U 80 $\bar{8}$ 5	T 10.0. $\bar{1}$ 0.1	$'h$ 0772	p 2352	N 31 $\bar{4}$ 4	n 12.1. $\bar{1}$ 3.1
ω 10 $\bar{1}$ 3	i 5053	X 16.0. $\bar{1}$ 6.1	$'\Delta$ 0.14. $\bar{1}$ 4.3	O 3583	$'N$ 13 $\bar{4}$ 4	$'n$ 1.12. $\bar{1}$ 3.1
D 20 $\bar{2}$ 5	S 7073	Y 18.0. $\bar{1}$ 8.1	$'e$ 0551	H 2135	o 2.7. $\bar{9}$.16	
π 10 $\bar{1}$ 2	μ 5052	$'\omega$ 01 $\bar{1}$ 3	$'d$ 0.11. $\bar{1}$ 1.2	$'H$ 1235	β 2799	
q 11.0. $\bar{1}$ 1.10	v 22.0. $\bar{2}$ 2.7	$'\pi$ 01 $\bar{1}$ 2	$'B$ 0881	R 2133	f 4155	
Ξ 9098	h 7072	$'\lambda$ 0554	$'T$ 0.10. $\bar{1}$ 0.1	$'R$ 1233	τ 1454	
Π 6065	θ 13.0. $\bar{1}$ 3.3	$'j$ 0332	Q 0.17. $\bar{1}$ 7.1	L 2132	ι 2.9. $\bar{1}$ 1.2	
λ 5054	Δ 14.0. $\bar{1}$ 4.3	$'i$ 0553	ξ 1122	ρ 2131	$'x$ 6151	
C 13.0. $\bar{1}$ 3.10	e 5051	I 0.13. $\bar{1}$ 3.7	$'\xi$ 2112	$'\rho$ 1231	$-x$ 1651	

Кроме того, указывалось свыше 400 очень редких и мало достоверных форм, список которых с критическими замечаниями приведен Фронделом [18].

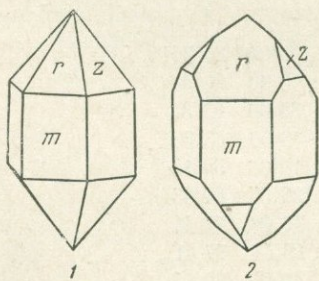
Наиболее обычные габитусные формы: m (10 $\bar{1}$ 0), r (10 $\bar{1}$ 1) и z (01 $\bar{1}$ 1). Базопинакоид (0001) исключительно редок [19, 20].

Статистическая важность граней не вполне отвечает их важности, вычисленной по рентгеновским данным Михеева и с учетом структурного фактора Доннэй и Харкера (по Шафрановскому) [19]:

Статист.	10 $\bar{1}$ 0	10 $\bar{1}$ 1	11 $\bar{2}$ 1	51 $\bar{6}$ 1	1231
Михеев	10 $\bar{1}$ 0	10 $\bar{1}$ 1	11 $\bar{2}$ 2	1231	
Доннэй					
Харкер	10 $\bar{1}$ 0	10 $\bar{1}$ 1	11 $\bar{2}$ 0	10 $\bar{1}$ 2	11 $\bar{2}$ 1 20 $\bar{2}$ 1 11 $\bar{2}$ 2 0001

Относительное число правых и левых кристаллов кварца (из кварцевых порфиров, пегматитов, кварцитов, кварцевых жил и из хрустальных погребов), по Леммлейну, одинаково, по другим данным (Вистелиус), отмечается преобладание левых кристаллов; так, из 1442 зерен кварца из письменных гранитов, 289 принадлежали правым кварцам, 1153 — левым [21].

По облику можно выделить несколько типов кристаллов.

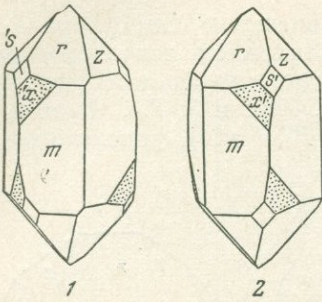


Фиг. 71. Кристаллы α -кварца
1 — гексагонально-призматический;
2 — тригонально-призматический

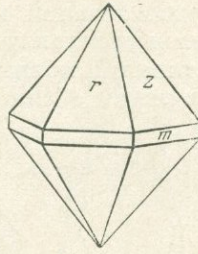
1. Гексагонально-призматические с обладающими гранями призмы m (10 $\bar{1}$ 0) и одинаково развитыми гранями ромбоэдров r (10 $\bar{1}$ 1) и z (01 $\bar{1}$ 1) (фиг. 71, 1). Довольно распространены в гидротермальных кварцевых жилах, включая кварцевые жилы с вольфрамитом и молибденитом.

2. Тригонально-призматические, также с преобладающими гранями призмы m (10 $\bar{1}$ 0) и сильно развитыми гранями ромбоэдра r (10 $\bar{1}$ 1) при подчиненном развитии или полном отсутствии граней ромбоэдра z (01 $\bar{1}$ 1) (фиг. 71, 2). Часто наблюдаются грани трапецеэдров x (51 $\bar{6}$ 1), y (41 $\bar{5}$ 1) и дипирамиды s (11 $\bar{2}$ 1), по положению которых различают правые и левые кристаллы (фиг. 72). Кристаллы этого типа встречаются в гранитных пегматитах, хрусталоносных жилах и жилах альпийского типа.

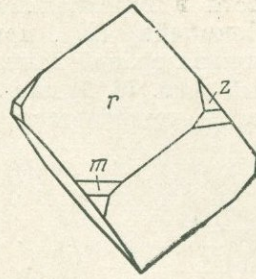
3. Гексагонально-дипирамидальные, граней призмы нет или они очень слабо развиты, равномерно развиты r (10 $\bar{1}$ 1) и z (01 $\bar{1}$ 1) (или грани дипи-



Фиг. 72. Левый (1) и правый (2) кристаллы кварца



Фиг. 73. Гексагонально-дипирамидальный кристалл кварца из пегматитов Северной Карелии (по Лабунцову)



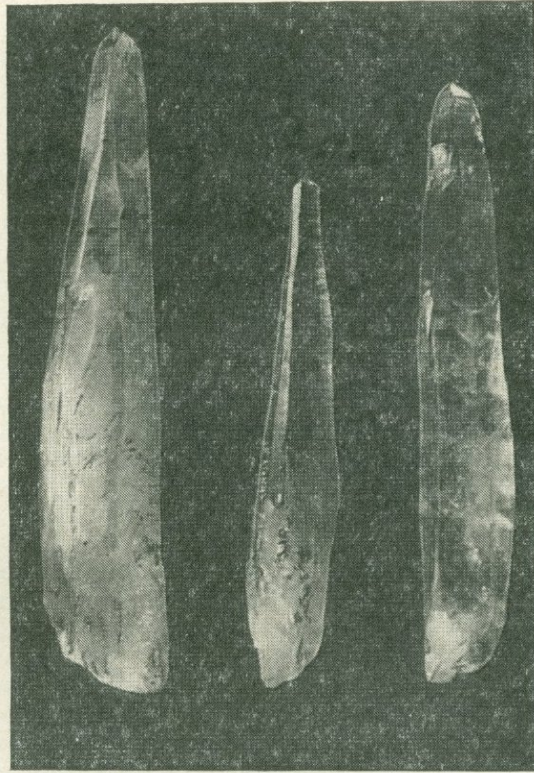
Фиг. 74. Псевдокубический кристалл кварца (по Лабунцову)

рамыды r ($10\bar{1}1$) у β -кварца) (фиг. 73). Такие кристаллы характерны для параморфоз α -кварца по β -кварцу в кварцевых порфирах, для позднего гидротермального кварца рудных и кварцево-карбонатных жил [22], кварца и аметиста в пустотах кремней, аутигенного кварца осадочных пород, асфальтитов, туфов (мнимопирогенные кварцы) [23].

4. Псевдокубические («кубические») при значительном или резком преобладании r ($10\bar{1}1$) и подчиненном развитии z ($01\bar{1}1$) и m ($10\bar{1}0$) (фиг. 74) [10]; такие кристаллы встречены в Карелии — в пегматитовых жилах (Лабунцов) и в пустотах диорита из Шунги (Борисов), а также в Бразилии, Бельгии и других странах [24].

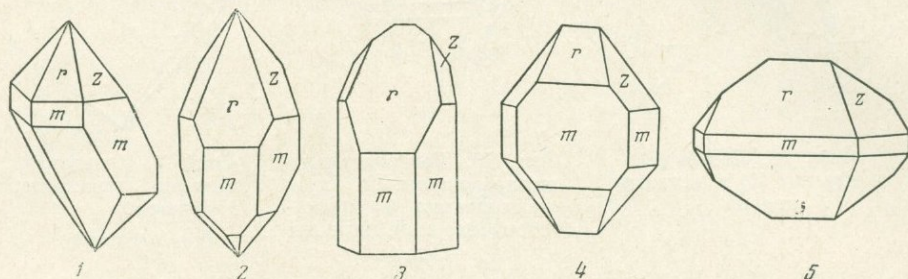
5. Обелисковидные с преобладающими острейшими ромбоэдрами (фиг. 75), гексагонального и тригонального развития. Наблюдаются в виде крупных кристаллов в жилах альпийского типа [25], в сульфидно-касситеритовых жилах и др.

Облик кристаллов и правильность их развития зависят от равномерности питания, положения кристаллов в процессе роста, характера зародышевого кристалла, концентрации SiO_2 в растворе, от pH среды и других причин [26—29]. Кристаллы одноконечные, росшие в друзовой по-

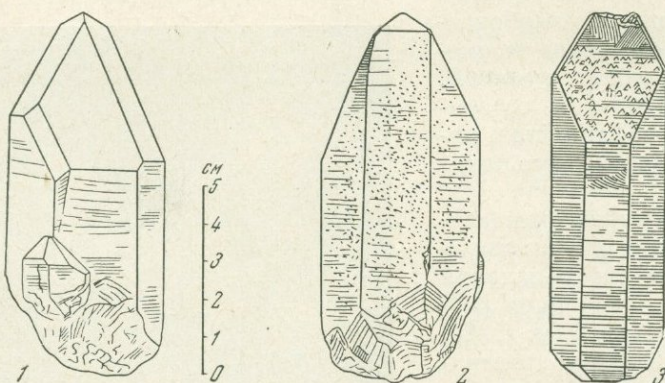


Фиг. 75. Обелисковидные кристаллы кварца из касситеритсодержащих кварцевых жил, Микояновское месторождение, Забайкалье (по Костылевой и Сухушиной)

лости в вертикальном направлении, имеют внешнюю симметрию $L_3\bar{3}P$ (Леммлейн) [27], при горизонтальном или наклонном положении рост нижних граней замедлялся и кристаллы нередко приобретали триклинный (фиг. 76, 1) или моноклинный облик (фиг. 76, 2 и 3; 77). Часто кристаллы приобретают ромбический облик (фиг. 76, 4 и 5), уплощаются по



Фиг. 76. Кристаллы кварца искаженного развития
(по Кокшарову—Шафрановскому)

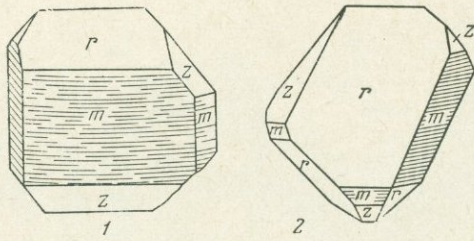


Фиг. 77. Кристаллы кварца псевдомоноклинного облика
из жил альпийского типа, Приполярный Урал
(по Карякину)

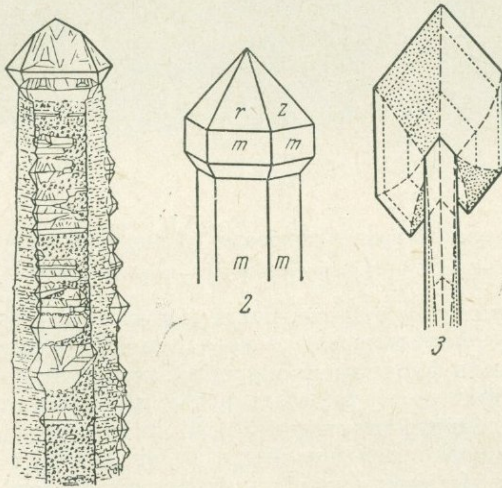
1 и 2 — один и тот же кристалл: 1 — грани, при росте обращенные книзу;
2 — грани, обращенные кверху

($10\bar{1}0$) или по ($10\bar{1}1$) (фиг. 78), таковы: кварцы Неройки на Приполярном Урале, уплощенные параллельно граням призмы [30], кварцы с «белой полоской» в жилах альпийского типа [28]. В жилах альпийского типа встречаются нарастания кристаллов одного облика на кристаллы другого облика; таковы, например, скипетровидные кристаллы (фиг. 79), образовавшиеся при ориентированном росте дипирамидального кристалла на призматическом [26]. В тех же жилах обнаруживаются скрученные кристаллы — винтообразно повернутые сростки кристаллов (фиг. 80), которые образуются в особых условиях роста и характеризуются расщепленным или блочным строением [31]; отмечен также многоглавый рост кристаллов (несколько головок на одной призме).

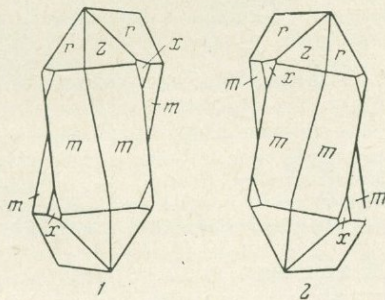
В условиях неравномерного питания образуются кристаллы скелетного развития [26, 32] (фиг. 81); внешняя симметрия скелетных кристаллов снижена [19, 27]. Некоторые скелетные кристаллы кварца возникают при перекристаллизации кварца графического пегматита (Бакуменко) [32].



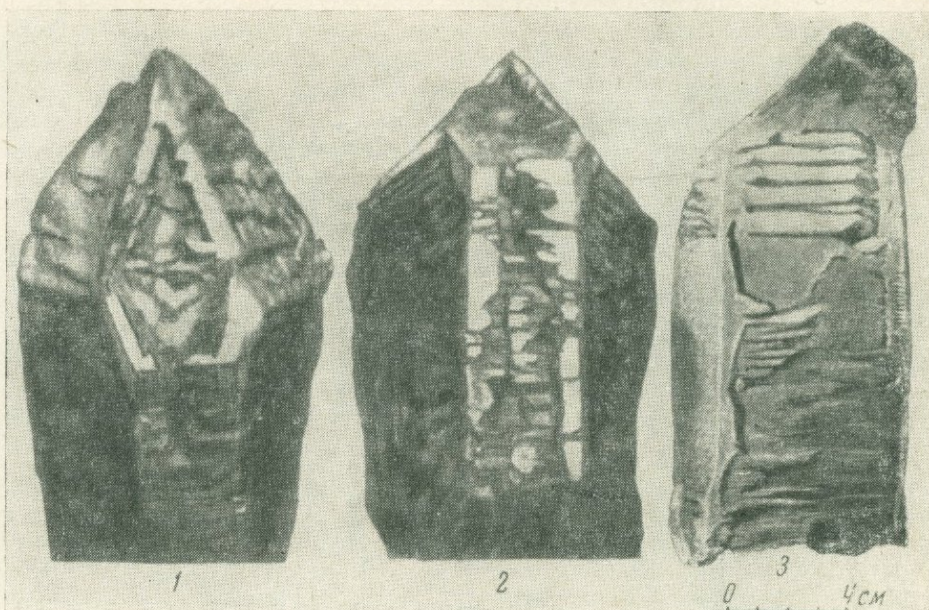
Фиг. 78. Кристаллы кварца [искаженного облика, гора Неройка, Приполярный Урал (по Шафрановскому)
1 — уплощенный по m (1010); 2 — уплощенный по r (1011)



Фиг. 79. Скипетровидные кристаллы кварца
1 — р. Искем, Зап. Тянь-Шань (по Григорьеву); кристаллы кварца 2-ой генерации на отрицательных ребрах призм; 2 — Штявница, Чехословакия (по Задебеку); 3 — схематический разрез скипетровидного кристалла амethysta; фиолетовая окраска сосредоточена в пирамиде нарастания положительного ромбоэдра r (1011) (по Леммлейну)

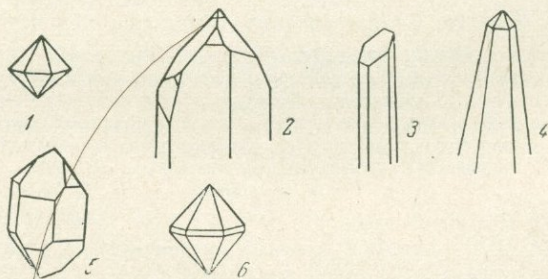


Фиг. 80. Скрученные (влево и вправо) кристаллы кварца из Швейцарии (по Чермаку)



Фиг. 81. Скелетные формы на гранях ромбоэдра (1) и призмы (2, 3) кристаллов кварца
(1 и 2 — по Мокиевскому; 3 — по Генделеву)

Имеются указания, что в среде, богатой железом, образуются преимущественно короткопризматические и псевдодипирамидальные кристаллы кварца с дымчатой или фиолетовой окраской, тогда как в породах, богатых кремнеземом и бедных железом, обычно возникают вытянутые обелисковидные кристаллы горного хрусталя [33]. В пегматитах короткопризматические кристаллы образуются при более высокой температуре из растворов, пересыщенных кремнекислотой; к концу кристаллизации, при более



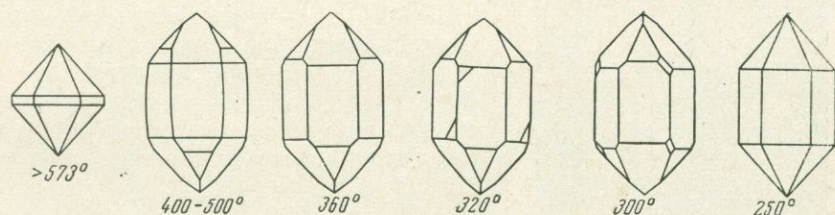
Фиг. 82. Зависимость облика кристаллов кварца от генезиса

(по Маухеру — Кальбу — Вировлянскому)
1 — магматический тип; 2 — пневматолитический тип;
3 — гидротермальный тип Дофина; 4 — гидротермальный обелисковидный тип; 5 — гидротермальный столбчатый тип; 6 — низкотемпературный кумберлендский тип

низких температурах и меньших концентрациях кремнезема, возникают обелисковидные кристаллы (Леммлейн) [27].

По Кальбу, Маухеру [34] и Вировлянскому [35], облик кристаллов обусловлен температурой и может служить показателем генезиса кварца.

Соответственно различается несколько типов кристаллов кварца. Кварц I — магматический, неправильные зерна или гексагональные дипирамиды без призмы, температура образования около 800° (фиг. 82, 1). Кварц II — пневматолитический, в сплошных столбчатых сдвойникованных кристаллах с гранями трапецоэдров (фиг. 82, 2); грани призм — с вертикальной штриховкой; образовался при t -рах 365° и выше; характерно наличие дофинейских двойников, связанных с переходом β -модификации в α -модификацию. Кварц III — гидротермальный; температура образования 365 — 250° ; выделяются четыре подтипа: а) длинностолбчатые, редко сдвойникованные кристаллы, часто с преобладанием одной из ромбоэдрических граней — дофинейский тип (фиг. 82, 3); б) длинностолбчатые обелисковидные (кристаллы с р. Пскем, по Вировлянскому [35], фиг. 82, 4); в) столбчатые сдвойникованные кристаллы, богатые газожидкими включениями, часто мутные (фиг. 82, 5) — готтардский тип (кристаллы горного хрусталя и дымчатый кварц пегматитовых жил); г) группы столбчатых кристаллов, часто молочного-замутненные — тип Гарца. Кварц IV «коллоидной» фазы — волокнистый кварц, халцедон; начало образования около 200° . Кварц V — низкотемпературный, псевдодипирамидальный, иногда с очень узкой призмой с преобладанием двух ромбоэдров (кумберлендский тип); частью аметист и железистый кварц (около 180°) (фиг. 82, 6).



Фиг. 83. Зависимость облика кристаллов кварца от температуры
(по Шубникову)

Зависимость облика кристаллов кварца от температуры по Шубникову [36] несколько иная (фиг. 83).

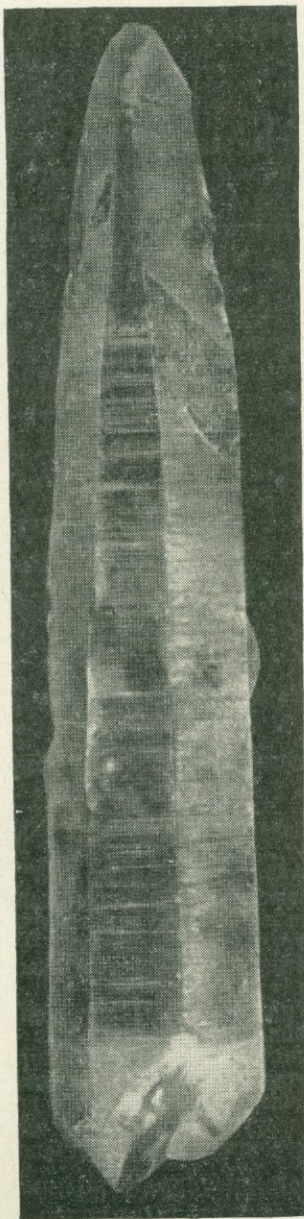
Ключ Мюге для определения температуры образования кварца по его двойникам [37]:

1. Несдвойникованные кристаллы; температура образования ниже 573° .
2. Кристаллы образуют двойники с трапецоэдрическими и дипирамидальными гранями; температура образования может быть выше и ниже 573° : а) контуры трапецоэдрических и дипирамидальных граней не секутся границами двойников — температура образования кварца ниже 573° ; б) контуры этих граней секутся границами двойников — температура образования выше 573° .
3. Кристаллы без трапецоэдрических граней: а) правильные комбинации положительных и отрицательных ромбоэдров; границы двойников прямолинейные — температура образования ниже 573° ; если границы двойников непрямолинейные, очень вероятно температура образования выше 573° ; б) конечные грани представляют собой гексагональные дипирамиды или неодинаковые по величине ромбоэдры r и z ; границы двойников неправильные (дофинейские двойники) — температура образования $\geq 573^{\circ}$; границы двойников правильные (бразильские двойники) — вероятно температура ниже 573° .

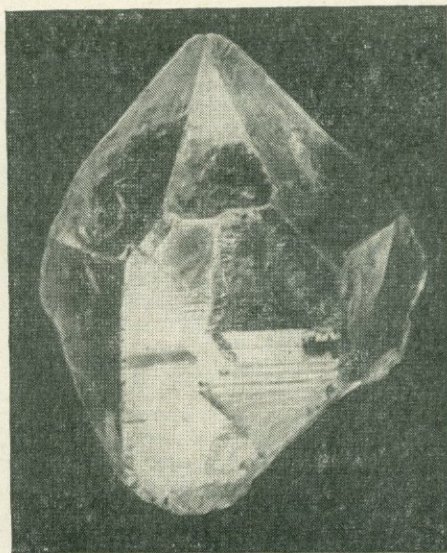
Внешний облик определяет качество кристаллов кварца как пьезооптического сырья [38]. Непрерывная горизонтальная штриховка на m ($10\bar{1}0$) указывает на монокристалльность кварца (фиг. 84), перерыв штриховки — на существование двойникового шва, извилистого у дофинейского двойника (фиг. 85), прямоугольного или прямолинейного у бразильского двойника. Тригональный облик и развитие граней трапецоэдров и дипирамиды рассматриваются как благоприятный признак оптического кварца [29, 39, 40]. Дефектом кварца как пьезооптического сырья

является мозаичное строение кристаллов. Необычайно тонкое мозаичное строение ведет к появлению волокнистости или «свилеватости» кварца (фиг. 86) [41]. Расщепление кристаллов в процессе роста с появлением мозаичного строения и уменьшение прозрачности может быть вызвано перерывами в их росте, вхождением Al в решетку [42]; трещиноватость может быть результатом зонального и секториального вхождения примесей [43].

На гранях m ($10\bar{1}0$) обычна горизонтальная штриховка — результат различия в скоростях роста параллельно и перпендикулярно оси c или чередования граней острейших ромбоэдров и призмы [44]. Гексагональная призма кварца представляет собой комбинацию двух тригональных реберных призм с различной физической природой (см. о разьедании кристаллов стр. 156) [33]. Грани призмы, прилегающие к граням отрицательного ромбоэдра z ($01\bar{1}1$), имеют мелкую штриховку, к граням положительного ромбоэдра r ($10\bar{1}1$) — более крупную; крупная и мелкая штриховки на одной грани указывают на двойниковое строение по дофинейскому закону [45]. На гранях m ($10\bar{1}0$) наблюдается также второстепенная штриховка: у правых кристаллов



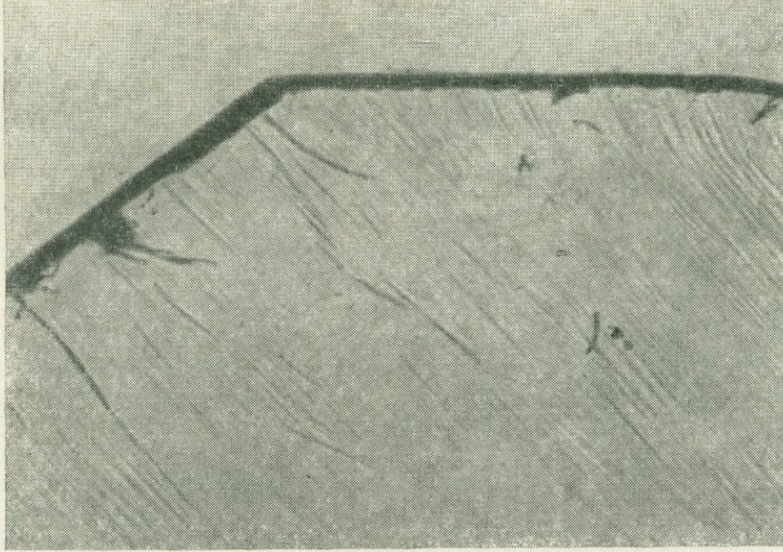
Фиг. 84. Кристалл кварца без дофинейского двойничкования с непрерывной горизонтальной штриховкой на гранях призмы, Бразилия (по Гордону)



Фиг. 85. Дофинейский двойник кварца с вертикальным извилистым швом на [гранях призмы, Бразилия (по Гордону)

(при вертикальном положении оси c) она идет сверху вниз и слева направо, у левых — наоборот [46]. Характер штриховки зависит от положения кристаллов при росте: штриховка более резко выражена на нижних гранях и менее четко — на верхних [47].

Углубления и трубчатые каналы на гранях призм, заполненные маточным раствором, а также характерные углубления на гранях ромбоэдров и других гранях являются часто результатом параллельного нарастания и срастания отдельных индивидов («слипания» гранями или ребрами) [47a].



Фиг. 86. Тонковолокнистое (свилеватое) строение кварца,
Приполярный Урал
(по Леммлейну)

Грани z ($01\bar{1}1$) обычно меньше граней r ($10\bar{1}1$) или равны им по величине; при равном развитии они отличаются по блеску (грани z часто матовые вследствие меньшей устойчивости против разъедания) и по характеру фигур травления.

Грани трапецоэдров x ($51\bar{6}1$), y ($41\bar{5}1$) и u ($31\bar{4}1$) всегда мелкие, часто матовые, характерны для прозрачных кристаллов, росших в условиях медленного падения температуры и слабой насыщенности раствора кремнезема; они не характерны для мутных или молочно-белых кристаллов [25]. Грани дипирамиды s ($11\bar{2}1$) чаще развиты слабо, нередко с тонкой штриховкой, параллельной ребру s ($11\bar{2}1$) : r ($10\bar{1}1$).

Эта штриховка помогает отличать r от z и устанавливать энантиоморфные формы кристаллов кварца. При установке положительного ромбоэдра r ($10\bar{1}1$) в сторону наблюдателя грани трапецоэдра и дипирамиды у правого кристалла находятся в правой верхней части кристалла, у левого кристалла — в левой (фиг. 72).

Видициальные образования обычны [35, 48, 49]: на m ($10\bar{1}0$) — асимметричные четырехсторонние пирамидки, вытянутые в направлении зоны $[11\bar{2}0]$ (их расположение помогает различать правые и левые кристаллы и определять двойниковые области в кристаллах), на гранях ромбоэдров r и z — асимметричные пирамидки или треугольные

бугорки с округлыми очертаниями. Вициальные образования преимущественно возникают около двойниковых границ [49]; шрамовые вициналы вызваны механическими причинами и появляются вдоль царапин. Наличие шрамов на кристаллах кварца из Березовска рассматривается как результат механического воздействия сульфидов на кварц в условиях тектонических подвижек [50]. На кристаллах кварца поздней генерации подмечена связь между образованием вициналов и внутренним несовершенством кристаллов [46].

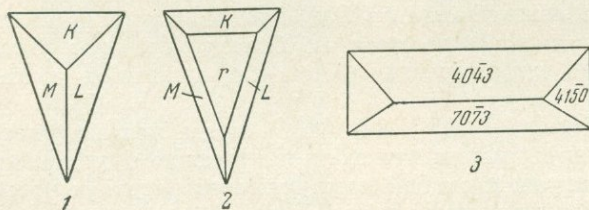


Фиг. 87. Природные фигуры разедания на грани ромбоэдра кварца, Приполярный Урал (по Шафрановскому)

Отмеченная Кальбом [34] зависимость между характером вициальных пирамидок и временем образования кварца на кристаллах кварца с р. Пскем не установлена [35].

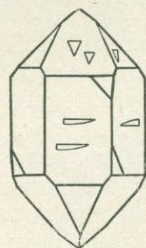
Природные фигуры травления обычны [51]. На гранях ромбоэдра r ($10\bar{1}1$) фигуры травления имеют вид треугольных углублений, обращенных вершинами к граням призмы (фиг. 87). В плане фигуры на r ($10\bar{1}1$), по Шафрановскому [51], представляют собой равнобедренные треугольники (фиг. 88); внутренняя часть этих фигур является вогнутой пирамидкой, образованной гранями растворения K , L , M ; из них K соответствует ромбоэдрам ($60\bar{6}5$), ($40\bar{4}3$), ($70\bar{7}3$), L — тригональной дипирамиде ($11\bar{2}2$), M — тригональным трапецоэдрам ($21\bar{3}3$) и ($31\bar{4}4$). Иногда вершины отрицательных пирамид в фигурах травления срезаны гранями r ($10\bar{1}1$).

Часто сильно разбеденными бывают также грани трапецоэдров x ($51\bar{6}1$), y ($41\bar{5}1$) и дипирамиды s ($11\bar{2}1$) [51]. Конечными формами природного растворения являются конусовидные поверхности и холмистые неровности на гранях [52]. Отмечаются «дюновидные образования», рассматриваемые как результат отложения кварца из аэрогелей [53].



Фиг. 88. Схематический чертеж фигур разедания кристаллов кварца

1 и 2 — на гранях ромбоэдра ($10\bar{1}1$); 3 — на грани призмы ($10\bar{1}0$), Приполярный Урал (по Шафрановскому)



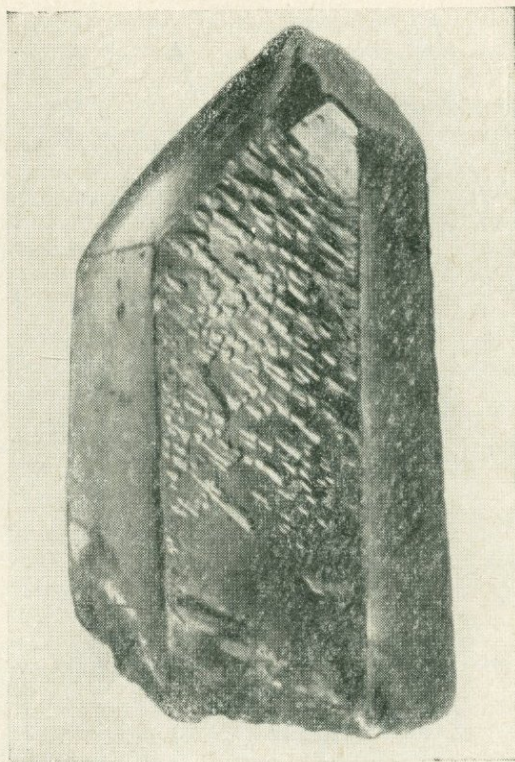
Фиг. 89. Фигуры разедания на гранях призмы правого кристалла кварца

(по Шубникову)

На гранях призмы установлены фигуры естественного травления нескольких типов: а) удлиненные в горизонтальном направлении углубления типа лодочки, выпуклой с одной стороны (Шубников) [36], у правых кристаллов (выпуклая сторона снизу) острие фигур направлено вправо, (фиг. 89) у левых — влево; б) удлиненные в горизонтальном направлении углубления прямоугольных очертаний в виде входящих двугранных углов, состоят из ромбоэдров (фиг. 88, 3) (Шафрановский) [51, 52]; в) углубле-

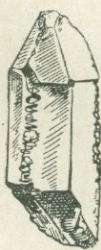
ния остроклиновидной формы, расположенные не горизонтально, а параллельно ребру $s:r$ (фиг. 90); г) фигуры травления на ребрах положительных или отрицательных грани призм (фиг. 91).

Характер фигур искусственного травления зависит от реагента и от условий травления. Фигуры травления плавиковой кислотой на r ($10\bar{1}1$) обращены тупым концом к ребру призмы, несущему грани трапецоэдра (фиг. 92 и 93). На грани призмы искусственные фигуры травления плавиковой кислотой образуют углубления остроклиновидной формы, расположенные, как и природные фигуры, параллельно ребру $s:r$ (Матковский) [54]. При обработке плавиковой кислотой (50%) при комнатной температуре различных ориентированных пластинок природного и искусственного кварца получались также фигуры в виде трубок (Нильсон и Фостер) [51], по-видимому, представляющие результат разъедания включений. При травлении смесью плавиковой и борной кислоты пластинок кварца, вырезанных парал-



Фиг. 90. Природные фигуры разъедания на гранях призм кварца, Бразилия.;

Треугольные углубления направлены острым углом к положительному ромбоэдру r ($10\bar{1}1$); на грани s ($11\bar{2}1$) в правом верхнем углу штриховка \parallel ребру s/r (по Первишу и Гордону)



Фиг. 91. Фигуры разъедания на ребрах призмы кварца (по Шафрановскому)

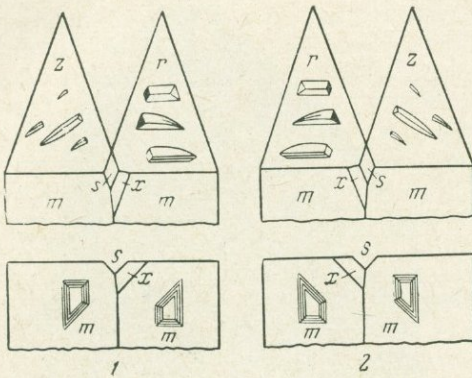
лельно оси c , удалось выявить дислокации и каналы в кристаллах кварца [54].

Несдвойникованные кристаллы кварца представляют большую редкость; двойники многочисленны и разнообразны [55].

А. Двойники с параллельными главными осями.

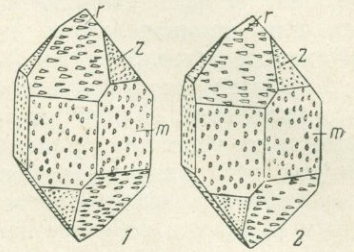
1. Дофинеиские (швейцарские) двойники — дв. ось c , дв. пл. m ($10\bar{1}0$) [56, 57]. Прорастание, реже срастание одноименных по знаку индивидов, один из которых повернут вокруг оси c на 180° (фиг. 94). Оси L_2 (электрические оси) совпадают разноименными концами (теряют полярность), вращение плоскости поляризации сохраняется. В шлифах неразличимы, определяются по извилистому рисунку двойниковых границ, выявляемому травлением полированной пластинки, которая вырезается перпендикулярно оси c (фиг. 95, 1). Двойники этого типа наиболее обычны.

Морфологические признаки кристаллов дофинеиских двойников: грань r ($10\bar{1}1$) одного индивида сливается с z ($01\bar{1}1$) другого индивида, грани m ($10\bar{1}0$) общие (фиг. 94, 7). Грани трапецоэдров x , y , u и дипирамиды s повторяются у каждого ребра призмы; элементы симметрии кристалла



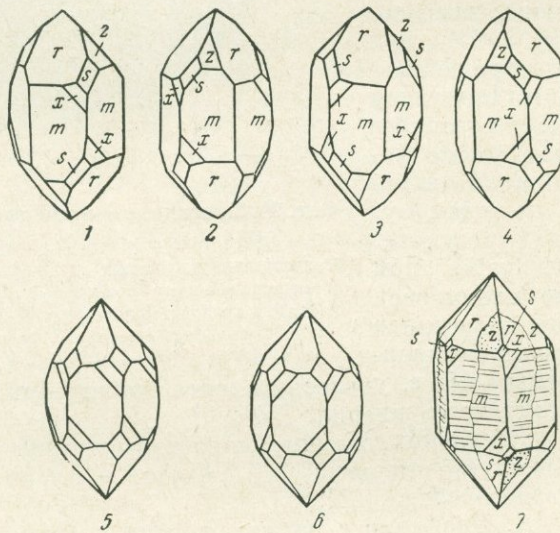
Фиг. 92. Фигуры травления плавиковой кислотой на гранях ромбоэдра и призмы левого (1) и правого (2) кварца

(по Либшю)



Фиг. 93. Фигуры травления плавиковой кислотой на гранях ромбоэдров и призмы левого (1) и правого (2) кварца

(по Пенфилду)



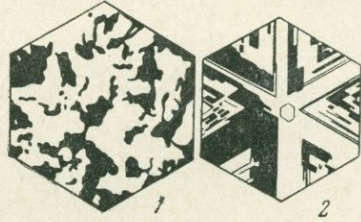
Фиг. 94. Дофинеийские двойники кварца

1 и 2 — два правых кристалла в положении дофинеийского двойникования (повернуты один относительно другого на 180°); 3 и 4 — два левых кристалла в положении дофинеийского двойникования (повернуты один относительно другого на 180°); 5 — дофинеийский двойник правых кристаллов; 6 и 7 — дофинеийские двойники левых кристаллов (по Иванову и Шафрановскому)

дофинеийского двойника $L_6\beta L_2$. Дофинеийские двойники узнаются по извилистому вертикальному шву на грани призмы, по различию отблеска на грани r и z (фиг. 96).

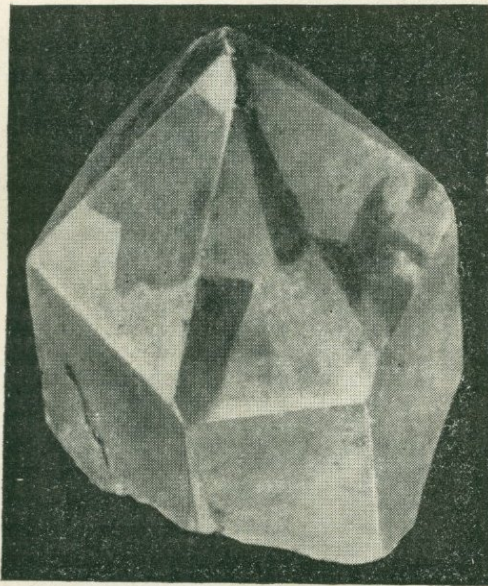
Вертикальные извилистые швы на гранях призмы, напоминающие двойниковые, могут быть также линиями встречи различных слоев грани призмы кристалла мозаичного строения [36].

Искусственные дофинеийские двойники получают [58]: а) механическим воздействием — давлением на монокристалльную пластинку, деформацией изгибом, сжатием, кручением; б) нагреванием кварцевой пластинки в электрической печи при $380-530^\circ$ в течение 10—15 мин и быстрым ее охлаждением; в) воздействием электрического поля. Границы двойникового (дофинеийского) шва на природном кварце могут быть изменены различными путями: многократным $\alpha \rightarrow \beta \rightarrow \alpha$ превращением (нагревание до 573° и быстрое охлаждение), действием электрического поля или механическим воздействием. Наблюдается прямая зависимость между способностью кварца к дофинеийскому искусственному двойникованию и способностью его окрашиваться под действием радиоактивного облучения; границы искусственных двойников совпадают с природными зонами дымчатой окраски. Давлением или скручиванием при $360-650^\circ$ можно произвести увеличение двойникового поля [58, 59]. Деформацией кручением при нагревании под давлением дофинеийское двойникование может быть уничтожено (раздвойникование) [60].



Фиг. 95. Протравленные плавиковой кислотой поперечные сечения двойниковых кристаллов кварца

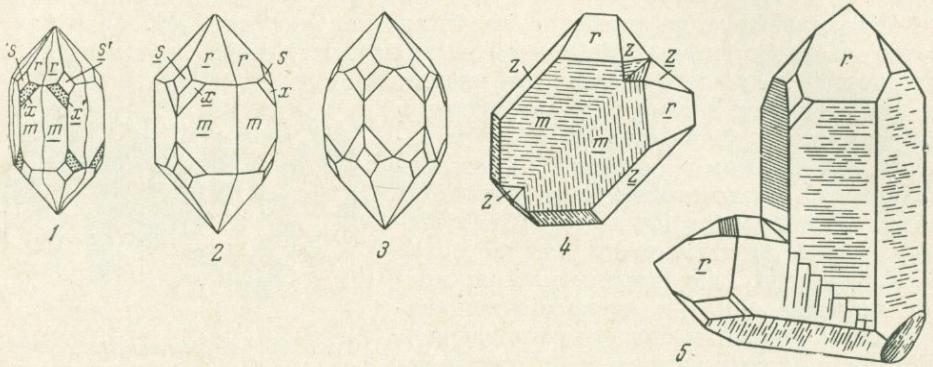
1 — дофинеийский двойник, границы индивидов неправильны; 2 — бразильский двойник, границы индивидов прямолинейны (по Лайдолту, 1855)



Фиг. 96. Дофинеийский двойник кварца, грани r и z различимы по отблеску (по Гордону)

2. Бразильские двойники — дв. ось c , дв. пл. a ($11\bar{2}0$). Срастания правого и левого кристаллов, один из которых повернут вокруг оси c на 180° (фиг. 97, 1). Оси L_2 сохраняют полярность. Одноименные по знаку ромбоэдри совпадают. Различимы оптически: в шлифах границы двойникового шва прямолинейные, двойники иногда полисинтетические. При травлении плавиковой кислотой полированной пластинки, вырезанной перпендикулярно оси c , границы двойников прямолинейны (фиг. 95, 2). Пьезоэлектрические эффекты индивидов бразильских двойников совпадают, вращение плоскости поляризации противоположно. Общая симметрия кристалла бразильского двойника L_33L_23PC .

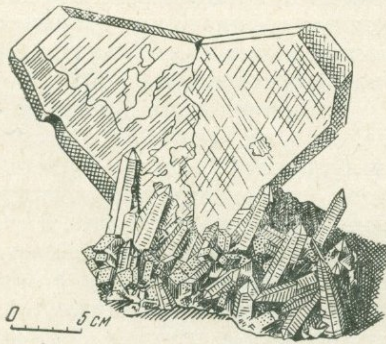
3. Двойники Либиша: а) простые — срastaются правый и левый индивиды, элементы симметрии кристаллов параллельны, грани s и x располагаются на трех призматических ребрах через одно (фиг. 97, 2); элементы симметрии двойника $L_3\bar{3}L_2\bar{3}PC$. Пьезоэлектрические эффекты индивидов совпадают, вращение плоскости поляризации противоположно;



Фиг. 97. Двойники кварца

1 — бразильский двойник; 2 — простой двойник Либиша; 3 — сложный двойник Либиша; 4 и 5 — двойники по японскому закону (1—3 — по Иванову и Шафрановскому; 4 — по Пенфилду; 5 — по Деклуазо)

редки; б) сложные — срastaются в симметричном положении два дофинейских двойника, различно вращающие плоскость поляризации; грани s и x притупляют все ребра призмы; элементы симметрии двойника $L_6\bar{3}L_2\bar{6}P$ (фиг. 97, 3).



Фиг. 98. Японский двойник кварца, Гудживас, Памир (по Григорьеву)

Б. Двойники с непараллельными главными осями встречаются редко. Наиболее известны из них следующие.

4. Двойники по японскому закону — пл. срastания (или двойникования) — $(11\bar{2}2)$, угол между осями $cc' = 84^\circ 33'$, две противоположные грани призмы общие (фиг. 97, 4 и 5; 98) [61]. Известны четыре типа японских двойников [18]; а) срastание двух правых или двух левых кристаллов — около общей грани призмы расположены грани r или грани z обоих индивидов; дв. ось — нормаль к $(11\bar{2}2)$; б) срastание двух правых или двух левых кристаллов — около общей грани призмы расположены разные ромбоэдры r и z ; дв. ось $[1\bar{2}13]$; в) срastание правого и левого кристаллов с гранями одинаковых ромбоэдров r или z у общей грани призмы; дв. пл. $(11\bar{2}2)$ (грани x и s расположены симметрично); г) срastание правых или левых кристаллов с разными ромбоэдрами около общей грани призмы; дв. пл. иррациональна. Механическим путем японские двойники не получаются [62].

Редки двойники с двумя общими (противоположными) гранями призмы:

По закону Брайтхаупта — дв. пл. $(11\bar{2}4)$, $cc' = 48^\circ 54'$.

6. По закону Райхенштайн-Гризертала — дв. пл. $(10\bar{1}1)$, $cc' = 76^\circ 26'$; поворот на 180° .

7. По закону Гольдшмидта — $cc' = 47^\circ 43'$.

8. По закону Цвикау — $cc' = 42^\circ 17'$.

9. По закону Фриделя — $cc' = 90^\circ$.

Редкие двойники с общей гранью ромбоэдра $(10\bar{1}1)$ обоих индивидов:

10. По закону «А» Цинделя — $cc' = 70^\circ 21'$.

11. По тифлисскому закону — поворот на $109^\circ 39'$.

12. По закону Селла — дв. пл. $(10\bar{1}2)$; $cc' = 64^\circ 50'$ (отвечают сардинским двойникам β -кварца).

Редкие двойники (или срастания) при параллельности ромбоэдра $(10\bar{1}1)$ одного индивидуума грани призмы другого:

13. По закону Цинвальда — $cc' = 38^\circ 13'$.

14. По закону Лётшентала — поворот на $47^\circ 43'$.

15. По закону «L» Цинделя — поворот на $70^\circ 21'$.

16. По 1-му закону Зедорфа — поворот на $19^\circ 39'$.

17. По 2-му закону Зедорфа — поворот на 90° ;

18. По закону Дизентиса — поворот на $22^\circ 38'$.

Кварц образует закономерные прорастания и срастания с различными минералами, а также нарастания на них.

Наиболее разнообразны законы ориентированного прорастания кварца рутилом: игольчатые кристаллы рутила располагаются осью с параллельно различным ребрам кварца $[63]$: $[0001]$, $[1\bar{2}10]$, $[1\bar{1}00]$, $[1\bar{1}03]$, $[10\bar{1}3]$, $[1\bar{2}16]$, $[1\bar{2}13]$, $[2\bar{4}23]$, редко \parallel $[1\bar{2}12]$, $[2\bar{7}56]$, $[1\bar{5}43]$, $[1\bar{1}02]$ и $[1\bar{1}01]$; иглы рутила, располагаясь по разным направлениям, слагают характерную сетку в кварце («сагитовый кварц»).

При срастании с другими минералами и нарастании кристаллов отмечены следующие взаимные ориентировки минералов $[96, 64]$.

$(10\bar{1}0)$ $[0001]$ кварца \parallel (0001) $[1\bar{1}\bar{2}0]$ гематита (Глицински и Стойкович);

$(10\bar{1}0)$ $[0001]$ кварца \parallel (111) $[\bar{1}\bar{1}2]$ касситерита (Рамдор);

$(10\bar{1}1)$ кварца \parallel $(01\bar{1}2)$ кальцита (Брайтхаупт); также вращение в кварце таблитчатых по (0001) кристаллов кальцита \parallel $(10\bar{1}1)$ и $(01\bar{1}1)$ кварца; в результате растворения этих закономерно ориентированных срастаний кальцита на кристаллах кварца остаются характерные «надпилы» (Чирвинский, Леммлейн);

$(10\bar{1}1)$ $[\bar{1}2\bar{1}0]$ $(\bar{1}012)$ кварца \parallel (001) $[\bar{1}10]$ $[110]$ пирита (Мязь и др.);

(0001) и $(10\bar{1}0)$ кварца \parallel (0001) и $(10\bar{1}0)$ апатита (Янулов);

грань $(10\bar{1}1)$ или грани $(01\bar{1}1)$, $(10\bar{1}0)$, $(11\bar{2}0)$, (0001) , $(10\bar{1}2)$, $(11\bar{2}1)$ \parallel (111) флюорита (при нарастании кристаллов кварца на флюорите) (Кальб);

$(10\bar{1}0)$ кварца \parallel $(10\bar{1}0)$ или $(10\bar{1}1)$ аквамарина (Каменцев);

$(10\bar{1}1)$ или $(10\bar{1}0)$ кварца \parallel (001) мусковита (Кальб, Франк-Каменецкий);

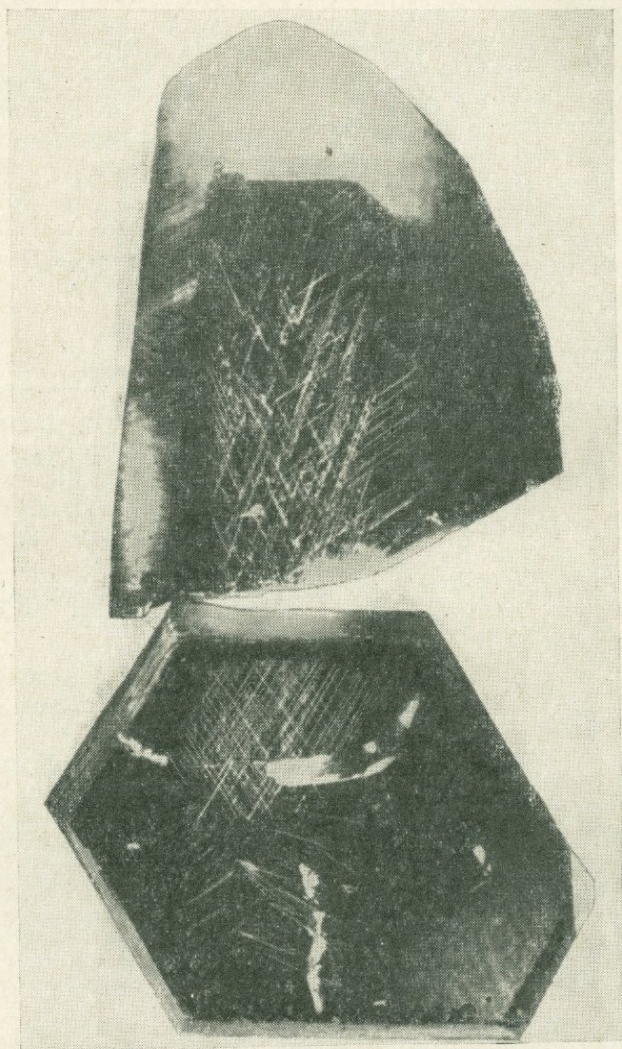
$(10\bar{1}1)$ кварца \parallel (010) олигоклаза (Франк-Каменецкий);

$(11\bar{2}2)$ кварца \parallel (010) альбита; иногда с образованием в альбите своеобразной кварцевой решетки (Рамдор). Ориентированные срастания и прорастания кварца и калиевого полевого шпата по разным законам образуют «письменные» или «графические» структуры $[65]$.

Содержит включения различных минералов: турмалина, рутила, хлорита, асбеста, касситерита, актинолита и др. Обычны газово-жидкие включения преимущественно микроскопических размеров $[66, 67]$.

Физ. У α -кварца с п а и н о с т ь очень несовершенная по нескольким направлениям $[68]$. Особенно часто спайность α -кварца проявляется при раскалывании тонких пластинок или в результате их нагревания и быстрого охлаждения, также при надавливании на них металлическим острием или пальцем в процессе шлифования. Статистический анализ

показывает, что при дроблении α -кварц раскалывается наиболее легко и часто по $(10\bar{1}1)$ или по $(01\bar{1}1)$, в следующую очередь по $(11\bar{2}2)$, менее выражена спайность по (0001) , $(11\bar{2}1)$, $(51\bar{6}1)$, $(10\bar{1}0)$ и, возможно, по $(30\bar{3}2)$ и $(11\bar{2}0)$. У параморфоз α -кварца по β -кварцу призматическая спайность выражена слабее. Число связей Si — O, рассчитанное на единицу площади,



Фиг. 99. «Голубые лучи» в кварце
(по Леммлейну)

в зоне $(0001) : (10\bar{1}0)$ меньше, чем в зоне $(0001) : (11\bar{2}0)$, и наименьшее в плоскостях, отвечающих грани $(10\bar{1}1)$, что и объясняет наиболее легкую спайность по ромбоэдру.

Раковистый излом α -кварца рассматривается как следствие субмикроскопической комбинации всех указанных выше спайностей.

У β -кварца спайность ясная по $(10\bar{1}1)$ и $(10\bar{1}0)$ (по Винчелу).

Иногда заметно развиты отдельность и пластинчатое строение кварца

(разлистованные кварцы) [69] — результат скольжения по плоскостям бразильских двойников. Сотовидная или сетчатая «трансформационная» трещиноватость кварца (из Бирюсинского месторождения, из пегматитов Волены и др.) возникает в результате сокращения объема при быстром охлаждении и переходе β -модификации в α -модификацию в условиях снижения давления [70]. Часто по плоскостям спайности наблюдаются скопления газовой-жидких включений [71].

«Голубые лучи» или «дождь» — своеобразный дефект природного и искусственного цитрина, молочного и розового кварца, обусловленный рассеянием света системой тончайших коротких трещинок, параллельных ромбоэдру, реже — базопинакоиду и содержащих мельчайшие жидкие или газовые включения (фиг. 99) [38]. Образование этих трещинок предположительно связывается с охлаждением и выпадением из решетки кварца примесей (Леммлейн) [41] или с веерообразно расположенными дефект-каналами, отходящими от твердых включений [10а].

Излом монокристаллов раковистый или в виде концентрических пересекающихся кругов («крышка часов») до полураковистого; у плотных агрегатов — занозистый и неровный. Отмечается, что прозрачный стекловатый кварц дает при измельчении более остроконечные осколки, чем белый непрозрачный.

Тв. 7. Твердость царапания параллельно оси c больше, чем в перпендикулярном направлении. Твердость шлифования зависит от направления: у пластинок, параллельных (0001), она больше, чем у пластинок по (10 $\bar{1}$ 0), наименьшая — у пластинок, параллельных (10 $\bar{1}$ 1). Микротвердость в среднем 1135 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ (при нагрузке 100 г; пирамида Викерса) [71а]. Хрупок. Хрускость, наблюдаемая п. микр. при вдавлении (микрорхрупкость), у зональных кристаллов больше в темноокрашенных зонах, чем в бесцветных (Цинзерлинг) [58]. Давление и падение стального шарика на различные грани вызывает образование фигур удара и давления в виде трехгранных пирамид с вогнутыми краями и выпуклыми ребрами (Цинзерлинг и Шубников) [72, 73]. Пластичность кварца проявляется в образовании под влиянием давления дофинейских двойников, волнистого погасания, «бёмовской штриховки» (бёмовских пластинок — пластинок деформации), оптических аномалий [73].

Природный кварц деформируется большей частью пластически, скольжением при изгибе; осью изгиба всегда является одна из осей L_2 [73].

На лауэграммах зерен кварца из пород, в различной степени деформированных, устанавливается явление астеризма — удлинение пятен в полосы, направленные к центру пленки, и расщепление этих удлиненных пятен; наибольший астеризм выявляется у зерен кварца из метасоматических гранитов [73].

При воздействии давления (всестороннее сжатие до 50 000 атм и осевые нагрузки до 450 000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$) наблюдалось разрушение кварца [74].

Модули упругости (c_{ij}) кристаллов α -кварца при комнатной температуре и β -кварца при 600°, по Александрову и Рыжовой (в $\text{дин}/\text{см}^2 \cdot 10^{11}$) [75]:

	c_{11}	c_{33}	c_{44}	c_{12}	c_{13}	c_{14}
α -кварц	8,75	10,77	5,73	0,762	1,51	1,72
β -кварц	11,66	11,04	3,606	1,67	3,28	

Коэф. упругости (s_{ij}) кристаллов α -кварца при нормальных температурах, по Хантингтону [75], и β -кварца при 600°, по Берчу и др. (в $\text{см}^2/\text{дин} \cdot 10^{-14}$):

	s_{11}	s_{33}	s_{44}	s_{12}	s_{13}	s_{14}
α -кварц	126,9	97	206,5	-16,9	-15,4	-43,4
β -кварц	89,8	102,7			-23	

Упругие свойства изменяются в соответствии с изменением температуры (см. стр. 178).

Модули упругости α -кварца, облученного в реакторе быстрыми нейтронами ($2 \cdot 10^{19}$ нейтр/см²), изменяются в пределах от 0,9 до >1,7% при относительном уменьшении плотности кварца, равном 0,18%. Радиационные изменения упругих констант кварца резко отличны от температурных (Жданов и др.) [75].

Сжимаемость при обычной температуре зависит от давления. Относительное изменение длины параллельно и перпендикулярно оси *c* и объема при разных давлениях и температурах, по Ниггли:

Давление, кг/см ²	⊥ оси <i>c</i>		оси <i>c</i>		Изменение объема	
	30°	75°	30°	75°	30°	75°
2000	0,00204	0,00205	0,00144	0,00146	0,00553	0,00558
8000	0,00742	0,00747	0,00528	0,00532	0,02025	0,02040
10000	0,00913	0,00917	0,00640	0,00648	0,02486	0,02503
12000	0,01084	0,01092	0,00748	0,00758	0,02945	0,02970

Прочность на сжатие, разрыв и изгиб в различных направлениях (в кг/см²), по Ниггли:

Прочность	оси <i>c</i>		⊥ оси <i>c</i>	
	средняя	максимальная	средняя	максимальная
На сжатие	25000	28000	22800	27400
На разрыв	1160	1210	850	930
На изгиб	1400	1790	920	1180

Модуль скалывания $4,76 \cdot 10^{-5}$ кг/см² [75].

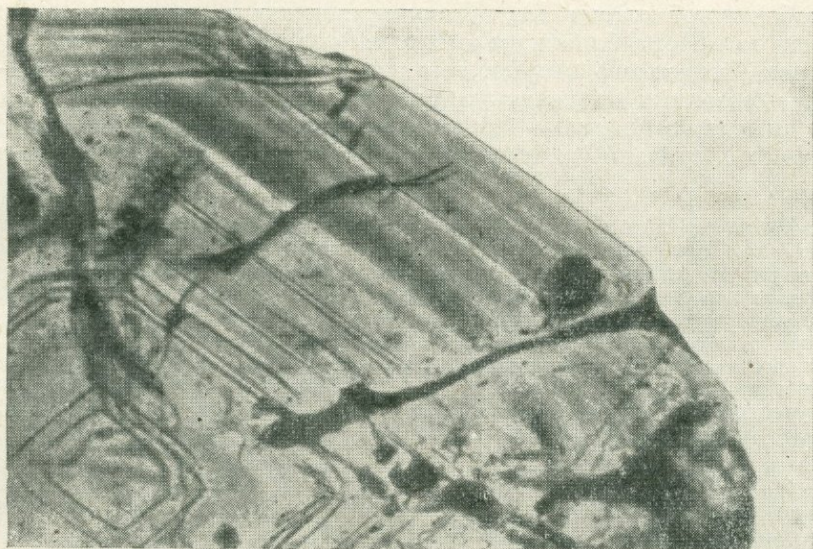
Коэф. внутреннего трения варьирует в пределах $1,8-3,0 \cdot 10^{-3}$ г/см·сек в соответствии с различиями дефектов внутри кристаллов (двойникования, сдвигов и т. п.) [76]. Поверхностная энергия (γ) зависит от направления и изменяется от 400 для (10 $\bar{1}$ 1) и (01 $\bar{1}$ 1) до 1000 эрг/см² для (10 $\bar{1}$ 0) и (11 $\bar{2}$ 0) [76a].

Удельный вес [18] прозрачного бесцветного кварца (горного хрустала) 2,6528 (при 0° и 766 мм; по отношению к воде при 4°), при 18–20° при тех же условиях 2,6510 (вычисл. 2,645 при $a_h = 4,908$, $c_h = 5,38$ Å). Уд. в. дымчатого кварца идентичен уд. в. бесцветного [77]; точные данные для аметиста отсутствуют. Уд. в. молочно-белого кварца, богатого газово-жидкими и газовыми включениями, снижается до 2,60 [77a]. С повышением температуры уд. в. кварца заметно понижается, особенно быстро с приближением к точке инверсии; при 600° уд. в. β -кварца равен 2,53, при 1100° 2,54 [18].

Совершенно чистый прозрачный кварц бесцветен. Окраска зависит от механической примеси минералов, от дефектов в решетке, вызванных вхождением изоморфных элементов и воздействием облучения. Наиболее обычен в природе белый, молочно-белый и серый кварц разных оттенков. Он сильно трещиноват, полупрозрачен, изобилует газово-жидкими включениями и диспергированными коллоидальными примесями (молочно-белый, опалесцирующий). Наблюдается также кварц фиолетовый (аметист), дымчатый, серый, бурый, почти черный (морион), синий (с включениями рутила, турмалина, крокидолита и др.), розовый и красный (мельчайшие включения гематита). Окраска распределяется неравномерно или закономерно-зонально и по пирамидам нарастания (Леммлейн, 1951) [78].

При облучении бесцветных кварцев γ -лучами (также рентгеновскими лучами, потоком электронов, α -частицами) обычно возникает дымчатая

окраска, реже аметистовая. При искусственном возбуждении дымчатой окраски пьезокварца (в отличие от природной) заметно изменяются его константы упругости, уменьшается скорость растворения его в плавиковой кислоте. Облучением выявляется зональное строение (фиг. 100). Степень густоты искусственной окраски изменяется для кварца различного генезиса. Низкотемпературный гидротермальный кварц окрашивается в дымчатый цвет слабее, чем высокотемпературные, магматические и пегматитовые кварцы (Ишиказу) [79].



Фиг. 100. Зональное строение кварца из порфира горы Самшвильдо (Грузия), вызванное воздействием рентгеновских лучей (по Леммлейну)

Изоморфное замещение трехвалентными элементами (Al^{3+} , Fe^{3+}) четырехвалентного Si^{4+} требует компенсации зарядов, которая может осуществляться вхождением Li , Na и H в интерстиции. Под действием облучения, когда ионы Li^{1+} , Na^{1+} , поглощая электроны, нейтрализуются и теряют связь с Al (Fe), дефекты в решетке делаются центрами окраски (F -центрами) и обуславливают дымчатую и аметистовую окраску кварца (Брайен и Прайс [80]). Окраска аметиста вызывается структурной примесью Fe , преобладающего над Al , окраска дымчатого кварца — примесью Al , преобладающего над Fe ; окраски аметиста и дымчатого кварца, таким образом, родственны, и в природе наблюдаются переходы от аметиста к дымчатому кварцу (Худоба) [78].

Допускается, что окраска скорее определяется способом внедрения примесей в решетку, чем природой атомов-примесей [79, 81, 82]. Центры окраски кварца, не содержащего примесей и поэтому не окрашивающегося при облучении, могут быть искусственно вызваны предварительным смачиванием кварца в растворе солей алюминия и лития, также в растворе, содержащем алюминий и серебро или магний и фосфор, при нагревании до 1500° (Хенслер) [80].

Возникновение центров окраски может быть вызвано электролизом. Дымчатая окраска в кварцевой пластинке возникла в прианодном участке при т-ре $700-900^\circ$, силе поля $200-1500$ в [83, 84] (см. также стр. 188). Спектры абсорбции в этом случае имели небольшие максимумы в области $250-180$ $m\mu$. У дымчатого кварца, окрасившегося при электролизе, наблюдался также характерный электронно-резонансный спектр с ясно выраженной анизотропией (Лавес, Шиндлер, Уивер) [84].

Искусственное введение электролизом только ионов лития не вызывает дымчатой окраски [85]. Путем электролиза центры окраски могут быть удалены из кварца. После электролитической обработки образцы перестают окрашиваться под действием облучения [86].

Черта бесцветная, у железистых разновидностей буроватая. Бл. на гранях стеклянный, в изломе жирный или жирноватый, у скрытокристаллических агрегатов нередко матовый.

Диэлектрическая постоянная несколько варьирует, различия в указываемых значениях зависят от метода определения [87] и от особенностей кварца [88]. Диэлектрические постоянные бесцветного и дымчатого кварца близки, у аметистов они значительно выше: у двух пластинок бесцветного кварца, вырезанных параллельно оси c — 4,40 и 4,50, вырезанных перпендикулярно c — 4,60 и 4,50, в произвольных срезах дымчатого кварца — 4,50, у аметиста в пластинках, перпендикулярных оси c , значения диэлектрической постоянной неодинаковы в различных участках: 5,40, 5,15, 4,90 [88].

Диэлектрическая постоянная до 400° не зависит от температуры; после 400° она особенно резко возрастает в направлении, параллельном оси c : примеси щелочных ионов мигрируют вдоль каналов кварца. После удаления этих примесей (при 600 — 700° с помощью постоянного электрического поля напряженностью 1000 — 2500 в/см) влияние температуры не устанавливается. В области фазового перехода имеет место небольшой скачок снижения диэлектрической постоянной, а затем ее незначительный, но постоянный рост в соответствии с температурой (Зубов и др., 1963) [89]. Диэлектрическая постоянная понижается в результате облучения кварца нейтронами: у необлученного кварца она равна $\perp c$ 4,5; $\parallel c$ 4,62; у облученного (дозой 2.10^{19} нейтр/см²) соответственно 4,44 и 4,59 [89].

Удельное сопротивление α -кварца при комнатной температуре в направлении оси c значительно меньше, чем в поперечном направлении: при 20° , по Шубникову [36], около $0,1 \cdot 10^{15}$ ом/см³ $\parallel c$ и около $20 \cdot 10^{15}$ ом/см³ $\perp c$. Электропроводность кварца значительно увеличивается при нагревании (уд. сопротивление уменьшается), она зависит и от продолжительности пропускания тока. Пробивное напряжение непрозрачного кварца 20, прозрачного 40 кв/мм, при 500° 2—5 кв/мм [90].

При 300° и выше кварц имеет заметную ионную проводимость в направлении оси c . При 500° проводимость по направлению оси c в начальные моменты приложения тока равна $5 \cdot 10^{-10}$ — $5 \cdot 10^{-9}$ ом⁻¹·см⁻¹, с течением времени она падает [12, 85]; экваториальная проводимость при той же температуре равна $2 \cdot 10^{-12}$ ом⁻¹·см⁻¹ [91]. Для переменного тока проводимость выше, чем для постоянного. Проводимость связана с движением катионов-примесей (Li, Na, H) от анода к катоду по структурным каналам кварца [83].

Коеф. диффузии ионов через кварцевую пластинку в направлении оси c убывают с возрастанием величины ионных радиусов (в порядке Li, Na, K), коеф. диффузии для Mg, Ca, Fe, Al очень малы и лежат за пределами точности измерений [83, 84, 85].

В результате длительного пропускания тока (около 1000 час при 500 — 900° и напряженности 200 — 300 в/см, с электродами из спектрально чистого угля) влияние миграции ионов-примесей на сопротивление постепенно сводится к нулю, и разница между сопротивлением различных образцов, а также между сопротивлением параллельно и перпендикулярно оси c не превышает величины ошибки измерений [12]. Пропускание тока через кварцевые пластинки разных сечений, помещаемые между платиновыми электродами при 850° в токе сухого азота или аргона, показывает обогащение литием и натрием в участках, прилегающих к катоду; в токе воздуха, содержащего пары воды, происходит разложение H_2O с выделением протонов и кислорода (Вондрачек, Бруннер, Лавес) [92].

В кварцевой пластинке, подвергнутой электролизу в атмосфере сухого инертного газа при различных температурах с применением медных или серебряных анодов, возникают звуковые колебания [93].

Кварц — пирозлектрик и пьезоэлектрик. При охлаждении и при сжатии на отрицательных ребрах зоныгексагональной призмы (ребрах, около которых расположены грани трапецоэдров x , y и пирамиды z) обнаруживается отрицательное электричество, тогда как положительное электричество проявляется на других вертикальных ребрах (положительных) [94]. Вследствие постоянства параметров колебаний кварц используется в качестве стабилизатора частоты и в качестве фильтра колебаний высокой избирательности. Область применения кварцевых резонаторов распространяется на диапазон частот от 300 до 30 Мгц. Частота колебаний кварцевой пластинки в переменном электрическом поле зависит от температуры среды, температуры самой пластинки, напряжения в сети, кристаллографической ориентировки пластинки [36].

Срезы, обозначаемые как X , Y и Z , ориентированы перпендикулярно: X — к электрической оси (L_2), Y — к механической оси (перпендикулярно к грани призмы) и Z — к оптической оси (c). Пластинки косых срезов, обозначаемые как AT , BT , AC , BC , вырезаются под определенными углами к оптической оси (Шубников) [36].

Диаммагнитен; объемная магнитная восприимчивость $4,66 \cdot 10^{-7} \parallel c$, $4,61 \cdot 10^{-7} \perp c$ (Ниггли). В кварце, подвергнутом воздействию нейтронов, электронов или рентгеновских лучей, наблюдается парамагнитный абсорбционный спектр. Интенсивность парамагнитной абсорбции пропорциональна интенсивности окраски, возникшей при облучении (о магнитном вращении см. на стр. 170).

Не радиоактивен.

Обычно не люминесцирует, лишь редко отмечается люминесценция золотисто-желтого и желтого цвета в ультрафиолетовых, инфракрасных и рентгеновских лучах, объясняемая содержанием примесей, например, редких земель [95]. Яркая катодолюминесценция наблюдается только у бесцветного кварца, способного окрашиваться под действием облучения.

После облучения рентгеновскими лучами фосфоресцирует в области ультрафиолетовых лучей (длиною от 610 до 200 $m\mu$). При облучении бесцветного прозрачного кварца и аметиста катодными лучами при напряжении 70000 v в течение 6 час наблюдался постоянный спектр в области 565—655 $m\mu$, который отражает наличие $Si - O$ связей в решетке кварца или, возможно, F-центров, возбужденных катодными лучами (Саксена и Пент) [96].

При использовании низкого напряжения, после 50-часовой экспозиции, получен спектр чистого кварца, состоящий из полос 589,5—723,8 $m\mu$ (максимумы при 633,8 и 642,5 $m\mu$) и полос 560 $m\mu$ в зеленой области и 479,0 $m\mu$ в голубой (Питерс) [96].

Природно окрашенный кварц слабо термолюминесцирует и приобретает способность ярко светиться после обесцвечивания и искусственного облучения [88].

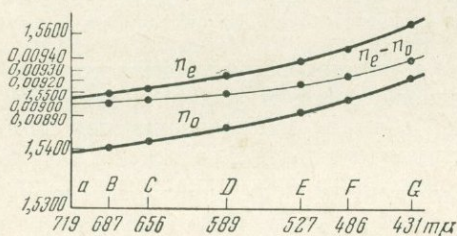
Инфракрасные спектры поглощения в области 1400—400 cm^{-1} кварца, кристобалита, тридимита, а также стекловидного аморфного кремнезема сходны между собой (см. фиг. 64 на стр. 141), имеют наиболее интенсивные полосы поглощения при 1159 и 1093 cm^{-1} , менее интенсивную около 800 cm^{-1} и широкую в области 519—465 cm^{-1} [97, 98]. Для кварца, в отличие от кристобалита и тридимита, характерно раздвоенные полосы 796—778 cm^{-1} и наличие полосы 693 cm^{-1} . В областях 7000, 5000, 3000 и 900 cm^{-1} у кварца наблюдались полосы поглощения, интенсивность которых варьирует в различных образцах и даже в пределах одного и того же образца; предполагается, что эти полосы обусловлены наличием в решетке кварца водорода и гидроксила [99, 100].

Анионными собирателями в общем не флотировается [101]. Присутствие кварца в пенных продуктах флотации олеиновой кислотой или алкилсульфатами объясняется активирующим действием сорбированных ионов; наиболее часто применяемым подавителем такого

активированного кварца является силикат натрия. Собираателями неактивированного кварца являются катионные реагенты: первичные и третичные амины и соли аммония. Третичные амины (в частности сапамин MS) флотируют кварц в области значений pH 5—8.

Микр. В пл. в прох. св. бесцветен, имеет низкий рельеф и слабое двуупреломление. Одноосный (+), иногда двуосный, обычно в результате испытанного давления, $2V$ до 15° ($2E$ до 24° , по Винчелу); двуосность проявляется у аметиста, халцедонов, также у некоторых дымчатых кварцев, например, в дымчатых зонах зональных кристаллов из радиоактивных жил округов Кастер и Фримон в шт. Колорадо (Делуиг и Хил) [102], у кварцев из гранитоидов северо-восточного Забайкалья (Панов) [102]. Двуосность аметиста, по Меланхолину и Циноберу [102], связана с бразильским двойникованием — с неодинаковой ориентировкой правых и левых индивидов. Штайнвер относит двуосный кварц к низкотемпературной модификации [102].

В кристаллах горного хрусталя из жил альпийского типа Мадагаскара и Швейцарских Альп наблюдались вроски двуосного кварца в виде выклинивающихся пластинчатых образований (Бамбауер и др.) [103]. В сечении, перпендикулярном оси c , они заключены в пирамидах роста отрицательных ромбоэдров $z(01\bar{1}1)$ и расположены так, что удлинение их параллельно ребру призмы; $2V$ около $1/2^\circ$, двуупреломление выше, чем у обычного кварца; при рентгеновском и γ -облучении в некоторых вросках возникает дымчатая окраска и обнаруживается ясный плеохроизм. Это — вторичные образования, возможно, аналогичные продуктам нагревания петалита с ромбической деформированной кварцевой решеткой, установленным Зальфельдом [103] при изучении системы $Li_2O - Al_2O_3 - SiO_2$.



Фиг. 101. Дисперсия показателей преломления и двуупреломления кварца (по Винчелу)

Удлинение (+). У α -кварца $n_o = 1,5442_5$; $n_e = 1,5553_6$; $n_e - n_o = 0,009$ (Na); у β -кварца при 763° $n_o = 1,5312$; $n_e - n_o = 0,0080$ [77]. Показатели преломления прозрачного кварца и его цветных разновидностей отличаются в пятом и шестом десятичных знаках [18]. Дисперсия показателей преломления в видимой части спектра [104] очень слабая (фиг. 101), средние значения показателей преломления при разных длинах волн [104]:

λ , μ	687,2	670,8	656,3	589,3	535,0	486,1
n_e	1,5504	1,55048	1,55093	1,55336	1,55600	1,55898
n_o	1,5414	1,54147	1,54190	1,54425	1,54680	1,54968
$n_e - n_o$	0,0090	0,00901	0,00903	0,00911	0,00920	0,00930

Значения n_o для инфракрасных лучей при 20° , по Ниггли:

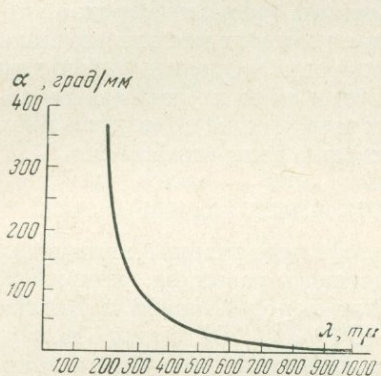
λ , μ	4200	3800	3030	2348	1679	1305	1067	904	589
n_o	1,4569	1,4740	1,4987	1,5160	1,5257	1,5310	1,5342	1,5364	1,5449

Облучение быстрыми нейтронами (дозой $2 \cdot 10^{19}$ нейт/см²) вызывает снижение показателей преломления (в четвертом знаке) [89]. (О влиянии нагревания на значение показателей преломления см. на стр. 178).

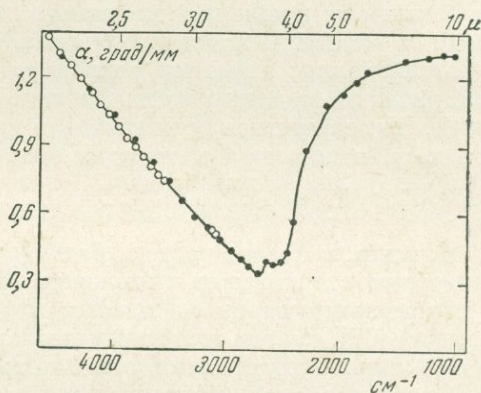
Погасание кварца из пород и жил часто неравномерное [105]: волнистое, блоковое (мозаичное), облачное, линейно-полосчатое (пластинки деформации, полоски Бёма). У аномального двуосного кварца по длине индивидов расположена острая биссектриса (Панов) [102].

Волнистое погасание зерен кварца в породах рассматривается [105] как остаточное явление пластической деформации (Пап и Худовец, Холмквист), как смещение оптической оси (Григс и Бел); иногда ему соответствует астеризм на лауэграммах. Волнистое погасание отдельных зон одного и того же кристалла связывается с условиями роста (Панов [102], Соловьев [105]) или их малосовершенными срастаниями по оси c [106]; оно отмечается у гипергенных кварцев зоны окисления [107]. Линейно-полосчатое погасание объясняется базальным смещением при деформации, также условиями кристаллизации (Дмитриевский). Блоковое (мозаичное) погасание отдельных частей кристалла является следствием свилевого строения кристаллов и дефектов их роста. Волнистое погасание не может служить критерием происхождения пород, так как кварц как изверженных, так и метаморфических пород может иметь нормальное или волнистое погасание в зависимости от условий образования и характера деформации [73].

Кварцевые пластинки, вырезанные перпендикулярно оптической оси, при наложении друг на друга дают в сходящемся свете спирали Эри.



Фиг. 102. Зависимость удельного вращения плоскости поляризации от длины волны в ультрафиолетовой и видимой областях спектра для лучей, идущих вдоль оптической оси кварца (по Шубникову)



Фиг. 103. Зависимость удельного вращения плоскости поляризации от длины волны инфракрасных лучей, идущих вдоль оптической оси кварца (по Гувоскому)

Бесцветный кварц почти совершенно прозрачен для ультрафиолетовых лучей до $\lambda = 210$ мкм, для более коротких волн, начиная с $\lambda = 185$ мкм, кварц непрозрачен. Светло-дымчатый кварц с коэффициентом пропускания для видимых лучей 0,98 имеет коэффициент пропускания ультрафиолетовых лучей, равный 0,56. Интенсивно окрашенные разновидности дымчатого кварца уже при незначительной толщине слоя могут служить задерживающими фильтрами для ультрафиолетовых лучей [108].

Кварц вращает плоскость поляризации [109]. Направление вращения зависит от знака кристалла. У правых кристаллов (с гранями положительных трапецоэдров) плоскость поляризации повернута вправо, у левых — влево; при достаточной толщине пластинок в разрезах, перпендикулярных оптической оси, для установления темноты правых кристаллов нужно анализатор повернуть на некоторый угол по часовой стрелке, для установления темноты левых кристаллов — в обратном направлении. Угол вращения плоскости поляризации пропорционален толщине пластинки, зависит от длины волны: он значительно меньше для красных лучей, чем для фиолетовых, резко возрастает в ультрафиолетовой области спектра (фиг. 102); аномально вращение в инфракрасных лучах при λ около 3,77 мкм (фиг. 103). Значения удельного вращения (α) вдоль оптической оси кристалла прозрачного правовращающего кварца при 20° для различных длин волн в ультрафиолетовой и видимой областях спектра по-

Шубникову, в инфракрасной — до 2140 μ по Ингерсолу и в пределах 2210—9700 μ по Гутовскому [109] (α в град/мм, λ в μ):

λ	α	λ	α	λ	α	λ	α	λ	α
185,4	370,9	328,6	78,54	700	15,139	2210	1,29	4301	0,88
185,7	368,6	341,1	70,59	800	11,432	2717	0,82	4651	1,08
186,2	356,6	372,6	58,86	900	8,873	2933	0,66	4988	1,13
193,0	325,31	404,7	48,93	1080	6,123	3157	0,54	5283	1,19
193,5	322,76	435,9	41,54	1200	4,918	3484	0,40	5562	1,23
199,0	295,65	491,6	31,98	1450	3,272	3578	0,37	6840	1,28
217,4	226,91	508,6	29,72	1770	2,153	3676	0,34	7911	1,30
219,4	220,7	589,3	21,72	1900	1,827	3774	0,39	8857	1,31
257,1	143,3	656,3	17,32	2100	1,431	4049	0,43	9709	1,31
274,7	121,1	670,8	16,54	2140	1,372	4132	0,57		

Магнитное вращение плоскости поляризации (эффект Фарадея) зависит от толщины пластинки кварца, от напряженности магнитного поля и длины волны; характер зависимости дисперсии вращения плоскости поляризации от длины волны света в магнитном поле и без него аналогичен. Уд. магнитное вращение ω в угловых минутах на 1 см пути луча при напряженности 1 эрстед для различных длин волн (по Ниггли):

λ , μ	214,9	257,3	360,9	467,8	480,0	508,6	589,2	643,9
ω	0,1587	0,1079	0,04617	0,02750	0,02574	0,02257	0,01664	0,01368

II. микр. в кварце часто наблюдаются однофазные газовые включения и твердые стекловатые включения затвердевшего расплава, например, в пирогенном кварце из кислых эффузивных пород (Барабэ и Дейша, Лесняк) [67], кварце гранитных пегматитов (Дибров) [70]. Очень обильные газовой-жидкие двухфазные, а также трехфазные включения. Форма полостей разнообразная, иногда многогранная (отрицательные кристаллы). Температуры гомогенизации фаз и температуры растрескивания кварца при нагревании используются для определения относительных температур образования кварца и для корреляции кварцевых жил [66, 67].

Хим. Теор. состав: SiO_2 —100. Химические и спектральные анализы обнаруживают присутствие ничтожных количеств Cu, Al, Li, B, Fe, Mg, Ca, Ti, K, Na, Mn, также Cs, Ba, Rb, Cr, Ag и Zr (Ченцова и Веденева [81], Холден [78], Хофман [110]). В одиннадцати образцах горного хрусталя из семи главных месторождений СССР спектральным анализом установлены [111]: Fe_2O_3 0,00017—0,0013; Al_2O_3 0,0028—0,05; TiO_2 0,00016—0,001; MgO 0,0001—0,0012; Na_2O 0,0002—0,001. Элементы-примеси могут входить в состав механических включений минералов, газовых и газовой-жидких включений, а также входят в решетку кварца.

Наиболее детально изучено вхождение в решетку кварца микропримесей Al, Li, Na (см. стр. 144 и 165). Кристаллохимически возможно вхождение в решетку кварца микропримесей Ge, Be, B, Mg, Fe и Ti. Методом инфракрасной спектроскопии по полосам поглощения OH установлено частое вхождение микропримеси H в решетку горного хрусталя и окрашенных разновидностей кварца [99, 100, 103].

Содержание главных примесей в кварце различного типа (в атом/см³) по Кэту и др. (1962) [99]:

	Li	Na	K	Al	Fe ³⁺	H
Прозрачный кварц (Бразилия)	$43,7 \cdot 10^{17}$	$\leq 10^{16}$	—	$93,5 \cdot 10^{17}$	$\leq 10^{16}$	$50 \cdot 10^{17}$
Дымчатый кварц (Украина)	$53 \cdot 10^{17}$	$\leq 10^{16}$	—	$50,0 \cdot 10^{17}$	$\leq 10^{16}$	$3 \cdot 10^{17}$
Аметист	$29,5 \cdot 10^{17}$	$50,9 \cdot 10^{17}$	$14 \cdot 10^{17}$	$7,4 \cdot 10^{17}$	$92,8 \cdot 10^{17}$	—

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	99,79	95,38	99,13	99,58	99,19	98,60
Na ₂ O	—	—	0,11	Сл.	Сл.	0,10
MgO	0,008	Сл.	0,01	»	»	0,09
CaO	0,010	0,38	0,09	»	0,18	0,07
MnO	0,009	—	—	—	—	—
PbO	0,006	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,042	0,62	0,01	0,11	0,30	0,91
Fe ₂ O ₃	0,007	2,94	0,63	0,16	Сл.	0,01
TiO ₂	0,048	—	—	Сл.	»	0,01
SO ₄	—	0,10	—	—	—	—
H ₂ O	—	0,31	—	—	—	—
П. п.	—	0,57	—	0,17	0,24	0,93
Сумма	99,920	100,30	99,98	100,02	99,91	100,72
Уд. в.	—	—	—	2,65	2,66	—

1—5 — кварц: 1 — розовый, Бразилия, с очень мелкими включениями рутила [112]; 2 — красный, КиргССР; анал. Курбатов [113]; 3 — жильный, из брекчированной кремнистой породы, Тамба, Япония [114]; 4 — белый, г. Изера, Чехословакия [115]; 5 — серовато-белый, Снежные горы, Чехословакия [115]; 6 — халцедон белый, Фарерские о-ва, Гренландия [116].

Прецизионные химические анализы, по Фронделу—Дана [18]:

	1	2	3	4
Li	0,0005	0,0004	0,0038	—
Na	0,0004	0,0000	0,0011	—
K	0,0002	0,0000	0,0001	—
Al	0,0008	0,0008	0,0001	0,0004
Fe	0,0000	0,0005	0,0003	0,0216
Mn	0,00002	0,00002	0,00005	0,00000
Ti	0,0001	0,0002	0,0015	0,0004
Уд. в.	2,64847	2,64848	2,64797	
n_e (Na)	1,544258	1,544214	1,544226	
n_o	1,553380	1,553369	1,553357	
a_o	4,91350	4,91289	4,91320	
c_o	5,40507	5,40442	5,40474	

1 — бесцветный кварц, Хот Спрингс (шт. Арканзас, США); 2 — дымчатый кварц, Бразилия; 3 — розовый кварц, Оберн (шт. Мэн, США); 4 — аметист, Уругвай.

Спектральные анализы кварца, по Коэну и Самнеру [6]:

	Бесцветный кварц изверж. пород	Дымчатый кварц, Калифорния	Дымчатый кварц, Бразилия	Аметист, Бразилия	Аметист, Бразилия
Ag	0,0001	Не обн.	0,0001	0,0001	<0,0005
Al	>0,01	0,01	~0,01	>0,01	0,005
Ca	~0,01	0,003	0,003	0,003	>0,0005
Cr	0,003	0,0003	Не обн.	Не обн.	<0,002
Cu	~0,0001	0,01	<0,0001	>0,0001	<0,0005
Fe	~0,01	0,001	>0,01	0,01	>0,005
Li	—	0,0003	—	—	—
Mg	0,01	~0,003	~0,001	~0,001	<0,0005
Na	—	0,003	—	—	—
Ti	0,003	Не обн.	Сл.	Сл. (?)	Не обн.
a_o	4,9138	4,9132	4,9131	4,9134	4,9131
c_o	5,4047	5,4050	5,4051	5,4047	5,4047

Спектральные анализы кварца из различных месторождений СССР, по Афанасьевой, Каменцеву и Франк-Каменецкому [9,96]:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ag	—	0,003	0,002	сл.	0,01	—	—	—	—	—
Al	0,002	0,02	0,001	0,002	0,02	0,8	0,2	2	0,008	0,008
Ca	—	—	—	—	0,2	0,005	—	0,05	—	—
Cu	—	0,001	—	—	0,001	—	—	сл.	0,0002	0,0002
Cr	—	0,01	0,01	0,01	0,01	—	—	—	—	—
Fe	0,02	0,02	0,001	0,002	0,002	0,0003	0,0003	0,005	—	0,0002
Ge	—	0,001	—	—	0,2	0,002	—	—	—	—
Li	—	—	—	—	—	0,2	0,002	—	0,0002	0,0002
Mg	0,002	0,01	0,01	0,01	0,01	—	0,008	0,8	0,005	0,002
Mn	—	сл.	—	сл.	0,001	0,008	0,002	0,02	0,0002	0,0002
Na	—	—	—	—	—	0,02	0,2	—	—	—
Nb	—	0,002	0,002	0,002	0,003	—	—	—	—	—
Ni	—	0,002	—	сл.	0,001	0,005	—	—	—	—
Ti	—	—	сл.	»	сл.	—	—	0,0005	—	—
a_D	4,9126	4,9137	4,9126	4,9125	4,9129	4,9124	4,9122	4,9121	4,9124	4,9123
c_D	5,4044	5,4047	5,4041	5,4046	5,4044	5,4044	5,4039	5,4051	5,4038	5,4031

1 — из кварцевой жилы среди песчаников, Приполярный Урал; 2 — из альбито-кварцевой жилы среди гранитов, Памир; 3 — из пегматитовой жилы, Волынь; 4 — из полости в кварцевой жиле, Памир; 5 — из гидротермальной жилы, Казахстан; 6 — из литцевого пегматита, Кольский п-ов; 7 — из пегматитовой жилы, Кольский п-ов; 8 — из кварцевой жилы, Забайкалье; 9 — из кварцевой жилы с вольфрамитом, Казахстан; 10 — из кварцевой жилы с молибденитом, Казахстан.

Колебания в содержании примесей, по Холдену (1925) [78]:

	Количество образцов	Fe_2O_3	TiO_2	MnO
Дымчатый кварц	12	0—0,03	сл. — 0,0008	0—0,0005
Аметист темно-лиловый	5	0,02—0,35	сл. — 0,001	0—0,0002
Аметист лиловый	5	0,005—0,07	сл. — 0,001	0,0002—0,0080
Аметист бледно-лиловый	4	0,005—0,011	сл.	0—0,0004

В дымчатых кварцах из жил альпийского типа содержание Al составляет 13—60, Li 8—37, Na 1—15 атомов на 10^6 атомов Si (Бамбауер и др., 1961) [103], содержание H обычно ниже 40 атомов на 10^6 Si; в бесцветном кварце с пластинчатым строением оно достигает 70 и больше атомов на 10^6 Si (Бамбауер и др., 1962) [103].

По содержанию микропримесей кварц из жил альпийского типа в Швейцарии подразделяется на две группы [103]: а) обычный горный хрусталь и дымчатый кварц с содержанием Al < 150, Li < 100 и H < 50 атомов на 10^6 атомов Si; б) горный хрусталь с более высоким содержанием микропримесей: Al порядка 200—2500, Li порядка 100—1300, H порядка 60—1200 атомов на 10^6 атомов Si; п. микр. характеризуется наличием двусосных зон в пирамидах роста ромбоэдров и призм (см. стр. 168). Содержание Na часто < 2 и не превышает 40 атомов на 10^6 Si.

Намечается связь между содержанием Al и содержанием H и Li, соответственно количество Al примерно равно общему количеству H, Li, Na. Для отдельных кристаллов первой группы обнаруживается, за небольшими исключениями, обогащение элементами-примесями пирамид роста <1011>, в меньшем количестве — пирамид роста <0111> и <1010> [103].

Жидкие включения в кварце преимущественно представляют собой водные растворы карбонатов, сульфатов, хлоридов Na, K, Ca, Mg, Al, Fe, Mn и др. [117]. Общее содержание солей в этих растворах достигает 30—35%. В составе газовой фазы в различных кварцах содержатся CO_2 , H_2 , O_2 , Cl_2 , N_2 и углеводороды (метан, этан и др.) [118]. Некоторые кварцы при раскалывании издают неприятный запах — «вонючий» кварц (Stink-

quartz). Состав растворов и газов во включениях в кварце влияет на τ_{pH} его суспензии; эта величина для кварца разных месторождений колеблется в пределах 4,8—7,8 [119].

В соответствии с соотношением изотопов Si^{28} и Si^{30} атомный вес Si кварцев варьирует: у низкотемпературного 29,75—29,86, из базальтов 29,86—30,02; для Si благородного опала эта величина равна 30,09 [120].

При нормальной температуре и атмосферном давлении кварц нерастворим в воде. Растворимость в воде при повышенных температурах и давлениях значительно повышается. Так, при 400° и давлении 500 бар в воде растворяется 1,1 г кварца на 1 кг воды (0,1%); при 1000 бар — 1,65 г (или 0,16%), при 2000 бар — 2,2 г (0,25%) (Морей и Хесельгесер) [121].

По экспериментальным данным Сыромятникова [122] (который использовал реактор объемом около 1 см³), растворимость кварца в воде составляет (в г/100 г воды):

Давление, кг/см ²	200°	300°	400°	500°	600°	700°	800°	900°	1000°
500	0,045	0,108	0,159	0,253	0,277	0,393	0,961	1,250	4,850
700	0,014	0,088	0,126	0,269	0,435	0,631	1,430	1,049	4,300
1000	0,010	0,072	0,183	0,463	0,528	0,987	2,686	1,242	2,390
2000	—	—	0,271	0,550	0,982	1,29	2,440	—	—

Наиболее значительна растворимость кварца при 1000° . Растворимость при 900° уменьшается при давлениях 500, 700 и 1000 кг/см² (фиг. 104); до 400° и 500° давление почти не сказывается на растворимости, и изотермы близки к прямым линиям. При 800° и 1000° растворимость существенно изменяется при изменении давления: для изотермы 1000° при давлении 700 кг/см² наблюдается максимум растворимости (фиг. 105).

В опытах по растворению кварца в автоклавах большого объема (Кеннеди [121], Хитаров [123]) наибольшее увеличение растворимости при изобарических условиях в интервалах $t-p$ $300-450^\circ$ наблюдалось при давлениях до 500 атм; при более высоких давлениях (до 900 атм) растворимость возрастала медленнее (фиг. 106 и 107). В изотермических условиях рост давления в общем виде ведет к увеличению растворимости кварца, особенно резко для $t-p$ $350-400^\circ$ и давления 100—400 атм; при 500 и 600° с повышением давления от 500 до 1000 атм происходит интенсивное увеличение растворимости кварца (фиг. 108) [123].

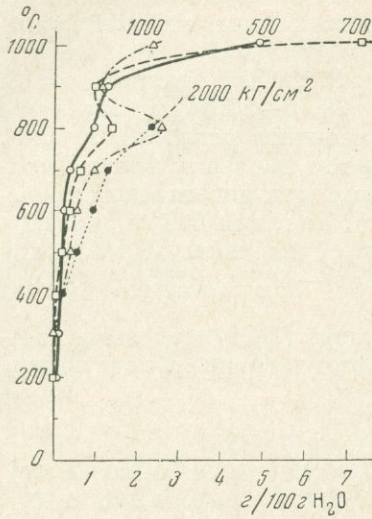
Расхождение данных Сыромятникова, Хитарова и Кеннеди может быть связано с различиями температуры в разных частях автоклавов большого объема, что обуславливает неравномерность концентрации растворенного кремнезема и влияет на время установления равновесия [123].

Водный раствор солей действует на кварц более интенсивно, чем чистая вода: например, в водном 0,25-нормальном растворе NaCl и NaHCO₃ при 200° при давлении 100 атм растворимость кремнезема в десятки раз, а при 300° и 100 атм в несколько раз больше, чем растворимость в чистой воде [123].

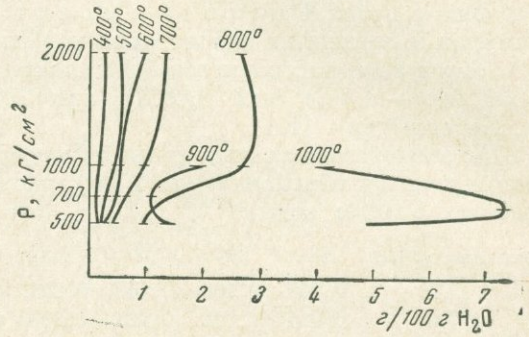
При 300 бар и 370° на полированной пластинке кварца в результате частичного растворения в воде выявилось мозаичное строение, при этом растворилось 0,04—0,015% SiO₂ на 100 г воды (Фредериксон и Кокс) [124].

Теплота растворения кварца в воде 9500 кал/мол (Мозебах) [121].

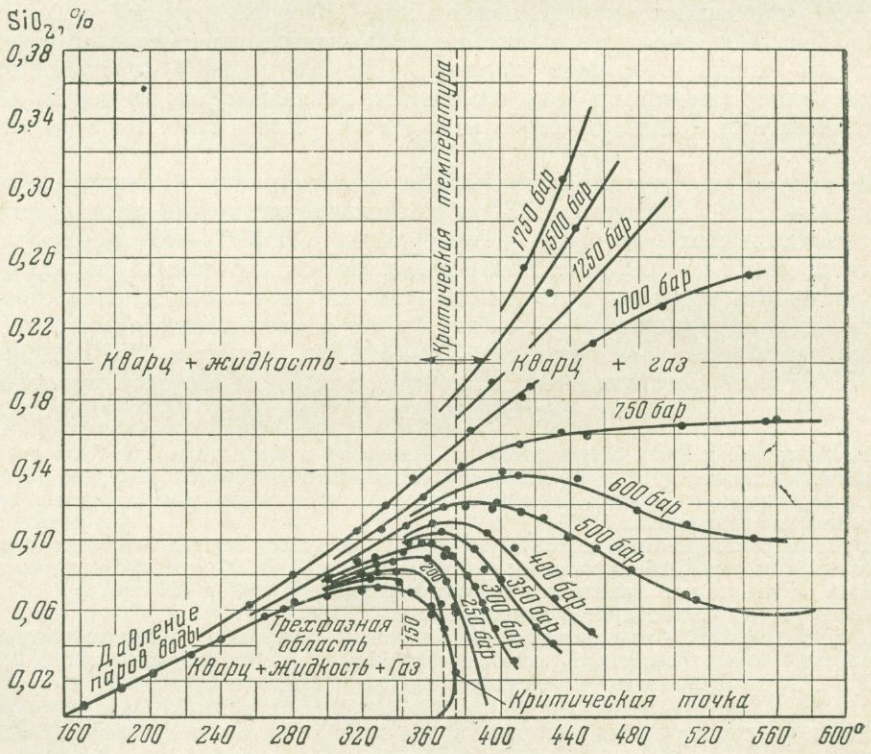
Кварц растворяется в HF (концентрированной и разбавленной); другие кислоты на него не действуют. Степень растворимости в HF зависит от внутреннего строения монокристаллов: мозаичное и блочное строение, а также свили облегчают растворение. Окрашенные разновидности кварца — дымчатый кварц и аметист — разъедаются HF сильнее, чем бесцветные [125]. Кварц слабо растворим на холоду в (NH₄)HF₂



Фиг. 104. Изобары растворимости кварца в воде (по Сыромятникову)



Фиг. 105. Изотермы растворимости кварца в воде (по Сыромятникову)



Фиг. 106. Изобары растворимости SiO_2 в воде (по Кеннеди)

и NaF, в едких щелочах и карбонатах щелочных металлов. При нагревании и повышении давления растворение в щелочах ускоряется (Франке, 1951 [126]; Виар и Сабатье [127]).

Диагн. исп. П. п. тр. не плавится, растрескивается; прозрачный кварц вследствие растрескивания делается молочно-белым, аметист и дымчатый кварц обесцвечиваются. В платиновой проволоке с бурой трудно сплавляется в прозрачное стекло; с содой сплавляется легко, фосфорной солью не разлагается (скелет кремнезема).

Для определения направления оптической оси кварца, для выявления двойников, ориентировки отдельных срезов, блоков, пластин в пьезооптической промышленности широко применяется травление [125]. Реагенты, используемые для выявления структуры: HF (разбавленная, на холоду и при нагревании, а также парообразная); $(\text{NH}_4)\text{HF}_2$ (концентрированный раствор на холоду, сильнее — при нагревании); K_2CO_3 и Na_2CO_3 (разбавленные и насыщенные растворы при 100—200°); расплавы щелочей, раствор Na_2SiO_3 (корродирует); тетраборат натрия (в очень разбавленных растворах — четкие фигуры разъедания). Рисунок фигур травления зависит от реагента: $(\text{NH}_4)\text{HF}_2$ дает тонкие фигуры травления, HF — более грубые и глубокие. Кварц травится более быстро в сечениях, параллельных оптической оси, чем в сечениях, ей перпендикулярных. Грань отрицательного ромбоэдра z (01 $\bar{1}$ 1) травится сильнее, чем грань положительного ромбоэдра r (10 $\bar{1}$ 1).

Повед. при нагр. Около 573° α -кварц легко и обратимо переходит в β -кварц, давая эндотермический пик на кривой нагревания. Форма пика изменчива: высокотемпературный природный кварц дает чаще остроконечный пик, низкотемпературный — более пологий (Нагасава) [128].

Температуры инверсии 573,6° и 574° отмечались для кварца из известняков, 571,7° — для фенокристаллов кварца из лавы и кварца из зональных пегматитов (Адамс, Кейт и Татл) [128]. У α -кварца из некоторых глин и почв Новой Зеландии отмечалось медленное превращение при 555—560° в β -модификацию с меньшим, чем обычно, температурным эффектом (Филдз, Мак-Доуол и Вос) [128].

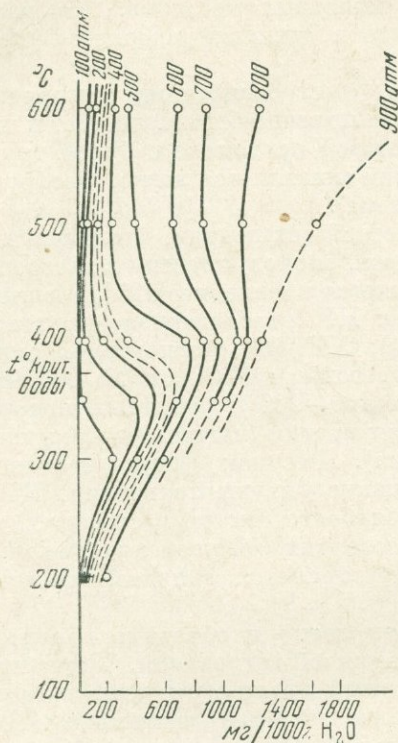
У халцедона пики инверсии часто занижены, температурные эффекты вблизи точки инверсии иногда отсутствуют, что объясняется напряжениями и дефектами, возникающими на границах между волокнами несколько различной оптической ориентировки. На температуру инверсии влияет также природа абсорбированного газа (экспериментально изучено влияние He, H₂, Ne, CO₂, H₂O) [129] и скорость нагрева (Нагасава) [128]. Присутствие Ge в решетке синтетического кварца повышает температуру инверсии, присутствие Al и Li понижает ее (Кейт, Татл; Ноздрина) [128].

Давление повышает температуру инверсии: при 1000 бар она равна 599°, при 5000 бар — 704° [130].

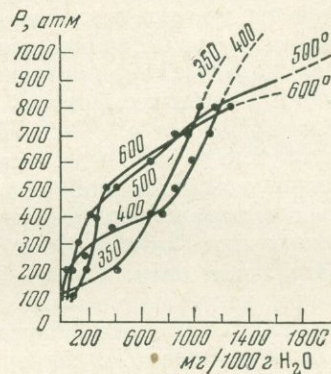
Точка перехода в β -модификацию используется для температурной градуировки при термическом анализе [131]. По температуре инверсии и форме пика проводятся сопоставление и корреляция кварцев различного геологического возраста и генезиса [128]. По высоте пика на кривой нагревания можно определять содержание кварца в горных породах [132].

Переход α -кварца в β -кварц связан с увеличением объема (на 0,86%), соответственно понижается уд. в.; при обратном переходе в α -кварц уменьшение объема вызывает образование трещин. Перестройка решетки α -кварца начинается до температуры инверсии: при 524° атомы Si уже занимают позиции, соответствующие β -фазе [133].

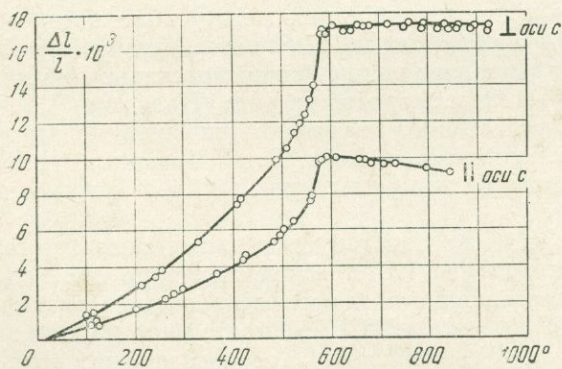
Коэффициент линейного термического расширения и относительное расширение при нагревании больше в направлении, перпендикулярном оптической



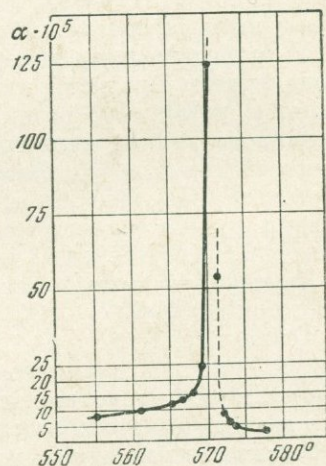
Фиг. 107. Изобары растворимости кварца в воде (по Хитарову)



Фиг. 108. Изотермы растворимости кварца в воде (по Хитарову)



Фиг. 109. Относительное удлинение кристалла кварца параллельно и перпендикулярно оси c (по Стрелкову и др.)



Фиг. 110. Скачкообразное возрастание коэффициента расширения кварца при $\alpha \rightarrow \beta$ -переходе (по Стрелкову и др.)

оси, чем в параллельном ей (фиг. 109); при нагревании до точки инверсии коэф. линейного термического расширения возрастает, при фазовом переходе он скачкообразно возрастает, а выше точки инверсии с увеличением температуры несколько уменьшается (фиг. 110) [134, 135, 80]. Термическое расширение кварца, по Коцу и Сайки (Берч и др.):

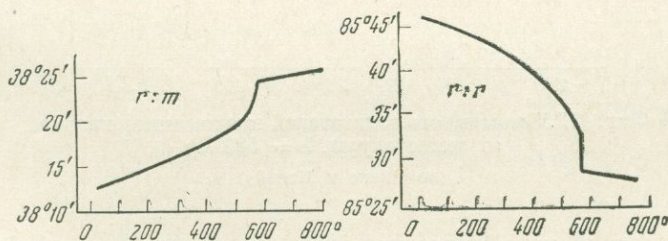
t°	Изменение длины, % *		Изменение объема, % *	t°	Изменение длины, % *		Изменение объема, % *
	с	⊥ с			с	⊥ с	
50	0,03	0,07	0,17	570	0,84	1,46	3,76
100	0,08	0,14	0,36	580	1,03	1,76	4,55
200	0,18	0,30	0,78	600	1,02	1,76	4,54
300	0,29	0,49	1,27	800	0,97	1,73	4,43
400	0,43	0,72	1,87	1000	0,88	1,69	4,26
500	0,62	1,04	2,70				

* Расширение по отношению к размерам при 20°.

Соответственно параметры ячейки при нагревании возрастают, особенно резко в пределах 550—580°; значения их при разных температурах, по данным Хлаповой (в кХ) [135]:

t°	α-кварц			β-кварц		
	a _h	c _h	c _h /a _h	a _o	c _o	c _o /a _o
Комнатная	4,903	5,395	1,100			
360	4,924	5,413	1,099			
500	4,948	5,452	1,102			
550	4,961	5,468	1,102			
560	4,962	5,460	1,099			
565	4,967	5,495	1,106			
570	4,997	5,547	1,110	4,983	5,400	1,084
575	5,027	5,580	1,110	4,993	5,430	1,087
580				5,002	5,421	1,084
590				5,027	5,453	1,085
600				5,028	5,449	1,084

По мере нагревания углы между гранями ромбоэдров и между гранями ромбоэдра и призмы меняются; углы между гранями ромбоэдров r ($10\bar{1}1$) и r ($\bar{1}101$), например, при нагревании до точки



Фиг. 111. Изменение углов между гранями кристаллов кварца с температурой (по Шубникову)

инверсии уменьшаются постепенно; в точке инверсии уменьшение их резкое; углы между r ($10\bar{1}1$) и m ($10\bar{1}0$) до точки инверсии постепенно увеличиваются, вблизи точки инверсии они резко возрастают; выше точки инверсии изменение углов в обоих случаях продолжается, но оно незначительно (фиг. 111) [36].

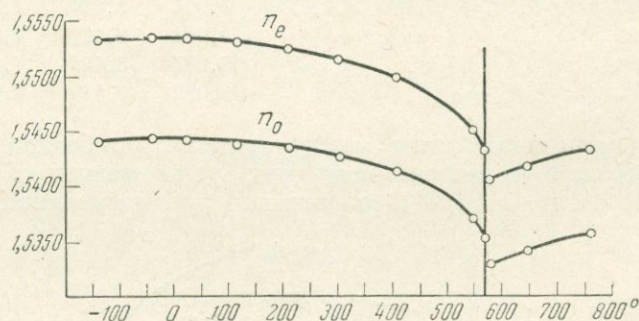
В результате нагревания изменяются и упругие свойства. Зависимость модулей упругости c_{ij} кварца от температуры, по Зубову и Фирсовой [136] (в $\text{дин}/\text{см}^2 \cdot 10^{10}$):

t°	20	510	540	556	571	578	590	600
c_{11}	86,8	79,0	76,3	73,4	68,3	90,0	111,2	116,4
c_{33}	106,4	87,6	84,0	81,5	77,2	91,5	106,3	110,7
c_{44}	58,0	46,3	44,2	42,2	38,7	36,5	35,9	36,0
c_{66}	39,8	46,6	47,8	48,6	49,55	50,0	50,0	50,1
c_{12}	7,2	-14,2	-19,3	-23,8	-30,8	-10,0	+11,2	+16,2
c_{13}	12,0	1,1	-1,9	-4,8	-8,7	+12,8	+29,0	32,9
c_{14}	17,9	16,4	15,1	13,6	9,6	—	—	—

Зависимость коэф. упругости s_{ij} кварца от температуры, по Зубову и Фирсовой [136] (в $\text{см}^2/\text{дин} \cdot 10^{-14}$):

t°	20	510	540	556	571	578	590	600
s_{11}	127,7	138,5	146,5	158,5	193,4	115,4	96,9	94,1
s_{33}	96,8	114,2	119,2	124,1	136,7	114,4	108,0	106,0
s_{44}	200,2	246,7	253,6	260,5	271,0	274,0	278,5	277,8
s_{12}	-18,2	+15,9	+29,2	+45,4	+87,5	+15,4	-3,1	-6,0
s_{13}	-12,4	-2,0	+4,0	+12,0	+31,7	-18,3	-25,6	-26,3
s_{14}	-45,0	-43,4	-40,0	-36,4	-26,0	—	—	—

В интервале t -р 524—580° коэффициенты Пуассона отрицательны и необычно велики по абсолютному значению. Изменение упругих свойств кварца выше 524° вызывает резкое ухудшение устойчивости кристалла по отношению к упругим деформациям, а также ухудшение



Фиг. 112. Зависимость показателей преломления кварца от температуры, $\lambda = 589 \text{ м}\mu$ (по Ринне и Кольбу)

термодинамической устойчивости α -фазы по отношению к β -фазе. Начиная с t -ры 524°, при которой α -кварц перестает быть гомогенным, содержание β -фазы с температурой постепенно растет, что обуславливает непрерывность изменения упругих свойств кварца при $\alpha \rightarrow \beta$ переходе (Зубов и Фирсова, 1962) [136].

При нагревании α -кварца показатели преломления и двупреломление понижаются, особенно быстро вблизи точки перехода в β -кварц, в точке инверсии они резко уменьшаются, но при дальнейшем повышении температуры незначительно увеличиваются (фиг. 112, 113) [137, 138].

Значения показателей преломления и двупреломления при разных температурах, по Ринне и Кольбу [138]:

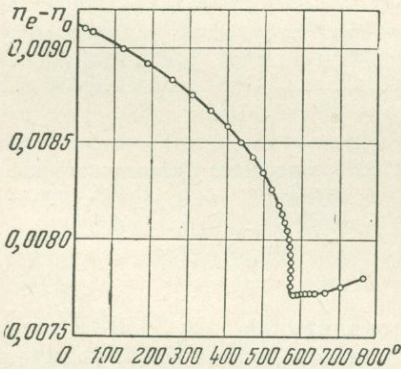
λ , $m\mu$	t°	23	115	212	410	550	580	650	765
589,3	n_e	1,5533	1,5529	1,5523	1,5497	1,5449	1,5404	1,5416	1,5430
	n_o	1,5442	1,5438	1,5434	1,5412	1,5368	1,5328	1,5340	1,5355
	$n_e - n_o$	0,0091	0,0091	0,0089	0,0085	0,0081	0,0076	0,0076	0,0075
687,2	n_e	1,5500	1,5496	1,5489	1,5464	1,5417	1,5369	1,5382	1,5396
	n_o	1,5410	1,5407	1,5402	1,5380	1,5335	1,5295	1,5308	1,5320
	$n_e - n_o$	0,0090	0,0089	0,0087	0,0084	0,0082	0,0074	0,0074	0,0076

Вблизи точки перехода у кварца увеличивается молекулярное рассеяние света и появляется опалесценция (Зубов) [137].

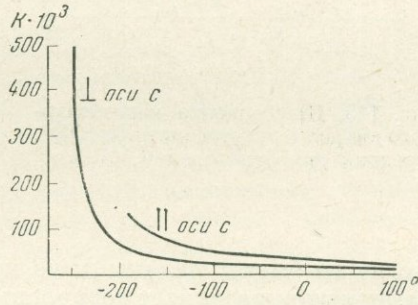
Теплопроводность (K) различна по разным направлениям (в кал/см) [77]:

t°	-250	-200	-100	0	50	100
$K_1 \parallel$ оси c	—	$\sim 0,150$	0,052	0,032	0,0255	0,021
$K_2 \perp$ оси c	0,510	0,066	0,026	0,017	0,0149	0,0134

Теплопроводность резко возрастает при низких температурах (фиг. 114).



Фиг. 113. Изменение двупреломления кварца с температурой (по Луку)



Фиг. 114. Теплопроводность кварца параллельно и перпендикулярно оси c в зависимости от температуры (по Шубникову)

Теплоемкость (C_p) при нормальном давлении (в кал/г) [77]:

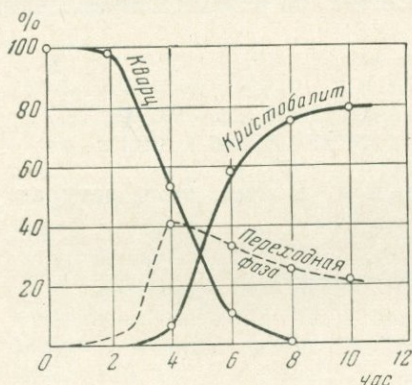
t°	C_p	t°	C_p	t°	C_p
-250	0,0054	200	0,2327	600	0,2709
-200	0,0410	300	0,2543	700	0,2740
-100	0,1112	400	0,2700	800	0,2767
0	0,1664	500	0,2910	900	0,2793
50	0,1870	550	0,3160	1000	0,2817
100	0,2043	573	0,340?	1400	0,2900

Изотермического поглощения тепла при $\alpha \rightleftharpoons \beta$ превращении не существует (Семенченко, Синельников) [135, 139]. Аномальный рост теплоемкости (C_p), связанный с $\alpha \rightarrow \beta$ превращением, начинается около 550° и заканчивается около 577° (максимум при 574,1°); в интервале 553—577°

теплота, затрачиваемая на превращение, составляет 9,2 ккал/г, по Синельникову [139]; по Сабатье [140] непосредственно при $\alpha \rightarrow \beta$ переходе 1,5 ккал/г.

Теплота образования кварца (—) 205,4 ккал/моль; свободная энергия образования (—) 192,4 ккал/моль (по Кэй и Лэби).

При нагревании до 870° и выше, согласно диаграмме Феннера, кварц должен переходить в тридимит, однако, вне зависимости от температуры обжига, первой ступенью превращения кварца всегда является кристобалит (Синельников) [141]; образование кристобалита, как правило, начинается по краям и трещинам кварцевых зерен и постепенно распространяется внутрь их (Кайнарский, Карякин) [141]. На скорость превращения влияют температура, продолжительность обжига, величина зерен и природа кварца [142, 143] (фиг. 115, 116). Это превращение



Фиг. 115. Превращение мадагаскарского кварца в кристобалит при 1500°, средний диаметр зерен 0,197 мм (по Чекледеру)



Фиг. 116. Превращение бразильского кварца в кристобалит при 1530°, средний диаметр зерен 0,137 мм (по Чекледеру)

никогда не бывает полным даже при прокаливании при 1650° в течение часа; при этом возникает некристаллическая переходная фаза, количество которой уменьшается с продолжительностью нагревания и зависит от условий нагревания, но совсем она не исчезает.

В присутствии минерализаторов (соды, щелочей) переход кварца в β -кристобалит сдвигается в область более низких температур (например, на контакте кварцевых зерен с содой наблюдалось образование каемок кристобалита при 700°); в присутствии достаточного количества минерализаторов кристобалит, образовавшийся из кварца в температурной области стабильности тридимита, постепенно переходит в тридимит. Если минерализаторов недостаточно, кристобалит может существовать неопределенное время как неустойчивая фаза. Наиболее эффективно переходу в тридимит способствует добавка ионов Li, Na и K, причем влияние их присутствия снижается с увеличением размера радиуса иона. Присутствие UO_2 также способствует переходу при более низкой температуре [143а].

При нагревании в атмосфере радиоактивного криптона (Kr^{86}) кварц переходит в кристобалит при 930°; криптон поглощается кварцем, что ведет к скачкообразному повышению радиоактивности и нарушению решетки кварца, возникновению аморфной неупорядоченной промежуточной фазы, которая может сохраняться наряду с образовавшимся кристаллическим кристобалитом (Зицман и Руп) [143].

Теплота превращения кварца в кристобалит — 29 кал/г, в расплав — 39 кал/г (Сабатье) [140].

Т-ра плавл. 1728° (по Кэй и Лэби), т-ра размягчения 1500° (по Яманову) [90].

Наход. Очень распространен, образуется при разнообразных процессах. Один из главных минералов кислых изверженных и различных метаморфических пород (гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты и др.). Крайне редко наблюдается в парагенезисе с фельдшпатоидами, оливином, шпинелью и корундом. Крупные скопления кварца сосредоточены в гранитных пегматитах, в кварцево-полевошпатовых жилах, в рудных и безрудных кварцевых жилах, в жилах альпийского типа (хрусталеносных жилах); скопления, прожилки и жеоды кварца (также халцедона, агата) наблюдаются в осадочных породах, в частности, в известняках. Составляет существенную часть осадочных пород — песчаников, песков, обычен в почвах; в единичных случаях обнаружен в метеоритах [144].

В изверженных породах — гранитах, гранодиоритах, кварцевых диоритах и кварцевых сиенитах — кварц серой, светло-серой и дымчатой окраски, также бесцветный, наблюдается в виде неправильных зерен, порфирированных вкрапленников, иногда образует графические и близкие к ним сростания с полевыми шпатами или мелкие червеобразные вроски в последних (мирмекиты). В кислых эффузивных породах часто вкрапленники кварца имеют форму дупирамидальных кристаллов: в Кафане (АрмССР) до 3—5 см в поперечнике [145], также в Гваделупе (Барабе, Дейша [67]) и др. Наблюдается в виде скелетных кристаллов в липаритах. Кварц нередко встречается в жеодах халцедона среди эффузивных пород, где кристаллы его нарастают на халцедон.

В пегматитовых телах [146] большую роль играют сростания кварца с полевыми шпатами (графические пегматиты; ихтиоглипты кварца, по Ферсману); они возникают в результате одновременной кристаллизации минералов или при замещении полевых шпатов кварцем. В зональных пегматитах в пегматоидных участках крупные блоки кварца, измеряемые дециметрами, располагаются между большими кристаллами полевого шпата; в центральных частях наблюдаются сплошные зоны кварца, в друзовых полостях («занорышах») кварц образует хорошие кристаллы с гранями призм $m(10\bar{1}0)$, ромбоэдров $r(10\bar{1}1)$ и $z(01\bar{1}1)$, иногда незначительно развиты грани трапецоэдров и дупирамиды. Кристаллы бесцветны, дымчатые до черных. Размеры их варьируют, достигая иногда больших величин.

Наиболее крупный кристалл кварца, обнаруженный в 1961 г. в Казахстане, имел 7,5 м по оси c и 1,6 м по оси a , вес его около 70 т; крупные кристаллы кварца были найдены в пегматитах Волини в УССР (10 т), в Бетпақдала в Казахстане (около 14 т), в Бразилии (40 т) [147].

Парагенезис кварца в пегматитах разнообразен, зависит от типа жил. Хрусталеносные пегматиты формирующиеся на относительно меньших глубинах, по сравнению с пегматитами других типов, имеют промышленное значение (в Бразилии: шт. Минас-Жерайс, Байя, Гояс; в СССР: Казахстан, Урал, Сибирь и др.).

В хрусталеносных жилах [148] гидротермально-метаморфического образования жильный кварц массивный, сливной, переходящий в шестоватый или зернистый. В таких жилах в трещинах и полостях (с минерализацией альпийского типа) кварц образует прозрачные бесцветные кристаллы или светло- до темно-дымчатых, часто очень хорошего пьезооптического качества, прикрепленные к стенкам полостей и трещин или свободно лежащие на дне полости, часто позже

регенерированные. Кристаллы удлиненнопризматические и обелисковидные, тригонального облика, часто с гранями дипирамиды s и трапецоэдра x ; почти не образуют бразильских двойников. Парагенезис кварца в полостях и трещинах хрусталеносных жил: эпидот, цоизит, рутил, брукит, анатаз, адуляр, карбонаты, сфен, апатит, хлорит, гидрослюда, цеолиты, каолинит и др. [148]. Россыпи, образовавшиеся при разрушении хрусталеносных жил, имеют большое промышленное значение.

В гидротермальных рудных жилах [149] кварц присутствует в разных количествах, нередко составляя до 75—95% жильного выполнения. Обычно представлен сплошными, зернистыми или шестоватыми агрегатами, структуры которых широко варьируют в зависимости от типа руд и условий рудообразования. В большинстве месторождений выявляются несколько генераций кварца [150], наблюдающихся в разных ассоциациях. В высокотемпературных рудных жилах с вольфрамитом, молибденитом и касситеритом, иногда топазом и бериллом, кварц сливной мелко- или крупнозернистый; в виде кристаллов в пустотах. Кристаллы гексагонально-призматического габитуса с m ($10\bar{1}0$), r ($10\bar{1}1$) и z ($01\bar{1}1$), длиной до 10—20 см. Кварц имеет в изломе жирный блеск, цвет его темно-серый и светло-серый, при раскалывании иногда обнаруживается запах («вонючий» кварц); в некоторых месторождениях сохранились признаки образования кварца из студнеобразной массы кремнезема (Левицкий) [149]. Более поздний кварц в тех же жилах преимущественно белый, часто мелкозернистый до роговикового. В месторождениях, образованных при относительно низких температурах, особенно в близповерхностных условиях, кварц, преимущественно, мелкозернистый до халцедоновидного, со следами метаколлоидного строения. Таков кварц некоторых золоторудных месторождений (Петровская) [151], а также отдельных свинцово-цинковых (Лебедев) [149] и др. В сульфидных (халькопирите, сфалерите и др.) наблюдается под микроскопом в виде более поздних метасоматических кристаллов (Бетехтин и др.) [150].

Весьма часто замещает боковые породы (ореолы окварцевания).

В зоне окисления рудных месторождений обычной формой выделения гипергенного кварца являются корочки на различных минералах: лимоните, хризоколле, малахите, церуссите, деклуазите, адамине, на натечном халцедоне и др. [150]. Отмечены также вторичные образования кварца — «кварцевые каркасы», образующиеся одновременно с лимонитом, церусситом, малахитом и другими минералами [107].

Кварц нередко является одним из главных минералов метаморфических пород; количественная роль его зависит от первичного состава пород и особенностей метаморфизма. Характерно неоднократное перетолжение кварца при длительно развивающемся процессе метаморфизма пород. Вторичные кварциты широко развиты в ряде рудных провинций СССР (Казахстан, Урал и др.) и зарубежных стран.

Кварц — характерный минерал древних кор выветривания, в которых он встречается как новообразование и в виде реликтовых выделений. Новообразования кварца представлены сплошными выделениями, кристаллами, зернами и их агрегатами. Гипергенный кварц коры выветривания ультраосновных пород образует призматические кристаллики (длина до 4 мм и поперечник около 1,5 мм) гексагонального и тригонального облика с конечными гранями ромбоэдров r ($10\bar{1}1$) и z ($01\bar{1}1$). Кристаллы бесцветны и водянопрозрачны, оптически неоднородны, блочного и секториального строения, в виде дофинейских двойников, выявляемых травлением [151a].

В осадочных породах кварц аутигенный и обломочный [152]. Аутигенный кварц установлен в карбонатных породах — известняках, доломитах и мраморах — в виде тонких двуконечных кристалликов, иногда в жеодах халцедона; из аутигенного кварца состоят многие стяжения кремней в известняках. В песчаниках [153] и в угольных отложениях [154] аутигенный кварц местами встречается в виде двуконечных кристалликов, в галитовых породах — в виде скоплений зерен, часто имеющих общую оптическую ориентировку [155]; среди мергелей, гипсов и каменной соли встречаются кристаллики кварца, которые характеризуются отсутствием штриховки на гранях призм.

Обломочный кварц слагает пески и песчаники и входит в состав других осадочных пород. Зерна кварца в осадочных породах и россыпях предложено классифицировать по прозрачности, включениям, трещиноватости, степени регенерации и др.; по этим признакам судят о происхождении кварца [152].

В почвах кварц содержится в подзолистых горизонтах [156].

Известны параморфозы кварца: по тридимиту, кристобалиту [157, 158], халцедону [159].

Образование кварца нередко связано с замещением других минералов; описаны псевдоморфозы кварца по амфиболом, ангидриту, англезиту, апатиту, апофиллиту, арагониту, асбесту, бариту, бурнониту, вольфрамиту, вульфениту, волластониту, галениту, галиту, гематиту, гипсу, гранатам, доломиту, каламину, кальциту, кордиериту, корунду, лимониту, магнезиту, марказиту, оливину, пириту, пироморфиту, пироксенам, пирротину, полевым шпатам, псиломелану, родониту, родохрозиту, самородному серебру, сидериту, слюдам, смитсониту, сподумену, сфалериту, флюориту, хлоритам, целестину, цеолитам, церусситу, эпидоту, шеелиту и др. Распространены псевдоморфозы кварца по древесине (фитоморфозы) и по раковинам (зооморфозы).

Типоморфными свойствами кварца можно считать: а) облик и тип кристаллов: тригональный облик, призматическое развитие и присутствие граней трапецоэдров типичны для кварца пегматитов и хрусталеносных кварцевых жил; гексагональный облик, призматическое развитие и отсутствие граней трапецоэдров x, y и диспирамиды z присущи кварцу гидротермальных рудных жил; б) характер включений (стекловатые включения, например, признак пирогенного образования кварца); в) трехкратная секториальность в расположении дофинеи-ских или бразильских двойников в базальных сечениях, приуроченность окраски в поперечных сечениях (у аметиста и дымчатого кварца) к пирамидам роста $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ — признаки первичного образования α -кварца (Фрондел) [79]; г) совпадение границ окраски с дофинеи-скими двойниковыми границами — указание на первичное происхождение двойника (двойник роста) и критерий первичности α -кварца; в параморфозах α -кварца по β -кварцу (пурпуровые кварцы) окраска не зависит от границ вторичного дофинеи-ского двойника, образовавшегося в результате $\beta \rightarrow \alpha$ превращения (Леммлейн) [41]; д) характер дофинеи-ских двойников: у β -кварца дофинеи-ские двойники (двойники инверсии) мелкие (не более 2—3 мм) с причудливо изогнутыми границами, расположены более или менее равномерно и независимо от кристаллографического направления; у α -кварца дофинеи-ские двойники (двойники роста) более крупные (4—5 мм и более), с менее изогнутыми границами, часто вытянуты вдоль L_3 , не заполняют весь объем кристалла [159а]; е) характер трещиноватости: густая сеть сотовидных ячеистых трещин с величиной ячеек 2—3 мм (трещиноватость инверсии) типична для β -кварца, претерпевшего быстрый переход в α -кварц (Цинзерлинг, 1952) [58]; ж) тонковолокнистое

строение, присутствие кварца, халцедона, сферолитов, перистое расположение агрегатов, зональное нарастание — признаки возможного образования из гелеобразного кремнезема или из концентрированных растворов.

Изм. Относительно устойчив на земной поверхности. В разных зонах земной коры нередко подвергается растворению или замещению.

В рудных жилах несомненно замещение кварца сульфидами: блеклой рудой, станнином, халькопиритом и др. [160]. При процессах грейзенизации происходит перекристаллизация кварца вмещающих пород и его замещение топазом, бериллом, мусковитом и др. Полный вынос кварца характерен для некоторых пегматитов (пустотки в полевом шпате гранитных пегматитов письменной структуры) [161]. В зоне гипергенеза отмечается замещение кварца и халцедона гидроокислами железа, марганца и алюминия [162], каолинитом, гидрослюдами [163, 164], халцедоном [165], сидеритом [162, 164], гиббситом [164]. Известны псевдоморфозы по кварцу биотита (ориентированные) [166], кальцита, касситерита, лимонита, магнетита, пирита, хлорита, талька, топаза.

Искусств. Начиная с середины XIX в. производились опыты по выращиванию кристаллов кварца и получению кварца в виде халцедоновидных образований: из гелевидной SiO_2 в запаянной трубке с избытком воды при высокой температуре; при продолжительном воздействии (под давлением) водяного пара на кварцевое стекло; сплавлением кремнезема и литиевых хлоридов (опыты Хрущова, Добра, Сенармона, Кенигсберге-ра). Специа (1895—1909 гг.) получал прозрачные кристаллы величиной $1-1\frac{1}{4}$ см.

С возникновением спроса на пьезокварц были разработаны различные методы получения кристаллов кварца для промышленности.

а) Изотермический метод выращивания кристаллов при t -ре $380-410^\circ$ за счет кварцевого стекла. В качестве растворителя последнего использовали раствор Na_2CO_3 , NaF или метасиликата натрия в присутствии KHF_2 в соответствующих концентрациях [167—170].

б) Метод температурного градиента — основан на создании разности температур в различных частях автоклава при сверхвысоком давлении и надкритической температуре [167]. Зародышевый кристалл-пластинка находится в верхней части автоклава, обладающей более низкой температурой, чем низ автоклава (400°), где помещается дробленый кварц; при этом в автоклаве развивается давление около 1000 атм. Рост кристаллов идет непрерывно за счет конвекционного движения раствора снизу вверх. Этим методом при заполнении автоклава на 80% пятипроцентным раствором углекислой соды за 70 дней выращивали кристаллы весом по 500 г. Кристаллы выращивали также при меньшем заполнении автоклава (меньше 65%) [171] при t -ре около 400° , а также при меньшем давлении и при температуре ниже критической [167] в двух трубчатых автоклавах, ориентированных горизонтально и соединенных двумя горизонтальными трубками; в одном из автоклавов происходило растворение дробленого кварца в 18-процентном растворе соды при 350° , в другом — рост кристалла-затравки при 340° и давлении около 310 атм.

в) Метод медленного ($\frac{1}{8}$ град/час) охлаждения насыщенного при t -ре около 345° (использован измельченный кварц) раствора Na_2CO_3 (0,6 N) с внесением затравки кристалла кварца [172].

г) Выращивание из растворов кварца в $NaOH$ различной концентрации [173].

Искусственные кристаллы кварца в некоторых отношениях более совершенны, чем высококачественные кристаллы природного горного хрусталя. На внутреннее строение искусственных кристаллов влияют

термодинамические условия кристаллизации (Сафронов и Хаджи) [174]. Неоднородность доброкачественных искусственных кристаллов связана с их секториальным строением, образованием конусов неоднородностей и наличием примесей в пирамидах нарастания основных граней, присутствием иррациональных плоскостей и образованием свилей и др. [174]. Скульптура граней кристаллов искусственного кварца отлична от таковой граней природного кварца [174].

О примесях в синтетическом кварце и соответствующих параметрах кристаллической решетки см. у Франк-Каменецкого [96].

Лучшие искусственные кристаллы кварца не окрашиваются рентгеновскими лучами (признак меньших дефектов структуры и меньшего содержания примесей в решетке). Содержание примесей в различно окрашенных кристаллах синтетического кварца, по Циноберу и Ченцовой (в %) [175]:

Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	TiO ₂	Na ₂ O	Окраска
0,0040	0,01	0,00025	0,00047	0,00027	0,0023	Аметистовая, после облучения
0,0047	0,0092	0,00035	0,00033	0,00035	0,0007	Смешанная аметистовая и дымчатая, после облучения
0,0080	0,0060	0,00032	0,00080	0,0006	0,0042	Бурая, до облучения
0,025	0,0048	0,0009	0,0016	0,001	0,0035	Зеленая, до облучения
0,0005	0,02	0,0012	0,00084	0,0004	0,0016	Дымчатая, после облучения

Кристаллы кварца, окрашенные в зеленый и бурый цвет, были выращены в стальном автоклаве из водных растворов K₂CO₃; окраска вызывается железом, попадающим в раствор при коррозии стальных стенок автоклава (ионы Fe²⁺ и Fe³⁺); при выращивании кварца в тех же условиях из раствора Na₂CO₃ окраски не получается, так как на стенках автоклава образуются слои с акмитом, препятствующим переходу железа в раствор [176]. При низкой концентрации K₂CO₃ получалась бурая окраска, при значительной — зеленая. Наблюдалось зональное и секториальное распределение окраски в кристаллах: наиболее интенсивно окрашены, как правило, пирамиды роста <0001>, пирамиды роста отрицательных и положительных ромбоэдров бесцветны; пирамиды роста призм окрашивались слабо (Цинобер, Ченцова, Штернберг) [175]. Под действием рентгеновских лучей кристаллы, выращенные из раствора Na₂CO₃, становились дымчатыми; у кристаллов, выращенных из растворов K₂CO₃, пирамида роста положительного ромбоэдра принимала аметистовую окраску, пирамида роста отрицательного ромбоэдра — дымчатую (Коэн и Ходж) [177]. Кристаллы кварца синего цвета получены гидротермальным путем с применением солей кобальта (Лупников, Хаджи) [177]. Кварц с красной люминесценцией в катодных лучах синтезирован в восстановительной атмосфере при 1200° из аморфной SiO₂ с небольшим количеством Al и Mn²⁺ [178].

Из аморфного кремнезема в автоклаве в присутствии воды при разных давлениях и температурах наряду с кварцем образуются кристобалит и китит; возрастание давления благоприятствует кристаллизации кварца (Кэр и Файф) [179].

Халцедон удалось получить из кварцевого стекла в слабощелочных растворах при умеренных температуре и давлении; при этом сначала кристаллизуются кристобалит и китит, которые затем переходят в халцедон (Уайт и Коруин) [179].

Практ. знач. [36, 180]. Кварц применяется для получения кремния, в огнеупорной промышленности (для производства динаса), в стекольной (маложелезистые пески), для получения карборунда, ферросилиция, силумина, кварцевых ламп, огнеупорной и кислотоупорной химической посуды (из плавленого кварца), при производстве фарфора и фаянса, как кислый плавень в металлургии. Для изготовления частей многих оптических приборов требуются кристаллы кварца высокой чистоты, лишенные двойников, без свилевого или блочного строения. В радиотехнике кварц в виде высококачественных кристаллов используется как стабилизатор частоты, для изготовления фильтров и резонаторов, пластинок для приема и получения ультразвуковых колебаний.

Аметист, различные халцедоны, агаты, яшмы имеют значение как поделочные камни. Халцедоны, агаты и некоторые яшмы применяются также для изготовления ступок, опорных призм, подпятников и других частей в приборах. Яшмы используются как декоративный или облицовочный материал. Широкое применение в строительстве находят кварцевые пески, песчаники, кварциты. В абразивной промышленности используются песчаники и измельченный кварц, дающий острые угловатые зерна. Некоторые песчаники применяются как жерновые камни.

Отл. Кварц в сплошных выделениях больше всего похож на кордиерит, у которого такой же излом и блеск; отличием может служить синий цвет, иногда присущий кордиериту, наличие слабо выраженной спайности у кордиерита и его оптическая двуосность. В зернистых агрегатах кварц можно смешать с топазом и с белым бериллом: у топаза совершенная спайность и сильный блеск, приближающийся к алмазному, у берилла нередко желтоватый или голубоватый оттенок и более слабый блеск, уд. в. (2,69—2,80) несколько выше, чем у кварца (2,65). У нефелина, который в некоторых выделениях сходен с кварцем, более жирный блеск, нефелин нередко сопровождается продуктами выветривания; в шлифах кварц отличается от нефелина положительным оптическим знаком, более высоким двупреломлением, большей прозрачностью. Под микроскопом мелкие зерна кварца иногда сходны с зернами полевых шпатов (отличие по осности, показателям преломления, часто проявляющемуся волнистому погасанию кварца) и скаполита (отличаются по показателям преломления). Халцедон макроскопически может быть смешан с опалом, с натечными смитсонитом и каламином и со скрытокристаллическим натролитом. От этих минералов отличается большей твердостью; от смитсонита и каламина также по уд. весу.

Яснокристаллические разновидности кварца

1. *Разновидности по цвету и оптическим эффектам.* Горный хрусталь — rock crystal, Bergkristall — бесцветный воднопрозрачный кварц в виде кристаллов и неправильных выделений. Встречается в пегматитовых жилах, в жилах альпийского типа, реже в рудных жилах, а также в виде галек в россыпях.

Особо прозрачные с сильным блеском мелкие кристаллы горного хрусталя получали названия «алмазов».

Например, сибирский алмаз, мармарошский алмаз, богемский алмаз, арканзасский алмаз, бристольтский алмаз, кайенский алмаз, медокский алмаз, рейнский алмаз, пафос-алмаз и др.

Наиболее известны из них «мармарошские алмазы» или «мармарошские диаманты» — воднопрозрачные двуголовые кристаллы, длина которых по оси *c* обычно от 1 до 10 мм. Они широко распространены в меловых и третичных флишевых отложениях Карпат (песчаники с прослоями глинистых сланцев). Характерна тесная парагенетическая ассоциация «мармарошских алмазов» с кальцитом, который образует жилы, прожилки и друзы (Магковский) [54]. Первоначально были обнаружены в Марамуреше (обл. Бая-Маре) в Сев. Трансильвании (Румыния).

Другие синонимы горного хрусталя: буллур (Бируни, II в.), ледовитый камень (Ломоносов, 1751), драгонит — dragonite, стеклянный кварц — Glasquartz, юга — сибирское название (Ферсман, 1954).

Аметист — Amethyst — фиолетовый кварц.

Название от греч. αμβροστον (аметистон) — неопьяненный, как символ трезвости. Старинное русское название: вареник [181].

Наблюдается обычно в виде короткопризматических кристаллов гексагонального облика, почти всегда в двойниках, четверниках и полисинтетических двойниках по бразильскому и дофинейскому законам. Не сдвойникованные кристаллы — весьма редки. Обычные формы: m ($10\bar{1}0$), r ($10\bar{1}1$), z ($01\bar{1}1$). В единичном случае наблюдались формы: ($60\bar{6}5$), ($40\bar{4}3$), ($1.9.\bar{1}0.10$), (7075), ($8.1.9.10$), ($11.1.12.12$), (9278) (аметист из Циллерталя [182]).

Окраска в кристаллах аметиста распределяется беспорядочно или по пирамидам нарастания. Пирамиды нарастания ромбоэдра r ($10\bar{1}1$) — пурпурно-фиолетовой окраски, отрицательного ромбоэдра z ($01\bar{1}1$) — розовато-фиолетовой, иногда с желтым оттенком, также бесцветные [183]. Пирамиды нарастания призмы бесцветные или дымчатые. При дофинейском двойниковании грани ромбоэдров r и z различаются по цвету; участки, принадлежащие положительному ромбоэдру, темно-фиолетовые [183, 184]. Нередко наблюдается сочетание аметистовой окраски с дымчатой и особенно с цитриновой (чередование различно окрашенных слоев). Некоторые аметисты с цитриновыми слоями не обнаруживают вращения плоскости поляризации, что объясняется многочисленными прорастаниями энантиоморфных индивидов по бразильскому закону.

Часто аномально двусен, $2V$ от 2 до 32° (результат двойникования по бразильскому закону) [102]. Иногда плеохроирует с аномальной для кварца абсорбцией $N_e < N_o$.

В ультрафиолетовой области ($360 \text{ м}\mu$) поверхность абсорбции является эллипсоидом, ось вращения которого параллельна оси c ; для видимой области ($540 \text{ м}\mu$) ось вращения эллипсоида абсорбции $\perp c$; в различных секторах кристалла эллипсоид часто ориентирован различно [183, 186, 189].

Гипотеза Тромсдорфа, Рамана и Джаярамана, Панхаратнама [185] о принадлежности аметиста к моноклинной сингонии опровергнута Лицом и Мюнхбергом [186] (кристаллы обладают двойниковым строением, оптически одноосны, показатели преломления идентичны показателям преломления горного хрусталя).

Спектр поглощения аметиста [183, 187, 188] лежит в области 200 — $1100 \text{ м}\mu$ и характеризуется рядом полос: для аметиста из Бетафо (Мадагаскар) сильной в интервале 200 — $450 \text{ м}\mu$, средней между 450 — $700 \text{ м}\mu$ (полоса около $540 \text{ м}\mu$ связана с фиолетовой окраской аметистов) и очень слабой около $1000 \text{ м}\mu$. Положение максимума поглощения в соответствующих полосах для колебаний, параллельных и перпендикулярных оптической оси, практически совпадает; по своей форме и интенсивности поглощения кривые для обоих направлений колебаний отличаются очень незначительно, за исключением области 225 — $265 \text{ м}\mu$ [188].

При нагревании до 180 — 200° аметист обесцвечивается, окраска восстанавливается при охлаждении; при нагревании до 300 — 500° обесцвечивается, восстановить окраску можно действием γ -лучей; нагревание свыше 550 — 600° безвозвратно уничтожает фиолетовую окраску аметиста [116, 189, 190]. При нагревании свыше 600 — 750° минерал становится молочно-белым, опалесцирующим [191]. Под действием лучей радия наблюдается усиление окраски и способности к поглощению света. При действии ультрафиолетового облучения происходит разрушение центров окраски [186].

Окраска аметиста, как и дымчатого кварца, вызывается дефектами в решетке, связанными с входжением Fe^{3+} (Al^{3+}) в кремнекислородные тетраэдры, и воздействием радиоактивного облучения, нарушающими компенсацию электростатического баланса (см. стр. 165). Указывалось также возможное участие в окраске аметиста сильно диспергированного гематита или гётита (Веденева) [189], также бора в виде BPO_4 (до $0,2\%$) [192].

В инфракрасных лучах в области 3333 см^{-1} аметист дает широкую интенсивную полосу поглощения, отвечающую валентным колебаниям группы OH [100].

Аметист — преимущественно гидротермальный минерал, образуется при относительно низких температурах [161, 193]. Таковы, например, выделения аметиста в кварцевых жилах, секущих пегматиты в Мурзинке и Адуе на Урале (кристаллы аметиста величиной до 5 см, образовались на кристаллах позднего кварца) [161]; в свинцово-цинково-серебряных и золоторудных месторождениях (Березовское месторождение на Урале; Фрейберг в Саксонии, ГДР); в кварцевых жилах с гематитом, гетитом, пиролюзитом, псиломеланом (Рудные горы, Саксония, ГДР) [194]; в жеодах и миндалинах базальтов [195]. Аметист как новообразование обнаружен в коре выветривания, например, в зоне окремнения серпентинитов [196] и др. Заполняет полости в некоторых песчаниках, встречается в жеодах кремней [197], наблюдается в россыпях, например, совместно с топазом, турмалином и хризобериллом на о-ве Цейлон и в шт. Минас-Жераис, Бразилия.

Дымчатый кварц — smoky quartz — дымчато-желтый, сероватый до дымчато-бурого, морион — morion — просвечивающий до буро-черного, непрозрачного.

Синон. Дымчатый топаз, раухтопаз — Rauchtopas, морморион — mormorion (Плиний), кайнгормский камень — Cairngormstone; старинные уральские названия: смоляк, смазань, струганец (по Ферману).

Окраска зональная, по пирамидам нарастания, или распределенная неправильно [183]. Наблюдается перемежаемость дымчатой и аметистовой окраски, дымчатая окраска иногда имеет аметистовый (фиолетовый) оттенок. Центрами дымчатой окраски являются тетраэдры AlO_4 , FeO_4 (и возможно TiO_4), заместившие SiO_4 [81, 82, 187, 190, 197, 198] (см. стр. 165).

Большей частью в виде хорошо образованных кристаллов обычно с гранями тригонального трапецоэдра и дипирамиды. Обладает значительным дихроизмом всегда положительного знака, $N_e > N_o$. Дихроизм возрастает по мере уменьшения длины волн света.

В кристаллах из жил радиоактивных руд шт. Колорадо кварц зон дымчатой окраски двуосен с $2V$ около $7-8^\circ$, плеохроирует от бурого до зеленого цвета; в бесцветных зонах $2V$ около $0-2^\circ$; в дымчатых зонах кварц содержит несколько больше примесей Al, Mg и V, чем в бесцветных зонах, и отличается несколько большей потерей веса при прокаливании [199].

Кривая поглощения в ультрафиолетовой области имеет максимум около $240-250 \text{ м}\mu$, в видимой области — около 430 и $600 \text{ м}\mu$ [183, 200].

В инфракрасных лучах около 3330 см^{-1} большинство дымчатых кварцев дают одинаковые спектры поглощения с относительно слабыми полосами за счет ОН [99].

При нагревании до 225° дымчатый кварц начинает обесцвечиваться; длительное нагревание при 235° практически уничтожает окраску; при 400° окраска исчезает через $1-2 \text{ мин}$ [201]; под действием лучей радия, γ -лучей или рентгеновских лучей окраска восстанавливается [82]. После электролиза дымчатый кварц теряет способность к окрашиванию при облучении.

Допускается, что щелочные металлы находятся в структурных каналах [202]. Процесс электролиза кварца состоит в перемещении компенсирующих ионов (Li, Na, H) в направлении катода, а ставших избыточными ионов кислорода — в направлении анода; предполагается, что в прианодном слое происходит перестройка кислородной решетки, что ведет к потере этим слоем способности окрашиваться при облучении [202].

Черный и серый цвет мориона и дымчатого кварца могут иногда зависеть от примеси углерода и графита [203].

Мнение о наличии в дымчатом кварце коллоидных частиц, обуславливающих окраску, так же как кремния в атомно-дисперсном состоянии, возникшего под действием радиоактивного излучения [204], не подтвердилось экспериментальными данными [81]. Предположения о связи дымчатой окраски с примесями окислов титана, олова или циркония в присутствии окислов железа, так же как и с примесью углеводов типа битумов [205], не всегда подтверждаются химическими данными.

Слабо термолюминесцирует; свежееоблученный обладает сильной термолюминесценцией. Иногда обнаруживает рассеяние света (эффект Тиндалля).

Широко распространен. Наблюдается в миаролитовых пустотах гранитов, в пегматитовых жилах (граница фаз G — H, по Ферсману), в жилах альпийского типа, в кварцевых жилах с касситеритом и в золоторудных кварцевых жилах; часто наблюдается в ассоциации с минералами редких земель и радиоактивными минералами.

Ц и т р и н — citrine, или ложный топаз — false topaz — желтый кварц; в изделиях (богемский топаз, индийский топаз, испанский топаз, шафранит) похож на золотистый топаз. Окраска нередко неравномерно распределяется по пирамидам нарастания. Окрашен примесью железа, кривая поглощения сходна с кривой для дымчатого кварца [183]. Наблюдается в гранитных пегматитах.

Р о з о в ы й к в а р ц — rose quartz — обычно сплошной. Цв. розовый и красно-розовый. Бл. жирноватый. Иногда ярко выражен астеризм. В шлифах часто ясно плеохроичен: по *No* розовый, по *Ne* бесцветный. Содержит Ti и Mn. При нагревании обесцвечивается.

Окраска, по-видимому, имеет различное происхождение: объясняется наличием примеси марганца (спектры абсорбции совпадают со спектрами марганцовых стекол и растворов [204]), наличием включений дюрмортерита и других силикатов (Холден) [78], присутствием микроскопических включений игольчатого рутила [38, 112]. По данным электронного парамагнитного резонанса розовый цвет объясняется наличием центров окраски, обусловленных присутствием трехвалентного титана, замещающего кремний [205 а].

Розовый кварц наблюдается, главным образом, в гранитных пегматитах с черным турмалином, гранатом, бериллом, в микроклино-плаггиоклазовых жилах с литиевыми минералами, в жилах белого кварца и в некоторых гидротермальных рудных жилах с касситеритом, сульфидами и карбонатами. Возможно, иногда образуется при метаморфизме за счет амethystа кварцевых жил [206].

С а п ф и р о в ы й к в а р ц — sapphire quartz — кварц цвета индиго или берлинской лазури, окраска связывается с субмикроскопическими включениями иголочек рутила. Редкая разновидность из Голинга в Зальцбурге (Австрия).

Синон. Сидерит — siderite (Леонхард, 1824); лазуревый кварц — Lasurquarz (Глокер, 1831).

М о л о ч н ы й к в а р ц — milky quartz — молочно-белый, почти непрозрачный. Молочный цвет обусловлен обилием мельчайших газожидких включений и трещинок. Бл. часто жирный (жирный кварц — fetid quartz).

К о м п о с т е л ь с к и й р у б и н — ruby of Compostello, или **к о м п о с т е л ь с к и й г и а ц и н т** — hyazinth of Compostello, испанский гиацинт, — красные кристаллы с мелкими включениями гематита. Впервые обнаружены в Сантьяго-де-Компостела в Испании (в гипсе и арагоните). В Киргизии встречается на контакте бурого листоватого барита и крупнокристаллического барита [207].

П р а з е м — prase, prasem (от греч. πράσινος — празинос — зеленый) — зеленоватый, содержит мелкие включения амфибола или хлорита.

Встречен на Урале, в Саксонии (ГДР), в Южн. Африке. Под этим же названием описывается скрытокристаллический кварц, образующий сплошные выделения зеленого цвета.

А в а н т ю р и н — aventurine — кварц с мельчайшими включениями чешуек слюды, гематита и других минералов. После полировки бурый, красно-бурый, с мерцающими блестками.

Синон. Старинные русские названия: златоискр, искряк, таганит [208].

К о ш а ч и й г л а з — cat's eye, Katzenauge — волокнистая псевдоморфоза кварца по асбесту зеленовато-серой окраски с игрой цветов.

С о к о л и н ы й г л а з — Falkenauge — синеватый и **т и г р о в ы й г л а з** — tiger eye, Tiegerauge — бурый, содержат включения в различной степени измененного крокидолита, образовались путем замещения крокидолита кварцем. Тигровым глазом называются также продукты замещения кварцем и гётитом рибекит-асбеста или родузит-асбеста с параллельно-шестовой или параллельно-волокнистой текстурой [209]; в приполированных образцах имеет красивый золотисто-желтый или коричневый цвет, сильный шелковистый отлив.

Анализы тигрового глаза [209]:

	1	2		1	2
Na ₂ O	—	0,06	CO ₂	—	0,70
K ₂ O	—	0,20	P ₂ O ₅	—	0,08
MgO	0,26	0,43	SO ₃	—	0,17
CaO	0,44	0,21	H ₂ O ⁺¹¹⁰	—	—
FeO	—	1,14	H ₂ O ⁻¹¹⁰	0,76	0,12
Al ₂ O ₃	0,66	0,13	П. п.	—	2,08
Fe ₂ O ₃	4,94	25,50			
SiO ₂	93,05	69,01	Сумма	100,11	99,85
TiO ₂	—	0,02			

1 — Наупорт (Синклер); 2 — Кривой Рог, анал. Тананаев (Петрунь).

З в е з д ч а т ы й к в а р ц — star-quartz — с ясным астеризмом, вызываемым бесчисленными включениями субмикроскопических иголок или чешуек минералов, рассеянных в кварце или расположенных параллельно основным граням.

Синон. Старолит — starolite.

Известно много названий кварца, принятых ювелирами, торгующими и промышленными организациями, которые здесь не приводятся (Ферсман) [208].

Лишены определенного содержания названия: эубан — euban (Брайтхаупт), коттерит — cotterite (Харкнес, 1878), эльдорадоит — eldoradoite (Уоткинс, 1917).

2. Морфологические разновидности. **В а в и л о н с к и й к в а р ц**, **бабель-кварц** — Babelquarz — в кристаллах, имеющих облик башни или пирамиды со ступенчатым развитием граней, обусловленным чередованием ромбоэдров r (10 $\bar{1}1$) и z (01 $\bar{1}1$) и призмы m (10 $\bar{1}0$) (возможно, это псевдоморфозы по кристаллам флюорита со ступенчатым развитием граней куба).

К у б а и т — cubaite из Гуанабакоа на о-ве Куба — в виде ромбоэдров, близких к кубу (Видал-и-Карета, 1890). Возможно, частично представляет собой псевдоморфозы кварца (халцедона) по флюориту.

Синон. Гуанабакит — guanabaquite, гуанабакоит — guanabacoite (Видал-и-Карета, 1891), кубосилицит — cubosilicite (Бомбиччи, 1899). (О кристаллах кварца псевдокубического облика см. на стр. 149.)

Скипетровидный кварц — Szepterquarz — продукт закономерного нарастания (с совпадением вертикальных осей) двухконечных кристаллов дишираминального облика на кристалл кварца призматического облика; особенно характерен для аметиста (см. фиг. 79).

Кварц в шапке — Karrenquarz, cap-quartz — кристаллы кварца, разделяющиеся прослойками слюды, глинистых минералов или кварца с полевым шпатом на отдельные слои или «шапочки».

Синон. Шапочный кварц, шапковидный кварц.

Причиной образования прослоек являются периодические перерывы в росте кварца или пульсационное поступление растворов с периодически меняющимся содержанием кремния, алюминия и щелочей [210]. Под названием кварца в рубашке — Hemdenquarz — известны кристаллы со слоями, разделенными листочками хлорита.

Под названием «волосатиков» известны бесцветные или окрашенные прозрачные кристаллы кварца с пойкилитическими игольчатыми включениями рутила, турмалина, эшидота, антимонита, актинолита и других минералов. Кварц с включениями иголок рутила, нередко образующих закономерные сетчатые сростания, — сагенитовый кварц.

Гребенчатым кварцем называют группы тесно сросшихся в параллельном положении удлинено-призматических кристаллов. Под названием стебельчатый кварц известны выделения кварца в виде пучков, коротких стебельков на гранях рудных минералов (пирита, сфалерита, магнетита и др.); допускается его образование из геля кремнезема в результате ориентирующего влияния зерен рудных минералов [211], вследствие одностороннего давления (Заварицкий) [212], путем замещения более раннего хлорита (Пэк) [212] или в результате роста кристаллических индивидов в стесненных условиях [213]. Стебельчатый кварц установлен в СССР в колчеданных месторождениях Урала (вокруг кристаллов пирита, реже кальцита), в кварцитах Кривого Рога (вокруг кристаллов магнетита) [214], в медно-колчеданных рудах Худесского месторождения (Сев. Кавказ) (вокруг кристаллов пирита) [215] и т. д.

Так называемый волокнистый кварц, состоящий из тонких параллельных волокон, образовался по крокидолиту или по волокнистому гипсу; волокнистое строение может также быть следствием чрезвычайно малой толщины пирамид нарастания по граням ромбоэдра и призмы [183].

Пылевидный кварц, горная мука, пылевидный кремнезем, маршалит — землистая порода, состоящая из мельчайших угловатых обломков кварца (0,004 до 0,024 мм); слагает пласты и скопления промышленного значения, которые иногда чередуются с глинистыми прослойками; образуется за счет разрушения силикатных пород или за счет выветривания окремнелых известняков, слюдяных и кварцево-слюдяных сланцев [216].

Порошковатый кварц был описан под названиями: конилит — konilite (Честер, 1896) и конит — sonite (Маккалоч, по Честеру, 1896).

Различают также ячеистый кварц, образование которого иногда связано с замещением пластинчатых выделений кальцита или барита. Кварцевый пизолит — кварц в форме пизолитов, встреченный в Египте и на о-ве Сицилия.

Смесями кварца с другими минералами являются: антосидерит — anthosiderite (Хаусман, 1841) — кварц с примесью гётита; гипохлорит — hypochlorite (Шюлер, 1832) — смесь кварца с бисмутоферритом или чапманитом (Милтон и др.) [217]. Цинопел или синопел — Sinopel — красноватый кварц с гематитом из месторождения Штявница в Чехословакии.

Распространенные кварцевые породы — кварцевые пески, песчаники и кварциты. Под названиями итаколумита известны кварциты из Бразилии и Индии. Тонкозернистая кварцевая порода сероватой, серой, красноватой, буроватой и других окрасок, с неровным, иногда занозистым изломом, нередко называется роговиком — hornstone (по-видимому, синонимом роговика является обозначение Плиния силекс — silix.)

Породами, в основном состоящими из кварца, являются: лидит, лидийский камень, базанит или пробирный камень — бархатно-черная кремнистая порода, окрашенная углистыми частичками; служит благодаря твердости и черному цвету для испытания чистоты драгоценных металлов.

Яшма — jasper — общее название различно окрашенных плотных кремнистых пород, хорошо принимающих полировку. Изл. плоскораковистый, крупнораковистый. П. микр. представляет собой агрегат мелких кварцевых зерен, иногда с халцедоном и другими минералами — гематитом, хлоритом, кальцитом и др. Крупные залежи имеются на Южн. Урале, где яшмы отличаются большим разнообразием рисунков и окрасок. Яшмы разных месторождений Южн. Урала характеризуются своим цветом: орская — пестроцветная, калканская — зеленая, аушкульская — палевая, сургучная. По происхождению яшмы представляют собой измененные отложения коллоидного кремнезема, радиоляриевые илы, скопления спикул кремневых губок, а также окремнелые метаморфические сланцы, морские кремнистые осадки и другие породы [218, 219].

Яшма с прожилками и пятнистыми обособлениями халцедона получила название агатовой яшмы (agate-jasper).

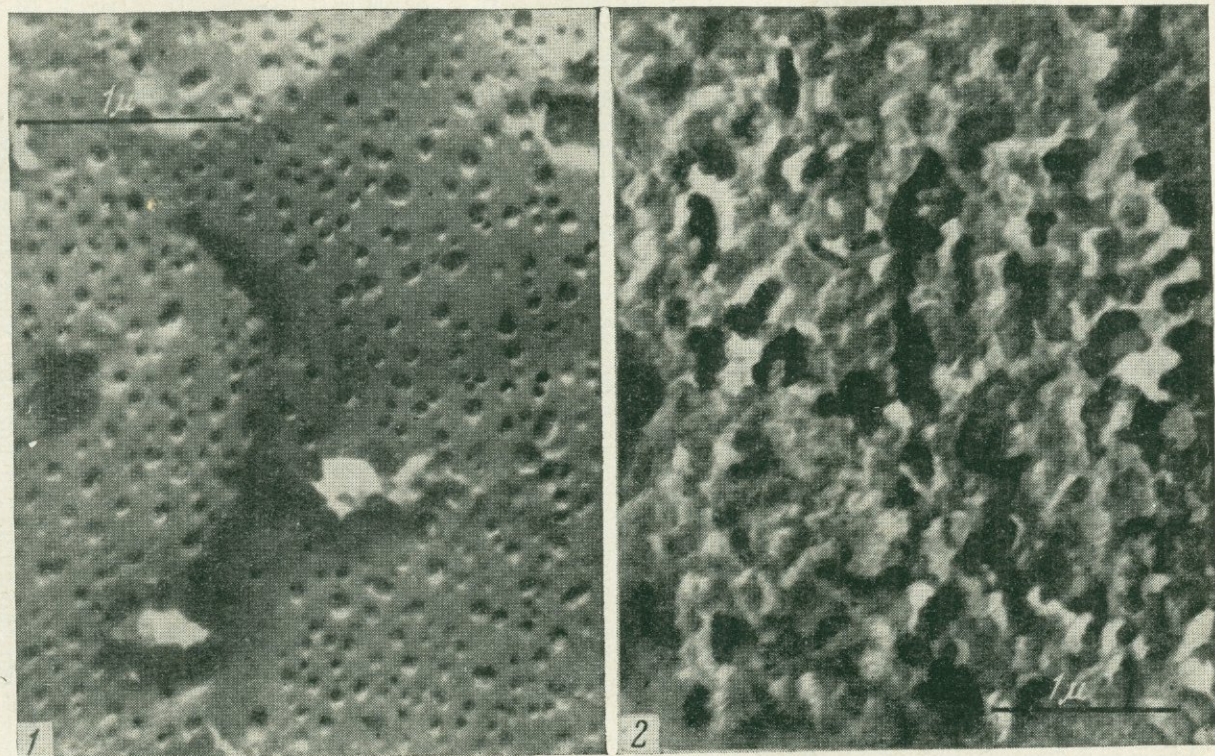
Скрытокристаллические разновидности кварца

Халцедон — chalcedony — в виде сплошных масс, натечных (почковидных, гроздевидных и сталактитоподобных) выделений и конкреций. П. микр. имеет параллельно- или радиальноволоконистое, также сферолитовое или сферолитоподобное строение. Волокна удлинены [220] по [1120] или [1010], часто винтообразно закручены [221]. Толщина и длина их варьируют. Волокна слагаются микрокристалликами кварца размером 10^{-4} — 10^{-5} см, в общем случае с осью *c*, перпендикулярной длине волокон [222].

При увеличении 20 000—30 000 с помощью электронного микроскопа в халцедонах обнаружены микропоры (пузырьки воды?) с поперечником порядка 0,1 м, как изолированные, так и сообщающиеся (фиг. 117) [223].

Физические свойства халцедона несколько отличаются от свойств кварца, что связано с особенностями волоконистого сложения халцедона. Сп. отсутствует. Изл. неровный, иногда занозистый. Тв. $6\frac{1}{2}$ —7. Уд. в. 2,55—2,64. Цв. белый, молочно-серый, желтоватый, голубоватый. Бл. слабый, восковый. Просвечивает. В пл. в прох. св. часто бурый. Погасание волнистое. В пределах отдельных волокон погасание часто косое и неодинаковое у соседних волокон; угол погасания обычно 20°, редко достигает 40°. Удлинение волокон отрицательное (фиг. 118). $n_e = 1,533$ —1,539; $n_o = 1,530$ —1,531. Иногда двусный.

Аномалии оптических свойств халцедона объясняются различным расположением элементарных кристаллитов в соседних волокнах [224], характером взаимной ориентировки волокон [225], по более ранним данным — присутствием аморфной SiO_2 (опала) [220] или воды во включениях; предполагается также, что двуупреломление может быть вызвано субмикроскопической перемежаемостью слоев с опалом и слоев с кварцем [226].



Фиг. 117. Электронные микрофотографии поверхности среза агрегата халцедона

1 — с изолированными включениями воды, увел. 31 490; 2 — с сообщающимися включениями воды, увел. 26 650 (по Фолку и Уиверу)

Халцедон содержит 97—99% SiO_2 и обычные для кварца примеси R_2O_3 (главным образом Fe_2O_3), RO и R_2O . Содержание воды достигает 1—1,5%. При нагревании она выделяется постепенно, начиная со 100° , при $300—500^\circ$ выделение воды идет в 4—6 раз быстрее, чем при низких температурах [227]. Вода в халцедоне с тонковолокнистой структурой распределяется между волокнами, где удерживается капиллярными силами [227], или заключена в микропорах [223, 228]; часть воды связана с примесью опала [220].

Халцедон легче разлагается щелочами, чем кварц.

На термограммах халцедонов эффект перехода в β -кварц иногда отсутствует, очень незначителен или растянут (Кейт и Татл) [9].

Халцедон отлагается из низкотемпературных гидротермальных растворов или образуется в процессах выветривания, диагенеза и эпигенеза. Часть халцедона возникает за счет опаловых остатков скелетных частей организмов, но главная его масса кристаллизуется из коллоидных растворов и гелей SiO_2 [229]. (Возможность возникновения волокнистой структуры при кристаллизации твердого аморфного кремнезема показана экспериментально Уайтом и Кориуном [179].)

Формы нахождения и месторождения халцедона весьма разнообразны. Распространены его жеоды в миндалинах мелафиров, базальтов, липаритов и других эффузивных пород; в этих жеодах, достигающих иногда крупных размеров (например, в андезитах Ахалциха в ГрузССР, по Григорьеву и Карякиной) [230], халцедон (иногда в форме агата) ассоциируется с кварцем, аметистом, горным хрусталем, кальцитом, цеолитами и др. [230].

Фиг. 118. Оптическая ориентировка халцедона и кварца

(по Трёгеру)

Как гидротермальный минерал халцедон наблюдается в некоторых пегматитах, например в пегматитах Мадагаскара (Ферсман) [231]. В качестве низкотемпературного гидротермального жильного минерала халцедон встречается, например, в руднике Гоулд Роуд (Мохэйв в шт. Аризона, США) (Уокер) [231], в некоторых золоторудных месторождениях Трансильвании (Румыния) (Линдгрэн) [231] и др. В ряде низкотемпературных гидротермальных месторождений распространен гидротермальный халцедоновидный кварц; примерами могут служить Балейское рудное поле в Вост. Забайкалье (Петровская и др.) [231], Тонопа в шт. Невада (США) (Линдгрэн) [231] и др.

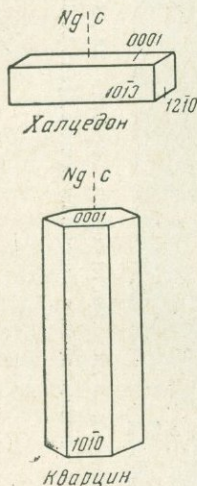
Халцедон, отложенный из вод горячих источников, встречается в районах современного вулканизма и вне их (Набоко, Уокер) [231].

Помимо гидротермального халцедона, во многих месторождениях различных генетических типов весьма обычен гипергенный халцедон, образовавшийся при выветривании силикатов рудных тел или вмещающих пород; как и собственно кварц, халцедон в зоне окисления сульфидных месторождений обычно является поздним минералом [232].

Халцедон широко распространен в осадочных породах в виде неправильных выделений, желваков, конкреций, караваев, прослоев и псевдоморфоз по растительным и животным остаткам.

Характерны нарастания халцедона на кварц и кварца на волокна халцедона с геометрическим отбором нарастающих кристаллов кварца (Леммлейн [233], Григорьев и Карякина [230]).

Известны псевдоморфозы халцедона по различным минералам: флюо-



риту (см. кубаит, стр. 190), датолиту (гайторит, хейторит — haytorite), кальциту, бариту и др.

Под названием древесного агата или деревянистого агата (Holzachat) известны псевдоморфозы халцедона по древесине с тем или иным количеством собственно кварца. Такой же состав имеют некоторые окремненные кораллы — коралловые агаты (Korallenachat). Название беекит или беккит (beekite, beckite) было предложено для халцедона, заместившего известняк со створками раковин и другими ископаемыми.

По распределению окраски можно выделить несколько групп халцедонов.

Среди равномерно или относительно равномерно окрашенных халцедонов различают: собственно халцедон — серовато-белый, сероватый, сердолик или карнеол (carneol, карнелиан — carnelian, akik, по Бируни) — красный разных тонов, иногда желто-красный, сардер или сардион (sarder, sardion) — бурый с красным или красноватым просвечиванием, сапфирин (sapphirine) — голубовато-серый, восковой халцедон (wax chalcedony) — светло-желтый (синон. керагат, церагат — cerachat и полукарнеол — Halbkarneol), плазма (plasma) — грязно-зеленый, луково-зеленый, хризопраз (chrysoprase) — яблочно-зеленый, окрашенный примесью никеля, приурочен к выветрелым серпентинитам (синон. празер — Praser, Кёхлин, 1928), амберин (Amberin) — желто-зеленый (торговое название). Халцедоны розовой и лиловой окраски из Авроры в шт. Невада (США) не получили специальных названий; наблюдаются в миндалинах мелафиров [234]. Меккский камень (Mekkastein) — синий халцедон из Аравии (Штрунц, 1957); линкурий — древнерусское обозначение желтого сердолика.

В некоторых халцедонах окраска основной массы разнообразится пятнами другого цвета, таковы: гелиотроп (heliotrope) или кровавый камень (bloodstone), иначе, восточная яшма — зеленый с красными точками или пятнами, мирикит (myrickite) — серый с красными пятнами. Белые и серые халцедоны с красными точками или пятнами описывались также под названием точечных агатов (Punktachat), точечных халцедонов (Punktchalcedon) и стефанова камня (Stephanstein).

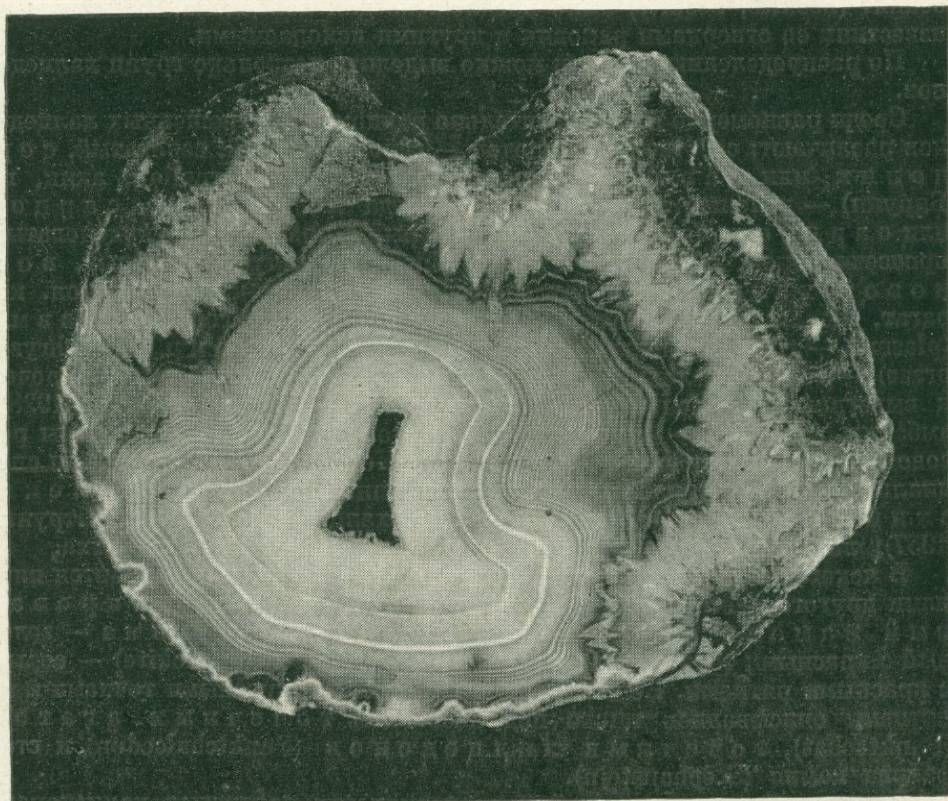
Плинием были выделены как разновидности пятнистых халцедонов: лейкагат (leucachates) — беловатый, сардагат (sardachates) или карнеол-агат (carnelian agate) — красноватый, иногда полосчатый, гемагат (hemachates) — светлоокрашенный с красными пятнами.

В той или иной степени прозрачные халцедоновые агрегаты со спутанными нитеобразными зелеными включениями — моховой агат (moss-agate), или моховик, лучшие образцы их происходят из Индии. Белые и серые халцедоны с дендритовидными выделениями окислов железа или марганца — моккаштейн (Mokkastein), моккам [181] или моккский камень (mocha stone), дендритовый агат (dendritic agate); встречены в Индии, СССР (Забайкалье, Урал), в США и др. Старое название Плиния для халцедонов с дендритовыми включениями — дендрагаты (dendrachates).

Из халцедонов с полосчатым распределением окраски прежде всего следует назвать агат — agate (от греч. *αχάτης* — ахатес) — тонкослоистый халцедон полостей эффузивных пород — мелафиров, андезитов и др., а также из некоторых осадочных пород и минеральных жил. В агатах из эффузивов обнаруживаются выделения делессита, барита, карбонатов и цеолитов, также пирита, халькопирита, более ранних, чем выделения халцедона. Окраска агатов объясняется примесями окислов железа и

марганца, органического вещества и др. Слои различны по своей пористости, поэтому агаты могут искусственно окрашиваться в различные цвета.

Широкой известностью пользуются агаты Бразилии, Уругвая, Индии, ФРГ; в СССР агаты встречаются в Закавказье (фиг. 119), Забайкалье и других районах. Особенностью агатов уругвайского типа является



Фиг. 119. Бастионный агат с оторочкой кальцита, темное в центре — полость, Адживанское месторождение, Армения, натур. вел.

(материал Л. М. Лебедева)

параллельная (горизонтальная) слоистость, иногда в сочетании с концентрической слоистостью; в так называемых крепостных, или бастионных агатах (fortification agates) окрашенными являются округло-изогнутые, более или менее концентрические слои, в общем случае воспроизводящие очертания стенок полости, обычно с бастионообразными выступами. Звездчатый агат (Sternachat) имеет в сечении вид неправильных звезд (Рос) [235]. Очковый агат (eye agate) состоит из центров, имеющих форму кругов с темноокрашенной центральной частью (leucophthalmus и triophthalmus Плиния). Обломочный, или рунный агат (ruin agate) — обломки агата, сцементированные халцедоном или кварцем (иногда аметистом). Для ландшафтного агата характерны рисунки, напоминающие ландшафты. Агат, в массе которого имеется подобие трубчатых обособлений халцедона, — трубчатый агат (Röhrenachat); в промышленных концентрациях известен в Памачском месторождении (ГрузССР);

возник путем отложения в полостях, образованных за счет разложения погребенной древесины [236]. Мясоной агат — агат красного цвета.

Слоистость агатов возникла в гелеобразной массе кремнезема (Лизеганг, Шоб) [235] или в результате послойного отложения коллоидного кремнезема на стенках полостей в лаве [237, 238].

Ленточно-полосчатые халцедоны, сложенные различно окрашенными слоями, называют ониксами (ονυχιον — ониксион); (синон.: джаз, по Бируни, XI в., древнерусское обозначение — онихий, ногат — nogate). В собственно ониксе (онух) чередуются белые и черные слои, в сардониксе (sardonux, сардий) — белые и бурые слои, в карнеолониксах (carneol onux) (сердоликовых ониксах) — белые и красные слои, в халцедонониксах (chalcledony onux) — белые и серые или голубоватые слои.

Радужный (rainbow agate), или призирующий агат, прис-агат (iris-agate) — тонкополосчатый халцедон с красивой игрой цветов (США, шт. Орегон, Монтана, Калифорния) [239]. Для облачного агата (clouded agate, Wolkenachat) характерны пятна с неясными очертаниями на основном фоне («переливты» или «переливти» Урала). В яшмовом агате (jasp-agate) чередуются непрозрачные и просвечивающие полосы.

Генетически к агатам близок энгидрос (enhydros, Плиний) или гидрохалцедон (Hydrochalcledon Pat, 1875) — халцедон в виде желвакообразных выделений, иногда с водой в полостях (в миндалинах мелафиров Уругвая и базальтов Италии, в Австралии, Японии). Поперечник некоторых выделений энгидроса достигает 1 м [234, 240].

Камни Абакус (Abakussteine) — плоские желвакообразные выделения халцедона из миндалин в липаритах Японии.

Устаревшие и недостаточно определенные названия халцедона: кератит (keratite), стигмит (stigmatite, stygmite), яшмовый халцедон.

Возможно, халцедоном сложена та или иная часть ячеистой «кремневой накипи» (siliceous sinter, Kieselsinter), отложенной из вод, содержащих кремнезем.

Синон. Гидролит — hydrolite (Маккензи, 1819), терпицит — terpitizite (Дюр, 1828).

Наряду с собственно кварцем халцедон представляет собой характерный минерал многих кремней (chert, flint), слагающих желваки различной окраски и величины в осадочных породах, преимущественно в палеозойских (девон, карбон, пермь) и мезозойских (мел). Происхождение кремней может быть различным [223]. Халцедон является главной составной частью палеозойских спонголитов (spongolite).

Кроме халцедона, известны следующие скрытокристаллические волокнистые разновидности кварца.

Кварцин — quartzine — волокна удлинены по оси *c* (удлинение волокон положительное) (фиг. 118). Показатели преломления, как у халцедона; иногда двуосен с $2V$ около 35° , у некоторых кварцинов $2V = 60-67^\circ$. Отмечен в угленосных отложениях (рассеянные выделения, скопления, прослой); допускается, что образование кварцина может быть связано с деятельностью морских организмов [241, 242].

Синон. Халцедонит — chalcledonite (Лакруа, 1901).

Лютецит — lutescite — волокнистая разновидность халцедона с косым погасанием; удлинение волокон положительное, Ne образует с направлением удлинения волокон угол до 30° . По порошкограммам не отличается от кварца [225, 243].

По-видимому, лютециту отвечает цоэзит (zoésite) из ископаемых раковин [244]; двуосный (+).

Псевдокварзин — Pseudoquarzin — разновидность халцедона, частично с косым погасанием [225].

Псевдохалцедон (псевдохалцедонит) — pseudochalcedonite — халцедон с дупре-ломлением 0,0045, оптически (—), с малым углом оптических осей; представляет смесь опала с кварцем [245].

Метакварц — metaquartz — излишнее обозначение для «промежуточного вещества» от аморфного кремнезема к халцедону (Седлецкий И. Д., ДАН СССР, 1940, 26, 241).

Межплоскостные расстояния α -кварца из Сев. Каролины *

Си-излучение

<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>
100	35	4,26	300	<1	1,418	303	<1	1,1144
101	100	3,343	212	7	1,382	312	4	1,0816
110	12	2,458	203	11	1,375	400	1	1,0636
102	12	2,282	301	9	1,372	105	2	1,0477
111	6	2,237	104	3	1,288	401	2	1,0437
200	9	2,128	302	4	1,256	214	2	1,0346
201	6	1,980	220	2	1,228	223	2	1,0149
112	17	1,817	213	5	1,1997	402; 115	2	0,9896
003	<1	1,801	221	2	1,1973	313	2	0,9872
202	7	1,672	114	4	1,1838	304	<1	0,9781
103	3	1,659	310	4	1,1802	320	1	0,9762
210	<1	1,608	311	2	1,1530	321	2	0,9607
211	15	1,541	204	<1	1,1408	410	1	0,9285
113	3	1,453						

* ASTM, 5—0430.

Межплоскостные расстояния β -кварца *

<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>
100	60	4,43	202	40	1,71	123	40	1,225
101	100	3,42	121	80	1,57	131	60	1,196
110	60	2,55	122; 301	80	1,421	114	40	1,190
102	40	2,30	203	80	1,393	132	20	1,113
200	60	2,22	302	60	1,292	400	20	1,105
201	60	2,05	220	60	1,277	105; 223	20	1,044
112	90	1,85						

* ASTM, 7—346 (получен нагреванием до 1000° монтмориллонита из Калифорнии).

Л и т е р а т у р а

1. Tomkeieff S. I. Min. Mag., 1942, 26, No 176, 172.
2. Sharma N. L. Proc. Indian Acad. Sci., 1940, 12 B, 215; Sundaram K. V., Dhar J. Quart. J. geol., mining metallurg soc. India, 1961, 33, No 3, 119.
3. Bragg W. H., Gibbs R. E. Proc. Roy. soc., 1925, ser. A, 109, 405; Wyczkoff R. W. Am. J. Sci., 1926, 11, 101; Zs. Krist., 1926, 63, 507.
4. Gibbs R. E. Proc. Roy. soc., 1926, ser. A, 110, 443; Lipson H., Wilson A. J. Proc. Phys. Soc., 1941, 53, 245; Bishambhar Dayal Saksena, Krishna Gopal Srivastava Proc. Indian Acad. Sci., 1949, 29 A, No 3, 189 (структура и морфология кварца); Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. Изд-во АН СССР, 1947, 162 (о структуре кварца); Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 2, 168 (о положении кварца в систематике минералов); Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1961, № 15, 20 (сопоставление структур кварца и окенита); Arnold H. Zs. Krist., 1962, 117, H. 5—6, 467 (структура β -кварца); Смирнова Н. Л., Белов Н. В. Кристаллография, 1963, 8, вып. 3, 346 (о структуре минералов группы кварца); Arnold H. Fortschr. Min., 1963, 40, 50 (о структуре β -кварца).

5. Keith H. D. Proc. Phys. Soc., 1950, sect. B, 63, 208; Am. Min., 1955, 40, No 5—6, 530; Cooper A. S. Acta cryst., 1962, 15, 578; Smith G. S., Alexander L. E. Acta cryst., 1963, 16, H. 6, 462.
6. Cohen A. J., Sumner G. G. Am. Min., 1958, 43, No 1—2, 58.
7. Blattmann S., Hägele G. Zbl. Min., 1937, A, 313 (константы решетки); P'ei-Hsiu Wei. Zs. Krist., 1935, 92, 355 (структура α -кварца); M a c h a t s c h k i F. Zs. Krist., 1956, 94, 229; Fortschr. Min., 1936, 20, 45.
8. Novák J. Věstnik Stat. geol. úst., Českosl. republ., 1946, 21, No 1—2, 231.
9. Keith M. L., Tuttle O. F. Am. J. Sci., 1952, Bowen vol., pt. 1, 203 (см. перевод: Кейт М. Л., Туттл О. Ф. Сб. «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». Изд-во иностр. лит-ры, 1954, 191); Sabatier G., Wyart J. C. R., Paris, 1954, 239, N° 17, 1053; Афанасьева Н. А., Каменцев И. Е., Франк-Каменецкий В. А. Кристаллография, 1959, 4, вып. 3, 382; Франк-Каменецкий В. А. Кристаллография, 1960, 5, вып. 4, 650; Франк-Каменецкий В. А., Каменцев И. Е. Сб. «Рост кристаллов», 3. Изд-во АН СССР, 1961, 468; Wambauer H. U. Schweiz. min., petr. Mitt., 1961, 41, H. 2, 335; Каменцев И. Е. Вестн. Ленингр. ун-та, 1962, № 18, 109.
- 9а. Каменцев И. Е. Геохимия, 1963, № 6, 586.
- 9б. Франк-Каменецкий В. А. Природа структурных примесей в минералах. Изд. Ленингр. ун-та, 1964.
10. Франк-Каменецкий В. А., Шафрановский И. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 4, 448.
- 10а. Цинзерлинг Е. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, 93, вып. 3, 342.
11. Шишаков Н. А. ДАН СССР, 1939, 23, № 8, 791.
12. Wenden H. Am. Min. 1957, 42, No 11—12, 859.
13. Лебедев В. И. Вестн. Ленингр. ун-та, 1948, № 3, 22.
14. Поваренных А. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1955, 84, вып. 4, 475.
15. Primak W., Fuchs L. H., Day P. J. Am. Ceram. Soc., 1955, 38, No 4, 135; Simon I. J. Am. Ceram. Soc., 1957, 40, No 5, 150; Primak W. Phys. Rev., 1958, 110, 1240; Жданов Г. С., Зубов В. Г., Колонцова Е. В., Осинова Л. П., Телегина И. В. Кристаллография, 1963, 8, вып. 2, 207.
16. Kalb G. Zbl. Min., 1941, A, Nr 3, 66.
17. Drugman J. Min. Mag., 1927, 21, No 119, 366; Леммлейн Г. Г. Тр. Лаб. кристаллогр. АН СССР, 1940, вып. 2, 123.
18. Frenkel S. Dana's System of Mineralogy, 3, Silica minerals, 1962.
19. Шафрановский И. И. Кристаллы минералов, ч. 1. Изд. Ленингр. ун-та, 1957; Кристаллы минералов, ч. 2. Госгеолтехиздат, 1961.
20. Шафрановский И. И. Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1940, № 45, сер. геол., вып. 8, 126 (о пинакоиде); Tokody L. Acta min., petr. Szeged, 1958, 11, 43 (чертеж кристалла с пинакоидом); Hartman P. Bull. Soc. fr. min., 1959, 82, No 10—12, 335.
21. Thomsdorff W. N. Jb. Min., 1937, B.— Bd. 72, A, 464; Леммлейн Г. Г. Зап. Мин. об-ва, 1944, 73, вып. 2—3, 94; Вистелиус А. Б. Зап. Всес. мин. об-ва, 1950, 79, вып. 3, 191; Heritsch H. Tscherm. min., petr. Mitt., 1953, 3, H. 2, 115; Heritsch H., Höller H. Tscherm. min., petr. Mitt., 1960, 7, H. 3, 200.
22. Смирнов С. С., Михеев В. И., Шафрановский И. И. Зап. Мин. об-ва, 1947, 76, вып. 4, 267; Чирвинский П. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1948, 77, вып. 3, 237; Пап А. М. Тр. Всес. Магаданск. п.-и. ин-та, 1956, 1, вып. 11, 25.
23. Tagg W. A. Am. Min., 1929, 14, No 1, 19; Bonte A. C. R. Soc. géol. France, 1953, 253; Laszkiewicz A. Kwartalnik geol., Warszawa, 1960, 4, nr 3, 585.
24. Литература по «кубическому» кварцу: Борисов П. А. Тр. СПб об-ва ест., 1909, 10, вып. 1, 14 («кубические кварцы» из Шунги и Волк-острова Олонекской губ.); Лабунцов А. Н. Пегматиты Сев. Карелии и их минералы. Изд-во АН СССР, 1939, 62; Долгов Ю. А. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1957, № 11, 338; Tagg W. A., Lonsdale J. T. Am. Min., 1929, 14, No 2, 50.
25. Крениг А. А., Лазько Е. М. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1952, № 6, 208; Drugman J. Min. Mag., 1939, 25, No 164, 259.
26. Григорьев Д. П. Онтогения минералов. Изд. Львовск. ун-та, 1961.
27. Леммлейн Г. Г. ДАН СССР, 1941, 33, № 6, 415; ДАН СССР, 1945, 48, № 3, 177; Maucher W. Zs. Krist., 1924, 59, 443; Weyberg Z. Zs. Krist., 1902, 36, H. 1, 40.
28. Икорникова Н. Ю., Бутузов В. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1955, 84 вып. 4, 425.
29. Карякин А. Е. Зап. Всес. мин. об-ва, 1948, 77, вып. 4, 272.
30. Шафрановский И. И. Тр. Центр. лаб. камней-самоцветов, 1937, 1.

31. Леммлейн Г. Г. Сб. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд-во АН СССР, 1946, 98 (плоские кварцы с белой полоской); ДАН СССР, 1936, 4, № 6, 269; Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, № 5, 937 (скрученные кристаллы).
32. О скелетных кристаллах: Мокиевский В. А., Капитонов М. Д. Сб. «Кристаллография». Изд. Ленингр. ун-та, 1955, вып. 4, 99 (из хрусталеносных жил); Вартанова Н. С., Лозюк А. И. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1958, № 12, 429 (из гранит-порфириров); Бакуменко И. Т. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 6, 662 (из пегматитов); Бакуменко И. Т. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1963, вып. 15, 166 («скелетная графика» письменных гранитов).
33. Карякин А. Е. Сб. «Кристаллография». Изд. Ленингр. ун-та, 1955, вып. 4, 80.
34. Kalb G. Zs. Krist., 1935, 90, 163; Maucher W. Bildungsreihe der Mineralien. Freiberg, 1914, 25.
35. Вировлянский Г. М. Зап. Мин. об-ва, 1938, 67, вып. 2, 236; вып. 3, 425.
36. Шубников А. В. Кварц и его применение. Изд-во АН СССР, 1940, 1.
37. Mügge O. Zbl. Min., 1921, 609 и 641; Zs. Krist., 1932, 82, 451.
38. Gordon S. G. Am. Min., 1945, 30, No 5—6, 269.
39. Судеркин А. И., Нифонтов Р. В., Чернова В. Н. Определение качества пьезооптического сырья. Госгеолтехиздат, 1957, 1.
40. По данным Е. М. Цыганова.
41. Леммлейн Г. Г. Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1951, вып. 6, 255.
42. Brown C. S., Kell R. C., Middleton P., Thomas L. A. Nature, 1955, 175, No 4457, 602 (влияние примесей на рост кристаллов кварца).
43. Штернберг А. А. Кристаллография, 1962, 7, вып. 1, 114.
44. Главнейшая литература о штриховке граней: Вернадский В. И. Изв. АН СПб., 1907, 1, 304; Аншелес О. М. Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1943, № 88, сер. естеств., 98; Tolansky S. Nature, 1944, 153, No 3876, 195 (характеристика граней кристаллов кварца); Radurow N. N. N. Jb. Min., Monatsh., 1948, H. 9—12, 151; Van Praagh G., Willis B. T. Nature, 1952, 169, No 4302, 623.
45. Вадило П. С. Сообщ. Тадж. фил. АН СССР, 1947, вып. 1, 32.
46. Аншелес О. М., Попов Г. М., Шафрановский И. И. Зап. Мин. об-ва, 1938, 67, вып. 4, 584.
47. Генделев С. Ш. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 5, 512; 1961, 90, вып. 6, 629.
- 47а. Малкова К. М., Лхамсурэн Ж. Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, 92, вып. 6, 633 (характер граней параллельных сростков кристаллов); см. также: Леммлейн Г. Г. Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1948, вып. 4, 185 (слипание кристалликов в порфирировом кварце); Немец Д. Зап. Всес. мин. об-ва, 1954, 83, вып. 3, 212 (параллельные сростки кристаллов кварца из Моравии).
48. Gaubert P. Bull. Soc. fr. min., 1904, 27, 6 (вициальные образования); Kalb G. Zs. Krist., 1933, 86, 453 (вицинали, распознавание двойников).
49. Леммлейн Г. Г. ДАН СССР, 1934, 2, 554 (эксперим. получение вициналей); Тр. Ломон. ин-та АН СССР, 1935, вып. 6, 13 (шрамовые вицинали на кристаллах аметиста).
50. Григорьев Д. П. ДАН СССР, 1957, 114, № 1, 182.
51. Главная литература по формам растворения и разведения кварца: Baumhauser H. Zs. Krist., 1878, 2, 117; Molengraaf G. A. Zs. Krist., 1888, 14, 175; Zs. Krist., 1890, 17, 138; Spezia G. Zs. Krist., 1900, 32, 512; Zs. Krist., 1902, 35, 505; Mügge O. Festschrift H. Rosenbusch, 1906, 96; Ischikawa S. Am. J. Sci., 1915, 39, 455; Kalb G. Zs. Krist., 1933, 86, 439; Шафрановский И. И. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1949, № 3, 53; Nielsen J. W., Foster F. G. Am. Min., 1960, 45, No 3—4, 299.
52. Шафрановский И. И. Зап. Мин. об-ва, 1943, 72, вып. 1, 3; 1945, 74, вып. 1, 48 (формы растворения и регенерации); Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1951, № 5, 54; Parkish W., Gordon S. G. Am. Min., 1945, 30, No 5—6, 296.
53. Лебедев Л. М. Тр. Мин. муз. АН СССР, 1953, вып. 5, 195.
54. Матковский О. И. Матер. Комиссии минералогии и геохимии Карпато-Балканской ассоциации. Изд. Львовск. ун-та, 1961, № 1, 149; Цинзерлинг Е. В., Миронова З. А. Кристаллография, 1963, 8, вып. 1, 117.
55. Основная литература о двойниках: Zindel F. Zs. Krist., 1914, 53, 15; Леммлейн Г. Г. ДАН СССР, 1930, № 25, 709; Mügge O. Zs. Krist., 1932, 82, 451; Gaubert P. Bull. Soc. fr. min., 1933, 56, 5; Иванов Н. А., Шафрановский И. И. Зап. Мин. об-ва, 1938, 67, вып. 3, 435 (внешние признаки важнейших двойников); Леммлейн Г. Г. Тр. Лаб. кристаллогр. АН СССР, 1940, вып. 2, 123 (о закономерных сростаниях кварца из кварцевых порфириров); Леммлейн Г. Г. Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1948, вып. 4,

- 185 (двойники порфировых кварцев); Gault H. R. *Am. Min.*, 1949, 34, No 3—4, 142 (о частоте двойников); Brandenstein M., Heritsch H. *Tscherm. min., petr. Mitt.*, 1951, 2, H. 4, 424 (о частоте появления двойников различных типов); Heritsch H. *Tscherm. min., petr. Mitt.*, 1951, 2, H. 4, 432 (определение двойников); Варданянц Л. А. *Изв. АН АрмССР, сер. физ.-мат.-ест. н.*, 1953, 6, № 5—6, 129; Vogt I. *Am. Min.*, 1956, 41, No 9—10, 792 (стереогр. проекции двойников).
56. Frondel C. *Am. Min.*, 1945, 30, No 5—6, 447 (дофинейские двойники; кварц как геологический термометр); Инденбом В. Л. *Кристаллография*, 1957, 2, вып. 1, 83 (оптическое определение дофинейских двойников).
57. Hurlbut C. S. *Am. Min.*, 1946, 31, No 9—10, 443.
58. Главнейшая литература по искусственному двойникованию: Цинзерлинг Е. В. *Тр. Лаб. кристаллогр. АН СССР*, 1940, вып. 2, 149 (механич. двойники); ДАН СССР, 1941, 33, № 6, 421; *Журн. техн. физ.*, 1942, 12, вып. 7, 404 (двойникование при термическом сжатии); ДАН СССР, 1947, 57, № 4, 387 ($\alpha \rightarrow \beta$ превращение); ДАН СССР, 1948, 60, № 6, 1033 (твердость и хрупкость зональных кристаллов); *Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР*, 1952, вып. 7, 81; ДАН СССР, 1954, 94, № 6, 1079; ДАН СССР, 1954, 95, № 3, 529; ДАН СССР, 1954, 95, № 4, 801; *Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР*, 1956, вып. 12, 144 (значение примесей при двойниковании); Искусственное двойникование кварца. Изд-во АН СССР, 1964.
59. Frondel C. *Am. Min.*, 1945, 30, No 5—6, 447; *Am. Min.*, 1946, 31, No 1—2, 58; Armstrong E. *Am. Min.*, 1946, 31, No 9—10, 456; Thomas L. A., Wooster W. A. *Proc. Roy. Soc.*, 1951, ser. A, 208, No 1092, 43; *Min. Mag.*, 1953, 30, No 220, *Abstr.*, 12, No 1, 16.
60. Цинзерлинг Е. В. *Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР*, 1955, вып. 11, 165.
61. Heide F. *Zs. Krist.*, 1928, 66, 239 (японский двойник в кварцевом порфире); Захарченко А. И., Прозоров В. Я., Шафрановский И. И. *Зап. Мин. об-ва*, 1946, 75, вып. 3, 170 (японский двойник из Гудживасского месторождения); Kozu S. *Am. J. Sci.*, 1952, Bowen vol., Pt. 1, 281; Kontz K. *Carinthia II*, 1956, Jg. 66, 34.
62. Цинзерлинг Е. В., Урусовская А. А., Говорков В. Г. *Зап. Всес. мин. об-ва*, 1961, 90, вып. 5, 567.
63. Vullée J. *Zs. Krist.*, 1956, 107, 1.
64. Kalb G. *Zbl. Min.*, 1916, 201 (срастание с флюоритом и мусковитом); Чирвинский В. *Bull. intern. Acad. sci., Bohême*, 1922, 1 («надпиль»); Ramdohr P. *Zbl. Min.*, 1923, 200 (срастания с касситеритом); Леммлейн Г. Г. *Тр. СОПС, сер. уральская*, 1937, вып. 6, 87 («надпиль»); Gliszczynski S., Stolicovici E. *Zbl. Min.*, 1938, A, 82 (срастания с гематитом); Ramdohr P. *N. Jb. Min.*, 1940, B.-Vd. 76, A, 19 (срастания с альбитом); Шафрановский И. И. *Тр. Лаб. кристаллогр. АН СССР*, 1940, вып. 2, 169 (срастания кварца, гематита и рутила); *Уч. зап. Ленингр. ун-та*, 1943, № 88, сер. естеств. н., 108 (кальцитовые надпили, срастания с кальцитом); *Зап. Мин. об-ва*, 1944, 73, вып. 1, 29; Quensel P. *Geol. för. förhandl.*, 1946, 68, H. 1, N:o 444, 47 (срастание со сподуменом); Шафрановский И. И., Осадчев Б. Я. *Мин. сб. Львов. геол. об-ва*, 1950, № 4, 269; Франк-Каменецкий В. А. *Уч. зап. Ленингр. ун-та*, 1954, сер. геол., № 178, вып. 4, 137 (срастания с олигоклазом и мусковитом); Янулов К. П. *Уч. зап. Кишиневск. ун-та*, 1955, 19, 107 (срастания с апатитом); Мязь Н. И., Франк-Каменецкий В. А., Каменцев И. Е. *Зап. Всес. мин. об-ва*, 1959, 88, вып. 4, 460 (срастания с пиритом); Франк-Каменецкий В. А., Шафрановский И. И. *Зап. Всес. мин. об-ва*, 1960, 89, вып. 4, 452; Калужный В. А., Ляхов Ю. В. *ДАН СССР*, 1962, 143, № 5, 1182; Каменцев И. Е. *Зап. Всес. мин. об-ва*, 1963, 92, вып. 1, 93 (срастания с аквамаринном).
65. Главнейшая литература по срастаниям с полевым шпатом: Косой Л. А. *ДАН СССР*, 1938, 19, № 4, 275 (кварц в срастании с полевым шпатом в Сев. Карелии); Ферсман А. Е. *Пегматиты*, 1. Изд-во АН СССР, 1940; Григорьев Д. П., Шафрановский И. И. *Зап. Мин. об-ва*, 1947, 75, вып. 4, 265 (эпитаксическое нарастание кварца на полевой шпат); Drescher-Kaden F. K. *Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung*, Berlin, 1948.
66. Смит Ф. Г. *Геологическая термометрия по включениям в минералах*. Перевод под ред. и с дополнениями Г. Г. Леммлейна. Изд-во иностр. лит-ры, 1956 (исчерпывающая библиография по включениям в минералах и по термометрии).
67. Шефталъ Н. Н. *Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР*, 1956, вып. 12, III (включения как геотермометры и геобарометры); Vagabé L., Deicha G. *Bull. Soc. fr. min.*, 1956, 79, 146 (включения в пирогенном кварце); Костылева Е. Е., Лабунцов В. А. *Тр. Всес. н.-и. ин-та пьезооптич. минеральн.*

- сырья, 1958, 2, вып. 2, 19 (растрескивание при нагревании); В е н е д и к т о в С. Н. Тр. Всес. н.-и. ин-та пьезооптич. минеральн. сырья, 1958, 2, вып. 2, 49 (термометр. исследований жильного кварца); Л е с н я к В. Ф. Тр. Всес. н.-и. ин-та пьезооптич. минеральн. сырья, 1958, 2, вып. 2, 131.
68. D r u g m a n J. Min. Mag., 1939, 25, No 164, 259 (призматическая спайность); B l o s s F. D. Am. J. Sci., 1957, 255, No 3, 214; Г р и г о р ь е в Д. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 4, 418; B l o s s F. D., G i b b s G. V. Am. Min., 1963, 48, No 7—8, 821.
69. В е р т у ш к о в Г. Зап. Мин. об-ва, 1942, 71, вып. 1—2, 12.
70. Ф е р с м а н А. Е. Изв. АН СПб, 1913, № 17, 1001; Д и б р о в В. Е. ДАН СССР, 1955, 105, № 3, 551; Д о л г о в Ю. А. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1955, № 9, 85; Тр. Всес. н.-и. ин-та пьезооптич. минеральн. сырья, 1957, 1, вып. 2, 145 (о сетчатом кварце).
71. A g a n o w s k i K. Zbl. Min., 1926, A, 17.
- 71а. Л е б е д е в а С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963.
72. Ш у б н и к о в А. В. Природа, 1933, № 2, 10 (о хрупкости и пластичности кварца; обзор).
73. О пластичной деформации: Ц и н з е р л и н г Е. В., Ш у б н и к о в А. В. Тр. Ломон. ин-та АН СССР, 1933, вып. 3, 67 (библиография); G r i g g s D., B e l l J. F. Bull. Geol. Soc. Am., 1938, 49, No 11, 1723; B a i l e y S. W., B e l l R. A., P e n g C. J. Bull. Geol. Soc. Am., 1958, 69, No 11, 1443.
74. Д е л и ц ы н И. С., Р о з а н о в Ю. А. Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 7, 103; Р о з а н о в Ю. А. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 66, 71.
75. Об упругих свойствах: Ж д а н о в Г. С., З у б о в В. Г., И в а н о в А. П., Ф и р с о в а М. М. Кристаллография, 1958, 3, вып. 6, 720; Х а н т и н г т о н Г. Успехи физ. наук, 1961, 74, вып. 3, 461; А л е к с а н д р о в К. С., Р ы ж о в а Т. В. Кристаллография, 1961, 6, вып. 2, 289; З у б о в В. Г., Ф и р с о в а М. М. Кристаллография, 1962, 7, вып. 3, 469 и др.
76. С м а г и н А. Г. Кристаллография, 1961, 6, вып. 5, 686.
- 76а. В г а с е R. F., W a l s h J. B. Am. Min., 1962, 47, No 9—10, 1111.
77. S o s m a n R. V. The properties of silica. N. Y., 1927.
- 77а. К о с т ы л е в а Е. Е. Некоторые методы изучения рудоносного кварца. Изд-во «Наука», 1964.
78. H o l d e n E. F. Am. Min., 1923, 8, No 7, 117; Am. Min., 1924, 9, No 4, 75 (розовый кварц); Am. Min., 1924, 2, No 5, 101 (общее); Am. Min., 1925, 10, No 9, 203; В г у с е E. L. Trans. Roy. soc. Canada, 1934, 28, Ser. 3, Sect. 4, 7 (серый); А н д р е е в В. Н. Зап. Мин. об-ва, 1935, 64, вып. 2, 421 (изменение окраски при нагревании); P o s t e l m a n n A. N. Jb. Min., 1937, V.-Bd. 72, A, 401; J a u a g a m a n N. Current Science, 1938, 6, 381 (по реферату: Chem. Abstr., 1938, 7859) (сводка по окраске синего кварца); Ш а ф р а н о в с к и й И. И. Тр. Центр. лаб. камней-самоцветов, 1938, 1; С о л о в ь е в С. П. Зап. Мин. об-ва 1945, 74, вып. 3, 223 (красная окраска, Fe); К о р н е т о в а В. А. Тр. Мин. муз. АН СССР, 1949, вып. 1, 107 (синий кварц); Л е м м л е й н Г. Г. Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1951, вып. 6, 255 (распределение окраски); В о у л е Р. W. Am. Min., 1953, 38, No 5—6, 528 (черный и серый кварц); П е т р у н ь В. Ф. Зап. Всес. мин. об-ва, 1954, 83, вып. 3, 226; Х е т ч и к о в Л. Н. Сообщ. Дальневост. фил. АН СССР, 1955, вып. 8, 63 (красный кварц); V u l t e e J. V., L i e t z J. N. Jb. Min., Monatsh., 1956, H. 3, 49 (роль Ti в окраске голубых и розовых кварцев); Х е т ч и к о в Л. Н. Поиски и разведка месторождений пьезооптического кварца. Изд. Львовск. ун-та, 1957, 15; К о h n H. W., В е n j a m i n V. M. Am. Min., 1961, 46, No 1—2, 218 (окраска в результате облучения); B a l l m a n A. A. Am. Min., 1961, 46, No 3—4, 439 (зональная желтая и зеленая окраска в искусственном); Х у д о б а К. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1962, № 16, 91.
79. F r o n d e l C. Am. Min., 1945, 30, No 5—6, 432 (влияние облучения); В е д е н е е в а Н. Е. ДАН СССР, 1948, 60, № 5, 865 (центры окраски и центры свечения кварца); I c h i k a z u H. Bull. Inst. chem. res. Kyoto univ., 1961, 39, No 2, 133.
80. H e n s l e r I. R. Nature, 1959, 183, No 4662, 672; B r i e n M., P r i c e M. H. Rep. Bristol Conference. London, по: L i e t z I., H ä n i s c h M. R. Cursillos y Conferencias. 1960, Fasc. VII, 83 (модель центров окраски дымчатого кварца); В а m b a u e r H. U. Schweiz. min., petr. Mitt., 1961, 41, H. 2, 335 (элементы примеси и красящие центры).
81. В е д е н е е в а Н. Е. Тр. Лаб. кристаллогр. АН СССР, 1940, вып. 2, 87 (о природной и искусственной дымчатой окраске); В е д е н е е в а Н. Е., Ч е н ц о в а Л. Г. ДАН СССР, 1947, 55, № 5, 441; Ч е н ц о в а Л. Г., В е д е н е е в а Н. Е. ДАН СССР, 1948, 60, № 4, 649 (закономерности распада красящих

- центров в кристаллах дымчатого кварца); Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1952, вып. 7, 159 (природа окраски дымчатого кварца).
82. Ченцова Л. Г. Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1955, вып. 11, 195 (термическая устойчивость красящих центров); Батрак Е. Н. Кристаллография, 1958, 3, вып. 5, 626.
 83. Ченцова Л. Г., Веденеева Н. Е. Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1952, вып. 7, 192.
 84. Laves F., Schindler P., Weaver H. E. Naturwissenschaften, 1961, 48, H. 23, 714; Mortley E. New Scientist, 1962, 13, No 273, 334.
 85. Verhoogen J. Am. Min., 1952, 37, No 7—8, 637.
 86. Lietz I., Münchberg W. Glastechn. Ber., 1958, 31, No 4, 121 (по Р. Ж. Физика, 1959, реф. 9414).
 87. Рожкова Е. В., Проскуровский Л. В. Сб. «Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов». Госгеолтехиздат, 1957, 115.
 88. Nagayana Rao D. A. A. Proc. Indian Acad. Sci., 1947, 25 A, No 5, 408.
 89. Зубов В. Г., Гришина А. П. Кристаллография, 1962, 7, вып. 2, 240; Зубов В. Г., Фирсова М. М., Молокова Т. М. Кристаллография, 1963, 8, вып. 1, 112.
 90. Яманов С. А., Смирнов С. А. Справочник по изоляционным материалам для радиопромышленности. Госэнергоиздат, 1947, 71; Sivarama Krishnan V. Proc. Indian Acad. Sci., 1956, 44 A, No 4, 206.
 91. Roschow E. G. J. Appl. Phys., 1938, 9, 664 (по реферату: N. Jb. Min., 1939, 1, 234 — электропроводность); Kiriyaма Kawai S. J. Min. Soc. Japan, 1958, 3, No 6, 609.
 92. Böttcher G., Drescher-Kaden F. K. Hamburger Beitr. angew. Min., Kristallphysik, Petrogenese, 1959, 2, 69 (перемещение ионов и электронов при электролизе); Wondratschek H., Brunner G. O., Laves F. Naturwissenschaften, 1960, 47, H. 12, 275 (механизм электролиза кварца).
 93. Pfenninger H. H. Naturwissenschaften, 1960, 47, H. 12, 275 (эластические колебания).
 94. Грамон А. Исследование пьезоэлектрических свойств кварца. Трансжелдориздат, 1938, 30.
 95. Цинзерлинг Е. В., Леммлейн Г. Г. ДАН СССР, 1941, 33, № 6, 419; Laurent G. Geol. för. förhandl., 1941, 63, H. 1, No 424, 59; Frondel C. Am. Min., 1945, 30, No 5—6, 432; Веденеева Н. Е., Ченцова Л. Г. ДАН СССР, 1947, 55, № 5, 441; Audubert R. C. R., Paris, 1950, 230, No 20, 1771 (о фосфоресценции кварца); Арбузова С. К. ДАН ТаджССР, 1954, вып. 13, 3 (люминесценция волокнистого кварца из месторождения Кан-и-Мансур); Kohn H. W., Benjamin B. M. Am. Min., 1961, 46, No 1—2, 218.
 96. Saksena D. D., Pant L. M. J. Chem. Phys., 1951, 19, No 1, 134; Peters H. Phys. Rev., 1930, 36, 1631 (флюоресценция под воздействием катодных лучей низкого напряжения).
 97. Флоринская В. А., Печенкина Р. С. ДАН СССР, 1952, 85, № 6, 1265; Севченко Н. А., Флоринская В. А. ДАН СССР, 1956, 109, № 6, 1115.
 98. Biggs D. L. Am. J. Sci., 1952, 250, No 6, 462; Haccuria M. Bull. Soc. chim. Belges, 1953, 62, No 7—9, 428; Milkey R. G. Am. Min., 1960, 45, No 9—10, 990 (библиография).
 99. Kats A., Haven Y. Phys. a. chem. of glass, 1960, 1, No 3, 99; Kats A. Philips Res. Reports, 1962, 17, 133; Kats A., Haven Y., Stevels J. M. Phys. a. chem. of glass, 1962, 3, No 3, 69.
 100. Wood D. L. J. Chem. Phys., 1957, 27, No 6, 1438; Brunner G. O., Wondratschek H., Laves F. Naturwissenschaften, 1959, 46, H. 24, 664; Fortschr. Min., 1960, 38, H. 2, 125; Bull. Soc. fr. ceram., 1962, No 54, 63; Vambauer H. U., Brunner G. O., Laves F. Schweiz. min., petr. Mitt., 1963, 43, H. 1, 259.
 101. Бергер Г. С. Флотуруемость минералов. Госгортехиздат, 1962, 158.
 102. Steinwehr H. E. Zs. Krist., 1938, 99, 292; Dellwig L. F., Hill W. E. Am. Min., 1960, 45, No 9—10, 1116; Панов Е. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, 92, вып. 6, 664; Меланхолин Н. М., Цинобер Л. И. Кристаллография, 1963, 8, вып. 1, 110.
 103. Vambauer H. U. Schweiz. min., petr. Mitt., 1961, 41, H. 2, 335; Vambauer H. U., Brunner G. O., Laves F. Zs. Krist., 1961, 116, 173; Fortschr. Min., 1961, 39, H. 1, 37; Schweiz. min., petr. Mitt., 1962, 42, H. 1, 221; Saalfeld H. Zs. Krist., 1961, 115, 420.
 104. Wülfing E. A. Festschrift H. Rosenbusch, 1906, 49; Rinne F., Kolb R. N. Jb. Min., 1910, 2, 138; Gübeline E. Schweiz. min., petr. Mitt., 1939, 19,

- H. 2, 404; Naidu P. R. Quart. J. geol., mining metallurg soc. India, 1944, 16, No 4, 139.
105. Векке F. Tscherm. min., petr. Mitt., 1892, 13, H. 6, 447; Holmquist P. J. Geol. för. förhandl., 1926, 48, H. 3, No 366, 410; Griggs D., Bell J. F. Bull. Geol. Soc. Am., 1938, 49, No 11, 1723; Fairbairn H. W. Bull. Geol. Soc. Am., 1941, 52, No 8, 1265; Fairbairn H. W. Structural Petrology of Deformed Rocks. 1942. Перевод см.: Ферберн Г. В. Структурная петрология деформированных горных пород. Изд-во иностр. лит-ры, 1949, 114; Соловьев С. П. Зап. Мин. об-ва, 1945, 74, вып. 4, 247 (условия роста и волнистое погасание); Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд. Ленингр. ун-та, 1953, 211; Дмитриевский В. С. Тр. Воронежск. ун-та, 1954, 31, 41; 1955, 39, 65; Пап А. М., Худовец И. П. ДАН БелССР, 1959, 3, № 4, 168.
106. Friedlaender C. Schweiz. min., petr. Mitt., 1944, 24, H. 1—2, 25.
107. Корнилов И. А., Дубинина В. А. Изв. АН СССР, 1964 (в печати).
108. Никифоров Е. А. Сб. работ по камням-самоцветам, вып. 1. Изд-во Наркомместпром РСФСР, 1937, 17.
109. О вращении плоскости поляризации: Ingersoll L. R. Phys. Rev., 1917, 9, 257 (естественное и магнитное вращение в инфракрасной области); Lowry T. M., Snow C. P. Proc. Roy. Soc., 1930, ser. A, 127, 271 (вращение в инфракрасной области); Servant R. C. R., Paris, 1938, 207, No 4, 283 (вращение в ультрафиолетовом свете); Radhakrishnan T. Proc. Indian Acad. Sci., 1947, 25 A, No 3, 260 (формулы для вычисления дисперсных показ. преломления и угла вращения); Ramachandran G. N. Proc. Indian Acad. Sci., 1951, 34 A, No 2, 127 (формулы для вычисления оптич. активности); Gutowsky H. S. J. Chem. Phys., 1951, 19, No 4, 438 (в инфракрасных лучах); Рудницкая Е. С. Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1952, вып. 7, 115; Chandrasekhar S. Proc. Indian Acad. Sci., 1952, 35, A, No 3, 103; Proc. Indian Acad. Sci., 1954, 39 A, No 6, 290 (вариация с температурой).
110. Hoffman J. Zs. anorg., allgem. Chem., 1931, 196, H. 3, 225.
111. Семенов Н. Н. Стекло. Информ. бюлл. Всес. н.-и. ин-та стекла, 1958, № 1 (98), 19.
112. Vultée J. N. Jb. Min., Abhandl., 1955, 87, H. 3, 389.
113. Ферсман А. Е. ДАН СССР, 1926, А, 88.
114. Tokudo Taneki Mem. Inst. sci., industr. res. Osaka univ., 1959, 16, 189 (хим. анализы).
115. Pawlowski St. Silicates industr., 1959, 24, No 3, 147.
116. Flörke O. W. Schweiz. min., petr. Mitt., 1961, 41, H. 2, 311.
117. Главная литература по составу газовой-жидких включений: Königsberg J. G., Müller W. J. Zbl. Min., 1906, 72; Захарченко А. И. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1950, № 4, 167; Вульчин Е. И. Наук. зап. Львов. держ. ун-та, 1953, 23, сер. геол., вып. 6, 165; Захарченко А. И. Матер. ВСЕГЕИ, 1955, минералогия и геохимия, вып. 6, 1 (минералообразующие растворы); Лемлейн Г. Г., Клевцов П. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1955, 84, № 1, 47; Иньшин Е. Д. Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., 1958, № 7, 91.
118. Sjögren H. Geol. för. förhandl., 1905, 27, 113; Захарченко А. И. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1950, № 4, 167; Умова М. А., Глебов Р. И. Шибанов П. Н. ДАН СССР, 1957, 112, № 3, 519; Лисицын А. Е., Малинко С. В. Тр. Всес. н.-и. ин-та пьезооптич. минеральн. сырья, 1957, 1, вып. 2, 161; Муггау Р. С. Bull. Am. Assoc. petrol. geol., 1957, 41, No 5, 950; Соколов Я. Н. Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 20, 53; Элинсон М. М., Полюковский В. С. Геохимия, 1961, № 10, 881 (генезис и состав газовой фазы во включениях); Лисицын А. Е., Малинко С. В. Геохимия, 1961, № 9, 789; Полюковский В. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 4, 472.
119. Костылева Е. Е., Сухушина Т. К. Геохимия, 1957, № 7, 623.
120. Allenby R. J. Geoch., cosm. Acta, 1954, 5, No 1, 40.
121. Morey G. W., Hesselgesser J. M. Econ. Geol., 1951, 46, No 8, 824; перевод см.: Морид В., Хессельгессер Д. М. Сб. «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». Изд-во иностр. лит-ры, 1954, 35; Kennedy G. C. Econ. Geol., 1950, 45, No 7, 629 (система $SiO_2 - H_2O$); Mosebach R. N. Jb. Min., Abhandl., 1955, 87, Nr 3, 351; Waddams J. A. Research, 1958, 11, No 9, 371; van Lier J. A., de Bruyn P. L., Overbeek J. P. J. Phys. Chem., 1960, 64, No 11, 1675 (растворимость в воде и в растворах солей натрия).
122. Сыромятников Ф. В. Минеральное сырье, 1961, вып. 2, 144 (растворимость в воде).
123. Хитаров Н. И. Тр. 4-го совещания по эксперим. минералогии и петрогр., Изд-во АН СССР, 1953, вып. 2, 180 (устойчивость в гидротермальных условиях).
124. Frederickson A. F., Cox J. E. Am. Min., 1954, 39, No 11—12, 886; Am. Min., 1955, 40, No 1—2, 1.

125. Шубников А. В. Тр. Лаб. кристаллогр. АН СССР, 1939, вып. 1, 43; Parker W., Gordon S. G. Am. Min., 1945, 30, No 5—6, 296 (литература по травлению); Леммлейн Г. Г. ДАН СССР, 1947, 56, № 8, 849.
126. Franke I. Bull. Soc. fr. min., 1950, 73, No 10—12, 503; Bull. Soc. fr. min., 1951, 74, No 4—6, 207.
127. Wuyart J., Sabatier G. C. R., Paris, 1955, 240, No 19, 1905; C. R., Paris, 1955, 240, No 22, 2157; Morey G. W. J. Am. Ceram. Soc., 1953, 36, No 9, 279.
128. Adams L. H. Geophysical Laboratory. Carnegie inst. Washington, 1950, Yb. No 49 (1949—1950), 27; Keith M. L., Tuttle O. F. Am. J. Sci., 1952, Bowen vol., 203; перевод см.: Кейт М. Л., Туттл О. Ф. Сб. «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». Изд-во иностр. лит-ры, 1954, 170; McDowall I., Vose W. Nature, 1952, 170, No 4322, 366; Fieldes M. Nature, 1952, 170, No 4322, 366; Sabatier G. C. R., Paris, 1953, 236, No 7, 720; Nagasawa K. J. Earth. Sci. Nagoya univ., 1953, 1, No 2, 156; Ноздрин В. Г. Тр. Всес. н.-и. ин-та пьезооптич. минеральн. сырья, 1960, 3, вып. 2, 105.
129. Stahl P. C. R., Paris, 1951, 232, No 18, 1669.
130. Yoder H. S. Trans. Am. geophys. union, 1950, 31, No 6, 827; перевод см.: Иодер Х. С. Сб. «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». Изд-во иностр. лит-ры, 1954, 156 (полиморфное превращение под давлением).
131. Faust G. T. Am. Min., 1948, 33, No 5—6, 337.
132. Цветков А. И. ДАН СССР, 1952, 87, № 1, 123; Grimshaw R. W. Clay Minerals Bull., 1953, 2, No 9, 2.
133. Jay A. H. Proc. Roy. soc., 1933, ser. A, 142, No A 846, 237.
134. Sosman R. B. The properties of silica. N. Y., 1927, 1 (линейное термическое расширение); Rosenholz J. L., Smith D. T. Am. Min., 1941, 26, No 2, 103.
135. Семенченко В. К. Кристаллография, 1957, 2, вып. 1, 145; Стрелков П. Г., Косоуров Г. И., Самойлов Б. Н. Изв. АН СССР, сер. физ., 1953, 17, № 3, 383; Хлапова А. Н. Кристаллография, 1962, 7, вып. 4, 568.
136. Зубов В. Г. ДАН СССР, 1956, 107, № 3, 392 (температурный ход упругих постоянных кварца); Зубов В. Г., Фирсова М. М. ДАН СССР, 1956, 109, № 3, 493 (упругие свойства высокотемпературного кварца); Зубов В. Г., Фирсова М. М. Кристаллография, 1956, 1, вып. 5, 546 (измерения и расчет упругих постоянных кварца); Зубов В. Г., Фирсова М. М. Кристаллография, 1962, 7, вып. 3, 469 (особенности упругого поведения кварца при $\alpha \rightarrow \beta$ переходе).
137. Яковлев И. А., Михеева Л. Ф., Величкина Т. С. Кристаллография, 1956, 1, вып. 1, 123; Зубов В. Г. Кристаллография, 1956, 1, вып. 2, 243.
138. Rinne F., Kolb R. N. Jb. Min., 1910, 2, 138; Look Th. Zs. angew. Min., 1938, 1, H. 3, 249; Radhakrishnan T. Proc. Indian Acad. Sci., 1947, 25 A, No 4, 382; Proc. Indian Acad. Sci., 1948, 27 A, No 1, 44; Varignon M. C. R., Paris, 1948, 226, No 18, 1443 (значение показателей преломления в пределах 200—300°); Radhakrishnan T. Proc. Indian Acad. Sci., 1951, 33 A, No 1, 22 (изменение показателей преломления при 0—400°).
139. Синельников Н. Н. ДАН СССР, 1953, 92, № 2, 369.
140. Sabatier G. Bull. Soc. fr. min., 1957, 80, No 10—12, 444 (теплота превращения).
141. Торопов Н. А. Тр. ИГН АН СССР, 1940, вып. 20, 59; Кайнарский И. С., Карякин Л. И. ДАН СССР, 1952, 81, № 1, 137; Flörke O. W. Geologie, 1954, 3, H. 1, 71 (влияние ионов щелочных металлов на кристаллизацию SiO₂); Синельников Н. Н. ДАН СССР, 1955, 102, № 3, 555 (превращение кварца в тридимит); ДАН СССР, 1956, 106, № 5, 870 (превращение кварца в кристобалит); Кайнарский И. С., Орлова И. Г. Сб. «Физико-химические основы керамики». Промстройиздат, 1956, 507 (превращения кремнезема, литература); Grimshaw R. W., Hargreaves J., Roberts A. L. Trans. British Ceram. Soc., 1956, 55, No 1, 36 (влияние примесей на ход превращения); Синельников Н. Н. Тр. 5-го совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1958, 371; Keyser W. L. de, Sures R. Journées internationales d'études Céramique, Verre, Métallurgie, Energie Atomique. Bruxelles, 1959, 1 (образование тридимита, действие CaO и щелочей).
142. Wahl F. M., Grim R. E., Graf R. B. Am. Min., 1961, 46, No 1—2, 196.
143. Chaklader A. C., Roberts A. L. J. Am. Ceram. Soc., 1961, 44, No 1, 35; Sizman R., Rupp W. Zs. Naturforsch., 1961, 16, H. 9, 861.
- 143a. Chaklader A. C. D. J. Am. Ceram. Soc., 1963, 46, No 2, 66.

144. Заварицкий А. Н., Кваша Л. Г. Метеориты СССР. Изд-во АН СССР, 1952, 16.
145. Малхасян Э. Г. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр., 1958, 11, № 1, 35.
146. Главнейшая литература по кварцу пегматитов: Ферсман А. Е. Пегматиты. Изд-во АН СССР, 1940, 1, 297 (литература); Цыганов Е. М. Наук. зап. Львов. держ. ун-та, 1953, 23, сер. геол., вып. 6, 100; Захарченко А. И., Венедиктов С. Н., Соколов Я. Н. Сов. геол., 1958, № 8, 137; Захарченко А. И. Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 26, 25; Кузнецов Г. А. Тр. Всес. н.-и. ин-та пьезоопт. минеральн. сырья, 1961, 5, 68; Долгов Ю. А. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1963, 1, вып. 15, 113; также данные М. Н. Ивантишина, В. Т. Клочкова и др.
147. О крупных кристаллах кварца: Осадчев Б. Я. Природа, 1946, № 10, 60 (на Волыни); Григорьев Д. П. Природа, 1947, № 2, 59 (из Бразилии); Комаров О. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1951, 80, вып. 2, 153 (из Казахстана); Юргенсон Г. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 6, 747; Труфанов В. Н. Матер. 4-й научн. конф. аспирантов Ростовского гос. ун-та, 1962, 164.
148. Главнейшая литература по хрусталеносным кварцевым жилам: Иванов Н. А. Кварцы Памира. Гостеолиздат, 1940; Меркулова Г. В. Изв. АН СССР, сер. геол., 1942, № 3, 38 (Полярный Урал); Морозенко Н. К. Сов. геол., 1946, № 9, 87 (Памир); Карякин А. Е. Зап. Всес. мин. об-ва, 1954, 83, вып. 4, 348 (возраст хрусталеносных гнезд); Карякин А. Е. Зап. Всес. мин. об-ва, 1954, 83, вып. 1, 11 (зарождение, рост, разрушение); Лазько Е. М. ДАН СССР, 1956, 108, № 6, 1157 (генезис); Лисицын А. Е. Тр. Всес. н.-и. ин-та пьезоопт. минеральн. сырья, 1957, 1, вып. 1, 177 (месторождения пьезокварца Америки и Австралии); Лазько Е. М. Тр. Всес. н.-и. ин-та пьезоопт. минеральн. сырья, 1958, 2, вып. 1, 13 (литература); Карякин А. Е. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1958, 33, вып. 2, 131 (ассоциации); Лазько Е. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 1, 93; Соколов Я. Н., Венедиктов С. Н. Тр. Всес. н.-и. ин-та пьезоопт. минеральн. сырья, 1958, 2, вып. 1, 89; Лазько Е. М. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1959, № 13, 149 (перекристаллизация); Григорьев Д. П. (Grigoriev D. P.) Inst. «Lucas Mallada» C. S. I. C. (España). *Cursillos y Conferencias*, 1960, Fasc. 7, 63 (генезис); Григорьев Д. П. Тр. Всес. н.-и. ин-та пьезоопт. минеральн. сырья, 1960, 4, вып. 1, 5; Бергер В. И. Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 37, 51 (Якутия); Лазько Е. М. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1960, № 14, 86 (генезис); Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1961, № 15, 138 (связь с интрузивами); Мязь Н. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 2, 241 (генезис); Захарченко А. И. Тр. ВСЕГЕИ, 1961, 57, 111; Лясик С. А. Тр. Всес. н.-и. ин-та пьезоопт. минеральн. сырья, 1961, 5, 28 (россыпи); Бергер В. И., Москалюк А. А. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1962, 83, 33 (Якутия); Митич Г. Б. Тр. Всес. н.-и. ин-та пьезоопт. минеральн. сырья, 1962, 7, 105; Ануфриев Ю. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 92, вып. 2, 175.
149. Левицкий О. Д. Вольфрамовые месторождения Забайкалья. Изд-во АН СССР, 1939, 2, 4; Барабанов В. Р. Вестн. Ленингр. ун-та, 1959, № 12, сер. геол., вып. 2, 34; Лебедев Л. М. Геол. рудн. м-ний, 1959, № 3, 103.
150. Данные Ф. В. Чухрова, 1950; Грушкин Г. Г., Хельвас И. Г. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1951, № 5, 113; Фирсов Л. В. Тр. Всес. Магаданск. н.-и. ин-та, 1956, геол., 1, вып. 11, 11; Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. Гостеолиздат, 1958, 108, 214, 212 и 214; Талдыкина К. С. Тр. Геол. муз. АН СССР, 1962, вып. 10, 79 и др.
151. Фирсов Л. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1955, 84, вып. 1, 85; Петровская Н. В. Тр. НИГРИЗОлото, 1956, вып. 21, 3; Фирсов Л. В. Тр. Всес. Магаданск. н.-и. ин-та золота и редких металлов, 1958, разд. 2, геол., вып. 33, 41; Фирсов Л. В. Геология рудн. м-ний, 1962, № 1, 78.
- 151а. Бакиров А. Г. Сб. «Матер. по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Зап. Сибири». Изд. Томск. ун-та, 1962, 26.
152. Литература по кварцу в осадочных породах: Rowland R. A. Bull. Geol. Soc. Am., 1946, 57, No 6, 547 (форма зерен); Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Гостеолиздат, 1948, 89; Black W. W. Geol. Mag., 1949, 86, No 2, 129; Леммлейн Г. Г., Князев В. С. Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 4, 99; Пустовалов Л. В. Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 4, 106 (обломочный кварц Апшеронского п-ва); Гмид Л. П. ДАН СССР, 1952, 86, № 2, 393 (из песчаноалевроитовых пород Чокрака Вост. Казахстана); Воктап J. J. *sedim. petrology*, 1952, 22, No 1, 17 (обломочный кварц как показатель происхождения пород); Vonte A. C. R. Soc. géol. France, 1953, No 13—14, 253; Cuggau J. R., Griffiths J. C. Bull. Geol. Soc. Am., 1955, 66, No 9, 1075 (округлость кварцевых зерен в осадках); Канский Н. Е. ДАН

- СССР, 1955, 102, № 4, 813; Логвиненко Н. В., Шуменко С. И. ДАН СССР, 1956, 110, № 4, 647 (к изучению обломочного кварца); Blatt H. J. *sedim. petrology*, 1959, 29, No 2, 197; Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А. ДАН СССР, 1961, 140, № 5, 1167 (о коррозии зерен); Kuiper Ph. H., Perdok W. G. *Proc. Kon. Nederlandse Akad. Wet.*, 1961, 64 B, No 3, 343 и др.
153. Petránek J., Stenglová E. *Sborn. Ústředn. ústavu geol.*, Praha, 1953, 20, 149 (по Р. Ж. Геология, 1955, реф. 9442).
154. Лескевич И. Е. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1952, № 6, 271; Hoehn K. *N. Jb. Min., Abhandl.*, 1954, 99, H. 2, 209.
155. Яржемский Я. Я. ДАН СССР, 1949, 66, № 5, 915.
156. Парфенова Е. И. ДАН СССР, 1947, 58, № 8, 1759.
157. Соболев В. Тр. Арктич. н.-и. ин-та, 1936, 43, 71; Тр. Арктич. н.-и. ин-та, 1937, 94, 112 (тридимит в бассейне р. Анадырь); Рохлин М. И. Тр. Арктич. н.-и. ин-та, 1938, 112, 149 (тридимит р-на Чаунской губы); Морковкина В. Ф. Сб. «Акад. Д. С. Белянкину». Изд-во АН СССР, 1946, 456 (кристобалит); Александров Г. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1952, 81, вып. 3, 209 (параморфоза по тридимиту); Skelhorn R. R. *Min. Mag.*, 1962, 33, No 257, 138 (кварц по тридимиту).
158. Zambonini F. *Zs. Krist.*, 1906, 41, 48.
159. Гусев С. И., Флейшман С. С. Тр. Арктич. н.-и. ин-та, 1938, 99, 84 (по халцедону).
- 159а. Барсанов Г. П., Гурьева Э. Я. ДАН СССР, 1963, 153, № 4, 909.
160. Генкин А. Д. Зап. Всес. мин. об-ва, 1954, 83, вып. 4, 398 (о разбедании кварца в сульфидных рудах).
161. Ферсман А. Е. Пегматиты, 1. Изд-во АН СССР, 1940, 297.
162. Гинзбург И. И., Витовская И. В. Сб. «Кора выветривания», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1956, 235.
163. Лисицина Н. А. ДАН СССР, 1957, 114, № 4, 862.
164. Лисицина Н. А. ДАН СССР, 1956, 109, № 5, 1023.
165. Фишкин М. Ю. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1954, № 8, 354.
166. Kostov I. *Min. Mag.*, 1956, 31, No 235, 333; Tokuda T. *aneki. Bull. Chem. soc. Japan*, 1957, 30, No 7, 692 (по реферату: *Chem. Abstr.*, 1958, 52, 6740).
167. Шефталъ Н. И. Сб. «Вопросы геохимии и минералогии». Изд-во АН СССР, 1956, 142.
168. Wooster N., Wooster W. A. *Nature*, 1946, 157, No 3980, 297; Corwin J., Swinnerton A. C. *J. Am. Chem. Soc.*, 1951, 73, No 8, 3598; Corwin J., Yalman R., Owen G. E., Swinnerton A. C. *J. Am. Chem. Soc.*, 1953, 75, No 7, 1581.
169. Yalman R. G., Corwin J. F. *J. Phys. Chem.*, 1957, 61, No 10, 1432.
170. Walker A. C., Buehler E. *Industr. a. engin. chem.*, 1950, 42, 1369. Перевод см. Уокэр А., Бюллер Э. Сб. «Новые исследования по кристаллографии и кристаллохимии». Изд-во иностр. лит-ры, 1951, сб. 3, 143.
171. Swinerton A. C., Owen G. E., Corwin J. F. *Discuss. Faraday Soc.*, 1949, No 5, 172; Franke I. *Bull. Soc. fr. min.*, 1951, 74, No 4—6, 207.
172. Longchamp M. H. C. R., Paris, 1949, 228, N° 13, 1136; Franke I. *Bull. Soc. fr. min.*, 1952, 75, N° 10—12, 591; Franke I. *Bull. Soc. fr. min.*, 1954, 77, N° 4—6, 1102; Smid J. *Sborn. Vysoké Skoly chem.-technol. v. Praze*, 1957, 141.
173. Friedman I. I. *Am. Min.*, 1949, 34, No 7—8, 583.
174. Бутузов В. П., Икорникова Н. Ю. ДАН СССР, 1954, 97, № 1, 89; Икорникова Н. Ю., Бутузов В. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1955, 84, вып. 4, 425; Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1955, вып. 11, 223; Цинобер Л. И. Тр. Всес. н.-и. ин-та пьезооптич. минеральн. сырья, 1957, 1, вып. 1, 107 (морфология искусственных кристаллов); Сафронов Г. М., Хаджи В. Е. Тр. Всес. н.-и. ин-та пьезооптич. минеральн. сырья, 1958, 2, вып. 1, 127; Гусева И. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 5, 626.
175. Цинобер Л. И., Ченцова Л. Г., Штернберг А. А. Сб. «Рост кристаллов», 2. Изд-во АН СССР, 1959, 61; Цинобер Л. И., Ченцова Л. Г. Кристаллография, 1959, 4, вып. 4, 633 (синтез кварца с амethystовой окраской).
176. Ballmann A. A. *Am. Min.*, 1961, 46, No 3—4, 439.
177. Kats A., Stevels J. M. *Philips Res. Reports*, 1956, 11, 115; Cohen A. I., Hodge E. S. *Phys. a. chem. of solids*, 1958, 7, 361; Bastin J. A., Mitchell E. W. *J. Am. Min.*, 1961, 46, No 11—12, 1227; Лушников В. Г., Хаджи В. Е. Тр. Всес. н.-и. ин-та пьезооптич. минеральн. сырья, 1962, 5, 87 (гидротермальный синтез кварца синего цвета).
178. Claffy E. W., Ginter R. J. *Am. Min.*, 1959, 44, No 9—10, 987.
179. Carr R. M., Fyfe W. S. *Am. Min.*, 1958, 43, No 9—10, 908; White J. F., Corwin J. F. *Am. Min.*, 1961, 46, No 1—2, 112.

180. Яхонтов Н. П. Сб. «Нерудные ископаемые», 2. Изд-во АН СССР, 1927, 89; Кайнарский И. С., Дрожникова Л. В. Изв. АН СССР, сер. технич., 1945, № 10—11, 1099 (испытание халцедона и агата); Кайнарский И. С. Огнеупоры, 1947, № 7, 301; Аршинов В. В. Пьезооптическое и оптическое сырье. Госгеолтехиздат, 1947; Лурье М. А. Кварцит, песчаник и жильный кварц. Госгеолтехиздат, 1961 и др.
181. Медоев А. Г. Тр. ИГН АН КазССР, 1961, 4, 139.
182. Cathrein A. Zs. Krist., 1889, 17, 19.
183. Леммлейн Г. Г. Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1951, вып. 6, 255 (распределение окраски в кварцах), 269 (спектрофотометрическое изучение окрашенных кварцев), 277 (голубые лучи).
184. Brauns R. Sitzungsber. Niederrhein. Ges. Naturw.-Heilk., Bonn, 1913, 2 (по реферату: N. Jb. Min., 1915, 2, 139); Frondel C. Am. Mus. Nat. Hist. Novitates, 1934, No 758, 15 (по реферату: N. Jb. Min., 1936, 373).
185. Trommsdorff W. N. Jb. Min., 1937, B.— Bd. 72, A, 464; Ramanc V., Jaugaman A. Proc. Indian Acad. Sci., 1954, 40 A, No 5, 189; Pancharatnam S. Proc. Indian Acad. Sci., 1954, 40 A, No 5, 196.
186. Doelter C. Tscherm. min., petr. Mitt., 1925, 38, H. 25, 456; Lietz J., Münchberg W. Naturwissenschaften, 1956, 43, H. 19, 443; N. Jb. Min., Monatsh., 1958, H. 1, 17.
187. Vainuvaru M. K. Indian J. Phys., 1953, 27, No 8, 385; Cohen A. J. Am. Min., 1956, 41, No 11—12, 874.
188. Reiss R. C. R., Paris, 1962, 254, N° 20, 3514.
189. Kennard T. G. Am. Min., 1935, 20, No 3—4, 392; Андреев В. Н. Зап. Мин. об-ва, 1935, 64, вып. 2, 421; Веденеева Н. Е. Тр. Лаб. кристаллогр. АН СССР, 1940, вып. 2, 107.
190. Цинбер Л. И., Ченцова Л. Г. Кристаллография, 1959, 4, вып. 4, 633.
191. Chudoba K. Aufschluss, 1961, 12, H. 9, 233.
192. Machatschki F. Spezielle Mineralogie. Wien, 1953, 80.
193. Крыжановский В. И. Неметаллические ископаемые СССР, 1. Изд-во АН СССР, 1936, 166; Авдоин В. Н., Вертушков Г. Н. Тр. Горногеол. ин-та УФАИ, 1955, вып. 26, 228.
194. Leutwein F. Urania, 1951, 14, H. 10, 373.
195. Мартынова С. С. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1955, № 9, 300; Шашкина В. П. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1959, № 13, 190.
196. Сердюченко Д. П. Сб. «Кора выветривания», вып. 1. Изд-во АН СССР, 1952, 48; Петрунь В. Ф. Сб. «Кора выветривания», вып. 5. Изд-во АН СССР, 1963, 65.
197. Brauns R. Zbl. Min., 1932, A, 97.
198. O'Brien M. C. Proc. Roy. soc., 1955, ser. A, 231, 404; Cohen A. J. Chem. Phys., 1956, 25, No 5, 908.
199. Dellwig L. F., Hill W. E. Am. Min., 1960, 45, No 9—10, 1116.
200. Marshall R. Am. Min., 1955, 40, No 5—6, 535.
201. Choong S. R. Proc. Phys. Soc., 1945, 57, Pt. 1, No 319, 49.
202. Ченцова Л. Г., Веденеева Н. Е. ДАН СССР, 1949, 68, № 2, 305; Ченцова Л. Г. Кристаллография, 1956, 1, вып. 4, 484.
203. Boyle R. W. Am. Min., 1953, 38, No 5—6, 528.
204. Holden E. F. Am. Min., 1924, 9, No 4, 75; Am. Min., 1925, 10, No 9, 203; Thugutt S. J. Arch. min., Warszawa, 1935, 11, 1.
205. Wright A. W. Am. J. Sci., 1881, 21, 209.
- 205a. Wright P. M., Weil J. A., Buch T., Anderson J. H. Nature, 1963, 197, No 4864, 246.
206. Петрунь В. Ф. Зап. Всес. мин. об-ва, 1955, 84, вып. 2, 191.
207. Ферсман А. Е. ДАН СССР, 1926, A, 87; Павленко Д. М. Проблемы сов. геол., 1933, № 10, 123.
208. Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные камни. Изд-во АН СССР, 1922, 1; 1925, 2.
209. Thiesmeier L. R. Am. Min., 1937, 22, No 5, 701 (псевдоморфоза кварца по крокидолиит-асбесту); Van Amringe E. V. Mineralogist, 1954, 22, No 9, 308 (о крокидолиите и тигровом глазе); Sinclair W. E. Asbestos, 1956, 38, No 5, 4; Петрунь В. Ф. Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 5, 564 (о тигровом глазе и гриквалендите).
210. Масгутов Р. В. Сб. научн. тр. Казанск. горнометаллург. ин-та, 1959, № 18, 159.
211. Игумнов А. Н. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1955, вып. 26, 108; Горюх А. В. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1955, вып. 26, 126; Прахова Е. В. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1955, вып. 26, 221.
212. Заварицкий А. Н. Изв. АН СССР, сер. геол., 1941, № 3, 96; Пэк А. В. Колчеданные месторождения Урала. Изд-во АН СССР, 1950, 219.

213. M ü g g e O. N. Jb. Min., 1928, В.-Bd. 58, А, 303.
214. Ю р к Ю. Ю., Ш н ю к о в Е. Ф., Л е б е д е в а А. Д. Сб. научн. тр. Н.-и. горно-рудн. ин-та УкрССР, 1959, № 2, 244.
215. Б у а д з е В. И. Тр. Кавказск. ин-та минеральн. сырья, 1961, вып. 3, 127.
216. Сб. «Пылевидный кварц». Тр. Уральск. индустр. ин-та, 1939, 9; О р е ш к и и И. И. Минеральное сырье, 1936, № 8—9, 15; М а м у р о в с к и й А. А., А в и с о в Б. П. Минеральное сырье, 1937, № 10—11, 17; И в а н о в В. Н. Минеральное сырье, 1937, № 6, 9.
217. M i l t o n C., A x e l r o d J. M., I n g r a m V. Am. Min., 1958, 43, No 7—8, 656.
218. М а л а х о в А. Е., Н а д е л я е в К. М. Тр. и матер. Свердловск. горн. ин-та, 1940, вып. 6, 63.
219. Ф е р с м а н А. Е. Самоцветы России, 1, 1921, 74.
220. S o r g e n s C. W., N a g e l s c h m i d t G. Zs. Krist., 1933, 85, 199; H o f f m a n n S. N. Jb. Min., 1942, В.-Bd. 77, 238.
221. Т и м о ф е е в В. М. Тр. СПб об-ва ест., 1912, 35, вып. 5, 157; Р у с ь к о Ю. А. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1953, № 7, 51.
222. В а с и л ь е в К. В., В е с е л о в с к и й В. С. Журн. физ. химии, 1936, 7, вып. 6, 918; В е с е л о в с к и й В. С. Журн. физ. химии, 1936, вып. 6, 911.
223. F o l k R. L., W e a v e r Ch. E. Am. J. Sci., 1952, 250, No 7, 498.
224. P e l t o Ch. R. Am. J. Sci., 1956, 254, No 1, 32; J a y a g a m a n A. Proc. Indian Acad. Sci., 1953, 38 A, No 6, 441.
225. B r a i t s c h O. Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1957, 5, H. 4, 331.
226. Н о в á к J. Publ. Fac. sci. univ. Masary, 1932, cis. 155, 1.
227. И с к о л ь Е. В. Сравнительное изучение грузинских агатов и карельских халцедонов. Изд. Центр. н.-и. лаб. гостреста «Русские самоцветы», 1937 (библиография).
228. M i d g l e y H. G. Geol. Mag., 1951, 88, No 3, 179.
229. Р у с ь к о Ю. А. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1954, № 8, 75; Ч у х р о в Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955, 327.
230. Г р и г о р ь е в Д. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1953, 82, вып. 1, 7; Ф и р с о в Л. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1955, 84, вып. 1, 85; Г о н ь ш а к о в а В. И. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 61, 159; Г р и г о р ь е в Д. П., К а р я к и н а Т. А. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1962, № 16, 106 (о кристаллизации кварца в халцедоновых жеодах).
231. Ф е р с м а н А. Е. Пегматиты, 1. Изд-во АН СССР, 1931, 362; Л и н д г р е н В. Минеральные месторождения. ОНТИ, 1935, 31; W a l k e r R. T., W a l k e r W. J. The origin and nature of ore deposits. 1956, 332, 384; Н а б о к о с С. И. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1959, вып. 16, 96; П е т р о в с к а я Н. В., Б е р н ш т е й н П. С., М и р ч и н к С. Г., А н д р е е в М. Г. Тр. ЦНИГРИ, 1961, вып. 45, ч. 2, 8.
232. Данные Ф. В. Чухрова, Тащинина М. В., Болгов Г. П. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая, 2. Изд-во АН КазССР, 1957, 81.
233. Л е м м л е й н Г. Г. Сб. «Акад. Д. С. Белякину». Изд-во АН СССР, 1946, 130 (парастина кварца на халцедон).
234. В а u e r M. Edelsteinkunde. Leipzig, 1909, 620.
235. L i e s e g a n g R. E. Die Achate, 1915; R o s s C. S. Am. Min., 1941, 26, No 12, 727; S h a u b V. M. Am. J. Sci., 1955, 253, No 2, 117.
236. Ш а р о н о в Б. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, 92, вып. 2, 281.
237. F i s c h e r W. N. Jb. Min., Abhandl., 1954, 86, H. 3, 367; Ф и н ь к о В. И. Природа, 1958, № 5, 81.
238. П и л и п е н к о П. П. Бюлл. Моск. об-ва испыт. прир., отд. геол., 1934, 12(2), 279 (о генезисе агатов).
239. J o n e s F. T. Am. Min., 1952, 37, No 7—8, 578; R a m a n C. V., J a y a g a m a n A. Proc. Indian Acad. Sci., 1953, 38 A, No 3, 199; Proc. Indian Acad. Sci., 1953, 38 A, No 5, 343.
240. R e i s s O. M. Geognostische Jahreshefte, 1919, 29—30, 248.
241. Л о г в и н е н к о Н. В. Зап. Мин. об-ва, 1947, 76, вып. 2, 149; З а к и р о в М. ДАН УзбССР, 1960, № 7, 23.
242. Б о г д а н о в и ч А. К., Д м и т р и е в а Р. Г. ДАН СССР, 1956, 107, № 6, 885; L u n d E. H. Am. Min., 1960, 45, No 11—12, 1304.
243. N o v á k J. Bull. Soc. fr. min., 1947, 70, No 7, 88.
244. M e u n i e r S. C. R., Paris, 1911, 152, 1879.
245. L a s c r o i x A. C. R., Paris, 1900, 130, 430.

Кристобалит Cristobalite



Описан в 1887 г. Ратом, назван по месту первой находки Сан-Кристобал в Мексике [1].

Разнов. Люссатин, люссатит, псевдолюссатин.

Характ. выдел. Кристаллы, часто скелетного развития (обычно до 1 мм, редко до 15 мм); скрытокристаллические, чешуйчатые и волокнистые, иногда натечные агрегаты, сферолиты.

Структ. и морф. крист. Диморфен.

α -кристобалит (low cristobalite, Tiefcristobalite) — низкотемпературная модификация, устойчива до 200—270°. Тетраг. с. (псевдокубическая). $D_4^4 - P4_12_12$ или $D_4^8 - P4_32_12$; $a_0 = 4,97$; $c_0 = 6,93 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 1,394$; $Z = 4$ (Ньивенкамп [2], для кристаллов октаэдрического облика из базальтов Эшвеге). Для псевдокубической ячейки: $a_0' = 7,025 (= 4,97 \cdot \sqrt{2})$, $c_0' = 6,92_5 \text{ \AA}$; $a_0' : c_0' = 1 : 0,986$; $Z = 8$ (Ньивенкамп) [2].

По Барту [2], ромб. с., псевдотетрагональный. $D_2^4 - P2_12_12_1$, что не согласуется с рентгеновскими данными.

β -кристобалит (high cristobalite, Hochcristobalite) — высокотемпературная модификация, устойчива в интервале т-р 1470—1710°. Куб. с. $O_h^7 - Fd3m$ или $T^4 - P2_13$; $Z = 8$ (Уайкоф) [3]. Значения a_0 при разных температурах (Å) [3, 4]:

a_0	7,115	7,031	7,12	7,138	7,044
t°	275	275	290	405	480
Автор	Ньивенкамп	Лакеш	Уайкоф	Смит	Лакеш

α -кристобалит при 200—270° переходит в β -кристобалит, который метастабилен до 1470° (о температурах перехода см. «повед. при нагр.»).

Употребляется и обратное обозначение модификаций (Винчел, Трёгер и др.): β -кристобалит — низкотемпературная модификация, α -кристобалит — высокотемпературная модификация.

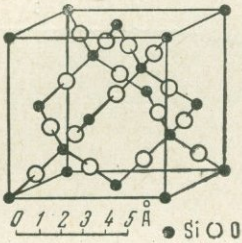
Метакристобалит (metacristobalite) — изотропная метастабильная форма кристобалита [5].

При охлаждении β -кристобалита возникают параморфозы по нему α -кристобалита, нередко сложенные тончайшими двойниковыми пластиночками или чешуйками [6]. α -кристобалит опалов, трепелов, опок, диатомитов («кристобалит опалов» или «опаловый кристобалит») [7], представляет собой, по-видимому, метастабильную кристаллическую форму, которую принимает аморфный кремнезем в процессе перерождения в кварц. По порошкограммам он близок к α -кристобалиту [3] или к люссатиту [8]; от α -кристобалита несколько отличается по инфракрасным спектрам [8].

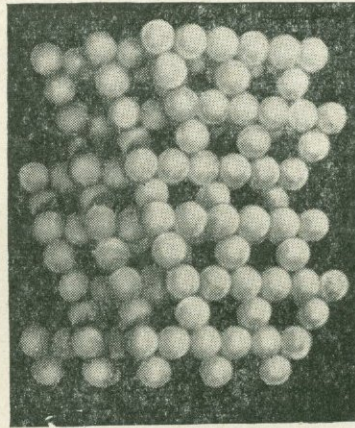
α - и β -модификации кристобалита имеют каркасную структуру (фиг. 120). Ее можно представить составленной из двумерных тетраэдрических слоев, параллельных (111), в которых тетраэдры попеременно обращены в разные стороны от плоскости своих оснований. Слои связаны атомами кислорода, лежащими в общих вершинах противоположно направленных тетраэдров. Смежные тетраэдры имеют центросимметричное взаимное расположение. Для β -кристобалита вдоль каждой оси третьего порядка характерно трехслойное чередование тетраэдрических сеток по закону кубической плотнейшей упаковки ABCABC... (фиг. 121). Нередко наблюдается нарушение этого порядка и развитие неупорядоченной структуры [9]. Расстояния Si — O от 1,58 до 1,69 Å (среднее 1,63Å).

Структура α -кристаллита отличается от структуры β -кристаллита некоторой неупорядоченностью, выраженной в изменении направления связей Si — O — Si. Расстояние Si — O = 1,59 Å [9].

Тетраг.-трапецоэдр. кл. $D_4 - 422 (L_4 4L_2)$. Главные формы (111), также (100), отмечаются иногда в слабом развитии (110) и (331) [10, 11]. Обычный облик кристаллов α -кристаллита и метастабильного

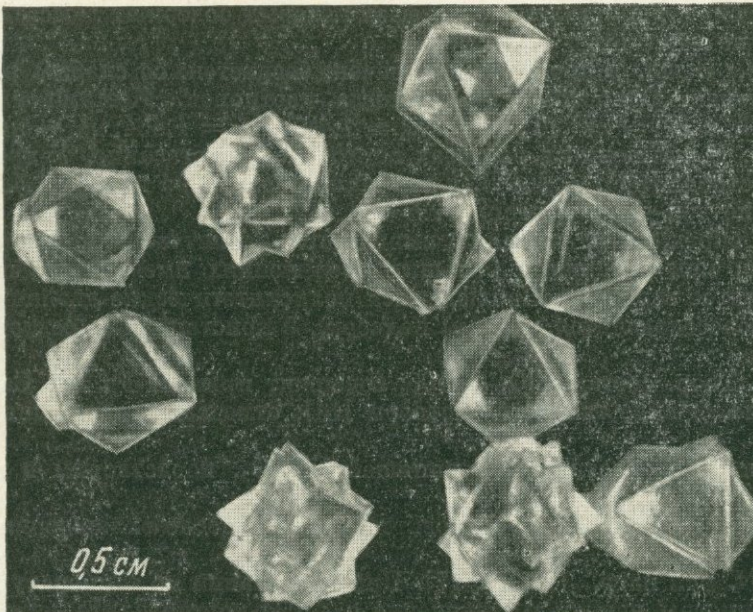


Фиг. 120. Структура β -кристаллита (по Уайкофу)



Фиг. 121. Тип упаковки атомов кислорода в структуре кристаллита (по Флёрке)

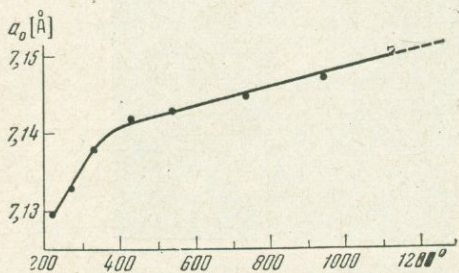
природного β -кристаллита октаэдрический. Искусственно получен в кубооктаэдрах (Уулф) [10]. Кристаллы часто образуют двойники, главным образом по шпинелевому закону (фиг. 122). Грани кристаллов часто



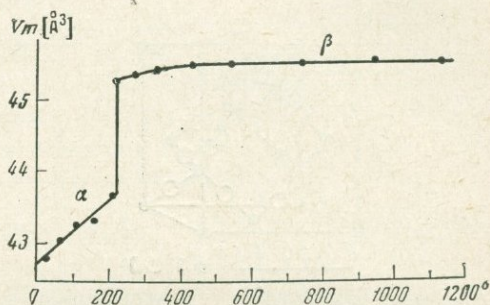
Фиг. 122. Кристаллы кристаллита из базальтов (по Уулфу)

несовершенные, не дают при измерении одиночных сигналов, несут следы разъедания. Часто обнаруживают скелеты роста и вытянуты вдоль [100].

Физ. Сп. не наблюдается. Тв. $6\frac{1}{2}$ — 7. Уд. в. α -кристобалита 2,27—2,38 [12] (вычисл. 2,32), β -кристобалита 2,19 (вычисл. 2,22) (Ригби) [12]. Цв. белый, молочно-белый. Бл. тусклый или стеклянный, просвечивает. После нагревания до 200—270° становится прозрачным (переход в β -кристобалит). Коэф. линейного термического расширения β -кристобалита $8,53 \cdot 10^{-6}$ (вычислен из размеров a_0 при 275° — 7,031 Å и при 480° — 7,044 Å) (Лакеш) [3].



Фиг. 123. Зависимость параметра ячейки β -кристобалита от температуры (по Джонстону и Эндрюсу)



Фиг. 124. Изменение удельного объема кристобалита в интервале инверсии его модификаций (по Джонстону и Эндрюсу)

В инфракрасных лучах α -кристобалит дает наряду с полосами поглощения, сходными с полосами кварца и тридимита (см. стр. 142; фиг. 64), характерную полосу поглощения при $621,1 \text{ см}^{-1}$ ($16,10 \mu$) [13]. Опаловые породы, скрытокристаллическая фаза которых содержит люссатит, такой полосы не дают [8].

Микр. В шл. в прох. св. прозрачен, бесцветен, со слабым рельефом. Анизотропен. Одноосный (—), иногда изотропен. Местами аномально двуосный с $2V = 27^\circ$ (Трёгер); $n_o = 1,487$; $n_e = 1,484$; $n_o - n_e = 0,001$ до 0,005. В удлиненных разрезах иногда косое погасание. У природного метакристобалита $n = 1,486$, у метакристобалита из динаса 1,487—1,492 [5]. Выше 200—270° изотропен, $n = 1,486$.

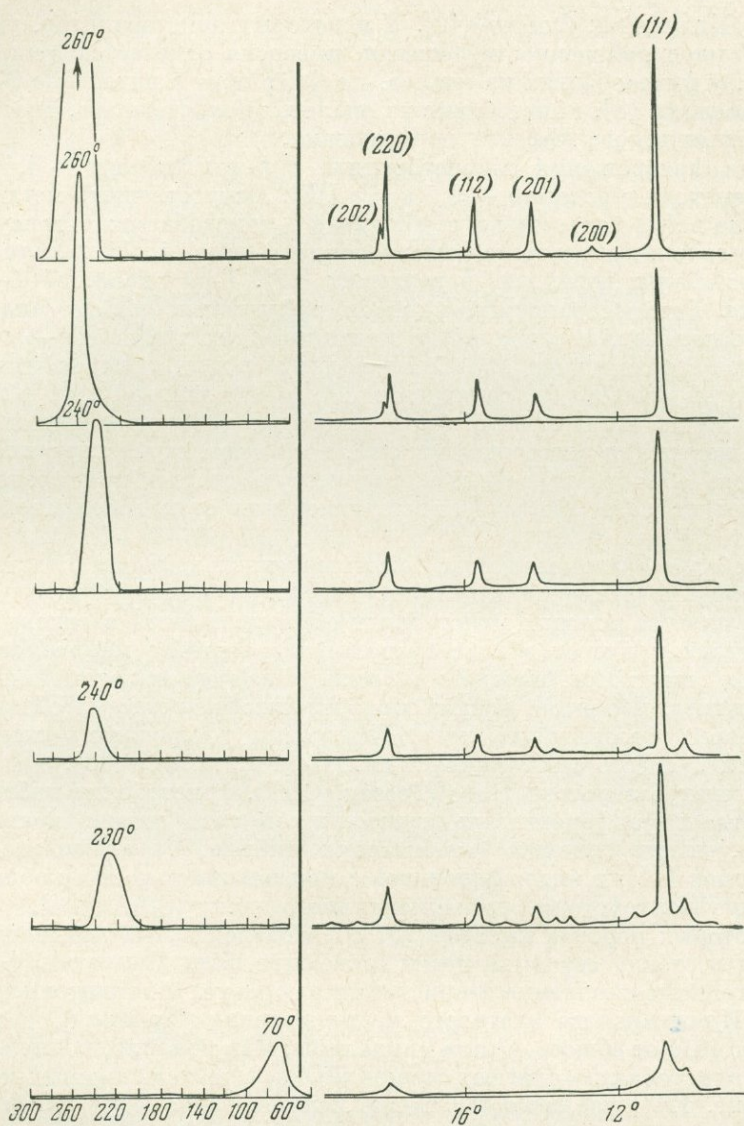
При скрещенных николях выявляется таблитчатое и сферолитовое строение; при средних и больших увеличениях имеет чешуйчатое или черепитчатое строение. Наблюдаются полисинтетические двойники (иногда две пересекающиеся системы полосок), в кристаллах — секториальное строение.

Хим. Теор. состав: SiO_2 — 100; содержит примеси Fe, Al, Ca, Na, K, возможно, в виде твердого раствора [14]; отмечено содержание U и Ra [15].

Диагн. исп. Растворим в кипящей Na_2CO_3 , нерастворим в кислотах (кроме HF).

П. п. тр. не плавится, становится мутным, после охлаждения прозрачен.

Повед. при нагр. [12, 16, 17]. При нагревании до температуры инверсии параметры ячейки и отношение $c_0 : a_0$ α -кристобалита линейно возрастают: a_0 от 4,97 до 4,99; c_0 от 6,93 до 6,99. Параметры ячейки β -кристобалита быстро увеличиваются в интервале 218—400°; в интервале 400—1200° увеличение их происходит практически линейно (фиг. 123). Превращение



Фиг. 125. Термические кривые и дифрактограммы искусственного кристаллита с различной степенью упорядоченности решетки. Кривые расположены в порядке убывания упорядоченности; нижняя кривая для существенно неупорядоченного природного «опалового кристаллита» (по Флёрке)

α -кристаллита в β -кристаллит вызывает увеличение объема на 3,7% (фиг. 124) [16]. При нагревании от комнатной температуры до окончания инверсии происходит увеличение в объеме на 5,8% [12].

Кривые нагревания обнаруживают характерный экзотермический пик, вызванный полиморфным превращением. Положение его изменчиво, так как температура инверсии и увеличение объема при инверсии зависят от степени упорядоченности решетки. Чем больше степень упорядоченности решетки, тем выше температура инверсии (фиг. 125). α -кристаллит с вполне упорядоченной структурой переходит в β -кристаллит при

$267 \pm 2^\circ$ (Хил и Рой, Флёрке) [9]. У некоторых кристобалитов, при значительной неупорядоченности решетки, инверсия отмечается в интервале $100\text{--}200^\circ$, у кристобалита из опалов, по Флёрке, — в интервале $60\text{--}100^\circ$ [9]; по Забелину [8], кристобалит из опалов, опок, трепелов, диатомитов не дает термического эффекта превращения.

Теплота превращения α -кристобалита в β -кристобалит — $4,4 \text{ кал/г}$, теплота перехода в расплав — $9,5 \text{ кал/г}$ [17]. Искусственный метакристобалит выше 1450° переходит в стабильный β -кристобалит; в присутствии достаточного количества минерализаторов, особенно Li, Na, K, при $1200\text{--}1400^\circ$ кристобалит переходит в тридимит [18]. Т-ра плавл. $1710\text{--}1713^\circ$.

Наход. Распространенный минерал эффузивных пород (андезитов, дацитов, базальтов, обсидианов) и вулканических туфов [19—21]. Входит в состав стекла пород [21]. Типичен для молодых лав геосинклинальных областей (Кавказ и Закавказье [20], Закарпатье [21], Камчатка [22, 23]). Образование кристобалита относится к поздним периодам становления пород или затвердевания лав, возможно, с участием пневматолита. Часто образуется в постмагматическую стадию при воздействии паров воды на лавы и в результате изменения стекла основной массы породы.

Кристобалит возникает также как гипергенный минерал из геля кремнезема (продукт раскристаллизации опалов).

В эффузивных породах кристобалит обнаруживается в основной массе и на стенках пустот в виде сферолитов и нередко макроскопически видимых кристалликов, иногда с выросшими на него выделениями тридимита, кальцита, цеолитов, опала; образует литофизы многих обсидианов.

В древних базальтовых лавах Камчатки наблюдались выделения кристобалита вместе с хлоритом, кальцитом, цеолитом [23].

В пустотах базальта Эшwege (Гессен, ФРГ), кристобалит наблюдался в виде белых фарфоровидных кристалликов трех типов: правильных октаэдров, шестиугольных ромбических таблиц, тридимитоподобных кристалликов [41]; в виде сферолитов с поперечником до 1 мм обнаружен в обсидиане Йеллоустонского национального парка (США) [24].

В некоторых породах кристобалит образовался путем замещения плагиоклазов и стекла основной массы (новейшие лавы Камчатки) [22].

Значительные скопления α -кристобалит образует в халцедоновых миндалинах Иджванского агатового месторождения (Армения), составляя нередко до 40% от общего объема миндалины. Как правило, колломорфные агрегаты кристобалита слагают стенки трубок в так называемых моховых агатах (фиг. 126), наблюдаются также мелкие, равномерно распределенные в халцедоне октаэдрические кристаллы кристобалита, которые обнаруживают признаки скелетного роста и образуют параллельные сростки (данные Л. М. Лебедева). В полостях эоценовых андезито-грахитовых туфов Асканы (Грузия) встречается метастабильный кристобалит с $n = 1,484$ в ассоциации с калиевым анортклагом и цеолитом [20]. В таком же парагенезисе кристобалит наблюдался в виде октаэдрических кристаллов на иглах морденита в пустотах базальта в Эллоре (шт. Хайдабад, Индия) [25].

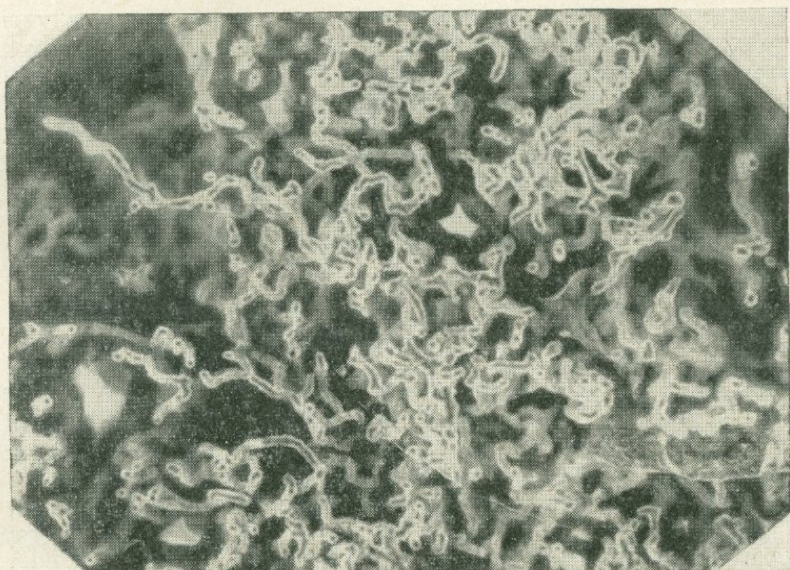
В Зап. Грузии кристобалит обнаружен как продукт обжига верхнетретичных глинистых кварцевых песчаников под действием базальтовой лавы [20]. Широко распространен в осадочных породах типа кремневых пелитов [26], в опоках, трепелах, диатомитах. Трепела Поволжья на 25% состоят из α -кристобалита, который в виде мельчайших кристалликов, видимых лишь на электронномикроскопических снимках, пронизывает округлые образования трепелов (Власов, Дистанов) [26]. Встречается в кварцево-халцедоновых породах типа яшм и кремнистых сланцев,

образовавшихся из кремнистых осадочных пород. Обнаружен в бентонитовых глинах Кавказа и Закавказья, Туркмении, Вайоминга (США) и других районов.

В опалах и кремнях в качестве существенной составной части отмечаются α - и β -кристаллит, люссатит (опалы коры выветривания и зоны окисления) [7, 8, 27, 28].

Значительное количество кристаллит содержится во фракции $< 0,5 \mu$ почв Индонезии, образовавшихся за счет вулканического пепла [29].

Изм. Известны параморфозы кварца по кристаллиту [21, 30].



Фиг. 126. Трубчатые выделения α -кристаллита (белое) в халцедоне (темно-серое). Полированный шлиф, увел. 20

(по Лебедеву)

Искусств. Впервые получен Хрущовым (1895) [31] из водного раствора кремнезема в присутствии борофтористоводородной кислоты в замкнутом сосуде при $180-228^\circ$ (давление около 26 атм, 5 час), частично в виде комбинаций октаэдра, куба и ромбического додекаэдра.

Характерно возникновение кристаллита из кварцевого стекла [21].

Получен [32] в автоклаве действием дистиллированной воды на измельченное кварцевое стекло при т-ре свыше 374° и давлении 220 кг/см^2 ; при добавлении 0,01 моля КОН на литр воды кварцевое стекло переходит в кристаллический кристаллит при т-ре 335° и давлении 140 кг/см^2 ; в присутствии КОН при т-ре выше 340° и давлении до 150 кг/см^2 этот кристаллит превращается в кварц [33].

В присутствии фторидов и карбонатов натрия и калия гель кремнезема легко кристаллизуется с образованием тридимита или кристаллита при нагревании в течение 1 часа до 1000° [32]. В гелях кремнезема, полученных из чистого силиката натрия и четыреххлористого кремния, высушенных при комнатной температуре, установлены кристаллит и тридимит (частицы размером 10^{-5} см) [34].

При нагревании кварца до $1000-1200^\circ$ (в области стабильности тридимита) по краям и трещинам кварцевых зерен происходит образование

метакристобалита [35], частично имеющего чешуйчатое строение [36]. Образуется во всех случаях из кремнеземистых материалов при очень высокой температуре. При изготовлении динасового кирпича (обжиг при $1300-1400^\circ$) образуется метастабильный α -кристобалит [5], переходящий после длительного нахождения при t -ре выше 1600° в стабильный β -кристобалит [19].

Температура образования β -кристобалита за счет других минералов кремнезема тем выше, чем выше степень их кристалличности [37]: горный хрусталь дает β -кристобалит при 1200° , а аморфный гель кремнезема — при 900° .

Искусственный кристобалит играет существенную роль в динасовых огнеупорах; встречается в богатых кремнеземом разновидностях шлаков и в «камнях» промышленных стекол.

Отл. От сходного тридимита отличается бóльшим показателем преломления, отрицательным оптическим знаком, в ряде случаев чешуйчатым строением, наличием полисинтетических двойников. От анальцима отличается квадратной или ромбической формой пластинок, октаэдрическим обликом и скелетной формой кристаллов, нерастворимостью в HCl. На порошкограммах наиболее характерна для кристобалита линия с $d = 4,04$.

Межплоскостные расстояния искусственного α -кристобалита *

Cu-излучение, Ni-фильтр								
hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
101	100	4,04	104	<1	1,642	105	1	1,336
111	12	3,138	301	5	1,612	313	2	1,301
102	14	2,845	310	<1	1,574	322	2	1,282
200	18	2,489	311	2	1,535	224	3	1,225
211	4	2,121	302	3	1,495	410	1	1,207
202	3	2,024	312	2	1,432	323	2	1,1842
113	4	1,932	204	1	1,423	215	1	1,1762
212	4	1,874	223	1	1,401	314	1	1,1659
220	1	1,756	214	1	1,368	420	<1	1,1112
004	1	1,736	321	1	1,353	421	3	1,0989
203	3	1,692	303	1	1,345			

* ASTM, 4—0379.

Межплоскостные расстояния искусственного β -кристобалита *

Mo-излучение, Ni-фильтр								
hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
111	100	4,15	411	5	1,690	620	20	1,131
211	5	2,92	331	60	1,641	533	5	1,090
220	80	2,53	422	50	1,460	444	5	1,030
311	10	2,17	511	20	1,380	711	10	1,001
222	30	2,07	440	30	1,266	642	10	0,957
320	5	1,99	531	30	1,210	731	10	0,930
400	5	1,795						

* ASTM, 4—0359.

Разнов. Л ю с с а т и т — lussatite — волокнистый кристобалит со слегка деформированной кубической решеткой [38]. Порошкограммы почти идентичны с порошкограммами β -кристобалита [7, 8, 38, 39]. Удлинение положительное.

Составляет метастабильную кристаллическую фазу опаловых пород, образуясь в процессе кристаллического перерождения кремнезема

опалов [8]. На кривых нагревания не дает эффекта перехода в другую модификацию.

Люссатит вместе с опалом и халцедоном входит в состав цемента кварцевых зерен некоторых песчаников (Куйбышевская обл.) [40], образует тонкие волокнистые каемки вокруг зерен кварца; $n = 1,440$. Обнаружен в миндалинах и в прожилках среди вулканогенных пород Закавказья в ассоциации с халцедоном; $n = 1,425-1,440$. Обладает структурой α -кристобалита [41].

Люссатиты из серпентинитов Вост. Моравии (Чехословакия) содержат α - и β -кристобалит [39]; уд. в. 2,27—2,28; $n_o - n_e = 0,004$. В Штирии (Австрия) среди молодых базальтов и трахидолеритов люссатит образует корки толщиной до 1 см, иногда на арагоните; окраска обычно голубая; ассоциируется с кальцитом и халцедоном [42]; уд. в. 2,031—2,057; $n = 1,439-1,469$.

Люссатин — lussatine — волокнистый кристобалит с отрицательным удлинением (Лавес) [38].

Псевдолюссатин — pseudolussatine — чешуйчатый низкотемпературный кристобалит с чешуйками, параллельными (111). Среднее значение $n = 1,454$ (Na). Анизотропен. Наблюдался в составе кахолонга с Фарерских о-вов (Брайч) [7].

Л и т е р а т у р а

1. Rath G. N. Jb. Min., 1887, 198.
2. Nieuwenkamp W. Zs. Krist., 1935, 92, 82 (структура); Jau A. H. Min. Mag., 1944, 26, No 187, 54 (порошкограмма искусств. кристобалита); Barth T. F. W. Am. J. Sci., 1932, 24, 102.
3. Wuskoff R. G. Zs. Krist., 1925, 62, 189; Lukesh J. S. Am. Min., 1942, 27, No 3, 226; Smith F. G. Carnegie Inst. Washington, Public., 1953, No 52, 61.
4. Nieuwenkamp W. Zs. Krist., 1937, 96, 452; Zs. Krist., 1935, 90, 377.
5. Белянкин Д. С., Казнакова Н. Г. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, 1934, вып. 6, 361.
6. Белянкин Д. С., Иванов Б. В. Петрография технического камня. Изд-во АН СССР, 1952, 9.
7. Graitsch O. Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1957, 5, H. 4, 345.
8. Забелин В. А. ДАН СССР, 1960, 135, № 6, 1493; Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 3, 343.
9. Flörke O. W. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1955, 32, H. 12, 369 (структурные аномалии); N. Jb. Min., Monatsh., 1955, H. 10, 217; Ber. Dtsch. keram. Ges., 1956, 33, H. 10, 319 (превращения); Eitel W. Bull. Am. Ceram. Soc., 1957, 36, No 4, 142 (структурные аномалии); Mackenzie R. E. (edit.). The differential thermal investigation on clays. London, 1957, 293; Flörke O. W. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1957, 34, H. 11, 343; Roy D. M., Roy R. Bull. Geol. Soc. Am., 1958, 69, No 12, 1637; Hill V. G., Roy R. J. Am. Ceram. Soc., 1958, 41, No 12, 532; Flörke O. W. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1961, 38, H. 3, 89; Flörke O. W. Silikattechnik, 1961, 7, 304 (библиография).
10. Rosický V. Festschrift V. Goldschmidt. Heidelberg, 1928, 229; Wolf C. W. Am. Min., 1945, 30, No 7—8, 536 (кристаллы из базальтов); Gaubert P. Bull. Soc. fr. min., 1904, 27, 242.
11. Ramdohr P. Jb. Preuss. geol. Landesanst., 1919, 40, 303.
12. Veals M. D., Zerfoss S. J. Am. Ceram. Soc., 1944, 27, No 10, 285 (изменение объема); Rigby G. R. Trans. British Ceram. Soc., 1948, 47, No 8, 284; Grimshaw R. W. Там же, 269 (термические превращения).
13. Севченко Н. А., Флоринская В. А. ДАН СССР, 1956, 109, № 6, 1115.
14. Buergel M. Zs. Krist., 1935, 90, 186.
15. Глаголев Н. А. ДАН СССР, 1962, 143, № 6, 142.
16. Johnston W., Andrews K. W. Trans. British Ceram. Soc., 1956, 55, No 4, 227.
17. Sabatier G. Bull. Soc. fr. min., 1957, 80, N° 10—12, 444.
18. Кайнарский И. С., Орлова И. Г. Физико-химические основы керамики. Промстройиздат, 1956, 507; Синельников Н. П. ДАН СССР, 1956, 110, № 4, 651; Журн. неорг. химии, 1959, 4, вып. 12, 2724; Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 6, 657; Roy D. M., Roy R. Bull. Geol. Soc. Am., 1959, 70, No 12, 1666.

19. Бельштейн М. К. Петрография СССР, 1938, сер. 3, вып. 1, 40 (кристаллический кремнезём — свойства, распространение, библиография).
20. Белянкин Д. С., Петров В. П. Изв. АН СССР, сер. геол., 1936, № 2—3, 303; Тр. Мин. муз. АН СССР, 1949, вып. 1, 18.
21. Наседкин В. В. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 98, 65.
22. Меньяйлов А. А. Тр. Мин. муз. АН СССР, 1955, вып. 7, 99; Влодавец В. И. Сб. «Акад. Д. С. Белянкину». Изд-во АН СССР, 1946, 365.
23. Меньяйлов А. А., Набоко С. И. Тр. Камчатск. вулкан. станции АН СССР, 1948, вып. 2, 48 и 49.
24. Howard A. D. Am. Min., 1939, 24, No 8, 485.
25. Van Valkenburg A., Buie V. F. Am. Min., 1945, 30, No 7—8, 526.
26. Бушинский Г. И., Франк-Каменецкий В. А. ДАН СССР, 1954, 96, № 4, 817 (рентгенометрич. характеристика опалового вещества трепелов и диатомитов); Власов В. В., Дистанов У. Г., Созин Ю. И., Верхунов В. С. ДАН СССР, 1959, 128, № 6, 1254 (о составе кремнезема кремнистых пород палеогена Средн. Поволжья); Васильев К. В., Веселовский В. С. Журн. физ. химии, 1936, 7, вып. 6, 918.
27. Gruner J. W. Econ. Geol., 1940, 35, No 7, 867; Am. Min., 1940, 25, No 9, 587.
28. Pellizer R., Guidetti G. Rend. Soc. min. Ital., 1959, 15, 181; Taliaferro N. L. Am. J. Sci., 1935, 230, No 179, 450.
29. Lewin I., Ott E. Zs. Krist., 1933, 85, 305; Hardjosoestastro R. R. Madjalah ilmu alam untuk Indonesia, 1955, 111, No 1—3, 118 (по реферату: Р. Ж. Геология, 1956, реф. 3458).
30. Flörke O. W. Zs. Krist., 1959, 112, 130.
31. Хрущов К. Изв. АН СПб., сер. 5, 1895, 2, № 1, 27.
32. Wuart J. C. R., Paris, 1945, 220, N° 23, 830; Bull. Soc. fr. min., 1943, 66, 479.
33. Parailhau J. C. R., Paris, 1957, 245, N° 17, 1443; Weil R. C. R., Paris, 1925, 181, N° 14, 423.
34. Дуброво С. К. ДАН СССР, 1939, 23, № 1, 45.
35. Кайнарский И. С., Карякин Л. И. ДАН СССР, 1952, 86, № 1, 137.
36. Карякин Л. И., Кайнарский И. С. ДАН СССР, 1950, 70, № 6, 1049; Кайнарский И. С., Карякин Л. И. ДАН СССР, 1951, 81, № 5, 887.
37. Wahl F. M., Grim R. E., Graf R. B. Am. Min., 1961, 46, No 1—2, 196.
38. Laves F. Naturwissenschaften, 1939, 27, 705.
39. Novák J. Publ. Fac. sci. univ. Masary, 1932, cis. 155, 1.
40. Залесский Б. В., Сазонова З. А. Сб. «Акад. Д. С. Белянкину». Изд-во АН СССР, 1946, 659.
41. Смирнова А. С. Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, 92, вып. 2, 248.
42. Neuwirth E. Tscherm. min., petr. Mitt., 1952, 3, H. 1, 32.

Тридимит Tridymite



Назван от греч. τριδύμος (тридимос) — тройник, тройной, т. к. часто встречается в виде тройников (Рат, 1868).

Синон. Асманит — asmanite (Маскелайн, 1871) — тридимит метеоритов.

Разнов.? Кристенсенит.

Характ. выдел. Мелкокристаллические агрегаты, гексагональные пластинки, чешуйки, веерообразные группы кристаллов и сферические розетки.

Структ. и морф. крист. Известны три модификации: низкотемпературный α -тридимит, среднетемпературный β_1 -тридимит и высокотемпературный β -тридимит.

α -тридимит (low tridymite, Tieftridymit) — устойчив до 117° . Ромб. с. (псевдогексагональный). Указывалось [1] несколько природных политипных разностей с различными значениями c_0 , кратными 4,06—4,07:

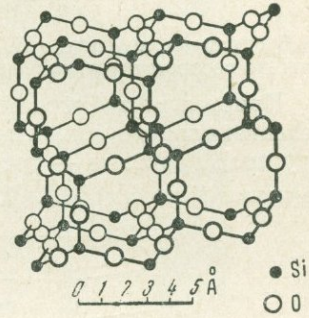
a_0	b_0	c_0	$a_0 : b_0 : c_0$	Z	Страна	Автор
9,98	17,26	8,18	0,578 : 1 : 0,474	32	Польша	Гайда
9,90	17,1	16,3	0,579 : 1 : 0,953	64	Не известна	Джибс
9,91	17,18	40,78	0,577 : 1 : 2,372	160	Мексика	Лакеш и Бёргер
9,91	17,18	81,57	0,577 : 1 : 4,754	320	Калифорния	

β_1 -тридимит устойчив между 117 и 163°, устанавливается по кривым нагревания.

β -тридимит (β_2 -тридимит, high tridymite, Hochtridymit) — устойчив в пределах 870—1470°; ниже 870° переходит в кварц, выше 1470° в β -квистобалит. Гексаг. с. $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$ (или $D_{3h}^4 - P6_2c$); $a_0 = 5,0463$; $c_0 = 8,2563$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,636$; $Z = 4$ (Смит, при 405°) [2].

Характерны параморфозы α -тридимита по β -тридимиту.

Изучена только структура β -тридимита и то недостаточно полно; структура α -тридимита, по-видимому, близка к структуре β -тридимита, представляющей собой трехмерный каркас, подобно структурам других полиморфных модификаций SiO_2 . Кремнекислородные тетраэдры связаны между собой общими вершинами, образуют шестерные кольца (фиг. 127). Одним из своих оснований SiO_4 -тетраэдры расположены параллельно (0001) так, что свободные их концы попеременно направлены вверх или вниз, слагая параллельно (0001) двухслойную структуру с последовательным чередованием АВ АВ... Обычна неупорядоченность структуры [3, 4], иногда в горизонтальном направлении — в пределах одного слоя, но чаще в направлении оси c с нарушением правильности чередования слоев и образованием многослойных структур и сверхструктур с соответствующим увеличением значения параметра c_0 [1]. Неупорядоченность иногда проявляется участками в одном и том же зерне (Флёрке, 1955) [3]. Характер неупорядоченности зависит от условий образования и примесей.



Фиг. 127. Структура β -тридимита

Вопрос о возможности существования чистого, не содержащего примесей, тридимита является дискуссионным.

Высказывалось мнение [3, 4, 5], что тридимит кристаллизуется лишь в присутствии щелочных или щелочноземельных ионов, стабилизирующих его решетку, и как самостоятельная кристаллическая модификация чистого кремнезема не существует. Хил и Рой [6] получили путем прокаливании свободных от примесей гелей кремнезема при различных температурах и давлениях три модификации тридимита, различающиеся интенсивностями и положением линий на порошкограммах: метастабильный тридимит М (дает 3 пика в интервале $d = 4,5-3,70$ Å), стабильный тридимит S (4 пика в той же области, с иным распределением интенсивностей) и нестабильный тридимит U (4 пика иной интенсивности и иного положения); природные тридимиты, например из Сан-Кристобала (Мексика), по данным Хила и Роя, являются тридимитами S, содержащими примеси в твердом растворе, а синтетические — тридимитами М и S. По Флёрке, в опытах Хила и Роя роль щелочных ионов играла вода, придающая устойчивость кристаллической решетке тридимита [5].

α -тридимит: ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - mmm$ ($3L_23PC$). $a : b : c = 0,5774 : 1 : 0,9544$ (Малар, 1890).

β -тридимит: дигексаг.-дипирамид. кл. $D_{6h} - 6/mmm$ (L_66L_27PC). $a : c = 1 : 1,6530$ (Пат, 1868).

Формы параморфоз α -тридимита по β -тридимиту, по Гольдшмидту:

	φ	ρ	φ	ρ
c 0001	—	0°00'	i 3250	36°35' 90°00'
a 1120	30°00'	90 00	o 1013	60 00 32 27
m 1010	60 00	90 00	j 1012	60 00 43 39
l 4590	26 19	90 00	p 1011	60 00 62 21
$pm(10\bar{1}1) : (10\bar{1}0) = 27^\circ 39'$			$pp(10\bar{1}1) : (01\bar{1}1) = 52^\circ 35'$	

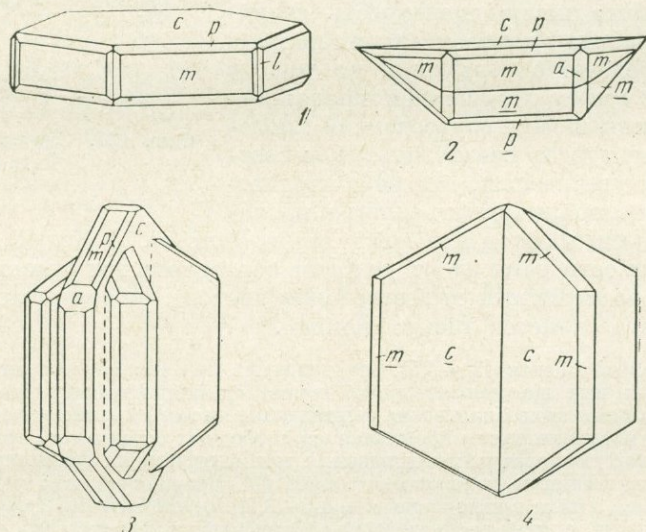
Более редкие формы: g ($20\bar{2}3$), z ($40\bar{4}3$), x ($81\bar{9}8$). Только как двойниковые плоскости наблюдались ($10\bar{1}6$) и ($30\bar{3}4$).

Для кристаллов «асманита» Маскелайн [7] установил отношение осей $a:b:c = 0,5735:1:1,8994$. Наблюдавшиеся им формы:

	φ	ρ		φ	ρ
001	—	0°00'	011	0°00'	62°14'
010	0°00'	90 00	043	0 00	68 27
110	60 10	90 00	116	60 10	32 28
013	0 00	32 20	112	60 10	62 21
012	0 00	43 31	223	60 10	68 33
023	0 00	51 42			

В справочнике Дана (1892) приведенное на стр. 193 для асманита отношение не соответствует символам форм.

Кристаллы таблитчатые и тонкопластинчатые по (0001) (фиг. 128, 1), гексагонального развития, обычно не более 1 мм, реже до 4 мм; наиболее крупный кристалл — тройник $10 \times 10 \times 15$ мм обнаружен в пров. Ишигамияма (Япония) [8]. Обычны двойники по ($10\bar{1}6$): двойники и тройники



Фиг. 128. Кристаллы тридимита, Пачука, Мексика

1 — одиночный кристалл; 2 — двойник срастания по ($10\bar{1}6$); 3 — тройник прорастания по ($10\bar{1}6$); 4 — двойник прорастания по ($30\bar{3}4$) (по Рату)

срастания и прорастания (фиг. 128, 2 и 3); угол между базопиканоидами у кристаллов — двойников $35^\circ 18'$, у тройников $70^\circ 36'$; менее обычны двойники по ($30\bar{3}4$) (фиг. 128, 4); часто встречаются срастания по двум законам. В результате полисинтетического двойниковогоания образуются веерообразные группы.

Кристаллы тридимита (двойники, тройники, четверники), получаемые искусственно, начинают свой рост из зон кристобалита (образование которого предшествует образованию тридимита); индивиды тридимита как бы продолжают рост кристаллов кристобалита, ориентируясь гранями (0001) параллельно граням (111), ($\bar{1}\bar{1}1$), ($\bar{1}11$) кристобалита; это определяет существование дв. пл. ($30\bar{3}4$), как у природных двойников тридимита. Если кристаллы кристобалита являлись двойниками по (111), кристаллы

тридимита имеют двойниковую плоскость $(10\bar{1}6)$. Все наблюдаемые в природе сложные двойники тридимита могут быть построены, исходя из предполагаемого ориентирующего влияния кристаллов кристобалита (Флёрке, 1963) [5].

Физ. Сп. несовершенная по (0001) и $(10\bar{1}0)$. Изл. раковистый. Хрупок. Тв. $6\frac{1}{2}$ (у асманита, по Маскелайну, $5\frac{1}{2}$). Уд. в. 2,18—2,33; у асманита —



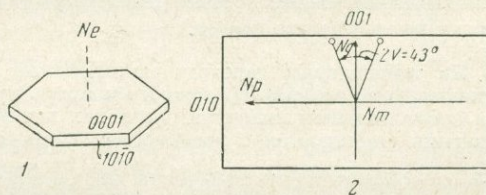
Фиг. 129. Клиновидный двойник Тридимита, Амурская обл., увел. 500 (по Петрову и Финько)

2,245. Цв. белый, сероватый, желтоватый, также бесцветный. Бл. стеклянный, на (0001) перламутровый. Прозрачен или просвечивает.

В инфракрасной области спектра для α -тридимита характерны интенсивные полосы 1105 , $787,4$ и $568,2$ см^{-1} и широкая полоса в области $480,8$ — $473,9$ см^{-1} ; полоса $568,2$ см^{-1} позволяет отличать тридимит от кварца и кристобалита (см. фиг. 64 на стр. 141) [9].

Микр. В шл. бесцветен, наблюдается в виде псевдогексагональных базальных пластинок и агрегатов мелких индивидов, иногда образующих клиновидные выделения (фиг. 129) [10], частью являющиеся двойниками; реже — в виде псевдокубических выделений, по-видимому, представляющих собой псевдоморфозы по β -кристобалиту. На (0001) иногда наблюдается секториальное двойникование, как у арагонита и кордиерита, и сложное полисинтетическое двойникование, как у лейцита. Гексагональные (псевдогексагональные) таблички оказываются тройниками, состоящими из двусосных индивидов. Отмечаются две системы трещин спайности под углом 60° .

Пл. опт. осей $\parallel (100)$ (ромб.) или $(10\bar{1}0)$ (гексаг.); Ng (Ne) = c (фиг. 130). Удлинение (—). Двусосный (+). Показатели преломления



Фиг. 130. Оптическая ориентировка β -тридимита (1) и α -тридимита (2)

варьируют [11—13] вследствие различного содержания примесей: $n_g = 1,474—1,483$; $n_m = 1,472—1,480$; $n_p = 1,469—1,479$; $n_g - n_p = 0,002 - 0,004$; $2V$ от $35'30''$ до 90° . Нередко содержит газовые включения.

Хим. Теоретически является чистым SiO_2 . Содержание SiO_2 в природных тридимитах иногда составляет 95—97%. Природные тридимиты содержат обычно в твердом растворе примеси Al, Fe, Ca, Na, K — до 1—2%, в произвольных сочетаниях или в виде соединений близкой структуры. Состав примесей в тридимите из Плумаса (Калифорния) пересчитывается на формулу $NaCaAl_3Si_{15}O_{36}$ [14]. Характерные для тридимита катионы с большими ионными радиусами (Ca, Na, K) могут размещаться в полостях (1,3 Å) решетки [3]. В единичном случае отмечается содержание U = 0,32% [15].

Химический (№ 1) и спектральные анализы (№ 2 и 3):

	1	2	3		1	2	3
Na_2O	0,72	0,80	0,67	Fe_2O_3	сл.	0,36	0,25
K_2O	0,16	0,37	0,75	SiO_2	96,89	[95,1]	[94,75*]
MgO	—	0,3	0,4	TiO_2	0,86	0,26	0,28
CaO	—	0,4	0,2	P_2O_5	сл.	—	—
MnO	—	0,003	0,0005	H_2O^+	0,12	—	—
Al_2O_3	0,71	2,4	2,7	H_2O^-	0,08	—	—
				Сумма	99,54	100,00	100,00

* В оригинале ошибочно, по разности, указано $SiO_2 = 93,1$.

1 — Кусатсу (преф. Гумма, Япония); из опаловидного кремнезема [16]; 2 — Сан-Кристобал около Пачука (Мексика) [14]; 3 — Литлтон (Новая Зеландия) [14].

Диагн. исп. Растворяется в горячем насыщенном растворе соды.
Повед. при нагр. При нагревании от 117° до 800° и выше анизотропные базальные пластинки становятся изотропными, после охлаждения ниже 117° анизотропия восстанавливается. На кривых нагревания искусственного тридимита обнаруживаются два эндотермических эффекта, обусловленные переходом α -тридимита в β_1 - и β -тридимит. Температура эффектов непостоянна. Эффект перехода β_1 -тридимита в β -тридимит устанавливается не всегда (Макензи) [17]. Кривые нагревания природных тридимитов неодинаковы.

На температуры перехода модификаций влияет неупорядоченность структуры, зависящая от условий образования и природы примесей [6]. У тридимитов, полученных прокаливанием кварца в расплавах щелочных вольфраматов, температуры превращения понижаются с увеличением ионного радиуса катионов (Флёрке, 1954) [3]:

Примесь	Li_2WO_4	Na_2WO_4	K_2WO_4	Cs_2WO_4
1-е превращение	110—140°	110—130°	100—110°	95—110°
2-е превращение	170—190.	160—170	140—160	130—160

В той же последовательности идет возрастание неупорядоченности структуры.

Теплота превращения α -тридимита в β_1 -тридимит — 0,43 кал/г, β_1 -тридимита в β -тридимит — 0,23 кал/г (Сабатье) [18].

Коэф. объемного расширения α -тридимита при нагревании от комнатной температуры до температуры инверсии 2,8 [19]; коэф. расширения при $\alpha \rightarrow \beta$ превращении незначителен вследствие обычной для тридимита неупорядоченности решетки, нивелирующей эффект расширения (Флёрке, 1957) [3].

Поле устойчивости высокотемпературного тридимита уменьшается с увеличением давления. При давлении 640 атм и т-ре 1415° тридимит неустойчив; кварц в этих условиях переходит в кристобалит, ниже 640 атм при той же температуре кварц переходит в тридимит. При давлении 500 атм

кварц переходит в тридимит при более низкой температуре (1000°). Таким образом, присутствие тридимита в породе указывает не только на высокую температуру становления породы, но и на относительно невысокое давление [20].

Наход. Изредка встречается в метеоритах («асманит»). Обычен в эффузивных и некоторых гиабиссальных интрузивных (преимущественно кислых) породах; образование пневматолитическое, гидротермальное. Встречается также гипергенный α -тридимит.

В эффузивных породах (андезитах, дацитах, липаритах, риолитах, трахитах, долеритах, базальтах, порфиритах и др.) наблюдается в пустотах, порах и трещинках в виде кристалликов величиной до 2—3 мм [21—23], а также как продукт изменения стекла основной массы [24, 25]. В обсидиане обнаружен в виде кристалликов во внешней части кристобалитовых сферолитов [26]. В СССР наблюдался в Зап. Забайкалье, в эффузивных породах на Кавказе [22, 25], на Камчатке [21], в Закарпатье [24] и др.; также в США (Сан-Хуан, шт. Колорадо), в Мексике (Сан-Кристобал), в ФРГ (Драхенфельс и Перленхардт) и т. д. Обычна ассоциация тридимита с санидином, роговой обманкой, гематитом, авгитом [21], кварцем, кристобалитом [27]. Содержание тридимита в некоторых эффузивных породах достигает 25% (Сан-Хуан).

В кварцитах, образовавшихся из дацитов, тридимит обнаружен в виде мелких чешуек и каемок таблитчатых кристаллов около кварцевых зерен [28], иногда вместе с хлоритом и плагиоклазом (около Батуми, ГрузССР). В виде клиновидных кристалликов тридимит установлен в перекристаллизованном ксенолите глинистой породы в базальте (Богучан, Амурская обл.) (фиг. 129) [40]. Пластинчатые кристаллы тридимита и их агрегаты встречены в ксенолитах кварцевого песчаника, заключенных в базальте и в даците на Черной горе в Закарпатье (УССР) [13]. Микроскопически мелкие кристаллики тридимита содержатся в сферолитах карбонатизированных андезитов в Чопской впадине (Закарпатье) [29]; наблюдался также в виде кристаллов и сростков в бентонитизированных туфовых породах миоценового возраста юго-западной окраины Подольской плиты [30].

В интрузивных дацитах в районе Большого Тиссенского карьера (Черная гора в Закарпатье) пластинчатые кристаллы тридимита, проросшие мелкими зернами титаномагнетита, образуют «щетки» и «розетки»; по наличию газовых включений оба минерала рассматриваются как пневматолитовые [13].

В краевых частях тел интрузивных гранофиров и в кварцевых порфирах тридимит (часто параморфозы кварца по тридимиту) образует порфировые вкрапленники кристалликов гексагонального облика и мелкоигльчатые кристаллики (тридимит 2-й генерации) [31] в мелкозернистой основной массе, окружающей эти вкрапленники (о-в Скай, Англия). Параморфозы кварца по тридимиту наблюдались в интрузивном кварцевом порфире, залегающем среди докембрийских основных пород в шт. Колорадо (США) [32].

Имеется основание считать гипергенным низкотемпературный α -тридимит, встречающийся в некоторых опалах из Мексики, в кахолонге из Исландии и Австрии и т. д. В виде тонкопластинчатых выделений в большом количестве тридимит содержится в опале, образующем прожилки в трахитах в окрестностях г. Нерчинска (Читинская обл.) [23, 33]. В виде микроскопически мелких включений в опале (шт. Нью-Мексико, США) [34], в опаловидном кремнеземе, замещающем пироксеновый андезит, — в Кусатсу (преф. Гумма, Япония) [16]. В Индии встречаются опалы, для которых характерно тонкое переслаивание тридимита и кристобалита

[35]. Отмечался также мелкозернистый U-содержащий тридимит, как продукт изменения кристобалита, окаймляющий или нацело замещающий U-содержащий кристобалит, образовавшийся путем изменения опала [15].

Изм. В природе наблюдаются параморфозы кварца и кристобалита по тридимиту [24, 26, 32, 36]. Под названием псевдотридимита (pseudotridymite) были описаны (Малар, 1890) псевдоморфозы кварца по тридимиту из андезитов горы Эуганей (р-н Падуи, Италия), их поперечник — до 1 см, форма таблитчатая (Флёрке, 1959) [37].

Искусств. Был получен многими способами [23]: при сплавлении альбита с нефелиновым базальтом; переплавлением гранитов; из твердого кварцевого стекла при нагревании его от 2 до 8 дней при $1200\text{--}1400^\circ$; из обломков кристаллов кварца, выдерживавшихся в расплавах щелочных вольфраматов при $1110\text{--}1200^\circ$ в течение 2—6 дней; в виде кристаллов величиной до 0,5 мм — прокаливанием в течение 8 дней при $850\text{--}950^\circ$ тонкоизмельченного кремневого стекла, кристобалита и кварца с примесью 1% щелочного карбоната (Li и Na способствуют образованию кварца, K—тридимита, Rb и Cs—кристобалита) [37]. При обжиге кварца (зерна около 100 μ) при $1300\text{--}1320^\circ$ с применением минерализаторов (Na_2WO_4 , Li_2CO_3 , Na_2CO_3 и K_2CO_3) довольно быстро возникает кристобалит, который затем переходит в тридимит; превращение совершается по определенным направлениям; в каждом зерне сосуществуют обе структуры, с преобладанием той или иной в зависимости от степени тридимитизации (на скорость перерождения кварца в тридимит влияет природа минерализатора и величина зерен кварца) [38, 39]. Чистый тридимит, не содержащий в твердом растворе примеси катионов (Na, K, Ca, Fe, Al), синтезирован при высоких температурах и давлениях из химически чистого геля SiO_2 или из кристобалита, полученного прокаливанием этого геля; в качестве флюса служили H_2O или HF; после прокаливания геля в течение 18—24 дней был получен тридимит, в присутствии Na_2WO_4 в тех же условиях он получался в течение 40—50 час [6].

Практ. знач. Природный тридимит практического значения не имеет. Искусственный тридимит имеет большое значение как составная часть динасового кирпича.

Отл. От кристобалита п. микр. тридимит отличается положительным знаком, отрицательным удлинением, прямым погасанием и клинообразной формой двойников. От кварца и кристобалита тридимит можно также отличить по наличию на спектре поглощения инфракрасных лучей полосы при $568,2\text{ см}^{-1}$ [9].

Разнов. Кристенсенит, христенсенит — christensenite (Барт и Квалхейм, 1944) [40] — тридимит с примесью около 5% нефелина (NaAlSiO_4 в твердом растворе). В значительных количествах (до 17%) содержится в лаве Исландии. $n_g = 1,481\text{--}1,484$; $n_m = 1,478\text{--}1,481$; $n_p = 1,477\text{--}1,480$. Ввиду того, что все природные тридимиты содержат примесь Al, (Na \pm K) и Ca, необходимость выделения кристенсенита как разновидности тридимита является недоказанной (см. стр. 222).

Межплоскостные расстояния α -тридимита*

Си-излучение, Al-фильтр

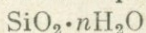
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
50	4,8	70	2,49	70	1,69	20	1,34
100	4,39	50	2,28	50	1,62	50	1,31
100	4,12	20	2,11	50	1,59	20	1,24
90	3,73	20	2,07	70ш	1,53	20	1,23
50	3,23	50	1,95	50	1,43	60	1,20
50	2,94	20	1,88	50	1,39	50	1,15
20	2,77	20	1,77	20	1,37	20	1,10

* ASTM, 2 — 0242.

Л и т е р а т у р а

1. Gibbs R. E. Proc. Roy. soc., 1927, ser. A, 113, No 764, 351; Strukturber., 1931, 1, 171 и 203; Lukesh J., Buerger M. Am. Min., 1942, 27, No 2, 143; Gajda E. Arch. min., Warszawa, 1956 (1957), 20, 85; Frondel C. Dana's System of Mineralogy, 1962, 3, Silica Minerals.
2. Smith F. G. Carnegie Inst. Washington, Y. b. No 52, 1953, 61.
3. Flörke O. W. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1955, 32, H. 12, 369 (структурные аномалии); 1957, 34, H. 11, 343 (термическое расширение тридимита); Naturwissenschaften, 1954, 41, H. 16, 371.
4. Grofcsik J., Vágó E. Acta chim. Acad. sci. Hungar., 1957, 11, f. 3—4, 357; Götz W. Chem. Erde, 1962, 22, 167.
5. Flörke O. W. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1961, 38, H. 3, 89; Schweiz. min., petr. Mitt., 1963, 43, H. 1, 105.
6. Hill V. G., Roy R. Trans. British Ceram. Soc., 1958, 57, No 8, 496.
7. Maskelyne N. Proc. Roy. soc., 1868, 17, 371; Philos. trans. Roy. soc., 1871, 161, 361.
8. Wada T. Beitr. Min. Japan, 1905, No 1, 17.
9. Севченко Н. А., Флоринская В. А. ДАН СССР, 1956, 109, № 6, 1115.
10. Петров В. Н., Финько В. И. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 10, 21.
11. Heide F. Zbl. Min., 1923, 69.
12. Duggrell C. Am. Min., 1940, 25, No 7, 501.
13. Золотухин В. В. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1957, № 11, 230.
14. Mason V. Am. Min., 1953, 38, No 9—10, 866.
15. Глаголев Н. А. ДАН СССР, 1962, 143, № 6, 1421.
16. Sato M. Mineral. J., Japan, 1962, 3, No 5—6, 296.
17. Mackensie R. C. The differential thermal investigation of glass. London, 1957, 289.
18. Sabatier G. Bull. Soc. fr. min., 1957, 80, N° 40—12, 444.
19. Rigby G. R. Trans. British Ceram. Soc., 1948, 47, No 8, 289.
20. Black G. P. Min. Mag., 1954, 30, No 227, 520; Mosesman M. A., Pitzer K. S. J. Am. Chem. Soc., 1941, 63, No 9, 2348; Tuttle O. F., Bowen N. L. Mem. Geol. soc. Am., 1958, No 74, 28.
21. Влодавец В. И. Сб. «Акад. Д. С. Белянкину». Изд-во АН СССР, 1946, 339.
22. Устиев Е. К. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, 1935, вып. 6, 159.
23. Бельштерли М. К. Петрография СССР. Изд-во АН СССР, 1938, сер. 3, вып. 1, 33; Синельников Н. Н. Журн. неорг. химии, 1956, 1, вып. 10, 2409.
24. Наседкин В. В. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 98, 67.
25. Белянкин Д. С., Ренгартен В. П. Изв. АН СССР, сер. геол., 1926, № 20, 863; Белянкин Д. С. ДАН СССР, 1938, 21, № 5, 257.
26. Rogers A. Am. Min., 1921; 6, No 1, 4; J. Geol., 1922, 30, No 6, 513.
27. Patzak I. N. Jb. Min., Monatsh., 1956, H. 9, 214 (в базальте Стромболи).
28. Марголюс А. М. Матер. для геологии Кавказа, 1915, сер. 4, кн. 2, 31
29. Фишкин М. Ю. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1956, № 10, 329.
30. Рипун М. Б. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1961, № 15, 334.
31. Wager L. R., Weedon D. S., Vincent E. A. Min. Mag., 1953, 30, No 223, 263.
32. Ray L. L. Am. Min., 1947, 32, No 11—12, 643; Skelhorn R. R. Min. Mag., 1962, 33, No 257, 138.
33. Еремеев П. В. Зап. Мин. об-ва, 1871, 6, № 2, 395.
34. Ming-Shan Sun. Am. Min., 1962, 47, No 11—12, 1453.
35. Ramas C. V., Jayaraman A. Proc. Indian Acad. Sci., 1953, 38 A, No 3, 199; No 5, 343.
36. Александров Г. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1952, 81, вып. 3, 209.
37. Flörke O. W. Geologie, 1954, 3, H. 1, 7; Fortschr. Min., 1954, 32, 33; Zs. Krist., 1959, 112, 133.
38. Кайнарский И. С., Орлова И. Г. Физико-химические основы керамики. Промстройиздат, 1956, 507.
39. Синельников Н. Н. ДАН СССР, 1955, 102, № 3, 555; ДАН СССР, 1956, 110, № 4, 651.
40. Barth T. F. W., Kvalheim A. Norske vidensk. Akad. Oslo, 1944, No 22, 1.

Опал Орал



Происхождение названия не выяснено. Упоминается в работах Плиния и Боэтиуса де Бодта (конец XVI и начало XVII в.).

Синон. Пәдерос — *paederos* (Плиний).

Разнов. Натропал, циркопал, бобковит, лярдит, сульфурин, алюмокальцит, благородный опал, гиалит, кахолонг, гидрофан, джиразоль и др. (см. ниже).

Характ. выдел. Натечные агрегаты, почки, желваки, конкреции, выделения неправильной формы, пленки, корочки, оолиты; иногда — землистые агрегаты. Псевдоморфозы по многим минералам, животным и растительным остаткам [1—6].

Структ. и морф. крист. Твердый гидрогель — рентгеноаморфный, часто дает линии на порошкограммах. Кристаллическая фаза, по данным Флёрке [3], обычно представлена α -кристобалитом, который переходит в кварц; некоторые опалы содержат тридимит. α -кристобалит опалов характеризуется неупорядоченностью и дефектностью структуры (для него применяется обозначение «опаловый кристобалит»). По Забелину [7], кристаллическая фаза опалов представляет собой скрытокристаллическую форму люссатита — волокнистой разновидности кристобалита с деформированной кубической решеткой.

Физ. Сп. отсутствует. Иногда наблюдаются трещины дегидратации [8]. Изл. раковистый до неровного. Хрупок. Тв. 5—6 $\frac{1}{2}$. Уд. в. 1,9—2,3, у чистых разновидностей 2,0—2,2; зависит от содержания адсорбированных примесей и воды. По Талиафери [9]:

	До дегидратации			После дегидратации	
	Уд. в.	n	H_2O	Уд. в.	n
1.	2,111	1,456	4,93	2,026	1,422
2.	2,009	1,441	8,70	1,826	1,381
3.	1,992	1,444	7,08	1,870	1,396

1 — гиалит, прозрачен и совершенно изотропен, Гондурас; 2 — опал из риолитов, прозрачен и совершенно изотропен, Орегон; 3 — чистый опал из опалового сфероиды, Калифорния.

Цв. белый, от посторонних примесей — бледно-желтый, бурый, зеленый, серый, голубой и др.; иногда опалесцирует с игрой цветов (благородный опал). Игра цветов объясняется слоистым строением опалов и взаимодействием рефлексов от различных слоев [10]; наиболее монохроматические рефлексы возникают при большом числе слоев с одинаковыми расстояниями между ними.

Игра цветов благородного опала объяснялась различно: Аюи (1801) связывал ее с отражением от внутренних трещин, Брюстер (1844) — с присутствием микроскопических трещин и пузырьков, Берендс (1871) — с отражением от тонких искривленных пластинчатых вростков в опале, которые по показателю преломления несколько отличаются от остальной массы; Байер (1932) [10] считал причиной игры цветов отражение падающего света от реликтов тонкопластинчатых кристаллов, главным образом кальция.

Черта белая до слабо окрашенной (у цветных разновидностей). Бл. матовый до стеклянного, иногда жирноватый, смоляной.

Иногда обнаруживает яркую люминесценцию, обусловленную посторонними примесями; желто-зеленая люминесценция характерна для разновидностей, содержащих уран.

Непроводник электричества.

Микр. В шл. прозрачен до полупрозрачного, бесцветный, серый и грязно-серый, иногда почти черный, красноватый. Изотропен, частью anomalно анизотропен от внутренних напряжений. Почковидные разновидности гиалитов в параллельном поляризованном свете иногда обна-

руживают интерференционный крест, характерный для одноосных (—) минералов. Показатель преломления, в зависимости от содержания примесей и содержания воды, колеблется (см. выше); $n = 1,455-1,460$, по Нойвирту [2]; $1,44-1,46$, по Кокта и Талиафери [9].

Хим. Содержание SiO_2 достигает 98—99%. Содержание воды меняется от 1 до 4%, редко составляет 13—20%. Существуют и почти безводные опалы. Обычные элементы-примеси — Ca, Al, K, Na, Fe; содержание их изменчиво. Опалы коры выветривания серпентинитов содержат также Cr, Ni, Co, Mn [11]. В некоторых опалах спектрально установлен Ge (0,0005—0,05%) [12]. Повышенное содержание в ряде опалов Al_2O_3 , Fe_2O_3 , ZnO, TiO_2 , SO_3 , CaO (анализы 1—4) объясняется примесями глинистых и других минералов [13]. Опалы с повышенным содержанием примесей иногда выделяются как разновидности (см. ниже).

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	—	—	0,11	0,24	7,95	—	—	—	—
K_2O	—	—	сл.	0,13	—	—	—	0,28	—
MgO	—	0,13	0,32	0,14	0,04	—	0,10	0,26	0,37
CaO	0,22	0,69	0,88	2,52	0,04	0,51	6,23	0,37	1,25
MnO	—	—	—	—	—	—	10,01	—	—
ZnO	—	0,65	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	1,90	0,80	2,72	8,92	0,41	—	2,50	2,87	0,43
Fe_2O_3	0,40	0,35	0,56	0,44	—	0,62	3,00	0,54	0,57
SiO_2	89,21	91,48	88,80	79,46	76,93	65,83	40,43	89,20	80,38
TiO_2	3,58	Необн.	—	—	—	0,40	4,98	сл.	—
ZrO_2	—	—	—	—	—	7,71	11,63	—	—
P_2O_5	—	—	0,17	0,02	—	—	—	—	—
Nb_2O_5	—	—	—	—	—	1,52	—	—	—
SO_3	1,18	0,03	0,12	—	—	—	—	—	6,80
H_2O^+	1,20	1,65	2,42	4,75	—	8,59	7,25	3,24	—
H_2O^-	1,83	1,24	3,80	3,25	9,03	14,82	14,25	—	6,10
П. п.	—	—	—	—	5,53	—	—	3,08	—
S	—	—	—	—	—	—	—	—	4,10
Сумма	99,52	99,02	99,90	99,87	99,93	100,00	100,38	99,84	100,00
n	1,465	—	1,457	1,470	1,440	—	—	—	—
									—1,448

1—4 — из зоны окисления м-ий Центр. Казахстана [13]: 1 — Майкаин, анал. Козлова; 2 — Каскайгыр, анал. Арест-Якубович; 3 — Вост. Коунрад, анал. Казакова; 4 — Сев. Коунрад, анал. Казакова; 5 — натропал, Ловозерские тундры, анал. Владимирова [14]; 6 — циркониевый опал, Ловозерские тундры, анал. Казакова [15]; 7 — Mn-Zr-опал, Ловозерские тундры, анал. Казакова [15]; 8 — бобовит, СССР [16], установлены следы MoO_3 и PbO , не обнаружена FeO ; 9 — сульфурит, Греция, анал. Гюйар (1874)

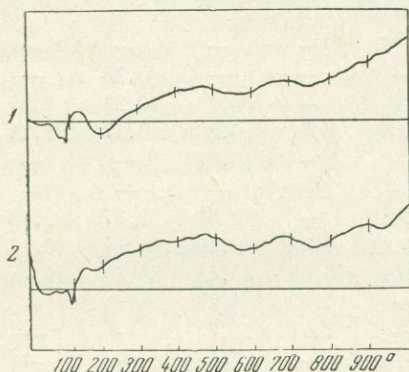
Диagn. исп. В HF растворяется легче, чем кварц; растворим в горячих щелочах.

П. п. тр. не плавится, делается матовым, часто сильно растрескивается, железистые разновидности краснеют. В закр. тр. выделяет воду.

Повед. при нагр. При нагревании выделяет воду. Характер воды различен: часть воды выделяется до 100° (иногда даже простым высушиванием в эксикаторе), полностью обезвоживается при т-рах выше 250° . При нагревании до 700° и выше переходит в смесь кварца и α -кristобалита [6]. Для некоторых кривых нагревания характерен эндотермический эффект около 100° (выделение H_2O), после 400° — неровный ход кривой с двумя плавными подъемами и спусками (фиг. 131). Натропал дает экзотермический эффект при 700° [14].

Наход. Распространенный минерал. Отлагается из горячих и холодных вод, содержащих кремневую кислоту, первоначально в виде богатых водой гелей кремнезема [8, 17]. Причиной выпадения SiO_2 из природных вод является испарение воды, изменение рН, падение температуры и давления. Опал является конечным продуктом разрушения в зоне гипергенеза многих силикатных минералов, продуктом жизнедеятельности микроорганизмов; слагает кремневые скелеты диатомей, радиолярий, некоторых губок и т. д. Входит в состав соломы некоторых злаков и стволов растений (бамбука, хвощей) [8]. Образует псевдоморфозы по отмершим деревьям, пропитывая их и замещая, нередко с сохранением деталей строения. Отмечается в составе почв [18].

К постагматическим гидротермальным образованиям принадлежат выделения опала в трещинах, жеодах и миндалинах в эффузивных породах [19]. К последним стадиям гидротермального процесса относится



Фиг. 131. Типы кривых нагревания твердого (1) и мягкого (2) опалов из осадочных пород формации Огэлзэлэ, шт. Канзас, США

(по Фрэнксу и Суайнфорд)

В коре выветривания опал встречается в виде неправильных выделений, гнезд, прожилков, корок и т. д. Опал — характерная составная часть [21, 22] пеликанитовых пород Украины (пеликанит — смесь опала с каолинитом); такие же породы встречены в Казахской ССР [23]. В коре выветривания ультраосновных и основных пород опалы обычны в ассоциации с нонtronитами, охрами, гидроокислами железа [5, 11], силикатами калия и др.

Опал — главная составная часть кремнистых осадочных пород — опок, трепелов, диатомитов, ранданитов, радиоляритов, спонголитов. Опаловые породы в основном характерны для мезозойских и более молодых отложений [24—26]. Пласты, прослой и конкреционные образования опала встречаются в осадочных марганцевых месторождениях, образуются из гелей кремнезема (Полуночное месторождение, Свердловская обл.) [27].

Опал в осадочных породах образует также скопления неправильной формы, цемент песчаников и т. д. [6, 24, 28].

Изм. Переходит в халцедон и кварц. Как и другие минералы кремнезема, в зоне гипергенеза опал иногда замещается окислами железа, марганца, реже алюминия.

Практ. знач. Разновидности благородного опала ценятся как поделочный или полудрагоценный камень [22]. Диатомовые породы (трепел,

заполнение опалом полостей и трещин в некоторых низкотемпературных рудных жилах, наиболее часто в ассоциации с карбонатом, цеолитами, халцедоном, кварцем, киноварью (шт. Орегон, Невада, Айдахо в США — опалитовые месторождения).

В вулканических областях обычны отложения опала из горячих источников и гейзеров в виде накипи, кремнистого туфа, гейзерита, фиорита и кахолонга (Камчатка; Йеллоустонский национальный парк в шт. Вайоминг, США; Исландия) [20].

В зоне окисления рудных месторождений [13] опал возникает как в ранние, так и в поздние стадии ее формирования. Нередко он образует смеси с другими минералами, особенно часто с глинистыми минералами.

диатомит) широко применяются в красочной, химической и керамической промышленности, при фабрикации динамита, в качестве отбеливающих земель, поглотителей, фильтров, для звуковой и тепловой изоляции, упаковки кислот и т. д. [29].

Отл. По внешнему виду бывает похож на халцедон; отличается меньшей твердостью, содержанием воды, изотропностью и низким показателем преломления (ниже, чем у канадского бальзама).

Разнов. А. По особенностям состава (однородность этих разновидностей требует проверки тонкими методами).

Н а т р о п а л — natropal (Герасимовский, 1946) [14] — содержит Na и F (анализ 5).

Синон. Натровый опал, щелочной опал (Шубникова, 1953).

Встречается в тонких корочках, кораллоподобных выделениях, ста-лактитах и сталагмитах длиной до 22 см с поперечным сечением от 0,5 до 3 см. Изл. неровный до землистого. Пористый. Хрупок. Тв. около 4. Уд. в. от 1,94 до 2,01. Цв. белый или светло-серый, с желтоватым или розоватым оттенком. Непрозрачен. В шл. от светло- до грязно-серого, $n = 1,440-1,448$.

П. н. тр. легко плавится в непрозрачное белое стекло. На кривой нагревания — эндотермический эффект с максимумом при 130° (выделение воды) и экзотермический эффект, начиная с 640° . После нагревания до 200° $n = 1,440-1,445$, до 700° $n = 1,492-1,505$.

Найден в Ловозерских тундрах (Мурманская обл.) на глыбах содалитового сиенита и содалитсодержащих эвдиалитовых луявритов; является продуктом разрушения содалита под влиянием фторсодержащих вод.

Ц и р к о п а л — zirscopal (Zr-опал) — $mZrO_2 \cdot nSiO_2 \cdot pH_2O?$ (Семенов, 1949) [15]. Твердый рентгеноаморфный гидрогель. В неправильных выделениях (до 1 см).

Хрупок. Тв. 1. Уд. в. 2,13. Цв. бледно-голубой, к центру выделений темно-коричневый до почти черного (марганцовая разность). Бл. восковой. В тонких осколках прозрачен. Притягивается электромагнитом. Опалесцирует. В шл. бесцветен. Изотропен. $n = 1,574$, после нагревания до 650° n возрастает до 1,650, минерал остается изотропным. Содержит до 21% ZrO_2 . Анализ 6, стр. 227. Спектральным анализом установлено содержание Ta (0,01%), Be (0,01%), Y, La.

В эксикаторе в парах H_2SO_4 теряет до 4% H_2O , на воздухе снова поглощает влагу.

Встречен в Ловозерских тундрах в пегматитах нефелиновых сиенитов, значительно измененных гидротермальными процессами. Ассоциируется с уссингитом, натролитом, шизолитом, нептунитом, эвдиалитом, стенструпином. По-видимому, образовался за счет эвдиалита.

Мп - ц и р к о п а л [15] — Mn-zirscopal — циркониевый опал с 10% MnO . Уд. в. 2,20. Тв. 1. В шл. желтый, изотропен. Кроме элементов, обнаруженных в циркопале, содержит еще 0,1% Th и 0,1% U. Анал. 7, стр. 227. Условия нахождения аналогичны таковым циркопала.

Б о б к о в и т — bobkowitz — алюминиево-щелочной опал.

Назван по фамилии кристаллографа Н. А. Бобкова (Казыпын) [16].

Куб. с (?). $a_0 = 12,14 \text{ \AA}$; $Z = 40$. Уд. в. 2,38 (вычисл. 2,237). Цв. серовато-белый. При высыхании растрескивается, делается непрозрачным и рассыпается. Бл. восковой. $n=1,45-1,46$. Слабо анизотропен. Анализ 8, стр. 227. Рассматривается как твердый раствор алюмосиликата железа, кальция и калия в опале. Кривая нагревания показывает экзотермический эффект в области 350° ; при прокаливании до 950° термических эффектов не дает. Найден в СССР в зоне гидротермального изменения и щелочного метасоматоза древних пород.

Алюмокальцит — aluminocalcite (Брайтхаупт, 1832) — не совсем затвердевший гель, содержащий примесь CaO (6,25%) и Al_2O_3 (2,23%). Тв. 1—2. Уд. в. 2,17.

Сульфурин — sulfuricin (Гюйар, 1874) — белый пористый опал из Греции, содержащий свободную серную кислоту (анализ 9, стр. 227).

Под специальными названиями были описаны также опалы, содержащие различные примеси других минералов.

Форхерит — forcherite (Айххорн, 1860) — оранжево-желтый опал, содержащий включения аурипигмента, из Книттельфельда в Штирии (Австрия).

Полуопал — Halbopal (Вернер, 1817; semiopal) — почти непрозрачный, тусклый, с грязноватым оттенком. Содержит различные механические примеси, преимущественно глинистых минералов и окислов железа. Окраска и свойства непостоянны. Синон. Писсит — pissite (Честер, 1896).

Менилит — menilite (Деламетри, 1797) — бурый и серый, непрозрачный, в форме конкреций и сплошных выделений встречается в осадочных породах окрестностей Парижа и в Чехословакии, содержит включения вмещающих пород. Синон. Печенковый опал — Leberopal (Карстен, 1800), желваковый опал — Knollenopal.

Яшмовый опал — Jaspopal (Карстен, 1808). Содержит до 40% Fe_2O_3 и другие примеси. Цв. желтый или бурый. Синон. Опаловая яшма — Opaljaspis (Вернер, 1807), железистый опал — Eisenopal (Хаусман, 1813).

Загрязненными опалами оказались: **изопир** — isoprite (Хайдингер, 1827), **пирролит** — Pyrophrolith (Грот, 1889) — смесь опала и полевого шпата, **гиалоаллофан** — hyaloallophane (Дакиарди, 1898) — смесь опала и аллофана. По-видимому, загрязненным опалом типа накипи является **пассит** — passyite (Маршан, 1874).

Б. Разновидности по окраске и оптическим эффектам. **Гиалит** — hyalite (Вернер, 1817). Водяно-прозрачный, содержит до 10% H_2O . При дегидратации мутнеет. $n = 1,435 - 1,455$. Изотропен, иногда отмечается двупреломление, обусловленное напряжениями. Гиалит из Татеймы в Японии образует пизолиты.

Синон. Мюллерово стекло — Müller's Glas, стекловатый опал — Glasopal (Хаусман, 1813), амиатит — amiatite (Дакиарди, 1873).

Жиразоль (жиразоль, гиразоль) — girasol — голубоватый, белый, просвечивающий, с красноватыми рефлексами при ярком свете.

Частично просвечивающие опалы: **обыкновенный опал** — common opal, **молочный опал** — milk opal — молочно-белый до зеленоватого, желтоватого и голубоватого, **смоляной опал** — Resopal, resin-opal, или **восковой опал** — wax-opal (Эмерлинг, 1793) — восково-, медово- или охряно-желтый со смоляным блеском.

Кахолонг — cacholong — непрозрачный, фарфоровидный или эмалевидный, красновато-белый, светло-желтоватый, часто липнет к языку. Иногда содержит немного Al . Известные образцы происходят из Австрии (Каринтия), Исландии, с Фарерских о-вов.

Синон. Жемчужный опал — Perlmutteropal (Карстен, 1808).

Некоторые кахолонги представляют типичные опалы, в которых кристаллическая фаза устанавливается только рентгенометрически; другие рассматриваются как переходные образования от опала к халцедону.

Огненный, или пламенный опал — fire opal, Feueropal (огненный камень — Feuerstein, цеазит — zeasite) — фиолетово-красный до медово-желтого с огненным отблеском, иризирует при вращении, окраска обусловлена примесью коллоидной гидроокиси железа. Прозрачен или просвечивает. n около 1,450. Известны огненные опалы из Мексики, шт. Джорджия (США), с Фарерских о-вов, Камчатки и др.

Драгоценный, благородный, или восточный опал — precious opal, Edelopal — обнаруживает игру цветов. $n = 1,442 -$

1,446. Основная окраска обычно белая до голубовато-серой; так называемые арлекинопалы (Harlequin-opal) — красные. Широкой известностью пользуются месторождения Австралии (окремненные песчаники Квинсленда), где опаловые поля занимают большие площади [26]. В Червенице (Словакия) находится в полостях андезитов, также в шт. Невада (США), Гватемале, Мексике, Японии, на Фарерских о-вах. В СССР — в Забайкалье и в УССР.

П р а з о п а л — prase-opal — зеленый опал, содержащий Ni. Встречен в Новой Каледонии, Силезии.

О п а л - а г а т — opal-agate и **о п а л - о н и к с** — opal-onyx состоят, подобно агату, из различно окрашенных слоев.

Г и д р о ф а н — hydrophane — мутная пористая разновидность опала, в воде совершенно прозрачная, может содержать до 32% воды. Сухой гидрофан имеет n от 1,404 до 1,387, смоченный водой — от 1,446 до 1,439 [30]. При увеличении в 200 раз обнаруживает ячеистое строение, характерное для желатинозного кремнезема. Встречается в Саксонии (Губертсбург), Словакии (Червеница).

Т а б а ш и р — tabasheer, tabashir (тростниковый опал) — молочно-белый гидрофан, образуется в тропических странах в стволах бамбука; по свойствам аналогичен гидрофану. $n = 1,18$. В некоторых иммерсионных маслах прозрачен, как стекло. Уд. в. обожженного табашира 0,54; скелет SiO_2 в нем занимает 25,7% объема [31].

П и р о ф а н — rufophane — гидрофан, который становится просвечивающим при пропитывании расплавленным воском. Под этим же названием описывается огненный опал.

В. Разновидности по характеру выделений и строению агрегатов.
Г е й з е р и т — geuserite (Дамур, 1848) — белый или сероватый, пористый, в виде сталактитов или выделений, похожих на головки цветной капусты, нередко плотный или слоистый. Отлагается гейзерами в Йеллоустонском национальном парке в США, в Исландии, на Камчатке и в Новой Зеландии.

Ф и о р и т — fiorite (Томсон, 1791) — просвечивающий до непрозрачного, сероватый, беловатый или коричневатый, в виде накипи пористого или плотного строения, иногда волокнистый с перламутровым блеском — так называемая перламутровая, или жемчужная, накипь — pearl sinter. Отлагается горячими источниками в Италии.

Синон. Сангилит — santilite (Честер, 1896), стиллолит — stillolite (Честер, 1896).

П е н и с т ы й о п а л — Schaumopal (Хаузер, 1911) — пористая разновидность из лав вулкана Вирунга в Вост. Африке.

П л а в а ю щ и й к а м е н ь — float-stone — легкие белые или сероватые пористые конкреции, иногда ноздреватые с шероховатым изломом.

Синон. Нектилит — nectilite (Честер, 1896).

Д е р е в я н и с т ы й о п а л — wood opal, или **о к а м е н е л о е д е р е в о** — silicified wood (деревянистый камень — Holzstein) — псевдоморфозы по древесине.

Синон. Литоксил — lithoxyle (по Честеру, 1896).

Порошковатые, мучнистые опалы описаны как кремневая мука — Kieselmehl (Клапрот, 1815), **в и е р ц о н и т** — vierzonite (Гроссувр, 1901), **г р о с с у в р е и т** — grossouvréite (Мёнэ, 1902), **м и л о в и т** — milowite (Бэри, 1928).

Л я р д и т — lardite (Земятченский, 1889) — опал из глинистых пород, вмещающих осадочные железные руды. Содержит 3,7% Al_2O_3 . В су-

хом состоянии мучнистый, во влажном — похож на свернувшийся белок куриного яйца [25].

Г р а н у л и н — granuline (Скакки, 1882) образует белые порошковые налеты на лаве Везувия. Сильно гигроскопичен. Содержит до 17,4% H_2O . Уд. в. до прокаливания — 1,73, после прокаливания — 2,20. Легко переходит в содовый раствор. В землистых агрегатах различимы гексагональные пластинки.

Опалы из разных месторождений, различные по цвету и по характеру выделений, описывались также под названиями: м и х а э л и т — michaelite (Уебстер, 1821), н е с л и т — neslite (Леймери, 1846), б л э к м о р и т — blackmorite (Пиль, 1873), л а с с о л а т и т — lassolatite (Гоннар, 1876), п е а л и т — realite (Эндлих, 1873), в и а н д и т — viandite (Голдемис, 1883), в и д р и т — vidrite (автор до 1897, по Хею), м а с к а р е н ь и т — mascareignite (Лакруа, 1936).

Г е л и т — gelite (Инглиш, 1939) — опал (или халцедон) вторичного происхождения.

И е н ц ш и т (енцшит) — jenzschite — разность опаловидного кремнезема, описанная Иенцшем в 1865 г. (название дано Дана, 1868). Имеет уд. в. кварца (от 2,591 до 2,647), но, подобно опалу, растворим в горячем растворе КОН. Наблюдался среди кахолонгов из разных месторождений в ассоциации с халцедоном.

А й д ы р л и т — aidyrlite — смесь, содержащая опал, гиббсит, также аллофан и др. Землистый, фарфоровидный или стекловидный. Цв. бирюзовый. Содержит до 30% NiO. Впервые встречен в Айдырлинском месторождении (Оренбургская обл.) [32].

Л и т е р а т у р а

1. Midley H. Geol. Mag., 1951, 88, No.3, 179; Strukturber., 1937, 3, 300.
2. Васильев К. В., Веселовский В. С. Журн. физ. химии, 1936, 7, вып. 6, 921; Lewin I., Ott E. Zs. Krist., 1933, 85, 305; Neuwirth E. Tscherm. min., petr. Mitt., 1952, 3, H. 1, 32.
3. Flörke O. W. N. Jb. Min., Monatsh., 1955, H.10, 217; Fortschr. Min., 1959, 37, H. 1, 73.
4. Ramani S. V., Jayaraman A. Proc. Indian Acad. Sci., 1953, 38 A, No 5, 343; No 2, 101; Ramani S. V. Current Sci., 1953, 22, No 12, 355.
5. Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд-во АН СССР, 1951, 12—23.
6. Franks P. C., Swineford A. J. sedim. petrology, 1959, 29, No 2, 186.
7. Забелин В. А. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 3, 343.
8. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1953, 325.
9. Kotta J. Rozpr. Ceské Akad. ved., Mat.-přirod., 1930, 40, N° 21, 1 (по реферату: Min. Abstr., 1931, 4, No 11, 517); Taliaferro N. L. Am. J. Sci., 1935, 30, No 179, 450.
10. Baier E. Zs. Krist., 1932, 81, 183 (оптика).
11. Корин И. З. Сб. «Кора выветривания», вып. 1. Изд-во АН СССР, 1952, 107.
12. Zák L. Sborn. Ústředn. ústavu geol., Praha, 1951, 18, 645; Goldschmidt V. M., Peters C. Nachrichten Ges. Wiss., Göttingen, Math.-phys. Kl., 1933, 4, Nr 33.
13. По данным Ф. В. Чухрова.
14. Герасимовский В. И. Сб. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд-во АН СССР, 1946, 115; Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959, 481.
15. Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1961, вып. 7, 96.
16. Казницын Ю. В. Сб. «Кристаллография», вып. 4. Изд. Ленингр. ун-та, 1955, 116.
17. Дорфман М. Д. Тр. Мин. муз. АН СССР, 1959, вып. 10, 142.
18. Beavers A. H., Stephen I. Soil sci., 1953, 86, No 1, 1.
19. Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А., Барышников Э. К., Малыгина О. А. Минералогия Закарпатья. Изд. Львовск. ун-та, 1963, 325.
20. White D. E., Brannock W. W., Murata K. J. Geoch., cosm. acta, 1956, 10, No 1—2, 27 (кремнезем в водах горячих источников).

21. Половинкина Ю. И., Ковалев Г. А. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1949, № 3, 99.
22. Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные камни, 1. Изд-во АН СССР, 1922, 1, 134.
23. Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Сб. «Кора выветривания», вып. 1. Изд-во АН СССР, 1952, 138.
24. Шамрай И. А. ДАН СССР, 1951, 77, № 4, 709.
25. Малеев Е. Ф. Вестн. Дальневост. фил. АН СССР, 1934, № 2, 1.
26. Watcheloh H. H. Mineralogist, 1954, 22, No 9, 296; Bingham L. A. Canad. Mining J., 1953, 74, No 7, 74.
27. Андрущенко П. Ф. Тр. ИГН АН СССР, 1954, вып. 150, 63.
28. Земятченский П. А. Тр. СПб об-ва ест., 1889, 20, 215 и 216 (анализ ляддита).
29. Воронков Б. С., Тукальская Э. М. Диатомит, трепел, опока. Госгеолыздат, 1947, 13.
30. Corisagow A. S., Corisagow M. Science, 1946, 104, No 2700, 286; Nature, 1946, 157, No 3997, 768 (структура).
31. Iler R. K. The Colloid Chemistry of Silica and Silicates. Ithaca, 1955, 286; Walter H. Zs. angew. Chem., 1927, 40, Nr 40, 1113.
32. Годлевский М. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1934, 63, вып. 2, 338; Грицаенко Г. С., Айдиньян Н. Х., Бутузов В. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1950, 79, вып. 1, 28; Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд-во АН СССР, 1951, 158; Максимович З. Зап. Српск. геол. друштва за 1955 г., 1957, 219.

Лешательерит Lechatelierite



Назван по имени французского химика А. Ле-Шателье (Лакруа, 1915) [1].

Синон. Кремневое стекло — silica-glass, Kieselglas (Гюмбель, 1882), ливианит, либианит — libyanite (Феннер, 1937) [2], ливит — livite (Кулик, 1941), либит — libite (Хей, 1955).

Аморфный — природное «кварцевое» стекло. Бесцветен или окрашен примесями. Тв. $5\frac{1}{2}$ —7. Уд. в. 2,04—2,19. Изотропен. $n = 1,4584$ (589,3 $m\mu$), 1,4632 (486 $m\mu$) (Винчел); стекло, искусственно полученное плавлением кварца, имеет почти такой же показатель преломления (1,4588), тогда как путем прокаливании геля SiO_2 получают продукт с $n = 1,48 - 1,485$.

Щелочами разлагается легче, чем кристаллические разновидности SiO_2 . При обычной температуре устойчив, выше 1200° превращается в кристаллит. Искусственно получается плавлением кварца. Искусственное кварцевое стекло имеет очень малый коэф. расширения, не обладает пьезоэлектрическими свойствами, прозрачно для ультрафиолетовых и инфракрасных лучей.

Образуется в результате плавления кварцевого песка при ударах молнии (фульгуриты) [3,4].

Отмечен в «метеоритных кратерах» к западу от Уинсло (шт. Аризона, США) [5], в Вабар (Аравия) и Хенбари (Австралия) [6]; образовался, по-видимому, в результате сплавления песчаника. Наблюдался в Ливийской пустыне в Африке [2].

Л и т е р а т у р а

1. Lacroix A. Bull. Soc. fr. min., 1915, 38, 182.
2. Fenner C. The Australasian. Melbourne, 1937, 10 (no Spencer L. J. Min. Mag., 1946, 27, No 194, 271).
3. Morawiecki A. Arch. Min., Warszawa, 1927, 3, 112.
4. Fischer W. N. Jb. Min., 1928, B.— Bd. 56, A, 69.
5. Rogers A. F. Am. J. Sci., 1930, 19, No 111, 195.
6. Spencer L. J. Min. Mag., 1933, 23, No 142, 387.

Меланофлогит Melanophlogite

SiO_2

Назван от греч. μέλας (мелас) — черный, φλογερός (флогерос) — горящий, пылающий, в связи с почернением при нагревании (Лазо, 1876) [1].
Синон. Лейкофлогит — Leukophlogit (Бомбиччи, 1891).

Вопрос о природе и самостоятельности меланофлогита рассматривался неоднократно: предполагалось, что это параморфоза по кристобалиту [2] или псевдоморфоза по флюориту [3], природа минерала окончательно выяснена Скиннером [4].

Характ. выдел. Кристаллы, округлые агрегаты, корки.

Структ. и морф. крист. Куб. с. $O^2 - P4_232$; $a_0 = 13,402 \text{ \AA}$; $Z = 48$ [2].

Кристаллы кубического облика (до 2 мм по ребру), также двойники прорастания по (111), подобные двойникам флюорита. Пигментированы органическим веществом, образующим тончайшие пленки на гранях куба и неравномерно распределенным по зонам кристаллов.

Физ. Тв. 6—7. Уд. в. 2,030—2,052 [1, 4, 6] (вычисл. 1,99). Неизменный бесцветен до бледно-желтого и красновато-бурого. Обычно мутный, белый, вдоль ребер почти бесцветен и прозрачен. Бл. довольно сильный [1].

Микр. П. микр. аномально анизотропен [4—7], что обусловлено пигментацией органическим веществом. $n = 1,467$, после нагревания (удаления органического пигмента) $n = 1,425$ [4]. Сложение секториальное, характерны пирамиды нарастания с зонами, параллельными граням куба. Отмечалось также волокнистое сложение [5, 6].

Хим. Теор. состав: $SiO_2 - 100$. Анализы показывают присутствие S, C и H, входящих в состав органического пигмента (сульфидная сера не обнаружена). Анализ меланофлогита из Ракальмута (анал. Ингрэм): $SiO_2 - 92,4$; $SO_3 - 5,7$; $H_2O - 0,81$; C — 1,2; сумма 100,11.

Повед. при нагр. При нагревании до 150° в результате сгорания органического вещества чернеет, становится изотропным, уд. в. понижается до 1,94. При длительном нагревании при 800° изменения структуры минерала не наблюдалось. При 900 и 1000° в отсутствие воды переходит в кристобалит, в присутствии воды при давлении водяного пара 2000 бар и т-ре $300-500^\circ$ превращается в кварц с примесью H_2S и органического вещества [4].

Нахожд. Обнаружен лишь в Сицилии (Италия) в месторождениях серы Ракальмута в провинции Агридженто (бывш. Джирдженти) и Леркара в провинции Палермо, в виде кубических кристаллов, слагающих округлые агрегаты и корки на кристаллах серы, выделениях кальцита и реже — целестина. Иногда между меланофлогитом и серой или кальцитом наблюдается тонкая пленка опалового вещества [4, 6]. Образовался после серы (предположительно при т-рах ниже 112°) [4].

Изм. В большей или меньшей степени замещен кварцем [4, 5]. Переходит в кварц в результате растирания в ступке [4].

Межплоскостные расстояния меланофлогита из Ракальмута [4]

CuK_α -излучение, $D=114,59 \text{ м.м}$

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
110	3	9,470	520; 432	3	2,489	650; 643	2	1,717
200	3	6,700	440	$1/2$	2,370	732; 651	1	1,703
210	8	6,000	530; 433	3	2,299	810; 740; 652	1	1,663
211	6	5,470	531	$1/2$	2,267	811; 741; 554	2	1,650
310	1	4,238	600	2	2,235	820; 644	$1/2$	1,627
222	7	3,870	611, 532	2	2,175	653	1	1,602

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
320	5	3,717	541	2	2,068	822; 660	1	1,580
321	10	3,579	630; 542	1	2,000	831; 750; 743	1	1,559
400	1	3,350	631	2	1,976	662	1/2	1,538
410; 322	5	3,251	444	4	1,938	840	1/2	1,500
411; 330	4	3,159	700; 632	1/2	1,915	911; 753	1/2	1,471
420	1/2	2,994	710; 550; 543	1	1,894	921; 761; 655	1	1,446
421	2	2,925	720; 641	1/2	1,842	930; 851; 754	2	1,413
332	1	2,855	721; 633; 552	1	1,824	844	3/2	1,369
422	1	2,736	642	1/2	1,791	941; 853; 770	1	1,355
500; 430	1/2	2,678	730	1/2	1,760	1000; 860	1/2	1,340
510; 431	1/2	2,625						

Л и т е р а т у р а

1. Lasaulx A. N. Jb. Min., 1876, 175 и 250.
2. Gliszczynski S., Stoicovici E. Zs. Krist., 1938, 99, 238.
3. Flörke O. W. Zs. Krist., 1959, 112, 126.
4. Skinner B. J. Appleman D. E. Am. Min. 1963, 48, No 7—8, 854.
5. Mallard E. Bull. Soc. fr. min., 1890, 13, 180.
6. Friedel G. Bull. Soc. fr. min., 1890, 13, 356.
7. Zambonini F. Zs. Krist., 1906, 41, 48.

СТРУКТУРА ТИПА ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Коусит Coesite



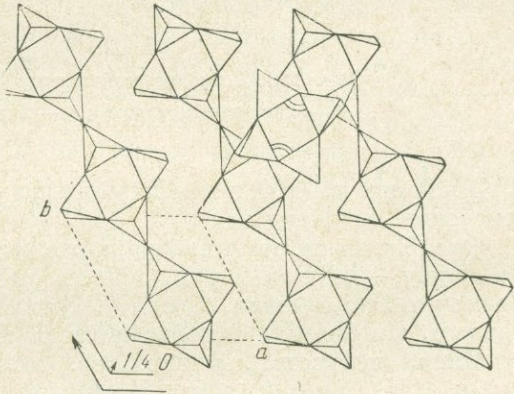
Синтезирован впервые в 1953 г. Л. Коусом [1]. Назван в 1954 г. Сосманом [2]. Природный коусит описан впервые в 1960 г. [3].

Синон. Silica C (Сосман, 1954) [2], коэсит, козит, коизит, коисит, коузит, коэзит, суэзит, суэзит, цэзит.

Характ. выдел. Тонкозернистый.

Структ. и морф. крист. Монокл. с., псевдогексаг. $C_{2h}^3 - C2/c$ или $C_4^2 - Cc$ [4]. $a_0 = 7,23$; $b_0 = 12,52$; $c_0 = 7,23 \text{ \AA}$; $\beta = 120^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,577 : 1 : 0,577$ (Рамсдел, для искусств.) [4]; $a_0 = 7,16$; $b_0 = 12,39$; $c_0 = 7,16$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,578 : 1 : 0,578$ (Дэчил и Рой, для искусств.) [5]; $Z = 16$.

Золтай и Бёргер [6] приняли установку $(B2/b)$ (псевдогексагональная ячейка) у искусств.: $a_0 = b_0 = 7,17$; $c_0 = 12,38 \text{ \AA}$; $\gamma = 120^\circ$ (псевдогексагональная ось является моноклинной осью 2-го порядка); по Аникиной, $a_0 = b_0 = 7,12$; $c_0 = 12,38 \text{ \AA}$ [7].



Фиг. 132. Цепочки (Si_4O_{11}) в трехмерной каркасной решетке коусита.

Показано также одно из колец параллельной цепочки, расположенной на следующем уровне (по Золтай и Бёргеру)

Атомы Si окружены четырьмя атомами O по тетраэдру при расстояниях Si — O равных 1,60—1,63; расстояния O — O в пределах 2,60—2,66 Å [6]. Структура каркасная, похожая на структуру полевых шпатов [6]. Трехмерный каркас структуры коусита (фиг. 132) можно себе представить составленным из своеобразных цепочек (Si_4O_{11}) , вытянутых вдоль оси c,

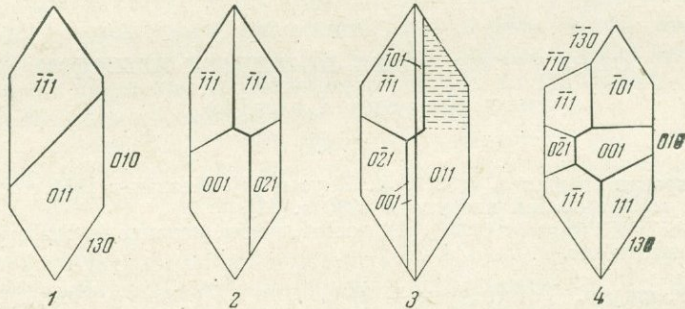
в установке Рамсдела (вдоль оси b в установке Золтай и Бёргера); звеньями цепочек являются четверные кольца, соединенные диортогруппами (Si_2O_7). Подобные цепочки наблюдались в структурах власовита и ортоклаза [8]. Сходство структур коусита и ортоклаза состоит как в расположении цепочек, так и в размерах периода вдоль цепочек ($\sim 7,15 \text{ \AA}$).

Класс симметрии не выяснен. $a : b : c = 0,577 : 1 : 0,577$ (Рамсдел, для искусственного, на основе рентгеновских данных).

Формы, наблюдавшиеся на искусственных кристаллах [4]:

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	$90^\circ 00'$	$30^\circ 00'$	v 021	$26^\circ 34'$	$52^\circ 14'$
b 010	$0^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	$D \bar{1}01$	$-90^\circ 00'$	$30^\circ 00'$
i 130	$33^\circ 42'$	$90^\circ 00'$	r 111	$71^\circ 34'$	$61^\circ 18'$
m 110	$63^\circ 26'$	$90^\circ 00'$	$R \bar{1}11$	$-45^\circ 00'$	$39^\circ 15'$
w 011	$45^\circ 00'$	$39^\circ 15'$			

Обычны лишь грани b (010) (преобладают) и i (130) (фиг. 133, 134). Кристаллы таблитчаты по (010), удлинены по оси c (по кремнекислородным цепочкам) [4]; по облику сходны с кристаллами гипса. Измеренные искусственные кристаллы несовершенны, грани их округлые.



Фиг. 133. Головки кристаллов искусственного коусита
1—3 — одиночные кристаллы; 4 — двойник по (021) (по Рамсделу)

Двойники по (100) и по (021) (законы установлены Рамсделом при рентгеновском изучении).

Физ. Тв. выше, чем у кварца, ниже, чем у шинели [1]. Микротвердость, по Кнупу, — 1200 кг/мм^2 [1]. Уд. в. искусств.: 3,01, по Коусу; 2,93, по Дэчилу и Рою (вычисл. 2,90) [5]. Бесцветен (в порошке белый). Бл. стеклянный. Прозрачен. О инфракрасных спектрах см. на стр. 142 и фиг. 65.

Микр. (искусств.). В прох. св. бесцветен. Двуосный (+) [1, 9, 10], $r < v$ [11]. $Np = b$, $cNg = 4-6^\circ$ [11].

n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$	Автор
1,604	—	1,599	0,005	$+ 54^\circ$	Коус [1]
1,597	—	1,594	0,003	$- 61$	Хитаров и др. [10]
1,597	—	1,593	0,004	$+ 64$	Бойд и Ингленд [9]
1,5990	1,5955	1,5940	0,005	$+ 64$	Склар и др. [11]

Хим. Теор. состав: $\text{SiO}_2 - 100$. Природный не анализировался.

Диагн. исп. Почти нерастворим в 5-процентной HF при комнатной температуре, но легко растворяется в расплавленном NH_4HF_2 .

Повед. при нагр. При нагревании до 1700° переходит в кристобалит [11.]

В результате нагревания параметры элементарной ячейки увеличиваются [12]:

t°	24,3	128,0	238,5	350,5	464,2	780	991,3	1045,3
a_0	7,1517	7,1534	7,1560	7,1586	7,1617	7,1712	7,1782	7,1807
c_0	12,3792	12,3828	12,3864	12,3907	12,3957	12,4125	12,4254	12,4290

Наход. Впервые в природе установлен в 1960 г. [3] в Метеорном кратере в Аризоне, являющемся чашеобразной депрессией, образованной падением огромного метеорита. Коусит приурочен к рассланцованным и смятым участкам пермского песчаника «коконоино». Кроме того, коусит встречается в плейстоценовых отложениях и в аллювии вокруг кратера в ассоциации с оплавленными породами; наряду с кристобалитом входит в состав песчаника, перешедшего в лешательерит. В шлифах коусит наблюдается в виде зерен с поперечником 5—50 μ .

Встречен в пемзовидном туфе и граните в метеоритном кратере Рис в Баварии (ФРГ) и в метеоритном кратере Хабар у Эль-Хадида в Саудовской Аравии [13].

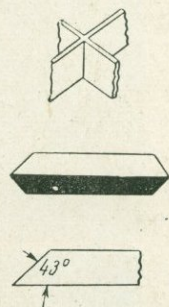
Искусств. Впервые синтезирован Коусом при давлении 35 кбар и выше и температуре 500—800° из смеси метасиликата натрия и двузамещенного аммониевого фосфата; синтезируется и при применении в качестве минерализаторов борной кислоты, хлорида или ванадата аммония или флюобората калия, а также при замене метасиликата натрия метасиликатом калия [1, 14]. В смеси с кварцем получен Хитаровым и др. [10] в виде пластинчатых кристалликов (фиг. 134) из аморфного кремнезема при давлениях в пределах 26 000—35 000 атм и т-рах от 450 до 600°. При давлении 50—80 кбар синтезирован из геля кремнезема при 700—900° [13]. Получен из кварца [15] при давлении 135 кбар и температурах выше 800°; при 800—900° возникал коусит в виде мелких (0,04 мм) сферолитов и удлиненных кристаллов (0,03 × 0,06 мм) в кварце или вместе со стишовитом в виде каймы на кварце (фиг. 135); при 1200° происходило образование коусита второй генерации, замещавшего стишовит; при 1400—1700° кварц полностью переходил в коусит. В смеси с кианитом получен в результате нагревания пирофиллита, начиная с температуры около 1500° и давления 27 кбар и выше [16]. Обнаружен также в кратере, образовавшемся при взрыве атомной бомбы [17].

Имеются указания на присутствие коусита в искусственных алмазах [18].

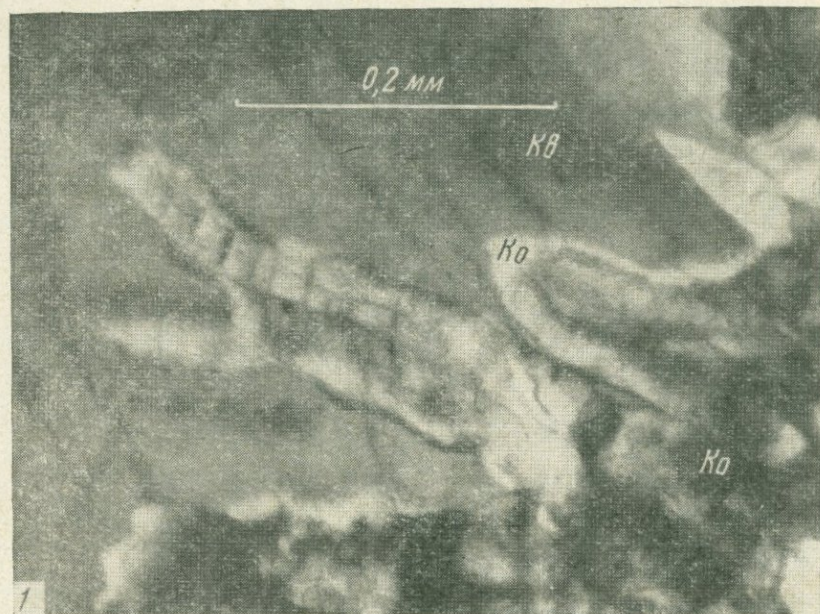
Межплоскостные расстояния искусственного коусита *

hkl	I	d	I	d	I	d
020	40	6,20	20	1,84	40	1,345
021	20	4,38	40	1,79	20	1,321
130; 111	60	3,43	40	1,71	40	1,285
040; 200	100	3,09	40	1,70	20	1,236
220; 022	40	2,76	20	1,66	20	1,171
131; 132	40	2,69	20	1,58		
241	40	2,33	40	1,545		
150; 112	40	2,29	20	1,501		
221	40	2,18	20	1,418		
060; 310	40	2,03	20	1,409		

* ASTM, 8—18.



Фиг. 134. Формы выделений искусственного коусита. Зарисовки иммерсионных препаратов (по Хитарову и др.).



Фиг. 135. Выделения искусственных коусита и стиповита

1 — удлиненные кристаллы коусита в кварце, образовавшиеся при давлении 135 кбар и температуре 1000—1200°, ник. скрещены (по Рябинину, Петрову и др.);
 2 — кварц с оторочкой коусита и стиповита, образовавшихся при давлении 135 кбар и температуре около 950° (по Рябинину, Петрову и др.); Ко — коусит,
 Ст — стиповит, Кв — кварц

Отл. По форме табличек несколько сходен со слюдами (отличается заметно по твердости и нерастворимости в 5-процентной HF, в шлифах — по рельефу, прямому погасанию и двупреломлению); может быть принят за апатит, от которого отличается более низкими показателями преломления и нерастворимостью в кислотах.

Л и т е р а т у р а

1. Coes L. Science, 1953, 118, No 3057, 131.
2. Sosman R. V. Science, 1954, 119, No 3099, 738.
3. Chao E. C., Shoemaker E. M., Madsen B. M. Science, 1960, 132, No 3421, 220.
4. Ramsdell L. S. Am. Min., 1955, 40, No 11—12, 975 (кристаллография синтетического коусита).
5. Dacheille F., Roy R. Zs. Krist., 1959, 111, 451.
6. Zoltai T., Vuergger M. J. Zs. Krist., 1959, 111, 129.
7. Аникина Л. И. Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. Изд-во АН СССР, 1962, 216.
8. Белов Н. В. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1961, № 15, 31.
9. Boyd F. R., England J. L. Carnegie Inst. Washington, 1958—1959, 58, 86; J. geophys. res., 1960, 65, 749.
10. Хитаров Н. И., Слуцкий А. Б., Арсеньева Р. В. Геохимия, 1957, № 8, 666.
11. Sclar C. V., Carrison L. C., Schwartz C. M. Am. Min., 1962, 47, No 11—12, 1292.
12. Skinner B. J. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1962, No 450 — D, 109.
13. Econ. Geol., 1960, 55, No 7, 1590; 1961, 56, No 4, 813.
14. Хитаров Н. И. Геохимия, 1957, № 3, 265.
15. Рябинин Ю. Н., Петров В. П., Марков В. К., Лившиц Л. Д., Делицин И. С. Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 8, 3.
16. Giardinì A. A., John J. A., Eckart D. W., Tuddings J. E. Am. Min., 1961, 46, No 7—8, 976.
17. Sci. News — Letter, 1961, 79, No 13.
18. Sci. News — Letter, 1961, 80, No 2.

СТРУКТУРА ТИПА РУТИЛА

ГРУППА РУТИЛА

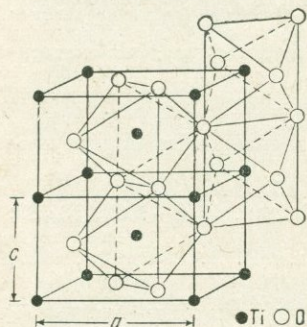
		Сингония	a_0	c_0	Уд. в.
Стишовит	SiO ₂	Тетраг.	4,18	2,67	4,3
Пиролозит	MnO ₂	Тетраг.	4,39	2,86	5,2
Рутил	TiO ₂	Тетраг.	4,59	2,96	4,3
[Ильменорутил]	Fe _x Ti _{3-3x} (Nb, Ta) _{2x} O ₆	Тетраг.	4,62	2,98	4,3—5,5
[Стрюверит]	Fe _x Ti _{3-3x} (Ta, Nb) _{2x} O ₆	Тетраг.	4,64	3,00	
Касситерит	SnO ₂	Тетраг.	4,74	3,18	7,0
[Варламовит]	(Sn, Fe)(O, OH) ₂ ?	Тетраг.	4,75	3,14	3,1
Платтнерит	PbO ₂	Тетраг.	4,94	3,37	9,6

Структура рутила представляет собой один из характерных типов простых структур [1]. Эта структура свойственна ряду минералов, состав которых отвечает формулам AO₂ или AB₂O₆. Атомы Ti (A) расположены по вершинам и в центре элементарной ячейки, атомы O — по диагоналям базисных плоскостей и по перпендикулярным к ним диагоналям, проходящим через центр ячейки, образуют октаэдры вокруг атомов Ti (фиг. 136). Атомы O слагают несколько искаженную плотнейшую гексагональную упаковку, половина октаэдрических пустот которой заполнена атомами Ti. Заполненные октаэдры имеют по два общих ребра с соседними октаэдрами и образуют цепи в направлении оси c (фиг. 137).

В минералах с формулой AO₂ при увеличении радиуса иона металла параметры ячейки возрастают. Структуру рутилового типа имеют соеди-

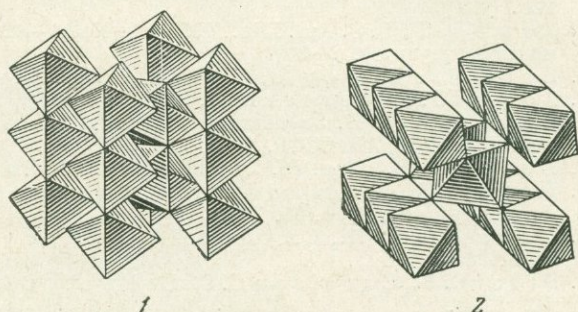
нения типа AB_2 , у которых теоретическое отношение ионных радиусов $R_A : R_B$ составляет 0,414—0,732. Помимо перечисленных минералов эта структура характерна для ряда других соединений состава AX_2 — оксидов ниобия, молибдена, вольфрама, осмия, иридия, ванадия, теллура, фторидов магния (селлаит), цинка, марганца, железа, кобальта, никеля.

В тапиолите, бистрёмите, ордоньесите и трипуггите с формулой AB_2O_6 в отличие от рутила и других минералов с формулой AO_2 в октаэдрах, слагающих решетку, располагаются атомы разных элементов — А и В; соответственно в вертикальных цепях чередуются октаэдры, заселенные



Фиг. 136. Структура рутила. Изображены две ячейки

(по Кортеси, Брекенриджу и Хослеру)



Фиг. 137. Структура рутила

1 — вертикальна ось 4-го порядка; 2 — вертикальна псевдогексагональная ось (по Белову)

атомами А и атомами В с образованием «трирутиловых» структур с утроенным значением параметра c_0 :

		a_0	c_0	Уд. в.
Тапиолит	$(Fe, Mn)(Ta, Nb)_2O_6$	4,75	9,2	7,3—7,8
Бистрёмит	$MgSb_2O_6$	4,68	9,21	5,7
Трипуггит	$FeSb_2O_6$	4,63	9,14	5,6
Ордоньесит	$ZnSb_2O_6$	4,67	9,24	6,6

Ильменорутил и стрюверит имеют непостоянный состав, промежуточный между составом рутила, с одной стороны, и тапиолита (моссита), с другой (твердые растворы $FeNb_2O_6$ и $FeTa_2O_6$ в TiO_2). Ильменорутил связан переходами с железистыми рутилами — нигринами, содержащими Nb.

Варламовит, состав которого достоверно не установлен, включен условно в данную группу минералов со структурой рутила, соотношение его с касситеритом требует выяснения.

Л и т е р а т у р а

1. V e g a r d L. Philos. Mag., 1916, 32, 65; G o l d s c h m i d t V. M. Skrift. Vidensk. selsk., Math.-nat. Kl., Oslo, 1926, 1, 17; Б е л о в Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. Изд-во АН СССР, 1947, 77 и др.

Стишовит Stishovite



Назван в 1962 г. Чао и др. [1] по имени С. М. Стишова, впервые в 1961 г. совместно с С. В. Поповой получившего эту модификацию кремнезема [2].

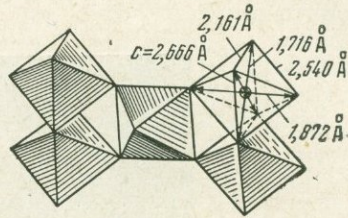
Синон. Стишверит [3].

Характ. выдел. Выделения субмикроскопических размеров.

Струкр. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^{14} - P4_2/mnm$. $a_0 = 4,1790$; $c_0 = 2,6649 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,6377$ (для минерала, Чао и др.) [1]; $a_0 = 4,176$; $c_0 = 2,666 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,638$ (для искусств., Стишов и Белов); $Z = 2$ [4].

Изоструктурен с рутилом и касситеритом [4, 5].

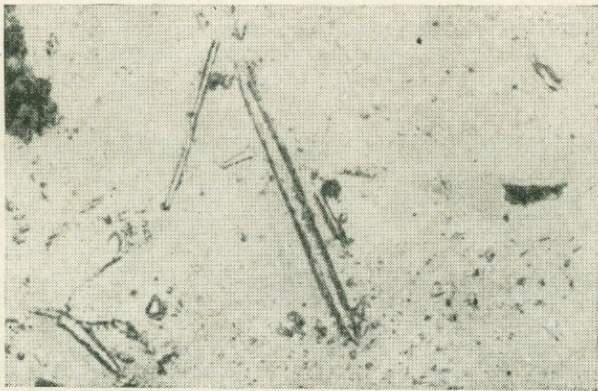
Атомы Si имеют шестерную координацию, SiO_6 -октаэдр вытянуты по диагонали (как и октаэдр TiO_6 у рутила): из шести O вокруг Si четыре значительно ближе (1,716 Å), чем два остальных (1,872 Å) (фиг. 138). Длина горизонтальных ребер SiO_6 -октаэдра O—O составляет 2,161 Å [4], длина наклонных ребер — 2,540 Å. Четыре более короткие связи — частично ионные и частично ковалентные, две более длинные связи являются чисто ионными [4].



Фиг. 138. Структура стишовита (по Стишову и Белову)

Мельчайшие удлинённые кристаллики (около 20—25 μ) [1]. У искусственного — волокнистые агрегаты, игольчатые, пластинчатые и дипирамидальные кристаллики (фиг. 139, 140), [2, 6]; габитус кристалликов зависит от температуры синтеза (см. ниже). Формы, наблюдавшиеся на искусственных кристаллах: (001), призма и (111) с $\rho = 42^\circ 03'$ [6].

Формы, наблюдавшиеся на искусственных кристаллах: (001), призма и (111) с $\rho = 42^\circ 03'$ [6].



Фиг. 139. Удлиненные кристаллики искусственного стишовита; иммерсионный препарат, без анализатора, увел. 80

(по Стишову и Поповой)

Физ. Уд. в. искусств. 4,35 (вычисл. 4,28). Микротвердость 2080 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ в направлении удлинения, 1700 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ перпендикулярно к удлинению. Об инфракрасных спектрах см. на стр. 142 и фиг. 65.

Микр. Одноосный. Удлинение (+), погасание 0—5°. $n_g = 1,826$; $n_p = 1,799$; $n_g - n_p = 0,027 \pm 0,004$ (у искусств.) [2, 7]. Двупреломление низкое до среднего.

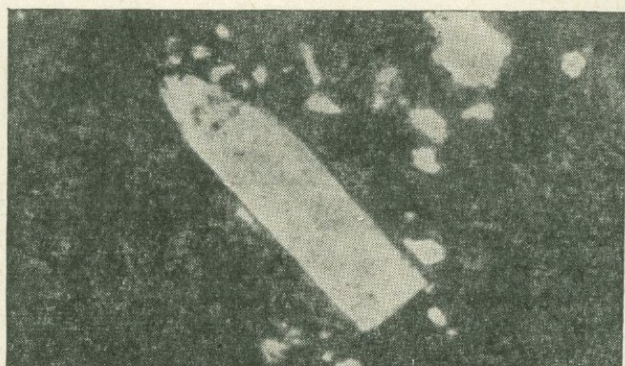
Хим. Теор. состав: $\text{SiO}_2 - 100$. Высокое содержание Si в природном стишовите подтверждено спектральным анализом.

Диагн. исп. Более устойчив к действию HF, чем коусит.

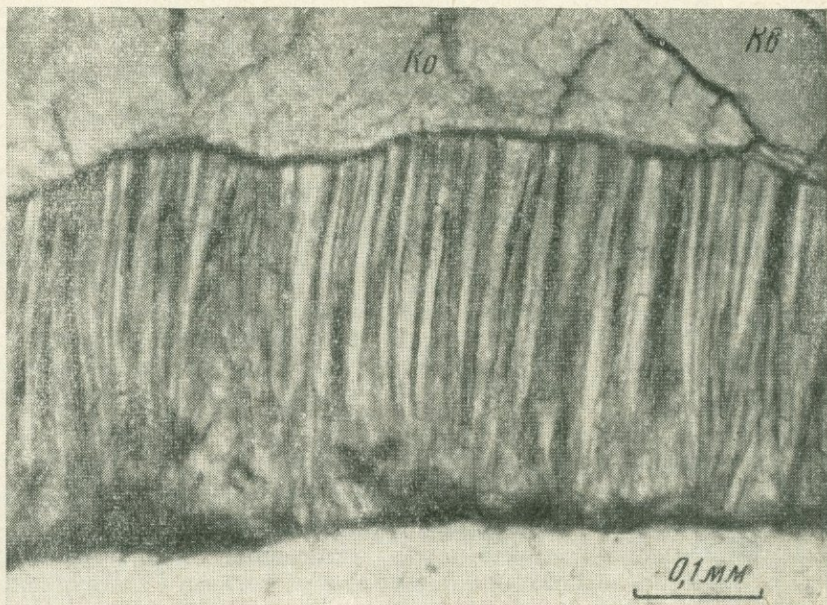
Находж. Установлен в очень небольшом количестве в Метеорном кратере в Аризоне в пермском кварцевом песчанике с лешательеритом

и коуситом [8]. Присутствие стишовита установлено и в кратере Рис в Баварии (ФРГ) на основе порошкограммы [8]. Образование стишовита, как и коусита, в Метеорном кратере связывается с ударной волной достаточно продолжительного действия, вызванной падением метеорита. Минимальное давление, необходимое для образования стишовита, больше, чем для образования коусита [7].

Искусств. Получен впервые из кварца при давлении 160—200 кбар (по шкале Бриджмена, 115—145 кбар по шкале Кеннеди и Ламори) при



Фиг. 140. Пластинчатый кристалл стишовита; иммерсионный препарат, ник. скрещены, увел. 450
(по Стишову и Поповой)



Фиг. 141. Выделения искусственных стишовита и коусита в кварце.

Кс — коусит, Кк — кварц; без анализатора
(по Рябинину, Петрову и др.)

т-ре 1200—1400° [2]. При синтезе из силикагеля под давлением около 120 кбар [6] при т-ре ниже 600° получен в виде дипирамидальных кристалликов, рассеянных среди зерен преобладающего коусита; в пределах 600—900° получались квадратные пластинки, уплощенные по (001). с гранями призмы и дипирамиды, при т-ре выше 900° — игольчатые выделения. Стишовит образовался [9] при давлении 200 кбар по шкале Бриджмена (135 кбар по шкале Кеннеди и Ламори) и т-ре 950° [9] на кварцевом цилиндре в виде тонкой (0,2 мм) оторочки поперечно-волоконистого сложения, отделенной от кварца слоем коусита; при 1000° толщина оторочки стишовита достигла 0,35 мм (фиг. 141). Синтезирован также из кварцевого стекла, геля кремнезема и пирофиллита при давлении около 130 кбар и т-ре 1000—1600° [10]. Получен совместно с энстатитом и форстеритом при изучении системы MgO — SiO₂ при 500—650° и давлении 115—125 кбар [11].

Межплоскостные расстояния стишовита из Метеорного кратера, шт. Ари. она [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>
110	100	2,959	311	2	1,185	421	0,7	0,882
101	18	2,246	320	7	1,159	103	2	0,869
111	35	1,981	202	1	1,123	113	1	0,850
210	13	1,879	212	1	1,084	402	2	0,822
211	50	1,530	321	2	1,062	510	2	0,819
220	18	1,478	400	2	1,045	412	1	0,806
002	9	1,333	410	1	1,013	213	6	0,802
310	4	1,322	222	6	0,990	501;431	4	0,797
221	1	1,291	330	2	0,985	332	4	0,792
301	25	1,235	411	4	0,947			
112	9	1,215	312	3	0,938			

Л и т е р а т у р а

1. Chaо E. C. T., Fahey J. J., Littler J., Milton D. J. *geophys. res.*, 1962, 67, 419.
2. Стишов С. М., Попова С. В. *Геохимия*, 1961, № 10, 837.
3. Галактионов В. А. *Вестн. АН СССР*, 1962, № 7, 73; Григорьев Д. П. *Зап. Всес. мин. об-ва*, 1962, 91, вып. 5, 635.
4. Стишов С. М., Белов Н. В. *ДАН СССР*, 1962, 143, № 4, 951.
5. Preisinger A. *Naturwissenschaften*, 1962, 49, Н. 15, 345.
6. Sclar C. B., Carrison L. C., Cocks G. G. *Science*, 1964, 144, No 3620, 833.
7. По данным С. М. Стишова.
8. Schoemaker E. M., Chaо E. C. T. *J. geophys. res.*, 1961, 66, 3371.
9. Рябинин Ю. Н., Петров В. П., Марков В. К., Лившиц Л. Д., Делицин М. С. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, 1963, № 8, 3.
10. Wentorf R. H. *J. geophys. res.*, 1962, 67, 3648.
11. Sclar C. B., Carrison L. C., Schwartz C. M. *J. geophys. res.*, 1964, 69, 325.

Пиролозит Pyrolusite



Назван от греч. πῦρ (пир)—огонь и λουσις (лойсис)—мытьё, т. к. с древних времен применяется для уничтожения бурого и зеленого оттенков стекла (Хайдингер, 1827).

Ранее проводилось различие между полианитом и пиролозитом: к полианиту относились выделения в виде кристаллов тетрагонального облика, к пиролозиту — сажистые скрытокристаллические и мелкокристаллические агрегаты, кристаллы ромбического развития. Последние, однако, оказались псевдоморфозами пиролозита по манганиту.

Синон. Бурый камень — Braunstein (Валериус, 1747), серый марганец — gray manganese (Форстер, 1772), серый бурый камень — Graubraunstein (Вернер, 1789)—

частично, мягкая марганцовая руда — Weichmanganerz (Брайтхаупт, 1823), серая марганцовая руда — Graumanganerz (Брайтхаупт, 1823) — частично, варвицит — varvicite (Филипс, 1829), полианит — polianite (Брайтхаупт, 1844), мягкий бурый камень — Weichbraunstein (Хаусман, 1847), кальвонигрит — calvonigrite — частью (Ласпейрес, 1876), псевдоманганит — pseudomanganite (Фермор, 1909); частично манганомелан — Manganomelan (Клокман, 1922). Гидропиролозит [1] — излишнее название, т. к. содержание небольших количеств воды характерно для пиролюзитов.

Отвечает искусств. $\beta\text{-MnO}_2$. О полиморфных модификациях MnO_2 и соотношении структур пиролюзита и рамсделлита см. стр. 305.

Характ. выдел. Сплошные кристаллические и скрытокристаллические массы, плотные, рыхлые, землистые или сажистые. Характерны дендриты, корки, оолиты, конкреционные, почковидные и гроздевидные выделения (колломорфные и металколлоидные). Среди компактных слабораскристаллизованных масс нередко наблюдаются волокнистые, тонкошестоватые, лучистые и зернистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. D_{4h}^{14} — $P4_2/mnm$; $a_0 = 4,39$; $c_0 = 2,86 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,651$; $Z = 2$ (Феррари) [2].

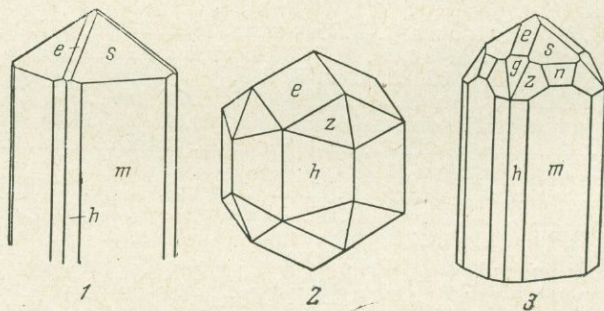
Структура типа рутила (описание см. стр. 239).

Дитетраг.-дипирамид. кл. D_{4h} — $4/mmm$ ($L_4^4L_2^5PC$); $a : c = 1 : 0,6647$ (Дана и Пенфилд, 1888) [3].

Формы [3]:

	φ	ρ		φ	ρ
a 100	$90^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	g 201	$90^\circ 00'$	$53^\circ 03'$
m 110	$45^\circ 00'$	$90^\circ 00'$	s 111	$45^\circ 00'$	$43^\circ 14'$
h 210	$63^\circ 26'$	$90^\circ 00'$	n 221	$45^\circ 00'$	$61^\circ 59'$
e 101	$90^\circ 00'$	$33^\circ 37'$	z 321	$56^\circ 19'$	$67^\circ 21'$
ss (111) : ($\bar{1}\bar{1}1$) = $57^\circ 56'$			sm (111) : (110) = $46^\circ 46'$		
nn (221) : ($\bar{2}\bar{2}1$) = $77^\circ 15'$			es (101) : (111) = $28^\circ 58'$		

Кристаллы (фиг. 142) от длинно- до короткопризматических по оси c , также изометрические. Иногда встречаются игольчатые кристаллы, вытянутые вдоль оси c [4]. Под электронным микроскопом форма частиц



Фиг. 142. Кристаллы пиролюзита

1 и 2 — Горная Платна, Чехословакия (по Дана и Пенфилду);
3 — Ахтинское месторождение (по Яковлевской)

скрытокристаллического и землистого пиролюзита разнообразна: табличатая, шарообразная, эллипсоидальная, неправильная [5]. Двойники с дв. пл. (301) и (302) встречаются редко. В шлифах наблюдается полисинтетическое двойникование. По рентгенограммам в образцах из Нижней Калифорнии (Мексика) установлено параллельное срастание с рамсделлитом: a , b ($= a$) и c пиролюзита параллельны соответственно a , b и c

рамделлита [6]. В псевдоморфозах пиролозита по манганиту (100) [001] пиролозита || (100) [001] манганита [7]. При замещении пиролозита браунитом оба минерала имеют одинаковую оптическую ориентировку [8].

Физ. Сп. совершенная по (110). Изл. неровный. Хрупок. Тв. 6—6½ у кристаллов; у землистых агрегатов снижается до 1—2. Землистый, пачкает пальцы. Уд. в. 5,04—5,08 у кристаллов (вычисл. 5,24). Цв. в агрегатах от темно-стально-черного до железно- и синевато-черного, в кристаллах — стально-серый, железно-серый. Иногда синеватая побежалость. Черта черная или синевато-черная. Бл. металлический, у землистых агрегатов матовый, у волокнистых шелковистый. Непрозрачен.

Уд. электр. сопротивление для разных образцов от 1,34·10 до 4,84·10 ом·см [9]. Магнитная восприимчивость кристаллического пиролозита 130—600·10⁻⁶ эл. магн. ед./см³ [10]; магнитная восприимчивость MnO₂ зависит от температуры, существенно повышается в пределах 450—560° [11]. Удельная магнитная восприимчивость 30·10⁻⁶ эл. магн. ед./г, [12].

В инфракрасном спектре поглощения пиролозита из Ильменау наблюдались полосы 498 и 535 см⁻¹ [13].

Флотируется олеиновой кислотой и ее мылами в умягченной воде. Щавелевая кислота активизирует флотацию [12].

Микр. Одноосный (+) [14]. В полир. пл. белый или серовато-белый с буроватым или кремовым оттенком. Отраж. спос. очень высокая для кристаллического пиролозита, по Орселю и Павловичу [15], *Re* — 39,7%, *Ro* = 29,5%; по мнению Рамдора (1955), должна быть порядка 50—55% в идеальных шлифах. Отраж. спос. скрытокристаллического пиролозита значительно ниже, чем яснокристаллического. Двухотражение сильное: от светло-серовато-белого (*Ro*) до более светлого с желтоватым оттенком (*Re*). Сильно анизотропен (кремово-желтый до фиолетово-серого), особенно сильно в иммерсии.

Хим. Теор. состав: MnO₂ — 100 (Mn — 63,19). Иногда содержание адсорбционной и капиллярной воды достигает нескольких процентов [1, 16]. В виде примесей содержатся Ba, щелочные металлы и др. Порошковый и плотный пиролозит нередко образует смеси с другими минералами. Анализы в большинстве случаев выполнены на не вполне однородном материале.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
MgO	—	—	—	—	Необн.	—	Необн.	0,51
CaO	—	—	—	0,49	»	—	0,86	0,33
MnO	—	2,18	1,64	0,78	»	3,10	1,96	2,82
Al ₂ O ₃	0,09	—	0,38	0,38	0,91	—	0,21	3,82
Fe ₂ O ₃	—	Сл.	—	0,25	0,52	0,04	0,31	—
MnO ₂	98,72	96,05	95,62	94,64	94,00	93,13	92,94	85,54
SiO ₂	—	0,72	0,45	0,89	1,20	Необн.	0,60	2,63
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,50	—	0,02	—
H ₂ O ⁺	0,91	1,35	1,87	2,13	0,24	1,85	3,14	2,43
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	1,89	—	—	1,09
П. п.	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,95*	100,30	99,96	99,56	99,29**	98,12	100,04	99,45***
Уд. в.	4,91	—	—	—	—	—	—	—

* В том числе н. о. 0,23.

** В том числе SO₃ 0,03.

*** В том числе щелочей 0,28.

	9	10	11	12	13
Na_2O	Не обн.	0,32	—	0,06	0,18
K_2O	»	0,78	Неопр.	0,06	0,91
MgO	0,503	1,59	Сл.	0,17	0,03
CaO	0,709	0,59	0,07	0,02	0,13
BaO	Не обн.	2,00	Сл.	0,13	0,71
CuO	0,063	—	—	0,12	—
MnO	0,983	70,98	76,45	2,33	2,40
NiO	Не обн.	—	—	0,07	Сл.
CoO	»	—	—	0,65*	0,16
PbO	0,018	—	—	Необн.	—
Al_2O_3	0,355	Сл.	0,39	0,25	0,54
Fe_2O_3	1,500	0,97	0,42	0,15	0,84
As_2O_3	0,146	—	—	—	—
SiO_2	0,013	0,73	1,27	0,66	0,54
TiO_2	—	0,02	0,03	Необн.	0,01
MnO_2	92,547	—	—	92,52	92,45
CO_2	0,551	—	—	—	Не обн.
P_2O_5	0,146**	Не опр.	Неопр.	—	0,14
SO_3	0,102	—	—	0,02	0,02
H_2O^+	—	5,37	4,77	1,59	1,60
H_2O^-	1,256	1,79	1,34	0,64	0,05
Активн. O	—	14,10	17,12	—	—
$MnSiO_3$	0,416	—	—	—	—
H. o.	0,061	—	—	—	—
Сумма	—	99,24	101,86	99,44	100,71
Уд. в.	—	4,22	5,07	4,58	4,98—4,99

* CoO_3 .** P_2O_5 .

1 — Горная Платна (Чехословакия), кристаллы [17]; 2 — Эплень (Венгрия) [18]; 3 — Ильфельд, Гарц (ГДР), лучистые агрегаты (оригинал кривой нагревания), анал. Роде [19]; 4 — Горная Платна, игольчатые кристаллы, анал. Роде [19]; 5 — Никополь (УССР), конкреции, анал. Стадниченко [20]; 6 — Ямда-Койра (Индия) [21]; 7 — Кусаровское м-ние (Челябинская обл.), анал. Ковязина [22]; 8 — Читатуры (ГрузССР), анал. Стукалова [22]; 9 — Кизенг, Катамба (Конго) [23]; 10 и 11 — Фукура (Япония) [24]; 12 — Копермайн Крик, Южн. Уэльс (Австралия) [25]; 13 — Хорешу, Мурчисон (Австралия) [25].

Имеются также анализы менее чистого пиролюзита из Аккермановского месторождения (Челябинская обл.) [26], из Никополя (УССР) [5, 20], из Ингулецкого месторождения (УССР) [27], из Уркута (Венгрия) [18], Римской провинции (Италия) [28] и др.

Диагн. исп. В конц. HCl растворяется с выделением Cl_2 . При сплавлении с содой дает массу зеленого цвета. П. п. тр. не плавится.

В полир. шл. очень медленно тускнеет от действия HCl , HNO_3 , $HgCl_2$ и KOH , быстро темнеет от конц. H_2SO_4 , KCN и 20-процентной $FeCl_3$. Сильно травится насыщенным раствором $SnCl_2$. Вскипает от H_2O_2 , быстро вскипает и чернеет от $H_2SO_4 + H_2O_2$.

Повед. при нагр. При нагревании на воздухе пиролюзит из Ильфельда диссоциирует [29], при $600-700^\circ$ переходит в $\beta-Mn_2O_3$ (β -курнакит), при $969-1056^\circ$ образуется $\beta-Mn_3O_4$ (β -гаусманнит); последний при $1182-1225^\circ$ претерпевает обратимое полиморфное превращение в кубическую модификацию $\gamma-Mn_3O_4$ (фиг. 143) [19, 30]. Отмечена обратная зависимость между т-рой эндотермического эффекта $620-680^\circ$ и значением d_{110} [31]. В интервале $500-775^\circ$ пиролюзит теряет 9,5% веса, между $775-1000^\circ$ еще 3% [32].

Находж. Довольно широко распространен. Является одним из наиболее часто встречающихся марганцовых минералов. Образуется преимущественно при процессах гипергенеза. В больших массах отлагался в различные геологические эпохи (особенно в третичное время) в прибрежных частях морских и озерных бассейнов в условиях доступа кислорода. В смеси с псиломеланом и отчасти с манганитом слагает крупнейшие промышленные месторождения марганцовых руд.

В зоне гипергенеза в обстановке относительного обезвоживания является одним из самых устойчивых марганцовых минералов. При выветривании марганецсодержащих руд образуются скопления пиролозита в смеси с псиломеланом и вадом, нередко достигающие промышленных концентраций (месторождения Индии, Ганы).

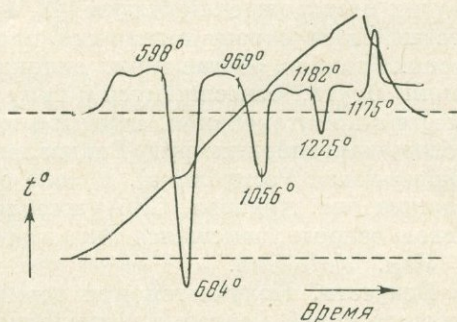
Менее значительные скопления известны как инфильтрационные образования в известняках, доломитах, песчаниках и сланцах.

Сравнительно редко пиролозит образуется в гидротермальных месторождениях в условиях явно окислительной среды. В таких месторождениях пиролозит иногда встречается в виде яснокристаллических выделений (полианит). Сюда относятся кварцевые жилы в гранитах близ Горной Платны (Платтен) в Чехословакии [17], кальцитовые жилы в Восточной пустыне Египта [33], золотоносные кварцевые жилы Зап. Австралии [25]; известны также марганцеворудные жилы в окрестностях Ильменау, Эльгерсбаха и Орештока в Тюрингии (ГДР), в Ильфельде на Гарце (ГДР) и во многих других местах. Пиролозит в них находится в ассоциации с манганитом, браунитом, гаусманнитом среди кварцево-барито-кальцитовой жильной массы.

В осадочных марганцовых месторождениях СССР — Чиатурском (ГрузССР), Никопольском [20] и Ингулецком [27] (УССР), Полуночном (Свердловская обл.) [34], а также в Моанде (Габон), формировавшихся в прибрежных зонах мелководных морских бассейнов, пиролозит приурочен к так называемой окисной фации марганценосных осадков. Он находится в смеси с псиломеланом, манганитом, опалом, халцедоном и минералами глин в виде оолитовых, желваковых и конкреционных образований [22, 35]. Широкое распространение колломорфных текстур свидетельствует о том, что руды, вероятно, прошли стадию коллоидного состояния [5, 36].

В зоне выветривания пиролозит нередко образуется за счет браунита, гаусманнита, франклинита, манганита, карбонатов и силикатов марганца. Наблюдается в ассоциации с гидрогётитом, опалом, глинистыми и другими минералами. Обычны псевдоморфозы пиролозита по манганиту [8, 37, 38] и, по-видимому, по другим минералам [39]. Является типичным минералом зоны охристых руд свинцово-цинковых месторождений Рудного Алтая, где ассоциируется с гидрогётитом, ярозитом, азуритом, перусситом и др. [26].

В марганцовых месторождениях, относящихся к древней коре выветривания Южн. Урала и приуроченных к выходам яшм и туффитов, пиролозит нередко ассоциируется с псиломеланом и бустамитом [1]. В Ки-



Фиг. 143. Кривые нагрева и охлаждения пиролозита, Ильфельд, оригинал анализа № 3

(по Роде)

зенге (Катанга, Конго) образование пиролюзита связано с латеритным выветриванием [23]. Подобные процессы проявились в породах дарварской серии Индии, где пиролюзит ассоциируется с лимонитом, иногда гематитом.

Скопления пиролюзита, связанные с процессами древнего и современного выветривания, широко распространены также в зонах окисления богатых силикатами марганца вмещающих докембрийских пород (метаморфизованных осадочных месторождений) Дальнего Востока СССР, Индии, Южно-Африканской Республики, Бразилии и др. [40—45]. В Индии (шт. Мадхья-Прадеш, Бихара, Бомбей и Центральная провинция) пиролюзит ассоциируется с псиломеланом, браунитом, гаусманнитом, а также с реликтами спессартина, родонита, пьомонита, кварца и других минералов, характерных для гондитовой серии пород. В слабометаморфизованных марганцевых рудах Тироли (Балагхат, Индия) пиролюзит ассоциируется с манганитом и браунитом [42], известен также в ряде других месторождений Индии [43, 44]. Пиролюзит встречается во многих местах Ганы в зоне окисления протерозойских филлитов и кристаллических сланцев, обогащенных силикатами марганца; в крупном месторождении Нсута, относящемся к типу марганцевых шляп, он встречается вместе с криптомеланом, нсутитом и литиофоритом [45]. Характерен для железо-марганцевых руд Грикваленд-Вест близ Постмасбурга (Южно-Африканская Республика). В зоне окисления осадочного месторождения Планша (шт. Аризона, США) пиролюзит образовался по рамделлиту и, в свою очередь, замещался литиофоритом [46].

Изм. Устойчив.

Искусств. Получается при термическом разложении на воздухе некоторых солей марганца, окислением манганита кислородом воздуха и многими другими способами [16, 30]. Образуется из манганита при его нагревании до 130° на воздухе [47], из рамделлита при нагревании до 310° в течение 5 дней [6].

Практ. знач. Главная масса пиролюзитовых руд используется в черной металлургии. Достаточно чистые пиролюзитовые руды применяются для производства сухих электрических батарей, в стекольной промышленности для обесцвечивания стекла, в качестве катализаторов, для медицинских препаратов, также при производстве олифы, масел, воска, при выделке хромовой кожи и т. д.

Отл. От манганита, браунита и гаусманнита отличается по цвету черты; в отличие от псиломеланов — вадов не дает реакции Фаддеева (не сообщает розовой окраски смеси равных количеств воды и серной кислоты при нагревании). Отраж. способность пиролюзита значительно выше,

Межплоскостные расстояния пиролюзита, по Михееву
Fe-излучение, $D = 47,00$ мм

hkl	I	d (Å)	hkl	I	d	hkl	I	d
1103	1	3,422	220	8	1,555	222	7	1,054
110	10	3,118	002	6	1,434	330	5	1,036
1013	1	2,644	310	3	1,393	401	7	1,023
101	9	2,404	112	2	1,308	312	4	0,998
1113]	1	2,324	301	8	1,302	420	4	0,979
200	2	2,202	311	1	1,250	003	4	0,955
111	7	2,108	202	2	1,201	322	2	0,926
210	4	1,954	212	2	1,160	413	4	0,857
2113	2	1,786	321	3	1,120	501;431;332	4	0,840
2203	1	1,712	400	2	1,09	303;422]	2	0,807
211	10	1,622						

чем у манганита, поэтому в полир. пл. он кажется более светлым; характерен желтоватый или слабо-коричневатый оттенок по сравнению с сероватым оттенком манганита [34].

Л и т е р а т у р а

1. Бетехтин А. Г. Зап. Мин. об-ва, 1937, 66, вып. 4, 703; Тр. ИГН АН СССР, 1940, вып. 30, 32.
2. Фергари А. Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Linzei, Cl. sci. fis. mat. nat., Roma, 1926, 3, 224; см. также: Dubois P. Ann. Chem., 1936, 5, 411; Vaux G. Min. Mag., 1937, 24, No 157, 521; Gruner J. W. Am. Min., 1943, 28, No 9—10, 497; Морозов И. С., Кузнецов В. Г. Изв. АН СССР, сер. хим., 1949, № 4, 343; Byström A., Byström A. M. Acta cryst., 1950, 3, 146; Brenet J. F. C. R., Paris, 1950, 230, N° 22, 1950; Кондрашев Ю. Д., Заславский А. И. Изв. АН СССР, сер. физ., 1951, 15, № 2, 179; Brenet J. F. Bull. Soc. fr. min., 1954, 77, N° 4—6, 797.
3. Dana J., Penfield S. Am. J. Sci., 1888, 35, 243.
4. Vaux G. Min. Mag., 1937, 24, No 157, 521.
5. Передериев В. А. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1956, № 10, 331.
6. Fleischer M., Richmond W. E., Evans H. T. Am. Min., 1962, 47, No 1—2, 47.
7. Schneiderhöhn H. N. Jb. Min., 1931, B.—Vd. 64, A, 701.
8. Strunz H. Naturwissenschaften, 1943, 31, H. 1—2, 89.
9. Грязнов В. И. ДАН СССР, 1958, 121, № 1, 159.
10. Кобранова В. А., Лепарская Н. Д. Определение физических свойств горных пород. Гостоптехиздат, 1957, 98.
11. Das J. N. J. Electr., Control., 1959 (1960), 7, No 4, 367.
12. Бергер Г. С. Флотированность минералов. Госгортехиздат, 1962, 206.
13. Моенке Н. Jenaer Jb., 1960, T. 2, 402.
14. Sardesotme L. Bull. Soc. fr. min., 1943, 66, 89.
15. Orsel J., Pavlovitch S. Bull. Soc. fr. min., 1931, 54, 108.
16. Weiser H. V. Inorganic Colloid Chem., 1935, 2, 323.
17. Krüll F. Chem. Erde, 1932, 7, H. 3, 473.
18. Koch S., Grasselly G. Acta min., petr. Szeged., 1951, 5, 1.
19. Роде Е. Я. Кислородные соединения марганца. Изд-во АН СССР, 1952, 1.
20. Станкевич Л. О. Изв. Днепропетр. горн. ин-та, 1957, 34, 3.
21. Спенсер Е. Trans. Min. geol. metal. inst., India, 1948, 44, No 2, 61.
22. Бетехтин А. Г. Тр. Конф. по генезису руд железа, марганца и алюминия. Изд-во АН СССР, 1937, 259.
23. Marchandise H. Bull. Soc. belge géol., 1958, 67, F. 2, 187.
24. Ukai Y., Nishimura Sh., Maeyeda T. Mem. Coll. sci. Kyoto univ., 1956, Ser. B, 23, No 2, 203.
25. Simpson E. S. Minerals of Western Australia, Perth, 1952, 3, 357 и 437.
26. Болгов Г. П. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая, 2. Изд-во АН КазССР, 1957, 69.
27. Шнюков Е. Ф. Геол. рудн. м-ний, 1961, № 2, 132.
28. Sabella A. Industr. min., 1954, 5, 245.
29. Kulp J. L., Perfetti J. N. Min. Mag., 1950, 29, No 210, 239; Kilpady S., Seshpande G. G. J. Univ. geol. soc. Nagpur, 1956—1958, 1, No 4—5, 9; Földvári-Vogl M., Koblenz V. Acta geol. Acad. sci. Hungar., 1956, 4, f. 1, 85; Ljunggren P. Am. Min., 1960, 45, No 1—2, 235.
30. Роде Е. Я. Тр. 4-го совещания по эксперим. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1951, вып. 1, 95.
31. Okada K. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1960, 44, No 5, 230.
32. Caillère S., Kraut F. C. R., Paris, 1954, 239, No 3, 286.
33. El Shazly E. M., Saleeb G. S. Econ. Geol., 1959, 54, No 5, 873.
34. Андрущенко П. Ф. Тр. ИГН АН СССР, 1954, вып. 150, 1.
35. Гавашели А. В. Сообщ. АН ГрузССР, 1951, 12, № 6, 341.
36. Mucherjee B., Chakravarty K. L. J. Mines, Metals a. Fuels, 1959, 7, No 7, 12.
37. Nambu M., Okada K., Sakurai K. Bull. Res. Inst. mineral dress a. metallurgy Tohoku univ., 1959, 15, No 2, 77.
38. Gaudéfray C. Notes et mém. Serv. géol. Maroc., 1960, 19, No 149, 77.
39. Nakhla F. M. Am. Min., 1961, 46, No 7—8, 964 (псевдоморфоза полианита по неизвестному ромбическому минералу).
40. Чеботарев М. В. Сов. геол., 1958, № 8, 114.
41. Baldanza-Zaffiro B. Period. min., Roma. 1953, 22, 1.

42. R o y S. Proc. Nat. Inst. Sci. India, 1958, Pt. A, 24, No 1, 89.
 43. R o y S. Econ. Geol., 1959, 54, No 8, 1556; D e s h p a n d e S. P. Proc. Indian Acad. Sci., 1960, 51 A, No 4, 202; R o y S. Econ. Geol., 1962, 57, No 2, 195.
 44. R a s u l S. H., K h a n M. A. Proc. Indian Acad. Sci., 1963, 57, No 3, 190.
 45. S o r e m R. K., C a m e r o n E. N. Econ. Geol., 1960, 55, No 2, 278.
 46. M o u a t M. M. Am. Min., 1962, 47, No 5—6, 744.
 47. K l i n g s b e r g C., R o y R. Am. Min., 1959, 44, No 7—8, 819.

Рутил Rutile



Название от латин. *rutilus* — красный, красноватый (Вернер, 1803).

Синон. Красный шерл — *schorl rouge* (Де-Лиль, 1783), титанкальк — *Titankalk* (Клапрот, 1795), титанит — *titanite* (Кирван, 1796), титановая руда — *Titanerz* (Эмерлинг, 1797), криспит — *crispite* (Деламетри, 1797), эдисонит — *edisonite* (Хиден, 1888), титановый шерл — *titanschorl* (Эггелстон, 1889), диксбергит — *dicksbergite* (Игельстрём, 1896), галлитцинит — *gallitizinite* (Ленц, год?; по Хюю), кахуэлит (кауэлит) — *sajuelite* (по Честеру, 1896).

Разнов. Нигрин.

Характ. выдел. Кристаллы, реже грубозернистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^{14} - P4_2/mnm$; $a_0 = 4,594$; $c_0 = 2,959$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,644$; $Z = 2$ (Баур, для рутила из долины Тавеч в Швейцарии) [1], сходные данные имеются у Хенрикуеса [1a] для рутила из Магнет-Кова и из Холшёбергета.

Описание структуры см. на стр. 239. Четыре расстояния $\text{Ti}-\text{O} = 1,946 \text{ \AA}$, два расстояния $\text{Ti}-\text{O} = 1,984$, расстояния $\text{O}-\text{O} = 2,779$ и $2,526 \text{ \AA}$ (Кромер и Херингтон) [1]. В соответствии с наличием цепей октаэдров в направлении оси c кристаллы часто бывают значительно вытянуты по этой оси. Расположением оси 4-го порядка в плоскости плотнейшей упаковки по одному из трех возможных направлений гексагональной сетки объясняется образование характерных для рутила колеччатых двойников с углом срастания 120° , тройников и «сагенитовых» шестиугольников [2].

Возможно, что наряду с ионной связью в структуре рутила существует сильная гомеополарная связь, что обуславливает высокое значение диэлектрической постоянной (Баур) [1] и подтверждается расчетами значений теплоемкости искусственного рутила [3].

Для искусственного рутила известны дефектные структуры при составе от $\text{TiO}_{2,00}$ до $\text{TiO}_{1,95}$ [4]. Полиморфен с брукитом и анатазом (см. стр. 287).

Дитетраг.-дипирамид. кл. $D_{4h} - 4/mmm (L_44L_25PC)$; $a : c = 1 : 0,644?$ (Миллер).

Формы [5]:

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	—	$0^\circ 00'$	v 301	$90^\circ 00'$	$62^\circ 38'$
a 100	$90^\circ 00'$	90 00	w 501	90 00	72 45
m 110	45 00	90 00	e 334	45 00	34 20
r 320	56 19	90 00	s 111	45 00	42 19
h 210	63 26	90 00	p 221	45 00	61 14
l 310	71 34	90 00	f 323	56 19	37 45
x 410	75 58	90 00	z 321	56 19	66 42
u 710	81 52	90 00	t 313	71 34	34 10
e 101	90 00	32 47	L 311	71 34	63 51

Наиболее распространенные формы: a , m , s , e , h , l , t , z .

ss (111) : $(\bar{1}\bar{1}\bar{1}) = 56^\circ 51'$	ee (101) : (011) = $45^\circ 02'$	tt (313) : (133) = $29^\circ 06'$
sa (111) : (100) = 61 34	zz (321) : (231) = 20 45	tt (313) : $(\bar{3}\bar{1}\bar{3}) = 20 28$
se (111) : (101) = 28 26	zz (321) : $(\bar{3}\bar{2}\bar{1}) = 61 16$	pp (221) : $(\bar{2}\bar{2}\bar{1}) = 76 37$

Формы второстепенного значения и редкие [5]:

K 540	У 940	d 508	ja 227	μ 998	τ 651	v 525
k 430	M 920	φ 902	β 112	γ 989	ζ 531	η 518
Q 530	i 810	E 117	δ 223	σ 441	g 212	n 515

Малодостоверные формы: (720), (830), (520), (49. 20. 0), (12. 5. 0), (16. 7. 0), (11. 5. 0), (37. 20. 0), (701), (118), (115), (229), (554), (331), (10. 3. 10).

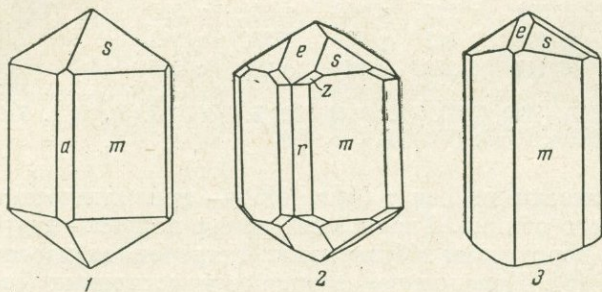
Кристаллы обычно удлинены по оси c (фиг. 144) — призматического (столбчатого) до игольчатого облика. Грани зоны призм покрыты вертикальной штриховкой или бороздками и бугорками. Встречаются изогнутые кристаллы (фиг. 145) [6]. Нередки волосовидные кристаллики («волосатик», или «венерины волосы» — *venus' hair stone*, «стрелы амура» — *fleches d'amour*), образующие включения в кварце.

Обычны двойники по (101) [7]: коленчатые (фиг. 146, 1), полисинтетические, также тройники (фиг. 146, 2), реже шестерники или восьмерники (фиг. 146, 3). Более редки двойники по (301) — сердцевидные (фиг. 146, 4). Наблюдаются двойники скольжения по (101) [8].

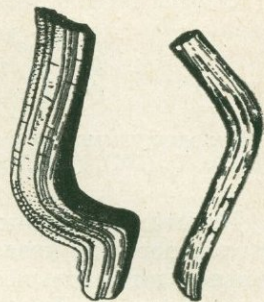
Встречаются ориентированные нарастания кристаллов рутила на гематит: оси c кристаллов рутила располагаются под углом 60° друг к другу (фиг. 147), (100) и (101) рутила \parallel (0001) и (10 $\bar{1}$ 1) гематита [9, 10, 11]; ориентированные срастания с ильменитом: (100) [001] рутила \parallel (0001) [10 $\bar{1}$ 0] или (10 $\bar{1}$ 0) [0001] ильменита [11, 12]; описаны нарастания рутила на магнетит и вростки рутила в магнетите с (100) рутила \parallel (111) магнетита и расположением осей c кристаллов рутила параллельно ребрам октаэдра магнетита [9, 13]. Аналогичные взаиморасположения минералов наблюдаются в шлифах в виде продуктов распада твердых растворов: в ильмените, гематите, магнетите (Рамдор), хромите [14] и др.

Известны различные законы срастания с кварцем (сходство кислородных цепочек): (100) рутила ориентируется \parallel (10 $\bar{1}$ 0), (10 $\bar{1}$ 1) или (11 $\bar{2}$ 1) кварца; (010) рутила \parallel (10 $\bar{1}$ 0) кварца, оси c обоих минералов параллельны; (010) рутила \parallel (0001) кварца и др. [15]. Ориентированные микроскопические иголки рутила обнаруживаются в корунде ([001] рутила \parallel [10 $\bar{1}$ 0] или [11 $\bar{2}$ 0] корунда) [11], в бруките (оси c взаимно параллельны, (110) рутила \parallel (120) или (111) брукита) (Дана, 1944), в анатазе и псевдобруките (законы срастаний окончательно не выяснены) [11]; в гранате наблюдались иголки рутила, ориентированные \parallel [110] граната [11], в плагиоклазе — \parallel [001] плагиоклаза [11]. Плоские сетчатые двойниковые сростки игольчатого рутила — *сагениит* (Сосюр, 1796)—развиваются на гематите, ильмените (фиг. 148), известны в хлоритах, слюдах: (100) рутила \parallel (001) слюды; [001] рутила \parallel [010] или [100] слюды [9, 11].

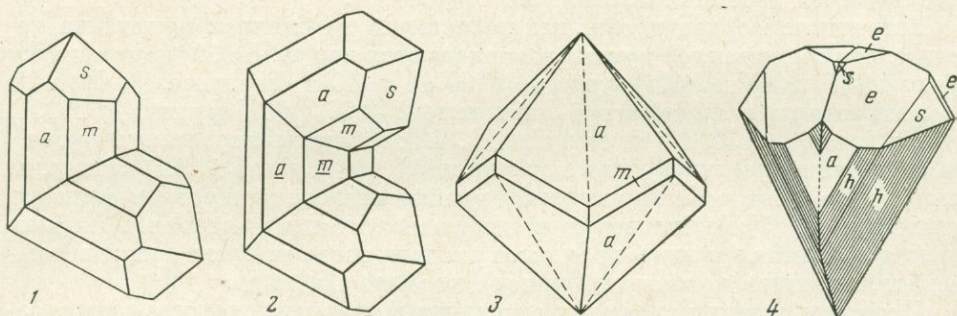
Физ. Сп. по (110) отчетливая, по (100) менее ясная; обусловлена наличием цепей из TiO_2 -октаэдров, параллельных оси c ; сп. по (110) связана с расположением атомов O по диагоналям базисной плоскости [16]; сп. по (111) несовершенная. Отмечалась отдельность по (101) [8] (обусловлена двойникованием) и по (902) (Мюгге) [7]. Элементы скольжения: T (110), t (001) (по Григорьеву). Изл. от раковистого до полураковистого и неровного. Хрупок. Тв. 6—6 $\frac{1}{2}$. Микротвердость в среднем 1000 кг/мм² (пирамида Викерса) [17]. Уд. в. 4,2—4,4 (вычисл. 4,25); уд. в. возрастает с увеличением содержания Fe, а также Nb и Ta (см. ильменорутит). Цв. красновато-бурый, переходящий в красный, буровато-желтый, бурый, иногда желтоватый, синеватый, фиолетовый; разновидности рутила, содержащие Fe (нигрин) и небольшое количество Nb (Та), черного цвета; хромсодержащий — зеленый до черного. Фиолетовый цвет природного рутила из Шубинского месторождения и синий искусственного



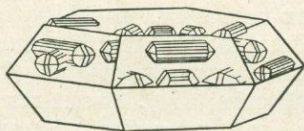
Фиг. 144. Кристаллы рутила
1—2 — из россыпи, Урал (по Кокшарову); 3 — Алтын-тау,
УзбССР (по Шилину)



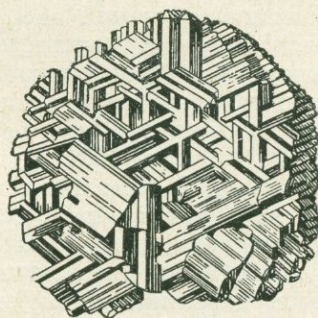
Фиг. 145. Изогнутые
кристаллы рутила, окр.
Кыштыма
(по Вергускову)



Фиг. 146. Двойники рутила
1 — коленчатый двойник по (101), Урал (по Кокшарову); 2 — коленчатый тройник
по (101), Урал (по Кокшарову); 3 — восьмерник по (101), Джорджия (по Розе); 4 — двойник по (301);
Сараянка, Урал (по Кокшарову)



Фиг. 147. Ориентированное
нарастание кристаллов ру-
тила на гематит, Бинненталь
[(по Рату)



Фиг. 148. Сагенит, Бинненталь
[(по Рату)

рутила зависят от Ti^{3+} [18, 19]. Искусств. рутил светочувствителен [20]. Черта желтая до светло-коричневой. Бл. металловидный, алмазный. В тонких сколах прозрачен.

Магнитная восприимчивость природных рутилов из разных месторождений, по Пэнки и Сенфту [21], $1,07-0,83 \cdot 10^{-6}$ эл. магн. ед./г [20], по Винокурову [21]: параллельно оси c χ колеблется в пределах 1,5—2,9 эл. магн. ед./г, перпендикулярно оси c χ несколько меньше; изучение тех же кристаллов методом электронного парамагнитного резонанса показало наличие в них примеси Fe^{3+} . В природном рутиле этим методом [22] установлено присутствие Cr^{3+} , в синтетических рутилах наблюдались примеси Fe^{3+} , Cr^{3+} , Mn^{2+} , Mn^{4+} , V^{3+} , V^{4+} , Co^{2+} , Ni^{3+} , Ni^{2+} , Mo^{5+} . Изучен спектр Рамана рутила [23].

Уд. электропроводность искусственного рутила $60 \cdot 10^{-9}$ ом $^{-1}$ ·см $^{-1}$, она значительно возрастает при наличии примеси Nb, Ta или W [24]. Диэлектрическая проницаемость высокая, существенно зависящая от температуры [25] (в среднем 114) [26].

В инфракрасном спектре искусств. TiO_2 наблюдались полосы (в см $^{-1}$): 729,9 (плечо), 571,4 (сильная, широкая), 427,4 (средняя) [27].

Флотируется олеиновой кислотой, олеатом натрия и мылонафтом при pH = 6,5—7,5 (оптимально в нейтральной среде), окисленным петролатумом в более кислой среде, до pH = 3; извлекается в сильно кислой среде алкилсульфатом натрия. Флотация рутила анионными собирателями подавляется при pH > 9,5 [28].

Микр. В прох. св. обычно коричневато-красный или красный. Густота окраски [29] повышается с увеличением содержания Fe. В шл. плеохроизм часто вообще неразличим, но иногда достаточно ясный: по *Ne* буровато-желтый до желтовато-зеленого, темный кроваво-красный до черного в толстых срезах; по *No* желтый до буроватого, в толстых срезах буровато-красный; *Ne* > *No*. Фиолетовый рутил из эклогитов Шубинского месторождения по *Ne* густо-фиолетовый, по *No* серовато-фиолетовый [18]. Одноосный (+); иногда аномально двуосный с небольшим $2V$ (механически деформированные кристаллы).

По Винчелу, оптически аномальный рутил содержит двуосные двойниковые пластиночки с плоскостью оптических осей (110), пересекающие базальный разрез одноосного рутила.

Удлинение всегда (+). Показатели преломления и двупреломление исключительно высокие [30]. Значения n , измеренные при 25° на кристалле с уд. в. 4,219 из неизвестного месторождения, по Шрёдеру [30]:

λ , μ	546,07	579,07	589,3	623,43	671,63	690,75
n_e	2,9467	2,9085	2,8993	2,8712	2,8397	2,8294
n_o	2,6505	2,6211	2,6124	2,5890	2,5643	2,5555
$n_e - n_o$	0,2962	0,2874	0,2869	0,2822	0,2754	0,2739

Для рутила из Прилепеса (анализ 1) определены (средние из измерений на двух кристаллах) [31]:

	Li	Na	Tl
n_e	2,8352	2,8948	2,9569
n_o	2,5609	2,6090	2,6582
$n_e - n_o$	0,2743	0,2858	0,2987

В полир. шл. в отраж. св. светло-серый. Отраж. спос. (в %): для зеленых лучей 20,5; для оранжевых 18; для красных 17,5; по данным измерения с фотоэлементом $Re = 25$, $Ro = 21\%$ (Рамдор). Двуотражение слабое, заметное лишь по границам зерен и двойников, в иммерсии более

отчетливое; || оси c рутил светлее, чем \perp оси c . Явно анизотропен. Внутренние рефлексы отчетливые: желтоватые, бурые и зеленоватые; цвет их зависит от содержания Nb, Ta, Cr, Fe и др. (Рамдор).

Видимый угол вращения плоскости поляризации A_r для волн разной длины: для $\lambda = 470 \text{ м}\mu$ — $1,87^\circ$; $589 \text{ м}\mu$ — $2,28^\circ$; $620 \text{ м}\mu$ — $2,07^\circ$ [32]. Почти всегда в шл. наблюдаются двойники, иногда в прох. св. — зональное строение.

Хим. Теор. состав: TiO_2 — 100 (Ti — 59,95). Часто содержит примесь Fe (частью за счет включений); в небольшом количестве содержит Sn (до 1,5% SnO_2 в рутиле из пегматитов), V (в рутиле из основных пород), Nb до 5% и Ta [33] (главным образом в рутиле из щелочных комплексов и из высокотемпературных рудных жил), Cr (в месторождениях хромитов) [34]. Максимально возможное содержание Cr_2O_3 в рутиле — 4 мол.%; («хромрутил» с 16,61% Cr_2O_3 оказался самостоятельным минералом — редджейитом) [35]. Спектроскопически в рутиле обнаружен Sc.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
MgO	—	0,79	—	—	—	0,26	—	—	—
MnO	—	—	—	—	—	—	—	0,029	0,004
FeO	0,78	—	—	—	—	He обн.	—	1,38	1,34
Al_2O_3	—	—	—	—	0,43	5,00	—	—	—
Fe_2O_3	—	0,11	2,62	1,90	2,84		6,68	0,02	—
V_2O_5	0,13	1,07	—	—	—	0,32**	—	0,26**	Сл.
Cr_2O_3	0,03	—	—	—	0,28	0,014	—	—	—
SiO_2	—	—	—	0,77	0,54	0,36	—	0,02	0,01
TiO_2	98,96	96,50	97,46	97,27	95,98	94,18	91,96	95,65	98,20
SnO_2	—	—	—	—	—	—	1,40	0,0005	0,10
Sb_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	0,0016	0,09
Nb_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	2,45	0,21
Ta_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	0,06	Сл.
H_2O	0,38	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п.	—	—	—	0,16	—	0,12	—	—	—
Сумма	100,28	100,22*	100,08	100,10	100,07	100,40***	100,04	99,91****	99,954
Уд. в.	4,264	3,85	—	4,47	4,47	4,29	4,249	4,281	4,27

* В том числе «прочие» 1,75%; содержал примесь доломита.

** V_2O_5 .

*** В том числе 0,12% $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и 0,03% CaO .

**** В том числе 0,04% S.

1 — Прилепес (Сербия, Югославия) [31]; 2 — Алайский хр., анал. Калмыкова [36]; 3 — Грейвс (шт. Джорджия, США), среднее из трех анализов [37]; 4 — Косой Брод (Свердловская обл.) [38]; 5 — Сухой Сугомак, окр. Кыштыма (Челябинская обл.) [6]; 6 — Шубинское м-ние (Оренбургская обл.) [18]; 7 — нигрин, каньон Уэст-Чейен (шт. Колорадо, США), за вычетом 0,7% кварца, анал. Гент [39]; 8 — Магнет Ков (Арканзас), анал. Парвел, $a_0=4,597$, $c_0=2,961 \text{ \AA}$ [1a]; 9 — Холшбегрет (Швеция), анал. Парвел, $a_0=4,58$, $c_0=2,96 \text{ \AA}$ [1a].

Диагн. исп. Нерастворим в кислотах. Обычные реактивы травления не действуют. П. п. тр. не плавится.

Повед. при нагр. Пластическая деформация имеет место около 600° [40]. Т-ра плавл. 1850° (по Кубашевскому и Эвансу) [40]. В результате нагревания показатели преломления и двупреломление понижаются [31], для $\lambda = 589,3 \text{ м}\mu$ при 25° $n_e = 2,8993$; при 300° — $2,8770$, при 450° — $2,8679$; n_o соответственно $2,6124$, $2,5992$ и $2,5953$; $n_e - n_o$ — $0,2869$, $0,2778$ и $0,2726$.

По Якину [41], при прокаливании при 500° в восстановительной среде (в смеси с тонкорастертым углем) красный рутил становится черным, и при этом магнитная восприимчивость возрастает почти в 50 раз; это свойство рутила может быть использовано при обогащении. Фиолетовый рутил в результате нагревания на воздухе приобретает оранжево-красную окраску [18].

Теплопроводность рутила в направлении оси c больше, чем в поперечном направлении ($k_{\perp} : k_{\parallel} = 0,64$); по мере возрастания температуры теплопроводность и ее анизотропия уменьшаются [25]. Коэф. линейного расширения в пределах $0-200^{\circ}$ в направлении оси c составляет $9,2 \cdot 10^{-6}$ на градус, перпендикулярно оси c — $8,0 \cdot 10^{-6}$ [25]. Молярная теплоемкость $13,16$ кал/град·моль; свободная энергия образования (—) $203,8$ ккал/моль; теплота образования (—) $218,0$ ккал/моль; энтропия $12,01$ кал/град·моль (Кэй и Лэби).

Находж. Очень распространен. Образуется в различных условиях [42]. Как аксессуарный минерал встречается в магматических [43], метаморфических и осадочных породах, в небольших количествах в рудах различного происхождения и состава, в безрудных жилах, в массивах вторичных кварцитов. В повышенных количествах наблюдается в некоторых пегматитах, генетически связанных с основными породами.

Обогащенными рутилом являются апатитовые жилы Норвегии, залегающие в массивах габбровых пород и вмещающих их гнейсах. В Крагерё (Норвегия) встречается весьма интересная в практическом отношении плагиоаплитовая порода — крагерёит, содержащая более 20% рутила. Апатито-ильменитовая порода, содержащая около 10% рутила, известная под названием нельсонита, добывается как титановая руда в районах Амхерст и Нельсон в шт. Виргиния (США); дайки нельсонита залегают в сиените; образование минералов титана и апатита связывается с послемагматическими процессами.

Рутил характерен для жил альпийского типа, в которых встречается совместно с горным хрусталем (нередко образует в нем игольчатые и волосовидные включения), с гематитом и др.: Приполярный Урал, Ср. Урал, Алдан в СССР [44, 45], Бинненталь, Тессин в Швейцарии, Тироль в Австрии, также во Франции, Италии и др.

В промышленных концентрациях рутил содержится в кварцитах некоторых древних метаморфических толщ, например, в районе р. Кутим на Урале [46]. Рутилоносные хлоритовые, талько-хлоритовые, хлоритосерицитовые и серицитовые сланцы распространены на Урале и в других районах СССР. Известны богатые рутилом графитовые сланцы (Сангиленское нагорье, Тувинская АССР) [47], отмечается обогащение рутилом некоторых эклогитов (Шубинское месторождение в Оренбургской обл. [48], около Кокчетав в КазССР) [48]), кварцевых жил и плагиоклазовых линз среди амфиболитов Крумовградского округа (Болгария) [49].

В глинах и бокситах рутил частично представляет аутигенный минерал [50]. Образуется в результате изменения ильменита, титаномагнетита и других титановых минералов, является обычно конечным продуктом их лейкоксенизации. Рутил накапливается в россыпях, что приводит к образованию особенно ценных (легко обогащаемых) титановых руд. Таковы, например, меловые и третичные рутило-цирконо-ильменитовые прибрежно-морские россыпи СССР [42]; богаты рутилом прибрежно-морские россыпи Австралии, Бразилии и других стран.

Часто рутил совместно с гематитом или с магнетитом наблюдается в виде мелких включений (продуктов распада твердых растворов) в ильмените, отчасти в титаномагнетите и др. Известен в параморфозах по брукиту и анатазу (Магнет-Ков, шт. Арканзас, США), в псевдоморфозах по сфену (Кузнечихинское месторождение на Урале) [45], развивается также по ильмениту, гематиту, роговой обманке и др. [51—52].

Изм. Изредка замещается ильменитом.

Искусств. [53]. Получается в виде кристаллов при разложении $TiCl_4$ или TiF_4 при температуре красного каления; при плавлении TiO_2 в буре, в фосфорной соли или вольфрамвокислом натрия (теми же способами,

но при более низких температурах может быть получен анатаз). Образуется при старении коллоидного раствора TiO_2 , полученного путем гидролиза из солей титана [54]. Рутил может быть получен также в результате нагревания анатаза (см. стр. 291).

Практ. знач. Важнейшая составная часть многих титановых руд.

Отл. Характерны тетрагональная форма кристаллов и колеччатые двойники. От циркона отличается меньшей твердостью, от касситерита — меньшим уд. в. Игольчатый и волосовидный рутил отличается от турмалина и гёгита по форме поперечных сечений кристаллов. В прозрачных шлифах от сходных минералов отличается по исключительно высоким показателям преломления и двупреломлению (даже в тонких иголочках дает высокие цвета интерференции); в отраженном свете характерны внутренние рефлексии, высокая отражательная способность, наличие двойников; не поддается травлению.

Разнов. Нигрин — *nigrine* (Карстен, 1800) — Fe-содержащий рутил (анализ 7). Содержание Fe_2O_3 достигает 11%. Иногда содержит SnO_2 (до 1,4%). Облик кристаллов такой же, как у рутила. Цв. черный. Уд. в. 4,4—5,2. Встречен в Бернау (Бавария, ФРГ), в Олахпьяне в Трансильвании (Румыния) и в других местах. Fe в нигрингах, по-видимому, замещает титан [55, 1a]; частью нигрины содержат микроскопические включения ильменита. Роль Nb в нигрингах и их соотношение с ильменорутилом не выяснены.

Включения ильменита содержит и еще более богатый железом рутил — изерин — *iserine* (изерит — *iserite*), впервые обнаруженный Яновским (1886) в песках Изервизе в Чехословакии; частично это смеси ряда минералов, частично ильменит. По Хенрикусу [1a], нигрин содержит железо в виде Fe^{2+} , а изерин — в виде Fe^{2+} .

Межплоскостные расстояния рутила из Семиз-Бугу, по Михееву

Си-излучение, без фильтра, $D = 68,00$ мм

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (кХ)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
110β	3	3,598	211	10	1,689	222	4	1,093
110	9	3,242	220	8	1,624	330	2	1,082
101β	1	2,750	301β	1	1,537	411	5	1,041
101	8	2,488	002	3	1,482	322	3	0,9629
200	2	2,294	310	4	1,453	402	2	0,9032
111	7	2,189	301	6	1,362	203	4	0,8886
210	3	2,053	112	3	1,347	332	5	0,8748
211β	4	1,870	321	2	1,169	223	3	0,8417
220β	2	1,800	400	2	1,149			

Л и т е р а т у р а

1. Вауг W. H. Acta cryst., 1956, 9, 515, см. также: Legrand C., Delville J. C. R., Paris, 1953, 236, No 9, 944 (сводка данных по определению параметров решетки рутила); Сгомер D. T., Herrington K. J. Am. Chem. Soc., 1955, 77, No 18, 4708; Вауг W. H. Acta cryst., 1961, 14, 209.
- 1а. Ненрикуес А. Ark. min., geol., 1963, 3, H. 4, nr 17, 385.
2. Донней Д. Зап. Мин. об-ва, 1938, 67, вып. 1, 47.
3. Гарасов В. В., Хоконов Х. Б., Черноплеков Н. А. Сб. «Физико-химические основы керамики». Промстройиздат, 1956, 170.
4. Andersson S., Collen B., Kuylenstierna U., Magneli A. Acta chem. scand., 1959, 13, No 2, 365.
5. Кокшаров Н. И. Матер. для минералогии России, 1852, ч. I, 60; Rose G. Ann. Phys., 1862, 115, 643; Rath G. Ann. Phys., 1874, 152, 21; Verhandl. Naturf. Verein. Bonn, 1877, 34; Schrauf A. Zs. Krist., 1884, 9, 457; Bauer M. N. Jb. Min., 1891, 1, 217; Siedel P. N. Jb. Min., 1915, B.-Bd. 38, 759; Palasche C., Davidson S. C., Goranson E. A. Am. Min., 1930, 15, No 8, 280; Шилин Л. Л. Тр. ИГН АН СССР, 1940, вып. 10, 49 и др.

6. Вертушков Г. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1949, 78, вып. 1, 19.
7. Głiszczynski S. Zbl. Min., 1940, A, Nr 9, 181 (структурное истолкование двойников); Mügge O. N. Jb. Min., 1884, 1, 221; N. Jb. Min., 1886, 1, 147; N. Jb. Min., 1889, 1, 231 (о механической деформации и двойниковании).
8. Grün A., Johnson A. Zbl. Min., 1917, 366; Weber L. Zbl. Min., 1919, 353.
9. Mügge O. N. Jb. Min., 1903, B.—Bd. 16, 376.
10. Goldschmidt V., Schröder R. Beitr. Krist., Min., Heidelberg, 1923, 2, H. 2, 110.
11. Vultée J. Fortschr. Min., 1952, 29—30, H. 2, 327.
12. Pelikan A. Tscherm. min., petr. Mitt., 1902, 21, H. 1, 226; Янулов К. П., Чулкова И. В. ДАН СССР, 1961, 140, № 1, 215.
13. Seligmann G. Zs. Krist., 1877, 1, 342.
14. Mukherjee S. Quart. J. geol., mining, metallurg. soc. India, 1958, 30, No 1, 45.
15. Vultée J. Zs. Krist., 1956, 107, 1.
16. Winkler H. G. F. Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1950, 2, H. 3, 255 (связь спайности со структурой).
17. Toubeau G. Bull. Soc. belge géol., 1962, 71, F. 2, 242.
18. Чесноков Б. В. Геохимия, 1960, № 1, 68; ДАН СССР, 1959, 129, № 3, 647; Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., 1959, № 4, 124.
19. Johnson G., Weyl W. A. J. Am. Ceram. Soc., 1949, 32, No 12, 398.
20. Williamson W. O. Min. Mag., 1940, 25, No 169, 513.
21. Ранкеу Т., Senftle F. Am. Min., 1959, 44, No 11—12, 1307; Винокуров В. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 5, 500; см. также: Voigt W., Kinoshita S. Ann. Phys., 1907, 24, 492.
22. Siegro J., Lacroix R., Müller K. A. Helv. phys. acta, 1959, 32, No 4, 286; Gerritsen H. J., Harrison S. E., Lewis H. R., Wittke J. P. Phys. Rev. letters, 1959, 2, No 4, 153; Бильдюкевич А. Л., Винокуров В. М., Зарищев М. М., Польский Ю. Е., Степанов В. Г., Шекун Л. Я. Сб. «Парамагнитный резонанс». Изд. Казанск. ун-та, 1960; Прохоров А. М. Журн. эксперим. и теор. физ., 1960, 39, вып. 1, 222; Andresen H. G. Phys. Rev., 1960, 120, No 5, 1606; Carter D., Okaya A. Phys. Rev., 1960, 118, No 6, 1485; Gerritsen H. J., Lewis H. R. Phys. Rev., 1960, 119, No 3, 1010; Andresen H. J. Chem. Phys., 1961, 35, No 3, 1090; Ру-Тао Куи. Phys. Rev., 1962, 128, No 1, 151; Зверев Г. М., Прохоров А. М. Журн. эксперим. и теор. физ., 1962, 43, вып. 2, 422.
23. Narayanen P. S. Proc. Indian Acad. Sci., 1950, 32 A, No 4, 279; Krishnamurti D. Proc. Indian Acad. Sci., 1962, 55 A, No 5, 290.
24. Johnson G. H. J. Am. Ceram. Soc., 1953, 36, No 3, 97; Hollander L. E. Phys. Rev., 1960, 119, No 6, 1882.
25. Schmidt W. Ann. Phys., 1902, 9, 949; Ann. Phys., 1903, 11, 114; Сканава Г. И. ДАН СССР, 1948, 59, № 2, 231; Zerfoss S., Stokes R., Moore S. H. J. Chem. Phys., 1949, 16, No 12, 1166; Grant F. A. Rev. of modern physics, 1959, 31, No 3, 646 (критическая сводка данных по электрическому, магнитному и термическим свойствам искусственного рутила).
26. Kleber W. Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1952, 3, H. 1, 1.
27. Bauer G. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1962, 39, H. 11, 535; см. также: Ария С. М., Голомолзина М. В. Журн. общей химии, 1963, 33, вып. 5, 1389; Liebisch T., Rubens H. Sitzungsber. Preuss. Akad. Wiss., 1921, 8, 211; Schöfer R. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1962, 39, H. 5, 294.
28. Бергер Г. С. Флотуруемость минералов. Госгортехиздат, 1962, 165; Плаксин И. Н., Чаплыгина Е. М. Флотационное обогащение несulfидных минералов с применением газов. Изд-во АН СССР, 1962, 65.
29. Graube H. N. Jb. Min., 1895, B.—Bd. 10, 470; Wöhler L., Kraatz-Koschlan K. Tscherm. min., petr. Mitt., 1899, 18, H. 5, 447.
30. Schroeder A. Zs. Krist., 1928, 67, 485; DeVore J. R. J. Opt. Soc. Am., 1951, 41, No 6, 416; Moch P., Balkanski M., Aigrain P. C. R., Paris, 1960, 251, No 14, 1373; Bolton H. C., Fawcett W., Gurney I. D. C. Proc. Phys. Soc., 1962, 80, Pt. 1, No 513, 199.
31. Varić L. Soc. Sci. natur. croatica, Zagreb, 1929—1936, 101 (по реферату: N. Jb. Min., 1936, 1, 472).
32. Saméon E. N. Ore Microscopy. N. Y., London, 1961, 272.
33. Kaiser E. P. Econ. Geol., 1953, 48, No 7, 622.
34. Arzruni A. Zs. Krist., 1884, 8, 332.
35. Strunz H. N. Jb. Min., Monatsh., 1961, H. 5, 107.
36. Федорчук В. П. ДАН УзССР, 1956, № 9, 13.
37. Pfeil K. Zbl. Min., 1902, 143.
38. Жирнова Н. А. Тр. Всес. н.-и. ин-та керамики, 1934, вып. 43, 34.
39. Genth F. A., Penfield S. L. Am. J. Sci., 1892, 44, 381.

40. W a c h t m a n J. V., M a x w e l l L. H. J. Am. Ceram. Soc., 1954, 37, No 7, 291; Кубашевский О., Эванс Э. Термохимия в металлургии. Изд-во иностр. лит-ры, 1954, 1.
41. Я к ш и н В. И. Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., 1959, № 6, 156.
42. П а л ы ш е в И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. Госгеолтехиздат, 1957, 26.
43. Л я х о в и ч В. В., Ч е р в и н с к а я А. Д. Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1960, вып. 4, 94; Н е к р а с о в И. Я. Тр. Якутск. фил. АН СССР, сер. геол., 1962, сб. 12, 195.
44. П и з и ю р А. В. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1960, № 14, 157.
45. Я к ш и н В. И. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып. 2, 222.
46. Ш а б о л о в с к и й А. Е. Сб. «Материалы по геологии цветных металлов». ЦНИГРИ, 1959, вып. 4, 156.
47. Н е м ц о в и ч В. М. Бюлл. научно-техн. информации Мин-ва геол. и охраны недр СССР. Госгеолиздат, 1960, № 4 (28), 16.
48. Е ф и м о в И. А., Р о з е н О. М. Тр. Казахск. н.-и. ин-та минеральн. сырья, 1959, вып. 1, 107.
49. Б а р с к а С. Годешник Софийск. ун-та, биол.-геол.-геогр. ф-т, 1958/59 (1960), 53, кн. 2, 37 (анализы).
50. Б е н е с л а в с к и й С. И. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 2, 37; К о с с о в с к а я А. Г., Ш у т о в В. Д. ДАН СССР, 1955, 163, № 6, 1085; З и в Е. Ф. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 12, 57; Б а б а е в А. Г. ДАН СССР, 1957, 113, № 2, 407; Я н к о в с к и й В. А. Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., 1958, № 3, 51; Б у р г е л я Н. К. Сб. «Очерки осадочных месторождений полезных ископаемых», кн. 1. Изд-во АН СССР, 1958, 64; 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, 30; Н и с а н я н Г. Б. Зап. Арм. отд. Всес. мин. об-ва, 1959, вып. 1, 153; П л а к с а Я. П. Сб. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 6. Изд. Львовск. ун-та, 1961, 59; V i n c i e n n e H., S o u r t y G. S. R., Paris, 1961, 253, No 23, 2729 и др.
51. Ю р к Ю. Ю., Р я б о к о н ь С. М. ДАН СССР, 1950, 74, № 3, 595.
52. Я р о ш П. Я. Зап. Всес. мин. об-ва, 1955, 84, вып. 4, 434.
53. D o e l t e r C. Handbuch der Mineralchemie, 1918, 3, Abt. 1, 23; M e r w i n H. E., H o s t e t t e r J. C. Am. Min., 1919, 4, No 10, 126; C h u d o b a K., W i s f e l d W. Zbl. Min., 1933, A, 323 и др.
54. Б е р е с т н е в а З. Я., К о р е ц к а я Г. А., К а р г и н В. А. Коллоидный журн., 1950, 12, вып. 5, 338; R o s c h S. Fortschr. Min., 1954, 32, 31; L i e t z J. Hamburger Beitr. angew. Min., Kristallphysik, 1956, 1 Folge, 229; N o d e r G. Там же, 239; T a k S. Rep. Fac. Engng Yamanashi Univ., 1957, No 8, 57 (по: Р. Ж. Геология, 1958, № 5, реф. 16124); M a c C h e s n e y J. V., M u a n A. Am. Min., 1959, 44, No 9—10, 926 (система $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$).
55. К у р ь и к V. Acta geol., geogr. Univ. Comenianae, Geol., 1960, No 4, 7.

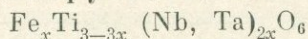
Д ё л ь т е р и т (doelterite) — $\text{TiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$? Коллоидно-аморфная водная форма TiO_2 [1,2], присутствующая в латерите [3]. Отмечался также в продуктах выветривания базальтов на Эльбе; предположительно наблюдался в алмазоносных россыпях Бразилии; в виде оторочек—вокруг выделений сфена в Мальгашской республике [2]. Природа дельтерита требует выяснения. В связи с высокой кристаллизационной способностью TiO_2 аморфная ее форма, видимо, в природе в продуктах выветривания легко переходит в кристаллическое вещество — анатаз и рутил.

Назван по имени немецкого химика-минералога К. Дёлтера (Лакруа, 1913) [3].
Синон.: гель-анатаз — gel-anatase и гель-рутил — gel-rutile (Семенов, 1957) [4].

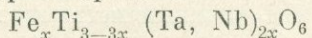
Л и т е р а т у р а

1. W e i s e r H. Inorganic Colloid Chem., 1935, 2, 257.
 2. Ч у х р о в Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955, 338.
 3. L a s t o i x A. Nouv. Arch. Mus. hist. nat., 1913, 5, 334.
 4. С е м е н о в Е. И. Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1957, вып. 1, 56.
- Г и д р о р у т и л (hydro rutile), упоминаемый в словаре Честера (1896), — сомнительный; является, очевидно, рутилом или дельтеритом.
- М и к а у л ь т и т = м и к о л ь т и т (micaultite). Землистый кирпично-красный продукт разложения рутила. Не изучен. Предполагалось, что это Al-содержащий гидрорутил (De Limur. Catal. minéraux du Morbihan. Vanues, 1883, 38; по реферату: Min. Mag., 1907, 14, 404).

Ильменорутил Ilmenorutile



Стрюверит Strüverite



Ильменорутил и стрюверит—твердые растворы FeNb_2O_6 и FeTa_2O_6 в TiO_2 , имеют непостоянные состав и свойства; различаются по преобладанию Nb над Ta (ильменорутилы) или Ta над Nb (стрювериты).

Ильменорутил назван по месту находки в Ильменских горах на Урале (Кокшаров, 1854) [1], стрюверит — по имени итальянского минералога Д. Стрювера (Замбоини, 1907).

Синон. ильменорутила: науманнит — *naumannite* (Кокшаров, 1854), теширогилит (тешироджилит, тешерогилит) — *teshirogilite*, *tesherogilith* (Ито и Сакури, 1947) — местное название ильменорутила из Тешигери (Япония), румонгит — *rumongite* (Бресуэл, 1950), ниобиевый рутил — *niobianrutile* (Флинтер, 1959) [2].

Синон. стрюверита: струверит, тантал-ильменорутил — *tantalum-ilmenorutile* (Дана, 1915, Appendix III, 75), танталовый рутил — *tantalian rutile* (Флинтер, 1959) [2].

Танталорутил — *tantalorutile* — название, предложенное Эдвардсом (1940) для обозначения всех разновидностей ряда ильменорутил — стрюверит.

Характ. выдел. Кристаллы, зерна неправильной формы.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. D_{4h}^{14} — $P4_2/mnm$.

	Ильменорутилы						Стрюверит	
a_0	4,624	4,64	4,62	4,56	4,62	4,62	4,645	4,64
c_0	2,984	2,98	2,96	2,95	2,97	2,99	2,995	3,00
TiO_2	—	87,5	—	70,99	48,87	~50	48,31	47,00
Nb_2O_3	—	6,0	—	10,05	20,19	—	23,06	9,30
Ta_2O_3	—	—	—	10,18	16,15	—	10,49	33,12
Уд. в.	—	4,39	4,37	4,71	4,91	—	4,88	5,47
М-ние	Ильменские горы	Чангит	Мадагаскар	Сибирь	Ивеланд	Кольский п-ов	Монголия	
Автор	Михеев	Тучкова	[3] Бривэр и др. [4]	Корнетова [5]	Нол [6]	Гордиенко, Кульчицкая [7]	Залашкова, Сидоренко [8]	

Структура аналогична структуре рутила; предположение [2, 6] о бирутиловой структуре (с удвоенным периодом c) не подтверждается новейшими данными [9]. Вертикальные колонки из стоящих на ребре октаэдров в рутиле заселены только атомами Ti, в ильменорутиле (стрюверите) их места частично заняты атомами Nb (Ta) и Fe, распределенными статистически.

Данные гониометрических измерений не отличаются от таковых для рутила (стр. 250).

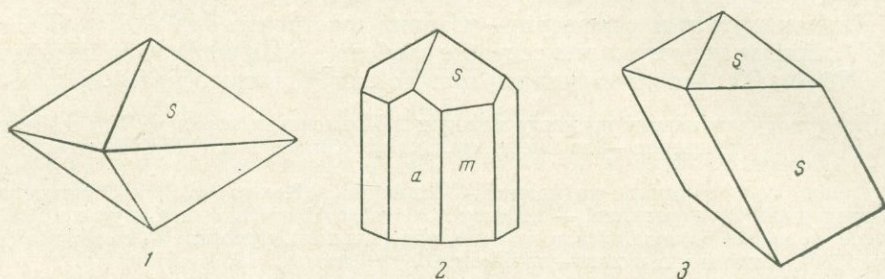
Наиболее обычны формы [1, 10—15]: s (111), e (101), a (100), также m (110).

Менее обычные формы:

c 001	r 320	l 310	w 501	p 221	z 321
h 210	Q 530	x 410	μ 998	f 323	t 313

Кристаллы дипирамидальные (фиг. 149, 1), призматические, удлиненные по оси c (фиг. 149, 2) или часто ложнопризматические—удлиненные вдоль ребра s (111): s (111) (фиг. 149, 3 и 150); иногда кристаллы несколько таблитчатые по a (100). Наблюдаются параллельные сростки призматических кристаллов (у стрюверита из Мальгашской республики) [12]. Двойники по (101) распространены (фиг. 151), значительно реже двойники по (301).

Физ. Сп. не обнаружена. Изл. неровный. Тв. 6—6½. Уд. в. ст 4,2 до 5,6; возрастает с увеличением содержания ниобия и особенно тантала (у стрюверитов уд. в. больше, чем у ильменорутилов). Цв. черный до сероватого, иногда синеватая побелость. Черта черная, серо-черная с зеленоватым оттенком. Бл. сильный металлический, в изломе жирный.

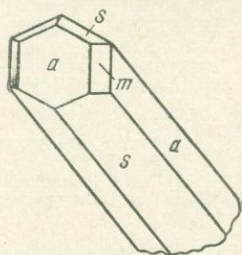


Фиг. 149. Кристаллы ильменорутила

1 и 3 — Ильменские горы (по Кокшарову); 2 — Приазовье (по Юрку)

Непрозрачны, иногда едва просвечивают в тонких сколах по краям.

Магнитные свойства зависят от состава [2]; при разделении на электромагните обычно попадают в слабоэлектромагнитную фракцию. Флотируются олеатом натрия и алкилфосфатами совместно с широхлором, цирконом, ильменитом и др. [16].



Фиг. 150. Кристалл стрюверита, Мальгашская республика (по Лакруа)

Микр. В шл. в прох. св. малопрозрачны или непрозрачны. С уменьшением содержания ниобия ильменорутил становится слегка просвечивающим [17]. Цв. в шл. варьирует. Плеохроизм сильный: у вишневогорского ильменорутила темно-коричневый до черного [18], у джидинского коричневато-фиолетовый до коричневато-зеленого [19], чангитский по *Ne* коричневый, по *No* желтый, зеленовато-желтый [3]; ильменорутил из пегматитов Сибири зелено-бурый до почти черного [5], из Австралии — буровато-желтый до синевато-зеленого [14], из Перака по *Ne* темно-бутильно-зеленый, по *No* оранжево-бурый [20].

$Ne > No$. Одноосные (+). Удлинение (+). Значения показателей преломления варьируют, зависимость их от состава не выяснена.

Ильменорутил | Стрюверит

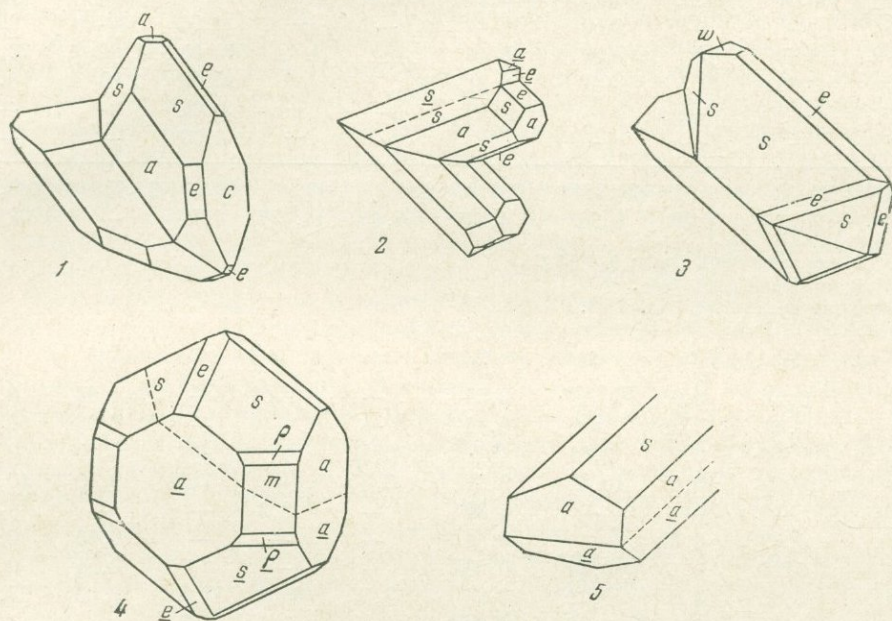
n_e	2,66			
n_o	2,32	2,67	>2,52	2,55
$n_e - n_o$	0,34	Высокое		
М-ние	Ильменские горы [21]	Джидда [19]	Чангит [3]	Забайкалье [22]

В полир. шл. в отраж. св. серые, монгольский стрюверит с розоватым оттенком. Отраж. спос. стрюверита из Вост. Сибири 15,8% [23]; у стрюверита из Кйстона (шт. Южная Дакота, США) отраж. спос. немного выше, чем у тапиолита, в иммерсии значительно понижается. Двуотражение заметное [24]. Сильно анизотропен (но слабее, чем рутил), цветные эф-

фекты у стрюверита золотисто-желтые до бурых [8] или винно-красные с фиолетовым оттенком [24] (при не полностью скрещенных николях). Внутренние рефлексии отсутствуют или очень темные.

В пл наблюдаются двойники. Некоторые кристаллы содержат микроскопические включения колумбита, рутила, тапиолита — продуктов распада твердых растворов. Отмечается [9] большая гомогенность богатых танталом членов ряда.

Хим. Состав непостоянный, несколько различный не только у минерала из разных месторождений, но и у образцов из одного и того же



Фиг. 151. Двойники ильменорутила

1—4 — Ильменские горы (по Еремееву); 5 — Вежле, Моравия (по Черни и Чеху)

месторождения: содержание титана, ниобия, тантала, железа варьирует, что отражается на физических свойствах. Доказано [25], что в решетку рутилового типа может входить до 25 мол. % FeNb_2O_6 или FeTa_2O_6 , что отвечает содержанию: TiO_2 — 41,52; FeO — 12,44; Nb_2O_5 — 46,04; соответственно: TiO_2 — 31,82; FeO — 9,54; Ta_2O_5 — 58,64. Нередко анализы минерала показывают избыточное содержание Fe против Nb(Ta), не отвечающее замещению 3Ti на $2\text{Nb}(\text{Ta}) + 1\text{Fe}$; возможно наличие в TiO_2 не только твердого раствора FeNb_2O_6 и FeTa_2O_6 , но и FeTiO_3 или Fe_2O_3 , мотивы структуры которых сходны. Fe^{2+} замещается также марганцем: в ильменорутиле из Мелвилла (Австралия) содержится 3,61% MnO [14]. Необычно высоко содержание марганца в минерале из пегматита Уцу (Япония), состав его (анал. Кавай): MgO — 2,34; CaO — 1,52; MnO — 15,96; FeO — 19,12; Al_2O_3 — 5,12; TiO_2 — 37,10; $(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_5$ — 15,43; SiO_2 — 2,27; H_2O — 0,87; сумма — 99,73 (в реферате сумма — 99,82) [26].

Обычна небольшая изоморфная примесь Sn, особенно в стрюверитах; отмечалось содержание V, Cr и др. Стрюверит с Малайских о-вов [10] и из Монголии [8] содержит Sc.

Анализы:										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
MgO	0,12	He обн.	—	0,10	Сл.	0,04	Сл.	0,69	0,24	
CaO	0,46	»	—	0,46	»	0,09	»	He обн.	0,33	
MnO	—	0,05	0,24	0,23	He обн.	0,20	0,24	1,09	0,29	
FeO	—	5,02	—	—	4,17	10,16	—	12,14	2,45	
Fe ₂ O ₃	2,85	—	5,45	6,36	He обн.	0,66	6,57	1,56	10,98	
Al ₂ O ₃	0,88	—	—	0,51	—	—	—	He обн.	1,29	
SiO ₂	2,82	—	0,99	1,28	—	0,05	0,68	0,66	0,63	
TiO ₂	88,37	87,28	83,70	84,29	80,18	71,25	70,99	68,62	48,31	
SnO ₂	—	—	1,50	—	—	—	0,60	—	2,32	
Nb ₂ O ₅	3,59	7,49	7,50	6,46	15,70	17,45	10,05	14,91	23,06	
Ta ₂ O ₅	0,36	—	—	0,21	—	—	10,18	0,16	10,49	
H ₂ O ⁺	—	—	—	0,29	—	—	0,24	—	—	
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	0,05	—	—	
Сумма	99,45	100,03*	99,98**	100,19	100,05	99,90	99,60	99,98***	100,39	
Уд. в.	4,220	4,36	4,34	4,245	4,450	4,477	4,71	—	4,88	

* В том числе 0,10% Cr₂O₃; 0,09% V₂O₅.

** В том числе 0,60% V₂O₅.

*** В том числе 0,15% (Na, K)₂O.

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
MgO	0,21	0,05	He обн.	0,54	—	—	—	0,03	0,30
CaO	0,43	0,26	»	0,44	—	—	—	0,05	0,14
MnO	He обн.	0,10	3,61	Сл.	0,11	—	—	0,09	0,16
FeO	13,20	13,67	10,81	9,51	8,60	—	7,3	9,70	10,14
Fe ₂ O ₃	—	—	—	5,00	—	8,3	—	—	—
Al ₂ O ₃	4,48	0,65	—	0,54	—	—	—	0,60	0,50
SiO ₂	0,06	0,15	0,60	0,93	—	—	2,0	0,41	0,78
TiO ₂	44,82	48,87	43,20	36,24	83,55	65,8	47,8	47,00	37,40
SnO ₂	1,61	0,18	0,39	He обн.	1,10	3,5	1,3	—	4,55
Nb ₂ O ₅	} 34,61	20,19	33,31	42,66	0,20	} 20,1	6,2	9,30	6,65
Ta ₂ O ₅		16,15	7,61	4,04	6,07		34,8	33,12	39,0
H ₂ O ⁺	0,71	—	0,16	0,06	—	—	0,4	—	—
Сумма	100,13	100,27	99,69	99,99*	99,63	97,7	99,8	100,30	99,62
Уд. в.	—	4,91	4,90	5,38	4,2	—	—	5,473	5,49

* В том числе 0,03% ZrO₂.

1—13 — ильменорутилы: 1 — Вост. Коунрад, анал. Т. А. Бурова [27]; 2 — Селянкино, Ильменские горы, ядро кристалла [21]; 3 — Джида, анал. Алексеева [19]; 4 — Вост. Коунрад, анал. Молева [27]; 5 — гора Лохматая, Ильменские горы, анал. Захаров [21]; 6 — гора Фирсова, Ильменские горы, анал. Кетов [21]; 7 — Сибирь, анал. Казакова, материал содержал примесь касситерита [5]; 8 — Вишневые горы, анал. Ошман [18]; 9 — Кольский п-в [7]; 10 — р-к Тешигори (Япония), анал. Кимура и Икава [28]; 11 — Сибирь, анал. Варшал [5]; 12 — Мелвилл (Австралия), ТР не обнаружены [14]; 13 — балка Сапата (УССР), анал. Пилипенко [13]; 14—18 — стрювериты: 14 — Вост. Сибирь, анал. Леонова [23]; 15 — Адун-Чилон, анал. Книнович [22]; 16 — Южн. Дакота, анал. Хес [29]; 17 — Монгольский Алтай, анал. Кухарчик [8]; 18 — из гранитного пегматита, анал. З. Н. Бурова [30].

По-видимому, наименьшим является содержание ниобия (тантала) и железа в ильменорутилах (стрюверитах) высокотемпературных кварцевых жил и грейзенов, более богаты ими ильменорутилы сиенитовых пегматитов и максимально содержание «тапиолитовой молекулы» — в минералах гранитных пегматитов, являющихся классическими ильменорутилами (стрюверитами).

Диагн. исп. В кислотах нерастворимы. В полир. шл. обычно применяемыми реактивами не травятся.

Находж. Минералы редкие (особенно редок стрюверит). Ильменорутил встречается в гранитных и реже в щелочных пегматитах, установлен также в молибденоворудных кварцевых жилах и связанных с ними кварцевых грейзенах, в карбонатитах; стрюверит генетически связан с оловоносными гранитами, наблюдается как аксессуарный минерал гранитов, содержится в гранитных пегматитах и в грейзенах. Как устойчивые минералы ильменорутил и стрюверит попадают в россыпи.

В гранитных пегматитах их образование связано с процессами щелочного метасоматоза — альбитизации, мусковитизации, микроклинизации (стрюверит). Ильменорутил, помимо кварца, сопровождается биотитом, колумбитом, турмалином, реже касситеритом, бавенитом и др. Впервые был обнаружен в виде кристаллов в гранитных пегматитах нескольких копей Ильменских гор (Челябинская обл.): Блюмовская, оз. Вшивое, Криолитовая и др. [1, 10, 21, 31]. Встречен и в гранитных пегматитах Приазовья (балка Сапатая, Зеленая Могила и др.) [13], в кварцево-микротино-альбитовых пегматитах Кольского п-ова [7], в альбитизированных участках пегматитов редкометального поля Сибири [5]. Характерен для гранитных пегматитов Южн. Норвегии (Ивеланд и др.) [32]; кристаллы с продуктами распада твердого раствора в виде колумбита наблюдались в пегматите около Вежны в Моравии (Чехословакия) [11].

Стрюверит обнаружен в гранитных пегматитах Адун-Чилона (Читинская обл.) [22], в альбитизированных пегматитах Монгольской части Алтая [8], в пегматитах Краведжа (Италия), Ампангабе (Мальгашская Республика) [12], Кийстона (шт. Южная Дакота, США). В виде хорошо образованных диширамидальных кристалликов (до 0,5 мм) наблюдался как аксессуарный минерал гранитов в Забайкалье, где ассоциируется с касситеритом и вольфрамитом [33]. В Вост. Сибири установлен в топазо-кварцево-слюдяном грейзене в экзоконтакте гранитного массива; сопровождается касситеритом, циртолитом и торитом [23].

В сиенитовых пегматитах встречается ильменорутил, менее обогащенный ниобием (при отсутствии тантала), он наблюдается в больших количествах на восточном склоне Ильменских гор (горы Фирсова, Лохматая, Селянкино); слагают обычно внутренние части желвакообразных масс, наружные части которых состоят из ильменита и содержат сфен, перовскит и др. [21]. Встречается также в сиенитовых пегматитах Вишневых гор (Челябинская обл.) [18, 34].

Ильменорутил обнаружен в полевошпато-кварцевых прожилках в граните Первомайского молибденового рудника Джидинского месторождения (Бурятская АССР), где сопровождается мусковитом, молибденитом, апатитом и др. [19]; характерен также в ассоциации с молибденитом для рудных жил и кварцевых грейзенов Восточно-Коунрадского месторождения (КазССР) [27].

Ильменорутил установлен также в карбонатитах: в СССР — на Сибирской платформе [3], в США — в округе Лемхай в шт. Айдахо [17].

Известны находки в россыпях: крупные кристаллы ильменорутила встречены в золотоносных россыпях Зап. Австралии (Мелвилл, Ялгу) [14, 35], в оловоносных россыпях Перак на Малайских о-вах (Крук и Джонстон [20], а также Хес и Уэлс [29] принимали минерал за стрюверит, Флинтер [2] определил его как ильменорутил).

Изм. В общем очень стойки. Ильменорутил Ильменских гор, генетически связанный со щелочными породами, с периферии подвергся замещению ильменитом или сфеном. На стрюверите Монголии наблюдались коричнево-серые «рубашки» неизвестного состава.

Практ. знач. При значительных скоплениях могут служить рудами на ниобий или тантал.

Отл. От рутила отличаются непрозрачностью, цветом, цветом черты, уд. в.; в полир. пл. — отсутствием красных внутренних рефлексов. Кристаллы сходны с кристаллами тапиолита, но уд. в. ильменорутила (стриюверита) ниже, чем уд.в. тапиолита. Ильменорутилы с высоким содержанием ниобия трудно отличимы в шлифах от магнетита и ильменита, ильменорутилы с меньшим содержанием ниобия отличаются от ильменита серым цветом.

Межплоскостные расстояния ильменорутила
из Ильменских гор, по Михееву

Cu-излучение, $D = 46,00$ мм

hkl	I	$d(kX)$	hkl	I	d	hkl	I	d
110 β	2	3,617	211 β	2	1,872	301	4	1,386
110	8	3,269	211	10	1,695	112	2	1,360
101	6	2,497	220	6	1,626	312	6	1,047
200	2	2,305	002	2	1,483	213; 412	4	0,895
111	2	2,185	310	4	1,456	510; 431	4	0,881

Межплоскостные расстояния стрюверита
Монгольского Алтая [8]

Fe-излучение, $D = 57,3$ мм

hkl	I	$d(kX)$	hkl	I	d	hkl	I	d
110 β	5	3,57	211	10	1,699	321	7	1,183
110	10	3,25	220	7	1,641	400	4	1,161
101 β	4	2,75	301 β	1	1,511	222	6	1,106
101	9	2,495	002	3	1,495	330	5	1,095
200	4	2,305	310	6	1,465	411	7	1,054
111	5	2,202	301	7	1,375	312	7	1,047
210	2	2,063	112	6	1,361	420	6	1,038
211 β	6	1,878	202	2	1,257			

Л и т е р а т у р а

1. Кокшаров Н. Материалы для минералогии России, 1856, ч. 2, 313.
2. Flinter В. Н. Am. Min., 1959, 44, No 5—6, 620.
3. Тучкова М. И. Информ. бюлл. Ин-та геол. Арктики, 1959, вып. 14, 28.
4. Briège Y., Gasperin M., Kurylenko С. Bull. Soc. fr. min., 1959, 82, N 10—12, 401.
5. Корнетова В. А. Тр. Мин. муз. АН СССР, 1963, вып. 14, 96.
6. Noël W. Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1949, 1, N. 5—6, 609.
7. Гордиенко В. В., Кульчицкая Е. А. Матер. по минералогии Кольского п-ова, 1962, вып. 2, 133.
8. Залашкова Н. Е., Сидоренко Г. А. Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1959, вып. 3, 85.
9. Segrý P., Sesh F., Rовондра Р. N. Jb. Min., Abhandl., 1964, 101, N. 2, 142.
10. Еремеев П. В. Зап. Мин. об-ва, 1871, 6, прот., 376; 1878, 13, прот., 405; 1879, 14, прот., 218 и 238; Горный журн., 1879, 3, № 7, 97; Зап. Мин. об-ва, 1880, 15, прот., 160; 1891, 27, прот., 407.
11. Segrý P., Sesh F. Casop. Moravsk. musea Brně, vědy přírod., 1962, 47, 13.
12. Lasgoix A. Bull. Soc. fr. min., 1912, 35, 185 и 228.
13. По данным Ю. Ю. Юрка.
14. Simpson E. S. Minerals of Western Australia. Perth, 1951, 2, 651.
15. Свяжин Н. В. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, 1961, вып. 56, 61 (хим. анализ).
16. Бергер Г. С. Флотуруемость минералов. Госгортехиздат, 1962, 179; Полякин С. И., Андреев П. И. Цветные металлы, 1963, № 5, 9.

17. Anderson A. L. Econ. Geol., 1960, 55, No 6, 1179.
18. По данным Э. М. Бонштедт - Куплетской, 1951.
19. Повилайтис М. М. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 24, 106.
20. Crook T., Johnston S. J. Min. Mag., 1912, 16, No 75, 224.
21. По данным А. И. Симонова, 1949.
22. Нефедов Е. И. ДАН СССР, 1941, 32, № 5, 361.
23. Ситнига А. А., Леонова Т. Н. ДАН СССР, 1961, 137, № 3, 685.
24. Meixner H. N. Jb. Min., Monatsh., 1951, H. 9, 212.
25. Amark K. Geol. för. förhandl., 1941, 63, H. 3, N:o 426, 295.
26. Kawai T. J. Chem. Soc. Japan, 1960, 81, 1052 (текст японский) (по реферату: Min. Abstr., 1961, 15, No 3, 210).
27. Чухров Ф. В. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 50, 107; Чухров Ф. В., Шлайн Л. Б. Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 9, 35.
28. Nagata Z. J. Fac. sci., Hokkaido univ., Ser. 4, Geol., 1943, 7, No 2, 162.
29. Hess F. L., Wells R. C. Am. J. Sci., 1911, 21, 432.
30. Хвостова В. А., Сретенская Н. Г. Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1963, вып. 16, 137.
31. Prior G. T., Zambonini F. Min. Mag., 1908, 15, No 68, 78.
32. Brögger W. Skrift. Vidensk. Selsk., Kristiania, Math.-nat. Kl., 1906, No 6, 41.
33. Дистлер В. В., Попов С. Д., Овчарова З. Ф. Тр. Мин. муз. АН СССР, 1963, вып. 14, 209.
34. Жабин А. Г., Мухитдинов Г. И., Казакова М. Е. Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1960, вып. 4, 51.
35. Deans T. Bull. Imp. inst., London., 1944, 42, No 1, 45.

Касситерит Cassiterite



Название от греч. слова *κασσιτερος* (касситерос) — олово (Бедап, 1832).

Синон. Оловянный камень — Zinnstein, tinstone (Валериус, 1750), оловянный гранат — Zinngranat (Валериус, 1750), оловянный шпат — Zinnspath (Валериус, 1750), оловянная руда — Zinnerz (Леонхард, 1821), станниолит — stanniolite (Кёхлин, 1911).

Игольчатая оловянная руда — needle tin ore, Nadelzinnerz — остропирамидальные кристаллы, цвиттер — Zwitter и визирная руда — Visirerz, Visir-Graupen — двойниковые группы (местные обозначения немецких горняков). Горное олово — Bergzinn — касситерит из коренных месторождений, речное олово — Stromzinn, stream tin — касситерит россыпей.

Смесями касситерита с другими минералами оказались: станнит — stannite (Брайтхаупт, 1847) — смесь с кварцем, пиритом и др.; айналит — ainalite (Норденшельд, 1855) — смесь с танталитом (Омарк, 1941); купрокасситерит — cuprocassiterite (Улке, 1893) — смесь касситерита с другими минералами — продукт изменения станнина; силезит (силесит) — silesite (Паули, 1926) — тонкокристаллическая смесь касситерита и кварца.

Разнов. Деревянистое олово.

Характ. выдел. Кристаллы, зернистые агрегаты, частью скрыт кристаллические, иногда полосчатые, гроздевидные, конкреционные сферолитовые.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^{14} - P4_2/mnm$; $a_0 = 4,737$; $c_0 = 3,185 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,672$; $Z = 2$ (из Корнуэлла; Баур, 1956) [1]; данные прецизионных определений: $a_0 = 4,7372_7$; $c_0 = 3,18638_3$ (Шрёке, 1959) [2]. Расхождение значений параметров элементарной ячейки касситеритов различного генезиса не выходит за пределы ошибок определений [3, 4].

Структура типа рутила (см. стр. 239). Расстояния Sn — O = 2,03 и 2,07 Å.

Дитетраг.-дипирамид. кл. $D_{4h} - 4mmm (L_44L_25PC)$; $a : c = 1 : 0,6723$. (Беке, 1877) [5].

Формы [3—9]:

	φ	ρ		φ	ρ
<i>c</i> 001	—	0°00'	<i>s</i> 111	45°00'	43°33'
<i>a</i> 100	90°00'	90 00	<i>q</i> 221	45 00	62 15
<i>m</i> 110	45 00	90 00	<i>i</i> 552	45 00	67 11
<i>r</i> 320	56 19	90 00	<i>z</i> 321	56 19	67 35
<i>h</i> 210	63 26	90 00	<i>b</i> 212	63 26	36 56
γ 310	71 34	90 00	<i>t</i> 313	71 34	35 23
<i>e</i> 101	90 00	33 55			

<i>ss</i> (111) : ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$) = 58°19'	<i>ea</i> (101) : (100) = 56°05'	<i>zz</i> (321) : (231) = 20°53'
<i>sm</i> (111) : (110) = 46 27	<i>ee</i> (101) : (011) = 46 28	<i>za</i> (321) : (100) = 39 25
<i>se</i> (111) : (101) = 28 55	<i>zz</i> (321) : ($3\bar{2}\bar{1}$) = 61 42	<i>zm</i> (321) : (110) = 24 59

Менее обычные формы:

β 870	<i>h</i> 430	203	<i>x</i> 114	331	<i>T</i> 873	<i>R</i> 17.13.6	<i>H</i> 13.8.4	<i>O</i> 942
760	ρ 750	201	112	π 551	ξ 761	ν 752	<i>K</i> 10.6.3	835
650	<i>l</i> 410	301	<i>y</i> 335	<i>n</i> 661	<i>Y</i> 14.11.5	<i>u</i> 19.16.7	<i>L</i> 742	ζ 3.1.12
540	710	<i>w</i> 501	<i>S</i> 223	η 771	<i>d</i> 432	<i>f</i> 323	<i>M</i> 15.8.4	τ 514
970	102	λ 311	332	<i>p</i> 12.12.1	431	ϕ 645	<i>N</i> 421	611

Редкие и недостоверные формы:

32.31.0	11.8.0	113*	871	13.11.2	7.3.12
14.13.0	5.3.0	665	766	547	52.10.15**
11.10.0	50.7.0?	18.18.1	32.26.11	32.23.11**	811
10.9.0	901	120.120.1??	32.25.11	21.14.18	10.1.10
					100.7.7??

* По Флинту.

** По Алявдину.

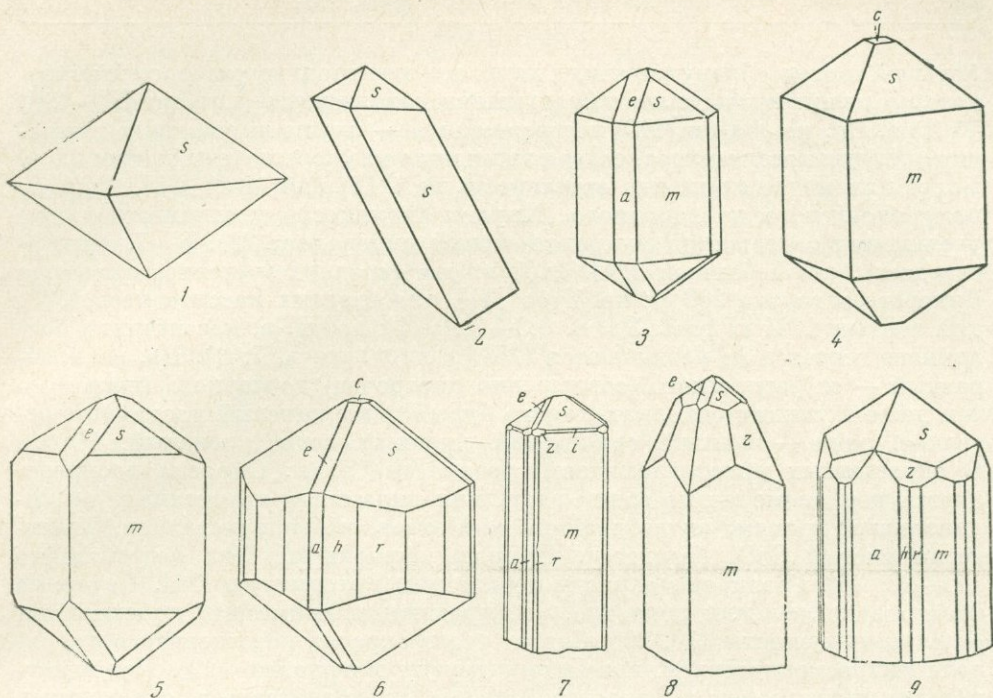
Габитусные формы в порядке их значимости, по Болдыреву и др: *m* (110), *s* (111), *e* (101), *a* (100), *r* (320), *z* (321); теоретический порядок важнейших форм, по Шафрановскому: *m* (110), *e* (101), *a* (100), *s* (111).

Кристаллы имеют различный облик в зависимости от условий образования [3, 4, 10—12]: высокотемпературные — дипирамидальные (фиг. 152, 1), иногда вытянутые вдоль ребра (111) : (111) (фиг. 152, 2); более низкотемпературные — призматические с различным соотношением граней дипирамид и призм (фиг. 152, 3—9), иногда игольчатые [13, 14]. На гранях призм нередко вертикальная штриховка, на гранях дипирамид — штриховка, параллельная ребру (101) : (111). Характерны вициальное развитие некоторых граней, ступенчатость, углубления неправильной формы.

Двойники по *e* (101) обычны (фиг. 153) — двойники срастания и прорастания, часто полисинтетические [4], нередко четверники, шестерники и сложные комплексные двойники [15—17], срастания звездчатого типа и др. Редки двойники по (301). Наряду с двойниками установлены взаимные срастания индивидов по граням (100) и (101) [15]. Двойники скольжения с K_1 (101), σ_2 (103) [18].

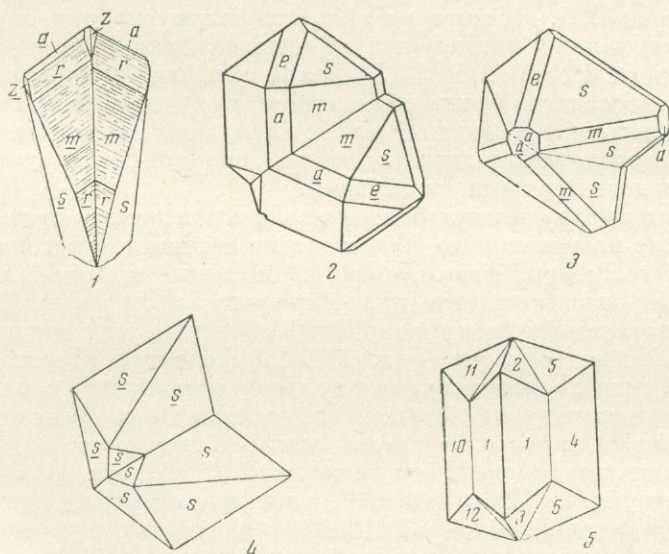
Наблюдались ориентированные срастания касситерита с другими минералами [19]: (10 $\bar{1}$ 1) и [0001] кварца \parallel (111) и [$\bar{1}\bar{1}$ 2] касситерита; тонкие таблички тапиолита \parallel (001), (110), (100) и (301) касситерита; иголки тапиолита \parallel оси *c* касситерита; пластинки колумбита \parallel (100) касситерита. Отмечалась закономерная ориентировка игл касситерита в норденшельдите: [001] касситерита \parallel [11 $\bar{2}$ 0] или [10 $\bar{1}$ 0] норденшельдита.

Нередко касситерит содержит включения минералов ряда колумбита-танталита, тапиолита, вольфрамита [14, 20], стрюверита, рутила и др.,



Фиг. 152. Кристаллы касситерита

1 — Тамынген, Якутия (по Болдыревой); 2 — Завитая, Забайкалье (по Болдыревой); 3 — Ималка; Забайкалье (по Григорьеву); 4 — Этыка, Забайкалье (по Григорьеву и Доломановой); 5 — Ингода; Забайкалье (по Доломановой); 6 — Иульта, Забайкалье (по Готману); 7 и 8 — Бургавли, Якутия (по Болдыревой); 9 — Ханчеранга, Забайкалье (по Готману)



Фиг. 153. Двойники касситерита по (101)

1 — Онон, Забайкалье (по Болдыревой); 2 и 3 — Циновец, Чехословакия (по Дана); 4 — Пилабара, Австралия (по Симпсону); 5 — сложный двойник с развитием граней (540), четверник тройников, Хинган, Амурская обл.; цифрами обозначены грани различных индивидов (по Рундквисту)

большей частью обнаруживаемых лишь под электронным микроскопом; некоторые из них представляют продукты распада твердых растворов [20—22].

Физ. Сп. по (100) и (110) несовершенная — лучше выражена у светлокрасных касситеритов, содержащих мало микровключений минералов. Более или менее отчетлива отдельность по (111) или (101) [23]. Изл. от полураковистого до неровного. Хрупок (хрупкость увеличивается при увеличении содержания микровключений минералов). Тв. 6—7. Микротвердость, по Лебедевой [24], 1106 кг/мм^2 (среднее значение, пирамида Викерса, нагрузка 200 г); по Тубо [24], для светлых касситеритов 1333, для темных 1424 кг/мм^2 . Уд. в. 6,3—7,19 [4]; по уд. в. касситериты различного генезиса не различаются [25] (вычисл. уд. в. 7,01). Цв. разнообразный — от бесцветного (совершенно прозрачен) до черного (непрозрачен даже в тонких осколках); часто бурый и коричневый различных оттенков, реже — желтый, оранжевый, красный, серый, зеленый, белый. В окрашенных кристаллах часты бесцветные зоны. Окраска распределяется неравномерно по зонам роста или пирамидам нарастания, по видциальным граням, вдоль двойниковых швов, ребер кристаллов. Химически чистый SnO_2 бесцветен. Природа окраски изучена недостаточно [20—22, 26]. Различают окраски первичную и вторичную [21]. Изучение спектров поглощения показало, что красящими примесями не являются отдельные элементы [20, 26]. Скорее всего окраска касситерита обусловлена микроскопическими примесями других минералов [20]. Под электронным микроскопом выявляется большое их количество в окрашенных зонах.

Черта белая, слегка сероватая, желтоватая до темно-бурой, иногда с черноватым оттенком. Бл. от алмазного до матового, иногда металлический или алмазный на поверхности граней; в изломе блеск чаще всего жирный, реже металлоидный у темноокрашенных разновидностей.

Электрические свойства касситерита чрезвычайно изменчивы и зависят от примесей [22]. Касситерит является полупроводником (т. э. д. с. от 12 до 90 $m\Omega$) и лишь в ряде случаев — диэлектриком (диэлектрическая проницаемость от 6,1 до 12,5) [27]. Такая сильная изменчивость электрических свойств касситерита объясняется различиями состава и строения его кристаллов. Замечено, что с понижением температуры образования касситерита его диэлектрическая проницаемость увеличивается. Обладает детекторными свойствами.

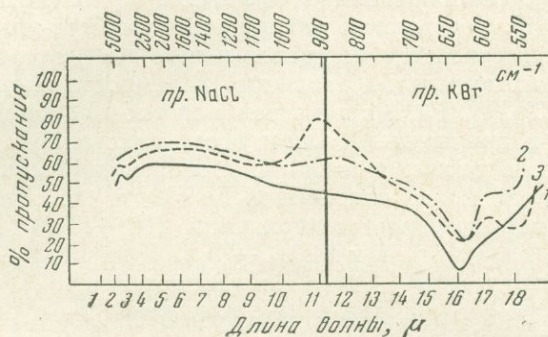
В катодных лучах светится зеленовато-желтым цветом средней интенсивности, после нагревания до 900° свечение становится красновато-желтым [28]. Искусственный белый, чистый, лишенный примесей касситерит светится светло-зеленым цветом при облучении электронами [29].

Спектры поглощения в инфракрасной области касситеритов различного генезиса имеют отличия (фиг. 154) [30]; спектры касситеритов из пегматитовых жил характеризуются полосой поглощения с максимумом $632,9 \text{ см}^{-1}$ и поглощением меньшей интенсивности в области $1428,6—714,3 \text{ см}^{-1}$ (кривая 1), касситериты гидротермальных месторождений (кривые 2 и 3) дают широкую полосу поглощения в области $833,3—500 \text{ см}^{-1}$ с двумя максимумами $632,9$ и 555 см^{-1} , а также максимумом пропускания при 909 см^{-1} (кривая 3).

Касситерит флотируется олеиновой и пальмитиновой кислотами (оптимально в нейтральной среде) и алкилсульфатом (в кислой среде при $\text{pH}=6$ и в щелочной среде — до $\text{pH}=10$) [31].

Микр. В шл. в прох. св. бесцветен, желтый, коричневый, грязно-зеленый, оранжевый, кроваво-красный или бурый. Часто один и тот же кристалл или одна и та же зона в кристалле в разных местах окрашены в различные цвета; иногда наблюдается наложение одной окраски на дру-

гую. Окраска интенсивнее по N_e , чем по N_o , иногда $N_o = N_e$. Наиболее сильный плеохроизм — у касситеритов из пегматитов [4, 20, 32, 33], наиболее слабый — у касситеритов из месторождений касситерито-сульфидной формации. Разница в коэффициентах поглощения света для направления колебаний обоих лучей уменьшается по мере перехода от высокотемпературных касситеритов к низкотемпературным [26]. Одноосный (+),



Фиг. 154. Спектры поглощения в инфракрасной области касситеритов различного генезиса

1 — из пегматитовых жил; 2 и 3 — из гидротермальных жил (по Солнцевой)

иногда аномально двуосный с $2V$ до 38° , $r < v$ [34—36]. У касситерита из Казахстана наблюдалось [26] косое погасание (до 20°). Светопреломление и двупреломление высокие, $n_e - n_o$ у касситеритов из различных месторождений СССР колеблется в пределах 0,082—0,106 для Na-света [26]:

n_e	n_o	$2V$	М-ние
2,0998	2,0009		Ималкинское (Читинская обл.)
2,0974	2,0027		Шумиловское (Читинская обл.)
	2,001	25°	Урунхайское (КазССР)
	1,989	$21\frac{1}{2}^\circ$	Сохондинское (Читинская обл.)

Изучено изменение показателей преломления и двупреломления с возрастанием длины волны (Эклебе) [37]:

λ , μ	440,0	496,1	585,1	653,0	715,2
n_e	2,1397	2,1188	2,0972	2,0874	2,0818
n_o	2,0475	2,0239	2,0006	1,9899	1,9836

В полир. пл. в отраж. св. серый. Отраж. спос. (в %): для зеленых лучей 11, для оранжевых — 10, для красных — 8,5. Измеренная при помощи фотоэлемента, по Орселю, для белых лучей: $R_o = 11$, $R_e = 12,4$; по Бауи [37]: для белых лучей 12,0 и для оранжевых 11,7. Двухотражение слабое. Анизотропен, интерференционные окраски маскируются внутренними рефlekсами (от белых до бурых и красноватых).

Иногда наблюдается тонкопластинчатое двойникование по (101), особенно после травления, а также зональное строение. Полируется чрезвычайно трудно.

Видимый угол вращения плоскости поляризации отраженного света — A_r при $\lambda = 470 \mu$ $1,33^\circ$, при 589μ $1,46^\circ$, при 620μ $1,49^\circ$, при 650μ $1,42^\circ$ [38].

Хим. Теор. состав: SnO_2 — 100 (Sn — 78,77).

Спектральными анализами в касситеритах в разных количествах обнаружены: Be, B, Al, Si, Ar, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ru, Rh, Pd, Ag, Cd, In, Mg, Sb, Te, Yb, Hf, Ta, W, Re, Os, Ir, Pt, Pb, Bi. Из них некоторые (Nb, Ta, W, In, Sc, Zr, Sb, Pb, Zn, Ag) являются типоморфными примесями.

Иногда наблюдается зависимость содержания примесей от состава вмещающих пород (Ti, Cr, V, Ni, Co). В касситеритах различных месторождений обнаружено в среднем (в %): $n \cdot 10^{-3}$ Ga [39]; 0,17—0,24 In [40]; 0,1—0,2 Sc_2O_3 [41]. Содержание различных элементов-примесей в отдельных кристаллах касситерита из одного и того же месторождения и даже в отдельных зонах кристалла различно. В темноокрашенных касситеритах больше Nb, Ta, W, Fe, Mn и Ti, чем в светлоокрашенных; эти элементы приурочены к окрашенным зонам роста кристаллов. Большая часть элементов-примесей входит в состав микровключений минералов [20—22]. Указывалось, что Sn может замещаться Fe [42] и что содержание Fe увеличивается пропорционально содержанию (Nb + Ta) [43]. Максимальное содержание Ta_2O_5 — 4,30 и Nb_2O_5 — 2,25 (при Fe_2O_3 — 1,03) в касситерите из пегматита Китая [44]. Предположительно $2Sn^{4+}$ замещаются $Fe^{3+} + (Nb, Ta)^{5+}$. Допускается также вхождение Fe в решетку касситерита в виде Fe^{2+} [45].

Многочисленные анализы касситеритов из месторождений СССР приведены в работах Болдыревой [3, 4], Готмана [25, 26], Вазбудного [21], Жилинского [46], Григорьева [47], Шавло [48], Грачевой и Золотова [49], Корнетовой [14], Розенцвита [50], Владимирова [51], Бабкина и Рожкова [52] и др.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
MgO	—	—	Не обн.	0,02	0,03	—	Не обн.	Сл.	0,01
CaO	—	—	0,06	0,06	0,01	0,03	»	0,30	0,10
MnO	0,02	0,05	Не обн.	0,84	0,02	0,01	Не обн.	Сл.	Сл.
Al_2O_3	Сл.	—	Не обн.	1,07	0,07	—	0,10	0,11	0,14
Fe_2O_3	0,49	0,35	0,07	0,38	0,32	0,17	0,90	0,71	0,43
SiO_2	0,65	0,10	0,19	0,92	0,25	0,25	0,42	0,22	0,45
TiO_2	0,07	Сл.	0,36	0,87	0,15	0,68	0,30	Сл.	0,03
ZrO_2	0,01	»	0,03	0,54	Не опр.	0,02	0,06	—	—
SnO_2	95,61	97,64	99,23	93,52	98,24	98,63	97,97	98,77	98,60
$(Ta + Nb)_2O_5$	3,25	1,87	0,11	1,04	0,74	0,17	Сл.	0,08	Сл.
WO_3	—	—	—	0,60	Не опр.	0,30	0,23	—	—
П. п.	—	0,15	0,03	—	—	0,06	0,12	—	0,12
Сумма	100,10	100,16	100,08	99,86	99,83	100,32	100,10	100,19	99,88
Уд. в.	7,00	6,95	6,96	—	6,97	6,96	6,81	6,99	6,90

1—2 из гранитных пегматитов: 1 — Ак-су (КиргССР), анал. Мамонтов [4]; 2 — Урунхайское м-ние (КазССР), анал. Старынкевич-Борнеман [25]; 3—4 — из жил касситерито-полевошпатово-кварцевой формации: 3 — бурый, Ималкинское м-ние (Читинская обл.), анал. Медведова [25]; 4 — черный, Этыкинское м-ние (Читинская обл.), анал. Степан, по новым данным Григорьева и Доломановой; 5—6 — из жил касситерито-кварцевой формации: 5 — темно-бурый, Ононское м-ние (Читинская обл.), анал. Книшович [4]; 6 — Ленинское м-ние (КазССР), анал. Бомштейн [25]; 7—8 — из штокверка касситерито-кварцево-сульфидной формации: 7 — темно-коричневый, Ингодинское м-ние (Читинская обл.), анал. Нестерова, по новым данным Доломановой; 8 — м-ние Бургавли, Яна-Адычанский бассейн (Якутская АССР), анал. Стукалова [53]; 9 — касситерит из жильной зоны касситерито-сульфидной формации, Хапчеранга (Читинская обл.), анал. Смирнов [4].

Касситерит в растворах КОН или NaOH нацело растворяется в автоклаве при t -ре 200—300° при определенной концентрации щелочи [54]. Хорошо растворяется в водных растворах Na_2S при температуре 275—300° и давлении 70—85 атм в трехкратном избытке реагента [55]. При нагревании растворяется в H_2SO_4 различной концентрации (наибольшая растворимость наблюдается при температуре кипения конц. H_2SO_4) [56]. Раствори-

мость тонкодисперсного, землистого касситерита больше, чем колломорфного или мелкокристаллического [57]. В воде при обычных температурах практически нерастворим.

При обработке дистиллированной водой в течение 48 час при 20° в раствор перешло $1-3 \cdot 10^{-5}$ % Sn [57]; при 215° количество растворенного касситерита составило 0,14% от навески [58]; реакция раствора кислая. При 900 и 1000° происходит резкое, скачкообразное увеличение растворимости в воде: при 1000° и давлении 1000 кг/см² растворимость достигает 2,66 г касситерита в 100 г воды [59].

Диагн. исп. На полир. шл. касситерита реактивы не действуют. От HCl при пропускании электрического тока буреет и разлагается.

П. п. тр. не плавится. На угле с содой дает металлическое олово и белый налет. Зерна касситерита на предварительно нагретой цинковой пластинке при действии HCl покрываются металлическим оловом («оловянное зеркало»).

Повед. при нагр. На кривой нагревания до 1200° термических эффектов не обнаруживает [60]. Т-ра плавл. 1625°, летуч до плавления, разлагается при плавлении (Берч и др.).

В пламени вольтовой дуги испаряется с образованием паутинок в воздухе [61]. В результате нагревания окраска минерала нередко изменяется. С повышением температуры показатели преломления возрастают, а дву-преломление понижается [38]: при $\lambda = 578$ м μ и 16° $n_e = 2,0980$, $n_o = 2,0007$, $n_e - n_o = 0,0973$; при 324°, соответственно, 2,1135, 2,0173 и 0,0962; при 533° — 2,1275, 2,0316 и 0,0959; при 824° — 2,1489, 2,0545 и 0,0944; при 1014° — 2,1658, 2,0702 и 0,0956.

Линейное термическое расширение (в %): \parallel с 0,03, \perp с 0,03 (Берч и др.).

Теплоемкость при 0° — 0,34, при 200° — 0,43, при 800° — 0,55 дж/г; молярная теплоемкость 12,57 ккал/град·моль (Берч и др.). Свободная энергия образования (—) 124,2 ккал/моль; теплота образования (—) 138,8 ккал/моль; энтропия 12,5 ккал/град·моль (Кэй и Лэби).

Нахожд. Касситерит—самый распространенный минерал олова. Образуется в различных условиях, начиная от магматических и кончая гипергенными [62—66].

Месторождения касситерита генетически связаны с кислыми изверженными породами, преимущественно с гранитами (так называемыми оловоносными, отличающимися от обычных петрохимическими особенностями) [25, 67]. В гранитах касситерит встречается как аксессуарный минерал, реже в миароловых пустотах. В грейзенизированных гранитах количество касситерита возрастает (Колымо-Индибирский бассейн, Забайкалье и др.).

Месторождения касситерита, согласно С. С. Смирнову и О. Д. Левицкому, принадлежат формациям касситеритовых гранитных пегматитов, касситерито-кварцевой и касситерито-сульфидной; выделяются также формации «переходного» типа: касситерито-полевошпато-кварцевая, касситерито-кварцево-сульфидная [65], касситерито-силикатная [68] и касситеритоносных скарнов. Касситерит в пегматитах выделяется в стадию грейзенизации; наблюдается в парагенезисе с кварцем, мусковитом, микроклином, альбитом, топазом, турмалином, флюоритом, тантало-ниобатами. Месторождения этого типа, обычно непромышленные, имеются в разных странах: в СССР — в Забайкалье, Калбинском хр., Туркестанском хр., на Кавказе, в Енисейском крае, на Северо-Востоке Сибири; вне СССР — в Австралии (Квинсленд, Тасмания), Испании, Португалии, Франции, Африке (Нигерия, Конго), Малайе, Таиланде, Китае (Гуанси), Канаде, США, Бразилии, Боливии.

Литл [69] в результате изучения включений в касситеритах пришел к заключению, что большинство пегматитовых месторождений олова образовалось из расплава.

В контактово-метасоматических месторождениях касситерит образовался в гидротермальную стадию вместе с кварцем, шеелитом, флюоритом, флогопитом, турмалином, сульфидами, датолитом, аксинитом, магнетитом, данбурином, людвигитом и др. К этому типу относится ряд месторождений СССР, за рубежом — месторождения Шварценберг (ГДР), Арандиз (Юго-Зап. Африка), месторождения Мексики, провинции Хунань (Китай), Аляски (США) и др.

В месторождениях касситерито-полевошпато-кварцевой формации касситерит встречается в парагенезисе с кварцем, микроклином, амазонитом, плагиоклазом, топазом и др. (месторождения Читинской обл., Боливии, Африки); в месторождениях касситерито-кварцевой формации он ассоциируется с кварцем, мусковитом, вольфрамитом, флюоритом, реже с висмутином, арсенопиритом, турмалином, топазом: в СССР — Забайкалье, Калба-Нарымский р-н, Средняя Азия, Центр. Казахстан, Алтайский край, Северо-Восток СССР, Приморье, Хабаровский край; за границей — в ГДР, Испании, Португалии, Франции, в Африке, Австралии (Тасмании), Малайе, Бирме, Китае, Монголии, Боливии и др.

В месторождениях касситерито-кварцево-сульфидной формации касситерит встречается вместе с кварцем, турмалином, мусковитом, арсенопиритом, вольфрамитом, шеелитом, флюоритом, хлоритом, сфалеритом, галенитом, пирротином, реже с топазом, бериллом, бертрандитом, монацитом, корундом, теллуридами висмута, минералами кобальта, золотом и др. Такого типа месторождения известны в Сибири, в Австралии (Маунт-Бишоф), Англии (Корнуэлле), США (на Аляске), в Монголии и др.

В месторождениях касситерито-сульфидной формации касситерит наблюдается в ассоциации с хлоритом, кварцем, карбонатами, пирротином,

Типоморфные свойства касси

Формация	Содержание элементов-примесей, %	Облик кристаллов и агрегатов	Двойники	Размеры кристаллов
Касситеритовых гранитных пегматитов	Nb, Ta — от 6 до 1 W — редко, следы Zr, Sc — обычны	Дипирамидальный	Редки	Целые см и мм
Касситерито-полевошпато-кварцевая	Nb, Ta — около 1 W — доли процента или отсутствует Zr, Sc — обычны As — редко, следы	Короткопризматический	Часть колеччатые и полисинтетические	От первого десятка см до нескольких мм
Касситерито-кварцевая	Nb — десятые доли процента Ta — редко Zr, Sc, W — доли процента As — следы	То же	То же	То же
Касситерито-кварцево-сульфидная (и касситерито-силикатная)	Nb — менее 0,1 Ta — нет W — доли процента, редко Zr, Sc — редко, следы As — десятые доли процента In, Sb, Pb — обычны	Коротко- и длиннопризматический (часть звездчатые сростки)	Часть колеччатые	Несколько мм и меньше
Касситерито-сульфидная	Nb, Ta, Sc — нет Zr, W — редко, следы As — десятые доли процента In, Sb, Pb, Ag, Zn — обычны	Длиннопризматический, игольчатый, колломорфный (почки); звездчатые агрегаты, сферолиты	Редки	То же

сфалеритом, галенитом, халькопиритом, сложными сульфидами свинца, сурьмы, серебра, мышьяка, меди, олова и др. [63]. Месторождения — в Приморье, на Северо-Востоке Сибири, Кавказе, в Забайкалье, УзбССР, Италии, Южно-Африканской Республике, Австралии, на Малаккском п-ове, в Лаосе, Китае, США, Боливии. К этой группе, по-видимому, относятся и олово-медные месторождения Японии (Канагез, Акенобе), Южно-Африканской Республики, Австралии.

Выделения деревянистого олова в покровах риолитов и кварцевых порфиров почти без других минералов (Хабаровский край) или с гематитом, кристобалитом, тридимитом, кварцем, магнетитом, санидином, топазом, флюоритом и др. (шт. Невада и Нью-Мексико в США, Мексика), вероятно, относятся к близповерхностным месторождениям касситерито-кварцевой формации. Деревянистое олово встречено также в месторождениях касситерито-кварцево-сульфидной формации (месторождение Шах-Шагайлинское [70], Казахстан) и касситерито-сульфидной формации (Приморье — месторождение Лифудзин); в россыпях деревянистое олово обнаружено в районе развития кварцевых порфиров (Забайкалье).

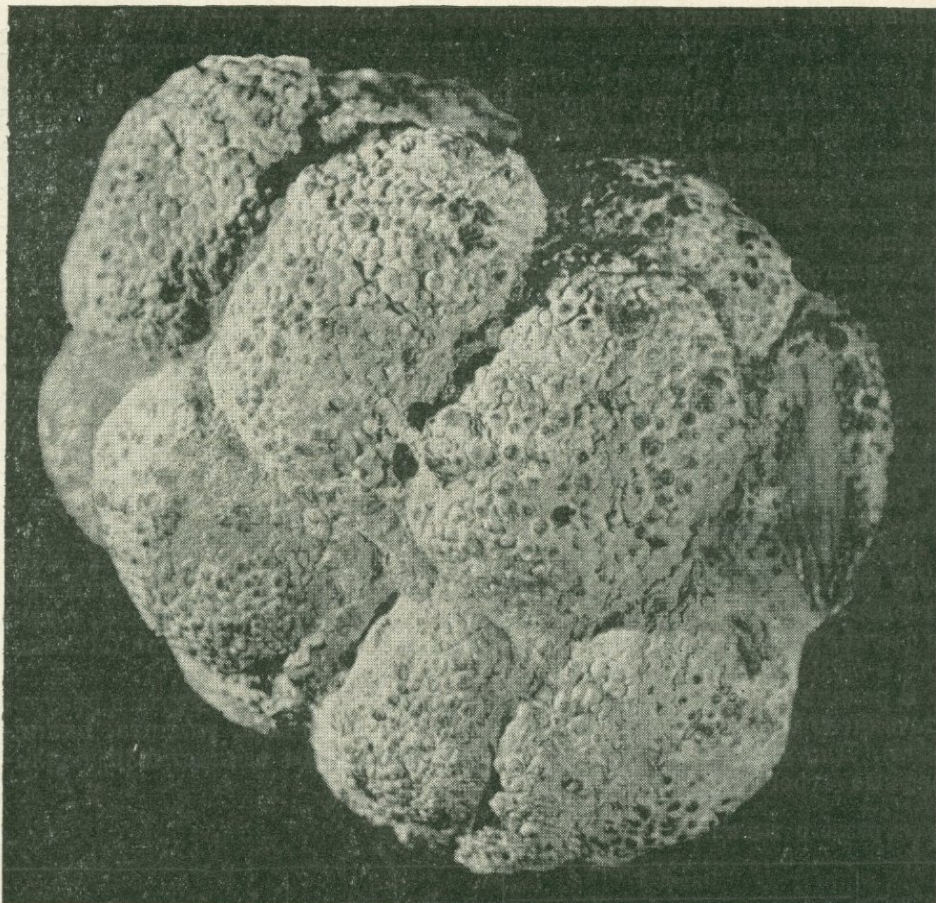
Наибольшее практическое значение имеют месторождения касситерито-сульфидной и касситерито-кварцево-сульфидной формации.

Касситерит как устойчивый минерал накапливается в россыпях. Наиболее крупные россыпи образуются при разрушении месторождений касситерито-кварцевой и касситерито-кварцево-сульфидной формации, а также формации касситеритовых гранитных пегматитов и гранитов (Малаккский п-ов и др.).

В редких случаях касситерит образуется в зоне гипергенеза в результате окисления сернистых соединений олова (станнина, тиллита, цилиндрита). Для гипергенного касситерита характерны землистые и коллоидные агрегаты.

терита разного генезиса

Спайность (п. микр.)	Окраска		Плеохроизм	Зональность	Парагенезис
	наблюдаемая макроскопически	под микроскопом			
Плохо выражена	Черная, темно-бурая (непрозрачен до просвечивающего)	Бурая, вишнево-красная, бутылочно-зеленая	Сильный	Слабо выражена	Кварц, мусковит, альбит, лепидолит, танталит, колумбит
Часто хорошо выражена	Черная, бурая (непрозрачен до просвечивающего); коричневая	Бурая разных оттенков, вишневая, коричневая, розовая	От сильного до слабого	Хорошо выражена	Альбит, микроклин, амазонит, олигоклаз, кварц, циннвальдит, топаз, колумбит
То же	От черной до белой и бесцветной (от непрозрачного до прозрачного)	Бурая разных оттенков, вишневая, коричневая, серая, редко желтая, оранжевая; часты бесцветные зоны	То же	То же	Мусковит, кварц, вольфрамит, топаз, флюорит, берилл, молибденит, арсенопирит
Наблюдается редко	От темно- до светло-бурой, коричневая, редко черная (полупрозрачен, прозрачен)	Коричневая разных оттенков, желтая, оранжевая, серая	Слабый	То же	Кварц, мусковит, топаз, турмалин, сидерофиллит, биотит, хлориты, арсенопирит и др. сульфиды, флюорит, вольфрамит, ферберит, актинолит, аксинит, поизит, монацит, берtrandит, теллуриды Bi, Ag, Au и др.
То же	Бурая, коричневая разной интенсивности, желтая (полупрозрачен, часто прозрачен).	Желтая, серовато-коричневая	Слабый, незаметный	Слабо выражена	Хлорит, карбонаты, кварц, сульфиды, сульфосоли, турмалин, гематит, магнетит

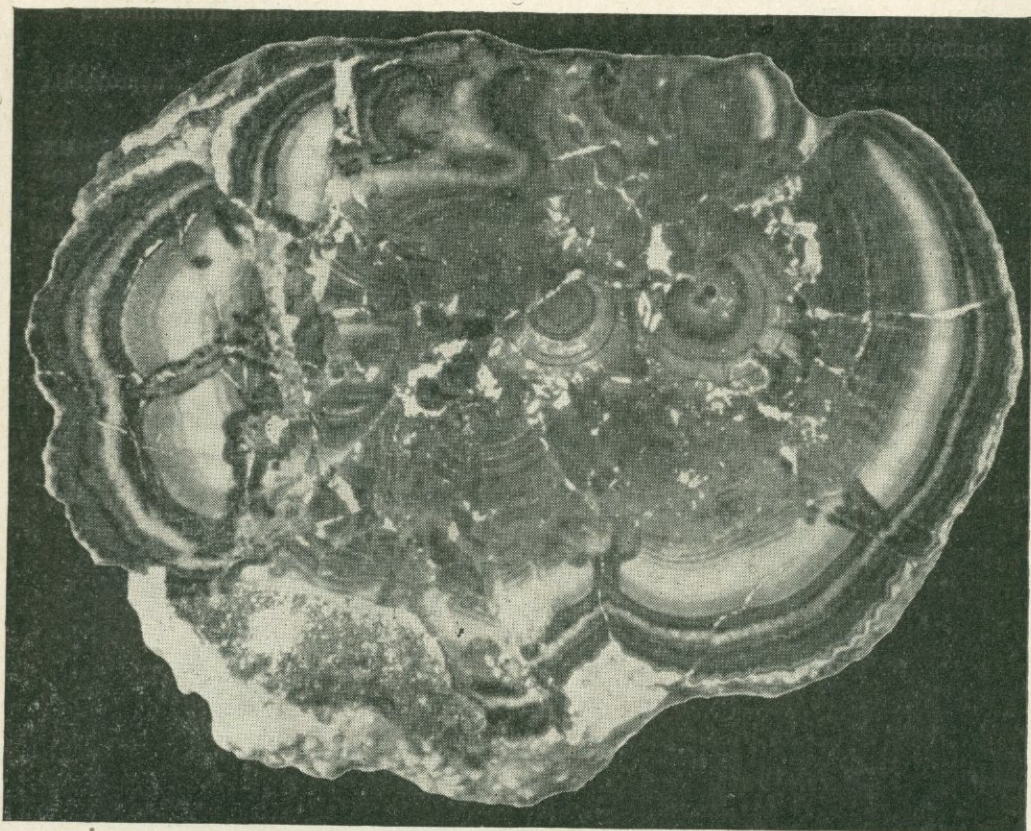


Фиг. 155. Почковидный агрегат деревянистого олова, Джалинда, Амурск. обл.,
увел. 11
(по Комаровой)

В зоне вторичного сульфидного обогащения иногда происходит образование гипергенного касситерита в виде мелкопризматических кристаллов (месторождения Сарыбулак, КиргССР [67], Сардин в Квинсленде, Австралия [71]). Гипергенный касситерит в Каргуйколло (Боливия), образовавшийся по тиллиту, ассоциируется с ярозитом и церусситом [72]. Известны псевдоморфозы касситерита по кварцу, ортоклазу, висмутину, гематиту, органическим остаткам (рудник Торингтон в Новом Южном Уэльсе, Австралия [73], и др.).

Касситерит в месторождениях различных формаций обладает специфическими типоморфными особенностями (см. стр. 272—273) [3, 4, 10, 11, 20, 25, 26, 46, 65, 74 и др.]. Слабо изучены типоморфные особенности касситерита формации касситеритоносных скарнов.

Изм. Отмечено замещение касситерита различными сульфидными минералами, например халькопиритом, сфалеритом, галенитом, пирротинном [75] и др. По отношению к агентам выветривания касситерит устойчив, но в месторождениях, богатых арсенопиритом, касситерит часто превращается в буровато-розовую порошокатую массу и переотлагается



Фиг. 156. Строение почек деревянистого олова, Джалинда, Амурск. обл., увел. 11
(по Комаровой)

в трещинках, пустотах и на гранях кристаллов различных минералов, чаще всего кварца.

Искусств. Может быть получен в кристаллах различными путями: пропусканием хлористого водорода над сильно накаливаемой в фарфоровой трубке метаоловянной кислотой; сплавлением олова или оловянной кислоты с черной окисью меди и последующей обработкой сплава царской водкой; сплавлением SnO_2 с CaCl_2 ; при нагревании порошка SnO_2 с раствором NaF ; при прокаливании до 1000° β -оловянной кислоты, полученной окислением металлического олова [58]; в автоклавах гидротермальным путем из щелочных растворов SnO_2 при $400\text{--}600^\circ$ и коэффициенте заполнения автоклава 65—75% [76] и др. Игольчатые кристаллы касситерита образуются в шлаках, на стенках печей и тиглей [77]. Гели и золи двуокиси олова получают из растворов оловянных солей под действием щелочей и другими путями; при старении коллоидная двуокись олова дает рентгенограмму касситерита. Касситерит образуется в огнеупорах печей, в которых выплавляется олово.

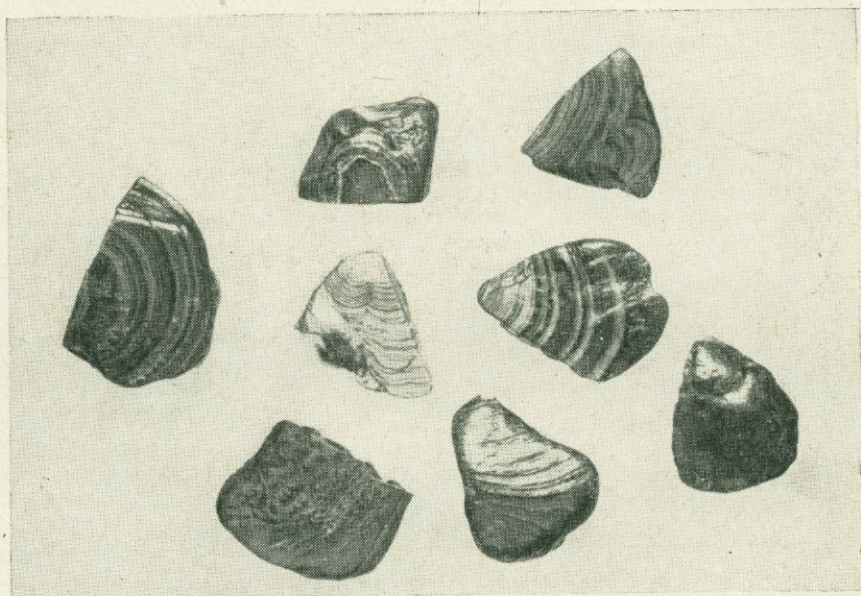
Практ. знач. Главный минерал для получения олова.

Отл. От рутила и темноокрашенного циркона отличается по уд. в. П. микр. от циркона отличается значительно более высокими, а от рутила — более низкими показателями преломления и двупреломлением; характерна реакция на олово («оловянное зеркало»).

Разнов. Деревянистое олово — wood tin, Holzzinnerz — колломорфный касситерит.

Синон.: жабий глаз — toad's-eye tin (Дана, 1892), днепровскит — dneprovskite (Скорняков, 1944).

Встречается в виде плотных фестончато-полосчатых или яшмовидных масс, почковидных, трубчатых, гроздевидных, конкреционных образований (фиг. 155—157), нередко концентрически-зональных и радиально-лучистых. В концентрически-зональных агрегатах скрытокристаллические



Фиг. 157. Деревянистое олово из россыпи р. Бухточи, Забайкалье, увел. 2 (по Доломановой)

выделения иногда чередуются с яснокристаллическими (волокнистыми, игольчатыми, шестоватыми); переходы между зонами нередко постепенные, отдельные зоны различаются по окраске. Детали строения таких агрегатов указывают на их образование из гелей. Отмечены частичные или полные псевдоморфозы деревянистого олова по гематиту [78, 79]. Содержит примеси различных элементов.

Анализы:

	1	2	3	4	5
MgO	—	0,12	0,07	—	—
CaO	0,12	Не обн.	0,16	—	—
MnO	0,07	Сл.	—	1,24	1,02
Cu	Не опр.	—	0,02	Сл.	Сл.
Zn	»	—	—	0,24	0,19
Pb	»	—	Сл.	Сл.	Сл.
Al_2O_3	0,06	0,40	1,36	1,38	1,24
In_2O_3	—	—	0,15	1,35*	0,58*
Fe_2O_3	2,45	0,16	4,16	0,65**	0,48**
SiO_2	1,42	3,95	1,03	1,39	1,54
SnO_2	95,26	94,25	92,91	93,2	94,6

	1	2	3	4	5
As	He обн.	—	0,09	0,12	0,54
S	He опр.	—	—	0,21	0,02
H ₂ O	—	—	—	0,44	0,17
П. п.	0,50	0,47	—	—	—
Сумма	99,95	99,36	100,03	100,22	100,38
Уд. в.	6,69	6,34	—	—	—

* In.

** Fe.

1 — Бирское м-ние (Хабаровский край), анал. Покровская [27], в сумму анализа входит 0,07 BeO; 2 — Хрустальный (Приморский край), анал. Книпович, по новым данным Доломановой, в сумму анализа входит 0,01 TiO₂; 3 — Хета (Хабаровский край) [80], в сумму анализа входит 0,01 Mo, 0,02 ZrO₂, 0,05 WO₃; 4—5—Джалиндинское м-ние (Хабаровский край) [57]: 4 — желто-серые зоны; 5 — серые зоны.

Наличие индия в деревянистом олове Хабаровского края (анализы 3—5) [57, 80, 81], по новым данным [82], обусловлено присутствием индита — FeIn₂S₄ и джалиндита — In(OH)₃.

О нахождении деревянистого олова см. выше (стр. 273).

Межплоскостные расстояния касситерита из Средней Азии, по Михееву

Fe-излучение, $D = 46,00$ мм

<i>hkl</i> *	<i>I</i>	<i>d</i> (кX)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
110β	1	3,688	002; 112β	3	1,584	222; 334β	5	1,153
110	5	3,333	301β	1	1,559	410; 113β	1	1,139
101β	1	2,904	310	5	1,495	330	5	1,115
101	5	2,631	112	4	1,435	312	6	1,090
200	3	2,359	301	5	1,410	411	7	1,079
211β	3	1,937	321β	1	1,335	420; 003	6	1,059
220β	1	1,847	202	3	1,320	331	5	1,045
211	8	1,758	321; 312β	6	1,213	113	3	1,035
220	5	1,670	400; 411β	2	1,182			

* $a_0 = 4,731$; $c_0 = 3,193$ Å.

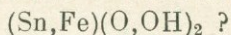
Л и т е р а т у р а

- V e g a r d L. Philos. Mag., 1916, 32, 65; D a v e y W. P. Phys. Rev., 1924, 23, 763; B r a g g W. L., D a r b y s h i r e J. H. Trans. Faraday soc., 1932, 28, 522; S w a n s o n H. E., T a t t g e E. Nation. Bur. Stand., 1953, circular 539, 1, 54; B a u r W. Acta cryst., 1956, 9, 515; S a k i c h i A s h i d a. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1960, 49, No 5, 250 и работы Болдыревой.
- S c h r ö c k e H. N. Jb. Min., Monatsh., 1959, H. 5, 1.
- Б о л д ы р е в а А. М. Зап. Мин. об-ва, 1939, 68, вып. 3, 386 (типоморфизм).
- Б о л д ы р е в а А. М. Тр. ИГН АН СССР, 1941, вып. 54, № 12, 25 (типоморфизм, сводка хим. анализов касситеритов из СССР).
- B e c k e F. Tscherm. min., petr. Mitt., 1877, H. 3, 243.
- T e r t s c h H. Denkschr. Akad. Wien, 1908, 84, 563; B o r g s t r ö m L. H. Öfvers. Finska vet. soc. förhandl., 1909, A, No 3, 1; P h i l l i p s W. A. Trans. Geol. Soc. London, 1914, 336; A s h i d a S. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1960, 44, No 5, 250.
- S i m p s o n E. S. Minerals of Western Australia. Perth, 1948, 1, 357.
- Ф л и н т Е. Е. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 2, 240 (гонометрия).
- А л я в д и н В. Ф. Зап. Мин. об-ва, 1936, 65, вып. 2, 444 (изучение кристаллов Сохондинского месторождения).
- A h l f e l d F. Fortschr. Min., 1932, 16, H. 1, 303 (типоморфизм, генезис).
- V a r l a m o f f N. Ann. Soc. géol. Belg., 1949, 72, Bull. N° 7—8, 289; 1960, 84, Bull. N° 3, 169 (типоморфизм кристаллов); К о с т о в И. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1962, № 16, 75 (генетические типы габитуса).

12. Polinard E. Mém. Inst. Roy. Colon. Belge, 1947, 16, F. 4, 1.
13. Петрунь В. Ф. Геол. рудн. м-ний, 1961, № 4, 95.
14. Корнетова В. А. Тр. Мин. муз. АН СССР, 1961, вып. 12, 218.
15. Стулов Н. Н. Зап. Всес. мин. об-ва, 1953, 82, вып. 1, 22 (двойникование, срastания).
16. Рундквист Д. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 4, 423; Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 3, 225.
17. Sos Baynat V. Tomo homenaje póstumo Dr. D. Francisco Pardillo Vaquer, 1884—1955. Univ. Barcelona, 45.
18. Johnson A. Zbl. Min., 1908, 426.
19. Ramdohr P. Zbl. Min., 1923, 200 (срastания с кварцем); Ramdohr P. N. Jb. Min., 1934, B.—Vd. 68, A, 288 (срastания с норденшельдитом); Vulltée J. Fortsch. Min., 1952, 29—30, H. 2, 329 (закономерные срastания); Ramdohr P. Bull. Comm. géol. Finl., 1961, N:o 196, 473 (срastания с тапиолитом).
20. Григорьев Ив. Ф., Долманова Е. И. Тр. Мин. муз. АН СССР, 1951, вып. 3, 73 (типоморфизм, причины окраски, минералы-примеси).
21. Вазбуцкий Г. Л. Зап. Мин. об-ва, 1941, 70, вып. 2, 185 (окраска и ее причины, оптические свойства, состав — 12 хим. анализов).
22. Neuhäus A., Noll W. Naturwissenschaften, 1949, 36, H. 1, 26 (микропримеси, электрические свойства); Noll W. Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1949, 1, H. 5—6, 593 (причина окраски, примеси).
23. Hiddén W. E. Am. J. Sci., 1905, 20, 410.
24. Toubeau G. Bull. Soc. belge géol., 1962, 71, F 2, 242; Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963; см. также: Пудовкина И. А. Сб. «Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов». Госгеолтехиздат, 1957, 139; Бови С., Тэйлор К. Тр. 2-й Международной конф. по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958. Атомиздат, 1959, 8, 161.
25. Готман Я. Д. Тр. ИГН АН СССР, 1941, вып. 46, 63 (типоморфизм касситерита из месторождений СССР).
26. Готман Я. Д. Бюлл. Моск. об-ва испыт. прир., сер. геол., 1938, 16, вып. 2, 130 (типоморфизм, 17 хим. анализов касситеритов из месторождений СССР, кривые абсорбции).
27. Горбатов Г. А. Минеральное сырье, 1961, вып. 3, 116; Рожкова Е. В., Ершова К. С. Минеральное сырье, 1961, вып. 3, 98.
28. Фридрих В. С. Тр. Всес. магаданск. н.-и. ин-та за 1954 г. (рефер. сб.), 1955, 38.
29. Сб. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». Изд-во иностр. лит-ры, 1950.
30. Пудовкина И. А., Солнцева Л. С. Бюлл. н.-техн. информации Мин-ва геол. и охраны недр СССР. Госгеолиздат, 1962, № 5—6, 105; Готман Я. Д., Пудовкина И. А., Солнцева Л. С. (в печати); см. также: Вауер G. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1962, 39, H. 11, 535.
31. Бергер Г. С. Флотуруемость минералов. Госгортехиздат, 1962, 161.
32. Liebenberg W. R. Trans., proc. Geol. Soc. S. Africa, 1945, 48, 1.
33. Correia Neves. Mém. é Not. Univ. Coimbra, 1960, No 50, 1; Coteloneiva. Mém. é Not. Univ. Coimbra, 1954, 35, 1.
34. Готман Я. Д. ДАН СССР, 1939, 23, № 5, 469 (аномалия оптических свойств).
35. Rehgman G. Acta Acad. Abo., 1945, 15, No 2.
36. Бабкин П. В. Матер. по геол. и пол. ископ. С.-В. СССР, 1960, вып. 14, 53.
37. Esklebe F. N. Jb. Min., 1933, B.—Vd. 66, A, 47; Lawrence L. J. Min. Mag., 1957, 31, No 236, 402; Bowie S. H. U. Min. Mag., 1957, 31, No 237, 476; Lawrence L. J. Am. Min., 1960, 45, No 5—6, 715.
38. Cameron E. N. Ore Microscopy. N. Y., London, 1961, 272.
39. Воробьев Г. Г. Геохимия, 1957, № 8, 713; Иванов В. В. Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1961, вып. 7, 26.
40. Вишневский А. С. Геохимия, 1958, № 7, 682; Мирошниченко Л. А. Тр. ИГН АН КазССР, 1962, 6, 170.
41. Борисенко Л. Ф. Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 4, 53.
42. Gasperin M. Bull. Soc. fr. min., 1960, 83, No 1—3, 1.
43. Vahezre C., Capitant M., Phan Kien Duong. Bull. Soc. fr. min. 1961, 84, No 3, 321.
44. Кюот S. Scientia Sinica, 1962, 11, No 6, 821.
45. Nepriques A. Ark. min., geol., 1963, 3, H. 4, nr 17, 385.
46. Жилинский Г. В. Типоморфные особенности касситеритов Центр. Казахстана. Изд-во АН КазССР, 1955.
47. Григорьев Ив. Ф. Зап. Мин. об-ва, 1945, 74, вып. 2, 155.
48. Шавло С. Г. Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта. Изд-во АН КазССР, 1958, 110.

49. Грачева О. С., Золотова И. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 3, 275.
50. Розенцвит А. О. Матер. ВСЕГЕИ, 1959, нов. сер., вып. 26, 43.
51. Владимиров Б. Н. Матер. по геол. и пол. ископ. С.-В. СССР, 1958, вып. 13, 103.
52. Бабкин П. В., Рожков Ю. П. Матер. по геол. и пол. ископ. С.-В. СССР, 1961, вып. 15, 163.
53. Смирнов С. С., Дубовик М. М., Епифанов П. П., Муромцев А. И., Розенцвит А. О. Тр. ИГН АН СССР, 1941, вып. 46, 1.
54. Тронев В. Г., Хренова А. Л. ДАН СССР, 1946, 54, № 7, 615 (растворимость в щелочных растворах).
55. Малахов Д. А. Тр. Всес. магаданск. н.-и. ин-та, 1955, разд. VI, вып. 2, 14 (растворимость).
56. Сорокин И. П. Тр. Всес. магаданск. н.-и. ин-та за 1955 г. (рефер. сб.), 1956, 177 (растворимость).
57. Новороссова Л. Е., Комарова Г. Н. Геол. рудн. м-ний, 1962, № 1, 122.
58. Лащенко П. И. Изв. Донск. политехн. ин-та в Новочеркасске, 1913, 2, 8; Васильев В. В. Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1951, сер. хим., вып. 10, 9.
59. Сыромятников Ф. В. Минеральное сырье, 1961, вып. 2, 144.
60. Иванов В. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 1, 57.
61. Воробьев Г. Г. Зап. Всес. мин. об-ва, 1955, 84, вып. 4, 466.
62. Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Изд-во АН СССР, 1951.
63. Радкевич Е. А. Тр. ИГН АН СССР, 1951, вып. 134, 127.
64. Теремецкая А. Г., Новикова М. И. Касситерит из зоны окисления.— В кн.: «Исследование минерального сырья». Госгеолтехиздат, 1955, 105.
65. Григорьев Ив. Ф., Долманова Е. И. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, 1956, 29, 38 (типы месторождений).
66. Вишневецкий А. С. Геол. журн. АН УкрССР, 1959, 19, вып. 1, 26 (Центр. Тянь-Шань); Вісн. Київ. ун-та, № 2, 1959 г., сер. геол., геогр., 1961, вып. 2, 38.
67. Завацкий В. А. Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, № 2, 235; Морозенко Н. К. Тр. ЦНИГРИ, 1937, вып. 91, 62; Преображенский И. А. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, 1939, вып. 14, 67; Григорьев Ив. Ф. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, 1940, 20, 199; Сморчков И. Е. Тр. ИГН АН СССР, 1941, вып. 55, 1; Григорьев Ив. Ф., Долманова Е. И. Сб. «Вопросы геологии Азии», 2. Изд-во АН СССР, 1955, 709; Долманова Е. И. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 23, 5.
68. Радкевич Е. А. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 6, 58.
69. Little W. M. Econ. Geol., 1960, 55, No 3, 485.
70. Лебедев Л. М. Геол. рудн. м-ний, 1959, № 3, 103.
71. Edwards A. B., Baker G. Proc. Austral. Inst. Mining. Met., 1954, No 172, 65.
72. Ahlfeld F., Reyes J. M. Les especes minerales de Bolivia. La Paz, 1955, 88.
73. Lawrence L. J. Min. Mag., 1957, 31, No 236, 402; Am. Min., 1960, 45, No 5—6, 715.
74. Рябов В. К. Сообщ. Дальневост. фил. АН СССР, 1962, вып. 15, 131.
75. Jurković I. Geološki glasnik, Sarajevo, 1958, 4, 309.
76. Кузьмина И. П., Литвин Б. Н. Кристаллография, 1963, 8, вып. 3, 478.
77. Петров В. П. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, 1933, вып. 4, 61.
78. Newhouse W. H., Vuergger M. J. Econ. Geol., 1928, 23, No 2, 185.
79. Ицксон Г. В., Рундквист Д. В., Павлова И. Г., Козлов В. А., Щербинин И. С., Огнянов Н. В., Феклович Р. П., Шишканова О. Ф., Попкова М. И. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1959, 27, 281.
80. Ионов М. Н. Тр. Всес. магаданск. н.-и. ин-та, 1957, разд. II, вып. 19, 13.
81. Комарова Г. Н., Новороссова Л. Е. Геохимия, 1959, № 8, 716.
82. Генкин А. Д., Муравьева И. В. Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, 92, вып. 4, 457.

Варламовит Varlamoffite



Назван по имени нашедшего минерал геолога Н. Варламова из Конго (Гастейнэ, 1946) [1].

Синон. Суксит (сусит, соуксит) — souxite (Герценберг, 1946 [2]; Альфелд и Рейес, 1955) [3], гидрокасситерит — hydrocassiterite (Штрунц, 1957).

Характ. выдел. Землистые, глиноподобные или охристые тонкодисперсные агрегаты, в различной степени раскристаллизованные.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $a_0 = 4,750$; $c_0 = 3,145 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,6620$ (Ниггли) [4]. По данным Ниггли, порошкограммы сходны, но не идентичны с порошкограммами касситерита.

Физ. Тв. 1. Уд. в. 2,52—2,61 (из Конго) [5], 3,13 (из Корнуэлла) [6]. Цв. буровато-желтый, лимонно-желтый, желто-бурый, цвета слоновой кости и др. Прилипает к языку. Очень пористый.

Микр. Изотропен, частью слабо анизотропен. Двуосный (+) [7]. $n = 1,890$ (Na) у изотропного из Сарыбулака, 1,890—1,928 у слабо анизотропного [8]. У минерала из Конго n варьирует (близок к 1,80), двупреломление порядка 0,001 [7]. В шл.— в виде тонкозернистого агрегата, часто зональное строение, зоны различно окрашены [7].

Хим. Состав достоверно не установлен, анализы чистого минерала отсутствуют. Гастейиз [5] предполагал, что состав минерала отвечает формуле H_2SnO_3 . Однако сходство данных трех анализов, выполненных Гастейиз на различных образцах, и сравнение их с составом варламовита из Корнуэлла и из Сарыбулака заставляют предполагать, что Fe, присутствующее во всех образцах, изоморфно замещает Sn при одновременном вхождении OH вместо части O. Вопрос о роли As в варламовите из Корнуэлла [6], а также Sb в «гидрокасситерите» из Сарыбулака [8] требует выяснения. Bi и особенно As характерны, по Герценбергу [2], для «суксита» из Боливии. В минерале из Сарыбулака содержится In — до 0,21% [9].

Анализы:

	1	2	3	4	5
CuO	—	—	—	0,63	0,11
MgO	—	—	—	0,66	—
FeO	—	—	—	0,37	—
Al ₂ O ₃	2,16	2,21	2,28	2,14	—
Fe ₂ O ₃	9,51	9,44	9,40	9,23	7,68
SiO ₂	1,78	1,52	1,74	1,07	3,05
SnO ₂	78,15	78,32	78,88	65,8	69,47
As ₂ O ₅	—	—	—	7,13	—
Sb ₂ O ₅	—	—	—	—	12,28
Bi ₂ O ₃	—	—	—	0,77	—
S	—	—	—	0,44	—
WO ₃	—	—	—	1,27	—
H ₂ O ⁺	6,23	6,38	6,35	6,26	—
H ₂ O ⁻	2,10	2,16	2,09	4,53	—
	—	—	—	—	7,88

Сумма 99,93 100,03 100,74 100,30 100,47

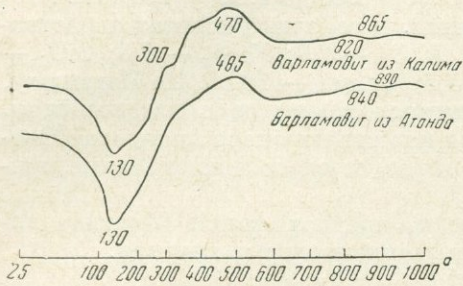
1—3—Калима (Конго), анал. Гастейиз [5]; 4—Корнуэлл, анал. Винсент [6]; 5—Сарыбулак, анал. Оболючик [8], PbO не обнаружена.

Варламовит из Атондо (Конго) содержал: H₂O⁺ — 10,5%; H₂O⁻ — 2,6 [7]. Анализируемый минерал из Боливии содержал большое количество примесей [3].

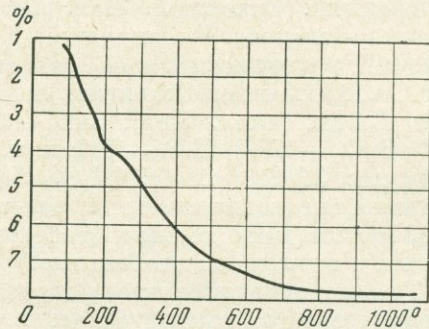
Диagn. исп. Растворим в горячей конц. H₂SO₄, менее легко растворяется при кипячении в HCl; не растворяется в концентрированной и разбавленной KOH на холоду и при нагревании [1].

Повед. при нагр. Кривая нагревания варламовита из Конго (фиг. 158) [7] характеризуется глубоким эндотермическим прогибом с максимумом при 130°, небольшим экзотермическим подъемом с максимумом при 470—485° и неясно выраженным экзотермическим подъемом выше 820°; на кри-

вой минерала из Сарыбулака [8] — эндотермический прогиб с максимумом при 170—180° и экзотермический подъем при 750—800°. Кривая потери веса варламовита из Конго фиксирует резкое уменьшение веса в пределах 80—300°, плавное до 500° и лишь очень незначительное после 550° [7]; при нагревании минерала показатель преломления быстро возрастает. Из сарыбулакского варламовита при нагревании вода выделяется постепенно в пределах 50—800°, наиболее интенсивно при 75—200° (фиг. 159) [8]. Лимонно-желтый варламовит из Конго после семичасового выдерживания при 720° становился кирпично-красным [5]; после



Фиг. 158. Кривые нагревания варламовита из Конго
(по Отену)



Фиг. 159. Кривая потери веса варламовита («гидрокасситерита») из Киргизии
(по Вишнеvesкому)

прокаливания при 1000° он дал порошкограмму, аналогичную порошкограмме касситерита [4].

Находж. Очень редок. Встречен только в нескольких оловорудных месторождениях как продукт изменения станнина (в Конго наблюдались псевдоморфозы по кристаллам станнина). В оловорудном месторождении Сарыбулак (КиргССР) [8] наблюдался среди продуктов окисления станнина в тесной ассоциации с биндгеймитом, миметезитом и др. В грейзенах Корнуэлла (Англия) обнаружен в тесной ассоциации с касситеритом (касситерит не обнаруживает признаков изменения), станнином, вольфрамитом, скородитом, арсенопиритом и др. В Конго наблюдается в полостях кварцевых жил совместно с касситеритом; образует выделения до нескольких сантиметров в поперечнике [1, 7]. В Боливии, предположительно, частью кристаллизовался из гелей [3].

Искусств. Ярко-желтый продукт, по термическим данным и рентгенограмме отвечающий варламовиту, получен путем растворения природного варламовита в кипящей HCl и соосаждения аммиаком гидроокислов олова и железа [7].

Отл. От касситерита отличается растворимостью в кислотах. Порошкограммы, по данным Ниггли [4], в общем сходны с таковыми касситерита, отличаются меньшей четкостью линий и меньшей интенсивностью некоторых из них.

Л и т е р а т у р а

1. Buttgenbach H. Les minéraux de Belgique et du Congo Belge. Liège, 1947, 182; Varlamoff N. Ann. Soc. géol. Belg., 1948, 72, Bull. N° 1—2, 41.
2. Herzenberg R. Bol. Tecnico Fac. Nac. Ingen. Univ. Tecnica Oruro, 1946, No 1, 1 (по реферату: Min. Mag., 1947, 28, No 196, Abstr., 10, No 1, 8); Buttgenbach H. Bull. séances, Inst. Roy. colon. Belge, 1950, 21, No 2, 409 (по реферату)

- Min. Mag., 1952, 29, No 216, Abstr., 11, 416); Герценберг Р. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1956, № 10, 62.
3. Ahlfeld F., Reyes J. M. Les especes minerales de Bolivia. La Paz, 1955, 96.
 4. Niggli E., Winkelmoelen A. M. Leidse Geol. Med., 1952 (1953), 17, 207.
 5. Gastellier S. Bull. séances, Inst. Roy. colon. Belge, 1950, 21, No 2, 412.
 6. Russell A., Vincent E. A. Min Mag., 1952, 29, No 216, 817.
 7. Autun P. Bull. Serv. géol. Congo Belge et Ruanda-Urundi, 1960, N° 9, f. 2, 15.
 8. Вишневский А. С. Геол. журн. АН УССР, 1959, 19, вып. 1, 26.
 9. Вишневский А. С. Геохимия, 1958, № 7, 682.

Арандизит (arandisite) [1]. Гелеобразный, частично окристаллизованный. Сплошной. Изл. раковистый и неровный. Цв. от светло-до темно-зеленого. Бл. смоляной. Тв. 5. Уд. в. 4,12. П. микр. желтовато-зеленый, волокнистый. n от 1,706 у изотропного, до 1,82 у волокнистого. Сп., по данным Пэтриджа, не заметна. В горячих кислотах нерастворим. Состав (анал. Уил): $\text{CuO} - 0,9$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 2,7$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1,3$; $\text{SiO}_2 - 16,2$; $\text{SnO}_2 - 70,9$; $\text{H}_2\text{O} - 5,0$; п. п. — 3,5; сумма — 100,5. По Пэтриджу, формула: $3\text{SnSiO}_4 \cdot 2\text{SnO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Наблюдался совместно с касситеритом, кварцем, арсенопиритом и пирротином в известняке около Арандиза (Юго-Зап. Африка). По данным Эренберга, образует слабо анизотропные кристаллы с отчетливой спайностью.

Требует дополнительного изучения; по предположению Штрунца является тесной смесью гидрокасситерита (варламовита) с кварцем.

Синон. Гелькасситерит — gencassiterite (Семенов, 1960).

Л и т е р а т у р а

1. Patridge F. C. Trans., proc. Geol. Soc. S. Africa, 1930, 32, 171; Ehrenberg H. N. Jb. Min., 1930, 1, 220.

Платтнерит Plattnerite



Назван по имени металлурга К. Платнера (Хайдингер, 1845).

Синон. Тяжелая свинцовая руда — Schwerbleierz (Брайтхаупт, 1837), диплазит — diplasite (Брайтхаупт, 1837), бурая окись свинца — Braunbleioxyd (Хаусман, 1847).

Характ. выдел. Очень мелкие чешуйки, налеты, плотные или волокнистые агрегаты, иногда почковидные или натечные. Очень редки мелкие кристаллы.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^{14} - P4_2/mnt$; $a_0 = 4,941$; $c_0 = 3,374$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 0,683$; $Z = 2$ (по ASTM, для искусств. PbO_2).

Структура типа рутила [1].

Дитетраг.-дипирамид. кл. $D_{4h} - 4/mmm (L_4 4L_2 5PC)$; $a : c = 1 : 0,6785$ (Девидсон [2] для искусств. PbO_2). Формы [3, 4]:

	Ф	Р		Ф	Р
c	001	—	$0^\circ 00'$	v 301	$90^\circ 00'$ 63°50'
a	100	$90^\circ 00'$	90 00	w 501	90 00 73 35
e	101	90 00	34 09	x 332	45 00 55 13
ae (100) : (101) = $55^\circ 51'$		vv (301) : (031) = $78^\circ 47'$			
ee (101) : (011) = 46 46		ww (501) : (051) = 85 25			
		xx (332) : (332) = $71^\circ 09'$			

На искусств. кристаллах обнаружены также n (320) и y (211).

Кристаллы (фиг. 160, 1 и 2) призматические до тонкоигольчатых и дипирамидальные, удлинены по оси c , реже по оси a .

Двойники по (101): распространены двойники сростания (фиг. 160, 3), реже наблюдаются двойники прорастания. На Кургашиноканском месторождении встречены ориентированные нарастания кристалликов платтнерита гранями (101) на грани (110), реже на (100) каламина, а также сагенитоподобные вростки игл платтнерита в каламине.

Физ. Сп. нет. Изл. раковистый. Хрупок. Тв. $4\frac{1}{2}$ — $5\frac{1}{2}$. Уд. в. 9,20—9,44; указания на более низкий уд. в. относятся к минералу, загрязненному примесями (вычисл. 9,64). Цв. кристаллов смоляно-черный, сплошных выделений — от железно-черного до коричневатого-черного. В тонких пленках бурый. Черта коричневая. Бл. сильный металлически-алмазный (с течением времени тускнеет), в изломе смоляной. Непрозрачен, лишь в тонких осколках просвечивает рубиново-красным цветом.

Спектр поглощения инфракрасных лучей в области $1000-435\text{ см}^{-1}$ имеет полосу при $757,6\text{ см}^{-1}$ [5].

Микр. В прох. св. едва просвечивает. Одноосный (+) (Рамдор, 1962). $n = 2,30 \pm 0,05$ (Li) у платтнерита из Айдахо (по Ларсену и Берману); 2,30 (Na) у платтнерита из Алайгыра [6]. В сечениях платтнерита из Айдахо, перпендикулярных оси *c*, наблюдалось шесть двусосных сегментов [5].

В полир. шл. в отраж. св. серо-белый. Отраж. спос. (в %): для зеленых лучей — 16,5, для оранжевых — 13, для красных — 11; заметно снижается в иммерсии. Двухотражение слабое, заметно лишь на границах зерен; *Ro* — матовый, *Re* — светлее и более голубоватый, чем *Ro*. Анизотропен. Внутренние рефлексии красно-коричневые.

Хим. Теор. состав: PbO_2 — 100 (Pb — 86,62). Опубликованные анализы платтнерита из различных месторождений Казахстана и из Ю-Лейк в шт. Айдахо выполнялись на материале, значительно загрязненном примесями. В платтнерите из Кургашинокана установлен Ta [4].

Анализы:

	1	2	3	4
PbO_2	90,99	—	91,20	90,20
Pb	—	83,20	—	—
O	—	12,93	—	—
CuO	—	0,14	He опр.	0,18
ZnO	0,07	—	»	0,38
BaO	—	—	2,30	He оп P
Al_2O_3	0,28	—	2,00	—
Fe_2O_3	5,69	1,20	0,10	3,02
SiO_2	2,68	—	1,70	1,85
CO_2	—	—	He обн.	1,64
SO_3	—	—	1,33	He опр.
H_2O^+	—	—	0,70	1,95
H. о.	—	0,82	—	—
Сумма	99,71	98,29	99,33	99,40*
Уд. в.	(7,52)	(8,56)	(7,10)	—

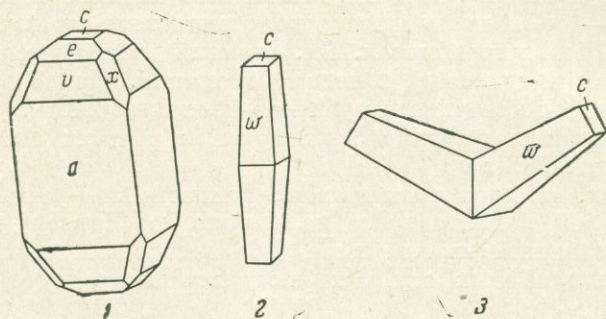
* В том числе 0,18% Sb_2O_3 .

1 и 2 — Ю-Лейк (шт. Айдахо, США): 1 — анал. Уокина [7]; 2 — анал. Йет [3]; 3 и 4 — Карагайлы (КазССР) [8]: 3 — анал. Максимова; 4 — анал. Покровская.

Диагн. исп. Легко растворим в HCl (с выделением Cl), трудно — в HNO_3 (с выделением O) и в H_2SO_4 (с образованием PbSO_4 и выделением кислогода). С подкисленным раствором KJ дает четкую реакцию на Pb.

П. п. тр. плавится легко. В восст. пл. сначала приобретает ярко-желтый цвет, дает королек свинца.

Повед. при нагр. При нагревании на воздухе выше 400° разлагается, по Бистрёму [9]; по Кэю и Лэби, разлагается при 290° . Уд. теплоемкость $15,4 \text{ кал/град}\cdot\text{моль}$; свободная энергия образования (—) $52,34 \text{ ккал/моль}$; свободная теплота образования (—) $66,12 \text{ ккал/моль}$; энтропия $18,3 \text{ кал/град}\cdot\text{моль}$ (Кэй и Лэби).



Фиг. 160. Кристаллы платнерита

1 — Айдахо (по Йитсу и Эйрсу); 2 и 3 — Кургашинокан (по Голованову); 3 — двойник

Нахожд. Минерал зоны окисления свинцовых месторождений; по видимому, относительно распространен, но пропускается (принимается за гидроокислы Mn и Fe). Встречается совместно с церусситом, ледгиллитом, пироморфитом, смитсонитом, вульфенитом, ярозитом и др. В виде налетов и корочек, состоящих из мелких кристалликов, встречен в месторождениях Алайгыр [6], Карагайлы [8], Акчагыл, Ачисай [10, 11] и др. (КазССР), где является продуктом современного минералообразования; в месторождениях Карагайлы и Акчагыл развивается по церусситу, в Алайгыре замещает пироморфит. Наблюдался в трещинах и пустотах измененного окварцованного сиенито-диорита в Кургашинокане (УзССР) совместно с вульфенитом, ярозитом и др. [4]; установлен в свинцово-серебряном месторождении Кан-и-Мансур (ТаджССР) [12], в Мехманинском свинцово-цинковом месторождении (АзербССР) [13]. В виде псевдоморфоз по пироморфиту наблюдается в месторождениях Шотландии (Ледхилс и др.), с суриком и массивитом в руднике Тсумей (Юго-Зап. Африка); отмечался в месторождении Мапими в Мексике, с вторичными карбонатами в месторождениях Ирана [14] и др. В ряде свинцовых месторождений шт. Айдахо (США) образует желваки и натечные массы весом до 80 кг совместно с натечным лимонитом и иногда с пироморфитом; частично имеет волокнистое строение, изредка образует микроскопические кристаллики в пустотках.

Искусств. Получен нагреванием порошка PbO с богатыми кислородом веществами; также электролизом (на аноде) из растворов свинцовых солей.

Отл. Макроскопически сходен с гидроокислами марганца и железа, за которые обычно принимается. Легко отличим от них по качественным реакциям. Характерно резкое изменение цвета от черного до ярко-желтого при нагревании перед паяльной трубкой.

Межплоскостные расстояния PbO_2^*
 Си-излучение, Ni-фильтр, $D = 60$ м.м.

<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>
110	100	3,50	301	70	1,486	331	40	1,102
101	100	2,80	202	50	1,399	421	60	1,008
200	70	2,48	321	70	1,276	213	20	1,001
210	10	2,21	400	20	1,240	510	40	0,973
211	100	1,856	222	50	1,220	332	40	0,962
220	60	1,754	330	20	1,170	431; 501	70	0,952
002	40	1,693	312	70	1,152	511	20	0,933
310	60	1,569	411	70	1,136		60	0,928
112	70	1,527	420	40	1,110			

* ASTM, 8 — 185.

Л и т е р а т у р а

1. Davey W. C. Phys. Rev., 1924, 23, 763, van Arkel A. E. Physica, 1925, 5, 162, Ferrarri A. Atti (Rend.) R. Accad. Naz. Lincei, Cl. sci. fis. mat. nat., Roma, 1925, 2, 186; Darbyshire J. A. J. Chem. Soc., London, 1932, 211.
2. Davidson H. R. Am. Min., 1941, 26, No 1, 18.
3. Yeates W., Ayres F. Am. J. Sci., 1892, 43, 407.
4. Голванов И. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 3, 333; Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1959, вып. 13, 80.
5. Bauer G. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1962, 39, H. 11, 535.
6. Бурштейн Е. Ф., Муканов К. М. Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 4, 498.
7. Hawkins J. D., Hawkins E. N. Am. J. Sci., 1889, 38, 165 (по реферату N. Jb. Min., 1893, 1, 237).
8. Муканов К. М., Фурсова М. З., Янулова М. К. Вестн. АН КазССР, 1961, № 1, 45.
9. Byström A. Ark. kemi, min., geol., 1945, 20 A, H. 4, N: o 19, 1; Byström A. Studies on oxides and fluorides of lead. Stockholm, 1950, 4.
10. Витовская И. В. Сб. «Кора выветривания», вып. 3. Изд-во АН СССР, 1960, 83.
11. Юшко С. А. Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., 1961, № 1, 37.
12. Арбузова С. К. ДАН ТаджССР, 1958, 1, № 4, 11.
13. Халилова Т. А. ДАН АзербССР, 1960, 16, № 4, 363.
14. Varian P. Bull. Soc. fr. min., 1959, 82, N^o 7—9, 324; 1963, 86, N^o 1, 17.

СТРУКТУРА ТИПА ПАРАТЕЛЛУРИТА

Парателлурит TeO_2 Тетраг. с. a_0 4,81 c_0 7,61 Вычисл. уд. в. 6,0

Парателлурит Paratellurite

TeO_2

Название подчеркивает полиморфизм с теллуридом (Суитцер и Суенсон, 1960) [1].

Характ. выдел. Мелкозернистые агрегаты.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_4^4 - P4_12_12$ или $D_4^8 - P4_32_12$ (для искусств. TeO_2 , Стелик и Балак) [2]; $a_0 = 4,810$; $c_0 = 7,613$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,583$; $Z = 4$ (для минерала, Суитцер и Суенсон) [1]; $a_0 = 4,796$; $c_0 = 7,626$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 1,59$ (для искусств. TeO_2 , Лецийевич) [3].

Диморфен с теллуридом (см. стр. 302). Отвечает искусств. α - TeO_2 .

Структура тетрагональной TeO_2 характеризуется наличием значительно искаженных тетрагональных TeO_4 -пирамид (подобных PbO_4 -пирамидам в структуре глета); в вершинах пирамид расположены атомы Те, связанные ковалентно с атомами О, лежащими в основаниях пирамид. Расстояния $Te_{II} - O_{III}$ и $Te_{II} - O_{IV} = 1,91$ Å (фиг. 161), $Te_{II} - O_{II}$

и $Te_{II} - O_V = 2,09 \text{ \AA}$, угол $O_{III} - Te_{II} - O_{IV} = 90,9^\circ$. Каждый атом O связан с двумя Te. Пирамиды имеют общие атомы O и располагаются одна относительно другой подобно тетраэдрам SiO_4 в структуре кристаллита. Расстояния $Te - Te = 3,78 - 4,00 \text{ \AA}$ [3].

Структура TeO_2 геометрически может рассматриваться как деформированная структура типа рутила с удвоенным периодом c (сверхструктура), в которой атомы O располагаются вокруг атомов Te по искаженным октаэдрам (в TeO_6 -октаэдрах расстояния $Te - O$ равны 1,91, 2,09 и 2,89 \AA).

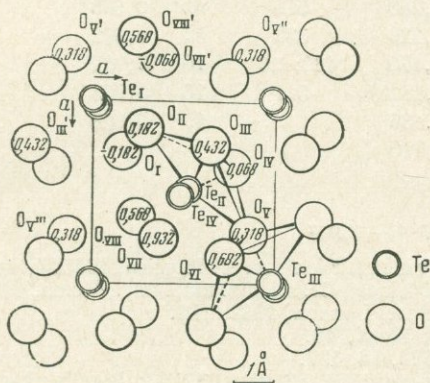
Физ. Тв. 1. Уд. в. 5,60, по-видимому, занижен (вычисл. 6,02). Цв. серо-белый. Бл. смоляной до воскового.

Микр. $n > 2,05$.

Хим. Теор. состав: $TeO_2 - 100$ (Te — 79,94). Два анализа минерала показали 78,5 и 78,0% Te. По данным количественного спектрального анализа: Sn — 0,4; Pb — 0,004; Mn — 0,02; Fe — 0,06; Zr — 0,01; Mg — 0,04; Ca — 0,05; Ba — 0,01; Se — не обнаружен.

Диagn. исп. Растворяется в концентрированных сильных кислотах и в щелочах.

Фиг. 161. Структура парателлурида в проекции на (001); дробями обозначены координаты вдоль оси c (по Лецийевичу)



Повед. при нагр. При нагревании желтеет. При температуре красного каления плавится. При многодневном выдерживании в автоклаве (т-ра 300° , давление около 2000 кг/см^2) структура сохранялась [1].

Находж. Обнаружен в месторождении Монтезума (шт. Сонора, Мексика) совместно с теллуридом в виде тонких прожилков в самородном теллуре. Оба минерала образовались путем замещения самородного теллура. Парателлуриит образует тонкозернистый агрегат и псевдоморфозы по кристалликам теллурида [1].

Искусств. Образуется при нагревании Te на воздухе при 400° ; также при нагревании теллурида до $600-650^\circ$ [1]. Получен из водных растворов солей теллура [2, 4].

Межплоскостные расстояния парателлурида из Соноры [1]

hkl^*	I	$d(\text{\AA})$	Cu-излучение ($\lambda = 1,5405$)					
			hkl	I	d	hkl	I	d
101	12	4,068	114; 221	22	1,661	400	2	1,2026
110	86	3,404	213	4	1,641	116; 314	6	1,1882
111	13	3,107	301	2	1,569	323	4	1,1812
102	100	2,988	310	9	1,5212	411	3	1,1530
112	1	2,536	204	12	1,4925	225	<1	1,1339
200	20	2,407	302	8	1,4777	331	1	1,1214
201	3	2,296	223; 312	2	1,4129	412	2	1,1159
210	3	2,151	303	<1	1,3554	216; 324	3	1,0929
211	5	2,071	321	2	1,3142	403; 332	1	1,0867
113; 202	1	2,033	313	2	1,3048	315; 240	<1	1,0760
004	10	1,904	224	5	1,2682	421	<1	1,0646
212	55	1,873	322	7	1,2590	107; 413	<1	1,0599
203	2	1,746	215	2	1,2431	226; 404	2	1,0167
220	12	1,701	106; 304	5	1,2269			

* Индексирование проведено по порошкограмме синтетического TeO_2 [1].

Л и т е р а т у р а

1. Switzer G., Swanson H. E. Am. Min., 1960, 45, No 11—12, 1272.
2. Stehlik B., Balak L. Collection Czech. Chem. Commun., 1949, 14, 595.
3. Leciejewicz J. Zs. Krist., 1961, 116, Н. 3—6, 345.
4. Klein D., Morel J. C. R., Paris, 1885, 100, 1140; Zs. Krist., 1887, 12, 639.

СТРУКТУРА ТИПА АНАТАЗА И БРУКИТА

ГРУППА АНАТАЗА—БРУКИТА

	Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Анализ TiO_2	Тетраг.	3,78	—	9,51	3,9
Брукит TiO_2	Ромб.	9,18	5,45	5,14	4,1

В природе встречаются три известные модификации TiO_2 — рутил, брукит и анатаз. Особенно распространен рутил, наиболее редко встречается брукит. Для кристаллической структуры модификаций TiO_2 характерны различные типы плотнейшей упаковки: гексагональная у рутила, кубическая у анатаза и «топазовая» у брукита. Атомы Ti находятся в октаэдрических пустотах; полосы из заселенных октаэдров чередуются с полосами из незаселенных октаэдров; в рутиле эти полосы прямолинейны, в анатазе и бруките — зигзагообразны. Октаэдры TiO_6 , из которых построены решетки всех трех минералов, имеют по два общих ребра с соседними октаэдрами у рутила, по три — у брукита и по четыре — у анатаза.

По-видимому, при процессах замещения титановых минералов и при раскристаллизации гелей TiO_2 в первую очередь образуется анатаз, который затем переходит в рутил. Присутствие железа благоприятствует образованию рутила (сходство гексагональных мотивов решеток рутила, гематита и ильменита).

Анализ Anatase

 TiO_2

Название от греч. *ἀνάτασις* (анатасис) — удлинение (Аюи, 1799), по развитию острых (удлиненных) дипирамид.

Синон. Октаэдрит — octaedrite (Сосюр, 1796) — дипирамидальные кристаллы октаэдрического облика из Сен-Готарда, название, часто применяемое и в настоящее время; синий шерл — schorl bleu (Бурнон, 1783), уазанит — oisanite (Деламетри, 1797), пирамидальная титановая руда — pyramidales Titanerz (Моос, 1824), дофинит — dauphinite (Глокер, 1831), визерин — wiserine (Кенгот, 1864).

Разнов. (?). Ниобанатаз.

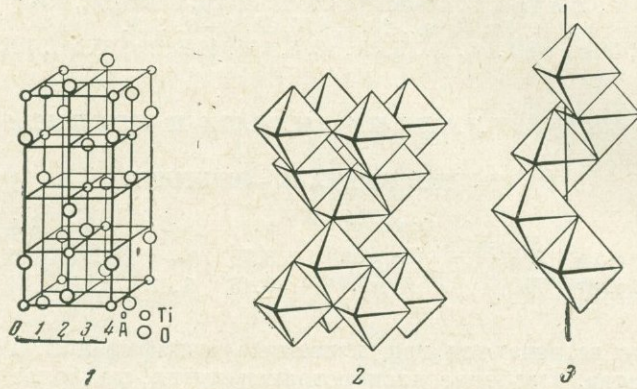
Характ. выдел. Кристаллы.

Структ. и морф. крист. Тетраг. с. $D_{4h}^{19} - I4_1/amd$; $a_0 = 3,785$; $c_0 = 9,514$ Å; $a_0 : c_0 = 1 : 2,514$; $Z = 4$ (Кроммер, Херингтон) [1].

Атомы O образуют плотнейшую кубическую упаковку, атомы Ti находятся в октаэдрических пустотах (фиг. 162). Зигзагообразные цепочки из заселенных TiO_6 -октаэдров чередуются с незаселенными. Каждый октаэдр имеет по 4 общих ребра с соседними. Расстояния $Ti - O$ равны 1,937 и 1,964 Å, $O - O = 2,802, 2,446$ и 3,040 Å (Кроммер, Херингтон) [1].

Рентгеновская установка (объемноцентрированная ячейка), принятая в справочнике Дана (1944) и Шафрановским, отличается от обычно принимаемой морфологической установки Милера поворотом на 45° вокруг оси с. Формула перехода от установки Дана (1944) к установке Милера (принятой ниже, а также Хинце, Дана (1892), Гольдшмидтом, Паркером, Зигриетом, Пенгом и др.): 110/110/001.

Дитетраг.-дипирамид. кл. $D_{4h} - 4/m\bar{m}m (L_44L_25PC)$; $a : c = 1 : 1,7771$ (Милер).



Фиг. 162. Структура анатаза

1 и 2 — в различном изображении; 3 — вдоль четверной винтовой оси

Формы [2—8]:

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	—	$0^\circ 00'$	v 117	$45^\circ 00'$	$19^\circ 44'$
a 100	$90^\circ 00'$	90 00	r 115	45 00	26 41
m 110	45 00	90 00	z 113	45 00	39 57
o 107	90 00	14 14	k 112	45 00	51 29
e 101	90 00	60 38	ε 335	45 00	56 27
q 201	90 00	74 17	p 111	45 00	68 18
d 301	90 00	79 22			

Наиболее обычные: p , c , e , v , a , z (Болдырев и др., Паркер); теоретическая последовательность важнейших форм: p , z , m , e и c (по Шафрановскому).

pp (111) : ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$) = $82^\circ 08'$	dd (301) : (031) = $88^\circ 03'$	zz (113) : ($\bar{1}\bar{1}\bar{3}$) = $54^\circ 01'$
ee (101) : (011) = $76^\circ 05'$	vv ($\bar{1}\bar{1}\bar{7}$) : (117) = $27^\circ 39'$	kk (112) : ($\bar{1}\bar{1}\bar{2}$) = $67^\circ 11'$
qq (201) : (021) = $85^\circ 47'$	rr ($\bar{1}\bar{1}\bar{5}$) : (115) = $37^\circ 02'$	

Менее обычные формы:

x 103	α 119	ψ 225	w 221	τ 313
g 701	i 116	χ 337	δ 331	s 5.1.19
E 801	f 114	n 223	Δ 532	

Редкие, вициальные и недостоверные формы (по Паркеру, с дополнениями по Бадеру, Зигристу и Пенгу) [3]:

720? *	1.1.100? **	2.2.11	5.5.16 *	334	551	325 *	25.11.5
105	1.1.40	3.3.16*	338	779 *	11.11.2 *	324	25.11.1
104	1.1.28	4.4.21	5.5.12	556 ***	661 *	5.3.20	5.2.18 *
5.0.19	1.1.14	3.3.14 *	449	9.9.10	13.13.2	12.7.5 *	5.2.17 *
3.0.10	1.1.10	229	6.6.13 *	998 *	881 *	24.14.7	5.2.15 *
6.0.19 *	5.5.43	3.3.13 *	5.5.11	776	19.19.2	747 *	526
102	118	5.5.19	7.7.13	443	10.10.1	2.1.12 *	11.4.11 *
203	2.2.15 *	4.4.17 *	559	332	12.12.1	2.1.10	3.1.13
401	3.3.20	4.4.15 *	31.31 50	553	45.36.50	219 *	3.1.12 *
902	2.2.13 *	227	558 **	15.15.8	435 *	217 *	3.1.10 *
16.0.3	5.5.29	3.3.10 *	557 *	994 *	3.2.21 *	216	319
13.0.2	3.3.19 *	4.4.13 *	335 **	11.11.3	3.2.16 *	9.4.12	314 **

10.3.30	4.1.16	5.1.18 *	11.2.12	18.2.3	35.3.5	21.1.3
14.4.17 *	416 *	518 *	17.3.2	39.4.6	12.1.12 *	63.3.14
11.3.45	14.3.1 *	15.3.20? **	6.1.10 *	11.1.11 *	40.3.5	180.3.2?
11.3.44	5.1.20 **	513	717 *	11.1.4	20.1.3	

* По Пенгу.

** По Вадеру.

*** По Зигристу.

Встречается в виде мелких остродипирамидальных кристаллов, на которых преобладают грани p (111), или развиты грани только этой формы (октаэдриты) (фиг. 163, 1—4), также в виде таблитчатых кристаллов, уплощенных по (001) (фиг. 163, 5—8), реже — призматических кристаллов (фиг. 163, 9). Очень редки двойники по (101) (фиг. 164, 1). На кристаллах часто наблюдается горизонтальная комбинационная штриховка, обусловленная чередованием граней (110) и (111); известны параллельные сростки кристаллов (фиг. (164, 2 и 3). Отмечались [9] ориентированные сростания с псевдобрукитом ([110] анатаза \parallel [001] псевдобрукита) и с рутилом (закон достоверно не установлен).

Физ. Сп. совершенная по (001) и (111). Изл. неясно-раковистый. Хрупок. Тв. около 6. Уд. в. 3,82—3,95 (вычисл. 3,893). Цв. от зеленовато-желтого до бурого разных оттенков, зеленоватый, стально-серый, редко бесцветен, также синеватый до черного (синяя окраска предположительно вызвана присутствием Ti^{3+}) [8]. Иногда окраска распределена секториально; бесцветные пирамиды роста наблюдаются в плоскостях, параллельных (001), в виде креста, лучи которого ориентированы параллельно или под углом 45° к оси a . [6]. Черта бесцветная, бледно-желтая. Бл. от алмазовидного до металловидного. Редко прозрачен, обычно лишь просвечивает; темноокрашенный просвечивает только в тонких осколках.

Магнитная восприимчивость анатаза из разных месторождений $0,19—0,36 \cdot 10^{-6}$, у искусственного анатаза — $0,040 \cdot 10^{-6}$ эл. магн. ед./г [10]. Диэлектрическая постоянная — 48 [11].

Методом электронного парамагнитного резонанса изучалась примесь Fe^{3+} [12].

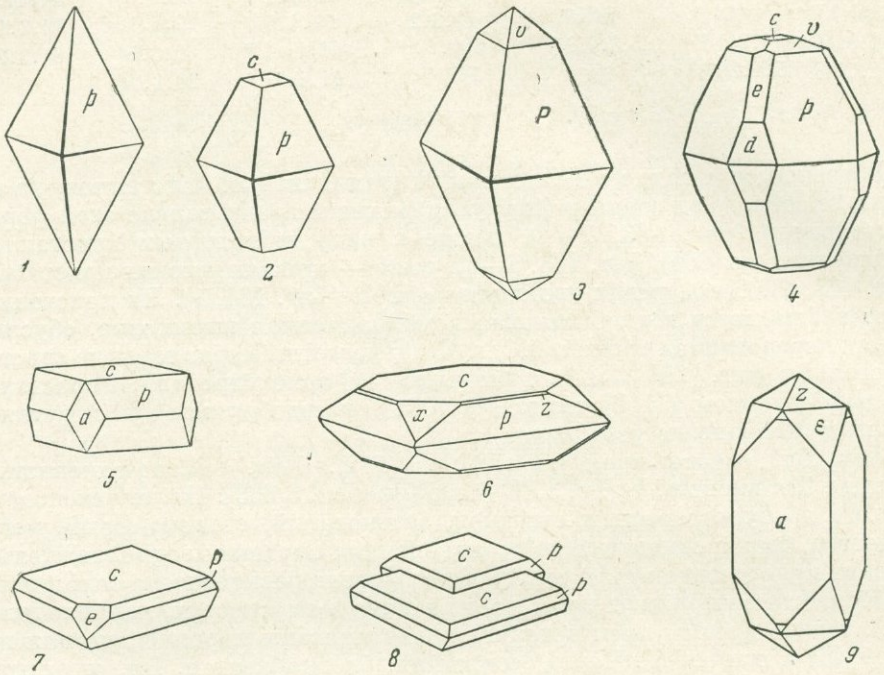
Инфракрасные спектры характеризуются полосами поглощения при 682,6 и $540,5 \text{ см}^{-1}$ [13].

Микр. В шл. в прох. св. желтовато-бурый, зеленоватый или синий различных оттенков; иногда окрашен неравномерно или зонален. Плеохроизм обычно слабый, у некоторых интенсивно окрашенных кристаллов сильный: по N_o — бледно-синий, желтоватый, реже зеленоватый и буроватый; по N_e — темно-синий, бурый, оранжевый, зеленовато-синий; $N_o < N_e$, но иногда $N_o > N_e$. Одноосный (—), иногда аномально двуосен с малым $2V$. Показатели преломления заметно варьируют: вхождение железа вызывает повышение n . При 25° для анатаза из Бинненталя с уд. в. 3,904 определены [14]:

λ , $\mu\mu$	491,61	546,07	579,17	589,3	671,63	690,75
n_o	2,6584	2,5948	2,5679	2,5612	2,5179	2,5097
n_e	2,5688	2,5161	2,4936	2,4880	2,4518	2,4447
$n_o - n_e$	0,0896	0,0787	0,0743	0,0732	0,0661	0,0650

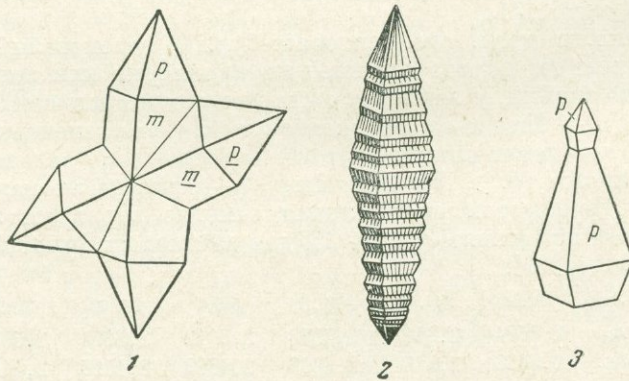
В полир. шл. в отраж. св. похож на сфалерит (едва заметно светлее). Практически изотропен. Анизотропия маскируется внутренними рефлексами. Внутренние рефлексы белые, синеватые, светло-синие (Рамдор).

Видимый угол вращения плоскости поляризации отраженного света $A_r = 0,94^\circ$ при $\lambda = 470 \mu\mu$, $0,96^\circ$ при $520 \mu\mu$, $0,89^\circ$ при 546 и $589 \mu\mu$, $0,82^\circ$ при $620 \mu\mu$ [15].



Фиг. 163. Кристаллы анатаза

1—3 — типичные кристаллы; 4 и 5 — Урал (по Кокшарову); 6 — Тироль, Австрия (по Врба); 7 и 8 — Яблоново, Итейменский плутон, КазССР (по Платонову); 9 — Винненталь, Швейцария (по Зелигману)



Фиг. 164. Кристаллы анатаза

1 — двойник, Массачусетс (по Пеллэчу); 2 и 3 — сrostки кристаллов из гранитов Яблоново-Итейменского плутона по Платонову)

Хим. Теор. состав: TiO_2 — 100 (Ti — 59,95). Обычно содержит небольшое количество FeO и Fe_2O_3 , иногда — SnO_2 (в твердом растворе в TiO_2 максимально содержится 1,5% SnO_2) [16]. Отмечается наличие в анатазе небольшого количества Nb: в минерале из Сен-Бернардино (шт. Калифорния, США) [17], с горы Куйвчорр в Ловозерских тундрах (Мурманская обл.) (2,1% Nb_2O_5) [18]; еще большее количество Nb указывается для «ниобанатаза» (см. ниже).

Анализы анатаза из Бразилии:

	TiO_2	SnO_2	Fe_2O_3	Сумма
1.	98,36	0,20	1,11	99,67
2.	99,75	—	0,25	100,00

1 — анализ Дамур (1844); 2 — анализ Розе (1844)

Диагн. исп. В кислотах, за исключением HF, не растворяется. Обычные реактивы травления не действуют. П. п. п. не плавится. С фосфорной солью в восстановительном пламени при добавке крупинки олова образует фиолетовое стекло.

Повед. при нагрев. В результате нагревания переходит в рутил; широкие колебания (от 400 до 1000°), отмечаемые в литературе [19] для перехода искусственного анатаза в рутил, связаны с различиями в способах его синтеза и нагревания, с наличием примесей [20, 21]. Лишенный примесей синтетический анатаз с упорядоченной структурой (анатаз I) около 620° переходит в анатаз II — с неупорядоченной структурой; при 620–650° имеет место переход в рутил [20].

В гидротермальных условиях в присутствии плавней температура перехода в рутил понижается [22]. По мере нагревания показатели преломления и двупреломление понижаются; при $\lambda = 589 \text{ м}\mu$ [14]:

	25°	150°	300°	450°	600°	750°
n_o	2,5612	2,5580	2,5545	2,5520	2,5503	2,5486
n_e	2,4880	2,4872	2,4859	2,4853	2,4853	2,4858
$n_o - n_e$	0,0732	0,0708	0,0686	0,0667	0,0650	0,0628

Коэф. линейного расширения при 40° $0,819 \cdot 10^{-5} \parallel c$, $0,468 \cdot 10^{-5} \perp c$ (по Ниггли).

Находж. Сравнительно широко распространен. Наблюдается как аксессуарный вторичный минерал в некоторых гранитах [7], сиенитах, кварцевых порфирах; наиболее часто встречается в метаморфических породах (различных сланцах, филлитах, гнейсах и в других породах); обычно образуется в результате изменения титансодержащих минералов — сфена, ильменита, биотита (псевдоморфозы по сфену в ийолит-уртитах горы Юкспор в Хибинских тундрах [23]). Обнаружен также в составе карбонатитов (в массиве Вуориярви на Кольском п-ове [24]). В более крупных кристаллах (длина до 10 мм, толщина 5 мм) встречается в кварцевых жилах альпийского типа и, значительно реже, в некоторых пегматитах, где является гидротермальным минералом. Отмечается в некоторых гидротермальных кварцевых жилах, обычно с реликтами не полностью замещенных пород.

Нередко анатаз содержится также в глинах, мергелях, песчаниках, бокситах, главным образом, как кластический и как аутигенный [6, 25] минерал; развивается в процессе диагенеза за счет ильменита и других титановых минералов. В осадочных породах анатаз, рутил, брукит и «лейкоксен» часто встречаются совместно. Вследствие своей устойчивости анатаз попадает в россыпи.

Характерен для жил альпийского типа, так же как рутил и брукит, ассоциируется с кварцем, адуляром, сфеном, гематитом, апатитом; в жи-

лах альпийского типа сначала происходит кристаллизация рутила, затем брукита и наиболее поздним является анатаз. Встречается в многочисленных месторождениях Альп: в Швейцарии — Тавеч, Сен-Готард и др., во Франции — Бур-д'Уазан, в Австрии — в Тироле и др. В СССР обнаружен в жилах альпийского типа на Приполярном Урале (гора Неройка и др.) [26, 27].

В небольшом количестве наблюдался в сиенитовых пегматитах Ильменских гор (Челябинская обл.) [28], в нефелино-сиенитовых пегматитах Хибинских и Ловозерских тундр (Мурманская обл.) с натролитом и альбитом [18, 29], в гранитных пегматитах Алтынтау (УзССР) с брукитом, ильменорутилом, касситеритом, колумбитом [30] и др.

В СССР россыпи с анатазом имеются на Урале — Атлянские (Челябинская обл.), Шабровские, Каменка (Свердловская обл.), на Алтае, в Кузнецком Алатау, Забайкалье, на Чукотском п-ве, на Тянь-Шане, Памире и т. д.

В виде мельчайших кристаллитов нередко входит в состав так называемых лейкоксенов — землистых продуктов, образующихся в результате изменения титановых минералов.

Изм. В общем устойчив. Иногда замещается рутилом. Параморфозы рутила по анатазу встречаются в виде кристаллов и галек в россыпях Бразилии, где известны под названиями титан-фаваса или фаваса — *Titanfavas (favas)*, *каптивоса — captivos* [31]. По-видимому, параморфозой рутила по анатазу является и паредрит — *paredrite* (Фаррингтон, 1916) [32], наблюдавшийся в алмазоносных россыпях Бразилии.

Искусств. Мелкие кристаллики анатаза образуются [33] при реакции TiCl_4 или TiF_4 с парами воды при температуре не более 767° (при более высокой температуре получался рутил); получен также в результате взаимодействия TiCl_4 с кислородом при невысоких температурах, осаждением аммиаком из раствора TiCl_4 , также при гидролизе сульфатных растворов [19]. Кристаллизуется совместно с рутилом и с брукитом в процессе старения зольей TiO_2 [34]. При выдерживании свежесаженной аморфной TiO_2 при 108° образуется уже через 12 час [16].

Практ. знач. не имеет, т. к. не образует достаточных концентраций.

Отл. От рутила отличается формой кристаллов и наличием сп. по (111) и (001). В полир. пл. заметно темнее рутила; иногда трудно отличим от сфалерита (отличие по твердости, по синеватым внутренним рефлексам).

Разнов. (?) Ниобоанатаз — *nioboanatase* (Семенов, 1957) [18]. Недостаточно охарактеризован. Белые, мучнистого вида, скрытокристаллические выделения. $a_0 = 3,83$, $c_0 = 9,60$ Å. П. микр. при самых больших увеличениях в массе ниобоанатаза различимы мельчайшие зерна с высокими интерференционными окрасками. Состав, по неполному анализу (анал. Бурова): TiO_2 — 31,11; Nb_2O_5 — 21,61; Ta_2O_5 — 0,20%.

Наблюдается в пустотах друз натролита на горе Сенчсшорр в Ловозерских тундрах (Мурманская обл.).

Межплоскостные расстояния анатаза, по Михееву

Мо-излучение								
hkl^*	I	d (кX)	hkl	I	d	hkl	I	d
101	10	3,508	116	6	1,361	321	5	1,0407
103	1	2,425	220	6	1,335	109	5	1,0155
104	5	2,372	300	7	1,261	321	2	1,0043
112	1	2,333	221	2	1,247	323	1	0,9939
200	9	1,887	224	6	1,163	316	7	0,9528
210; 105	7	1,696	312	1	1,158	400	6	0,9437
203	7	1,662	217; 009	1	1,054	219	7	0,9167
106	7	1,447	320	5	1,0488	411	7	0,9114

* $a_0 = 3,782$; $c_0 = 9,509$ Å.

Л и т е р а т у р а

1. Сроммер D. T., Herrington K. J. Am. Chem. Soc., 1955, 77, No 18, 4708; см. также: Legrand C., Delville J. C. R., Paris, 1953, 236, No 9, 944 (уточненные значения параметров и сводка данных рентгеновского излучения); Svanson H. E., Fatge E. Nation. Bur. Stand., 1953, circular 539, 1, 46.
2. Кокшаров Н. И. Матер. для минералогии России, 1853, ч. 1, 52; Еремеев П. В. Горный журн., 1887, 3, 297; Зап. Мин. об-ва, 1887, 23, прот., 323 и 327.
3. Parker R. Zs. Krist., 1923, 58, 522; Zs. Krist., 1923, 59, 1; Bader H. Schweiz. min., petr. Mitt., 1934, 14, H. 2, 376; Sigris F. Schweiz. min., petr. Mitt., 1947, 27, H. 1, 92; Peng Kuo-Ching. Schweiz. min., petr. Mitt., 1955, 35, H. 2, 422.
4. Cerný P. Casop. Moravsk. musea Brně. vědy přírod., 1956, 41, 61; Paděra K. Acta Univ. Carolinae, geol., 1961, No 3, 143.
5. Minato H., Okamoto Y. Sci. Papers Coll. gen. educ. Univ. Tokyo, 1957, 7, No 1, 145.
6. Бургеля Н. К. Сб. «Очерки осадочных месторождений полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1958, 61.
7. Платонов А. Н. Зап. Укр. отд. Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 1, 128.
8. Vultée J. Fortschr. Min., 1952, 29—30, H. 2, 332.
9. Чесноков Б. В. ДАН СССР, 1959, 129, № 3, 677; Тр. Свердловск. горн. ин-та, 1963, вып. 42, 143.
10. Pankey T., Sensitive F. Am. Min., 1959, 44, No 11—12, 1307.
11. Kleber W. Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1952, 3, H. 1, 1.
12. Gainon D., Lacroix R. Proc. Phys. Soc., 1962, 79, Pt. 3, No 509, 658.
13. Bauer G. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1962, 39, H. 11, 535.
14. Schröder H. Zs. Krist., 1928, 67, 523 (опт. константы при разных t -рах).
15. Cameron E. N. Ore Microscopy. N. Y., London, 1961, 272.
16. Nodor G. Hamburger Beitr. angew. Min., Kristallphysik, 1956. 4 Folge, 239.
17. Hewett D. F., Glass J. J. Am. Min., 1953, 38, No 11—12, 1040.
18. Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1957, вып. 1, 41.
19. Warblan F. F. Schweiz. min., petr. Mitt., 1943, 23, H. 2, 326; Рубинштейн А. М., Куликов С. Г. Изв. АН СССР, сер. хим., 1951, № 2, 133; Knoll H., Kühnhold U. Naturwissenschaften, 1957, 44, H. 14, 394; Orsel J., Fauquier D. C. R., Paris, 1957, 245, No 6, 701.
20. Yoganarasimhan S. R., Rao C. N. R. Trans. Faraday soc., 1962, 58, No 476, pt. 8, 1579.
21. Kubo T., Shinriki K. J. Chem. Soc. Japan, Ind. chem. sect., 1953, 56, 149 (по реферату: Chem. Abstr., 1954, 48, 9635); Rao C. N. R., Lewis M. P. Current Science, 1960, 29, No 2, 52.
22. Osborn E. F. J. Am. Ceram. Soc., 1953, 36, No 5, 147.
23. Дорфман М. Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртитях горы Юкспор. Изд-во АН СССР, 1962, 110.
24. Козырева Л. В., Ильинский Г. А. Матер. по минералогии Кольского п-ва, 1959, 1, 69.
25. Ренгартен Н. В. ДАН СССР, 1955, 102, № 1, 149; Ходак Ю. А. Тр. ИГН АН СССР, 1956, вып. 5, 169; Сб. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Изд. Львовск. ун-та, 1956, 476; Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И., Чечелашвили И. Д. Там же, 326; Нисания Г. Б. Зап. Арм. отд. Всес. мин. об-ва, 1959, вып. 1, 153; Кондратьева М. Г. ДАН СССР, 1960, 135, № 6, 1488; Жабрева П. С. Тр. Краснодарск. фил. Всес. нефтегаз. п.-и. ин-та, 1960, вып. 3, 237; Ходак Ю. А. Петрографо-минералогическая характеристика нижнекембрийских отложений Алданского района. Изд-во АН СССР, 1961, 65; Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И. Литология и палеогеография полосы среднеюрских угленосных отложений Западной Грузии. Изд-во АН Груз ССР, 1961, 66 и др.
26. Вертушков Т. Н. ДАН СССР, 1937, 16, № 7, 381.
27. Шафрановский И. И. Тр. Центр. лаб. камней-самоцветов, 1937, 35.
28. Лабунцов А. Н. Тр. Мин. муз. АН СССР, 1950, вып. 2, 135.
29. Лабунцов А. Н. Тр. Мин. муз. АН СССР, 1949, вып. 1, 110.
30. Заплеталов Н. М. Тр. Тадж.-Памир. экспед. АН СССР, 1935, 187.
31. Лангсдорф. Тр. Мин. об-ва, СПб., 1830, 1.
32. Farrington O. C. Am. J. Sci., 1916, 41, 356.
33. Mellor J. W. A comprehensive treatise on inorganic and theoretical chemistry. London, 1927, 7, 32.
34. Берестнева З. Я., Корецкая Г. А., Каргин В. А. Коллоид. журн., 1950, 12, вып. 5, 338.

Брукит Brookite

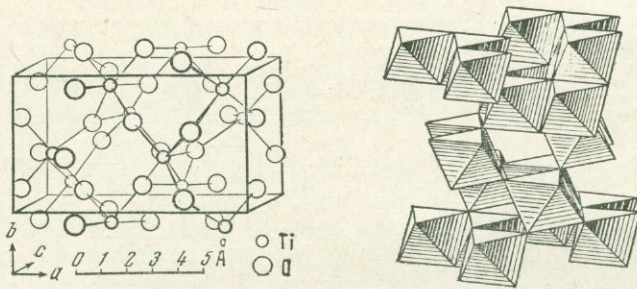


Назван по имени английского кристаллографа и минералога Г. Брука (Леви, 1824).

Синон. Журинит (юринит, джуринит) — jurinite (Сорэ, 1822), эвманит (эуманит) — eumanite (Шепард, 1851), пиромелан — pyromelane (Шепард, 1856).

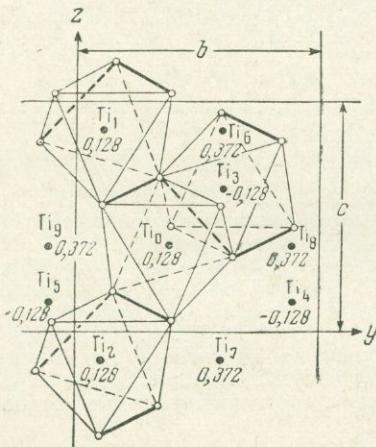
Разнов. Арканзит.

Характ. выдел. Кристаллы.



Фиг. 165. Структура брукита в различном изображении

Структ. и морф. крист. Ромб. с. D_{2h}^{15} — $Pbca$; $a_0 = 9,184$; $b_0 = 5,447$; $c_0 = 5,145$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,683 : 1 : 0,944$; $Z = 8$ (Полинг, Стурдивант, для брукита из Швейцарии) [1]; $a_0 = 9,166$; $b_0 = 5,436$; $c_0 = 5,135$ Å, по ASTM.



Фиг. 166. Деталь структуры брукита

(по Уэйлу).

Октаэдры с Ti_1 — Ti_5 принадлежат нижней двойной сетке; октаэдры с Ti_6 , Ti_7 , Ti_8 и Ti_9 — верхней; цифрами обозначены координаты атомов Ti

($3L_23PC$); $a : b : c = 0,8416 : 1 : 0,9444$ (Кюкшаров, Дана, 1892).

Обычные формы [4—9]:

Атомы O образуют искаженную четырехслойную (топазовую) плотнейшую упаковку, слои параллельны (100) [1—3]. Атомы Ti находятся в октаэдрических пустотах. Каждый октаэдр TiO_6 имеет общие ребра с двумя соседними; эти общие ребра несколько укорочены, по сравнению с другими ребрами (2,49—2,52 вместо 2,73—3,00 Å) [3]. Атомы Ti несколько смещены от центра октаэдров (на 0,2—0,1 Å). Два октаэдра из каждой группы трех октаэдров, связанных общими ребрами, слагают в направлении оси c зигзагообразные цепи, которые связаны третьими октаэдрами в двойные сетки, параллельные (100). Расстояние между атомами Ti в пределах цепей (3,06 Å) несколько больше, чем расстояние между атомами Ti, находящимися в цепи и в слое сетки (фиг. 165 и 166).

Ромбо-дипирамид. кл. D_{2h} — mtt

	φ	ρ	φ_1	ρ_1	φ_2	ρ_2
<i>c</i> 001	—	0°00'	90°00'	90°00'	0°00'	90°00'
<i>b</i> 010	0°00'	90 00	0 00	90 00	—	0 00
<i>a</i> 100	90 00	90 00	—	0 00	90 00	90 00
<i>m</i> 110	49 55	90 00	0 00	40 05	90 00	49 55
<i>l</i> 210	67 10	90 00	0 00	22 50	90 00	67 10
<i>k</i> 410	78 07	90 00	0 00	11 53	90 00	78 07
<i>d</i> 043	0 00	51 32	38 28	90 00	0 00	38 28
<i>t</i> 021	0 00	62 06	27 54	90 00	0 00	27 54
<i>y</i> 104	90 00	15 40	90 00	74 20	15 40	90 00
<i>x</i> 102	90 00	29 18	90 00	60 42	29 18	90 00
<i>e</i> 134	21 36	37 18	54 41	77 06	15 40	55 42
\emptyset 5.14.18	22 59	38 35	53 42	75 54	17 19	54 58
<i>e</i> 122	30 43	47 41	46 39	67 49	29 18	50 32
<i>n</i> 121	30 43	65 31	27 53	62 18	48 18	38 31
<i>z</i> 112	49 55	36 15	64 44	63 06	29 18	67 37
<i>o</i> 111	49 55	55 43	46 39	50 47	48 18	57 51
<i>r</i> 221	49 55	71 10	27 54	43 36	65 58	52 27
<i>i</i> 342	41 42	68 26	27 54	51 47	59 17	46 02
<i>v</i> 326	60 42	32 45	72 32	61 52	29 18	74 39
<i>s</i> 322	60 42	62 36	46 39	39 16	59 17	64 15

<i>mm</i> (110) : ($\bar{1}\bar{1}0$) = 80°10'	<i>oo</i> (111) : ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$) = 64°17'	<i>na</i> (121) : (100) = 62°18'
<i>em</i> (122) : (110) = 45 42	<i>oa</i> (111) : (100) = 50 47	<i>ee</i> (122) : ($\bar{1}\bar{2}\bar{2}$) = 78 57
<i>zm</i> (112) : (110) = 53 45	<i>rr</i> (221) : ($\bar{2}\bar{2}\bar{1}$) = 75 06	<i>ea</i> (122) : (100) = 67 48
<i>zz</i> (112) : ($\bar{1}\bar{1}\bar{2}$) = 44 46	<i>ra</i> (221) : (100) = 43 36	<i>ss</i> (322) : ($\bar{3}\bar{2}\bar{2}$) = 51 30
<i>za</i> (112) : (100) = 63 06	<i>nn</i> (121) : ($\bar{1}\bar{2}\bar{1}$) = 102 58	<i>sa</i> (322) : (100) = 39 15

Второстепенные, редкие и вицинальные формы [5, 6]:

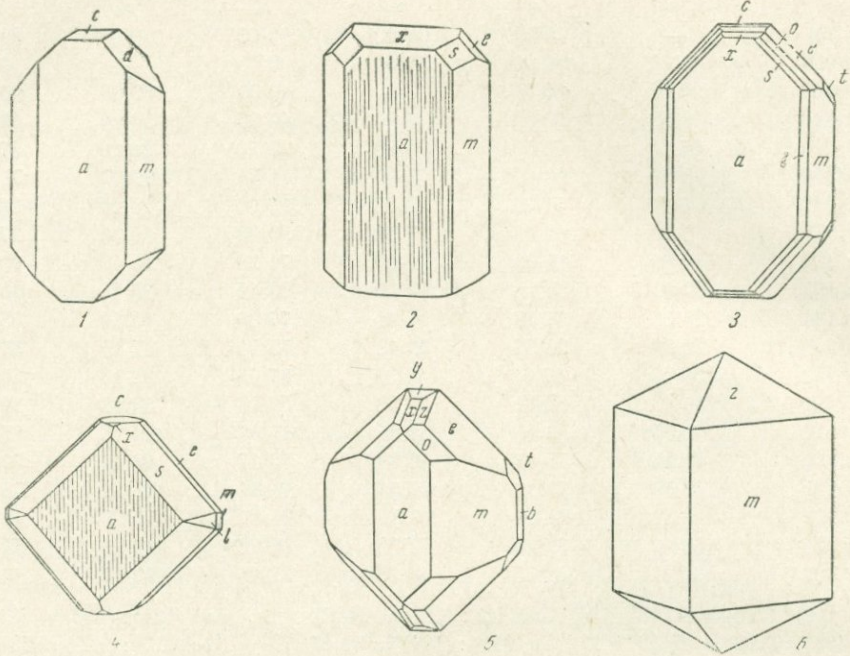
120	910	101	132	6.15.20	3. 4.10	543
230	025	1.22.12	4.11.14	9.22.30	349	7.5.14
320	012	151	5.14.4	5.11.14	343	324
940	089	146	5.13.17	124	784	9.4.18
11.2.0	011	142	5.13.16	465	9.10.9	949
23.4.0	041	272	256	234	5. 4.10	944
710	305	3.10.2	4.10.13	3. 4.12	544	313

Рентгеновская установка Полинга и Стурдиванта отличается от принятой здесь установки Кокшарова — Дана (1892) вдвое большим значением *c*. В справочнике Дана (1944) кристаллам брукита придана установка Хайдингера (1825), отличающаяся от рентгеновской Полинга и Стурдиванта перемещением осей *a* и *b*, в соответствии с чем у Дана приводятся рентгеновские данные и отношения осей. Символы наиболее распространенных форм при разных установках:

Кокшаров —	<i>a</i> 100	<i>b</i> 010	<i>c</i> 001	<i>o</i> 111	<i>e</i> 122	<i>m</i> 110	<i>x</i> 102
Дана, 1892							
Хайдингер —	<i>b</i> 010	<i>a</i> 100	<i>c</i> 001	<i>o</i> 121	<i>e</i> 111	<i>M</i> 120	<i>x</i> 011
Дана, 1944							

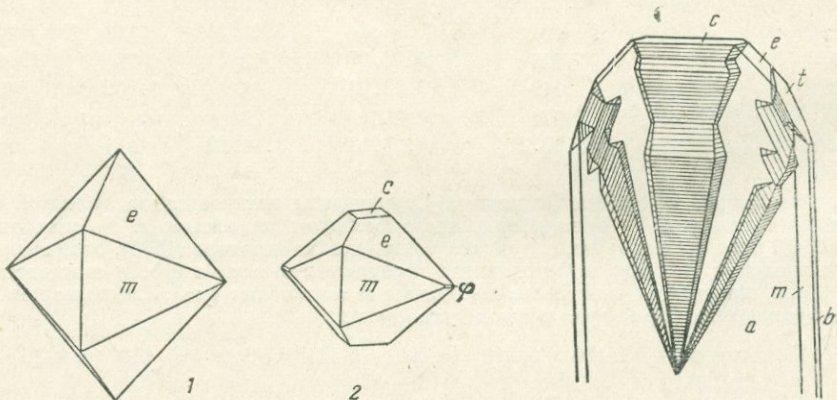
Формула перехода от установки Хайдингера — Дана (1944) к установке Кокшарова — Дана (1892), принятой Гольдшмидтом, Хинце, Арнольдтом [5], Холцгангом [6] и др.: 010/200/002.

Встречается в виде кристаллов разнообразного облика (фиг. 167 и 168). В жилах альпийского типа кристаллы большей частью уплощены по (100) (плоскость слоев плотнейшей упаковки) и несколько удлинены вдоль оси *c* (по направлению цепей); наблюдаются также столбчатые и псевдогексагональные дипирамидальные кристаллы (фиг. 168, арканзит). На



Фиг. 167. Кристаллы брукита

1 — Атлянские россыпи (по Герману); 2 — Забайкалье (по Корнетовой); 3 — Ломбардия, Италия (по Бруньятелли); 4 — Верхние Альпы, Франция (по Лакруа); 5 — Атлянские россыпи, Урал (по Кокшарову); 6 — Магнет-Ков (по Дана, 1886);



Фиг. 168. Кристаллы арканзита

1 — Магнет-Ков (по Дана, 1886); 2 — Ловозерские тундры (по Семенову), φ (120)

Фиг. 169. Кристалл брукита с пирамидами роста, Полярный Урал (по Икорниковой)

гранях a (100) и вертикальных призм обычна вертикальная штриховка; в Бакальском месторождении (Челябинская обл.) [8] помимо кристаллов, уплощенных по (100), наблюдались кристаллы, таблитчатые по b (010) с горизонтальной штриховкой на гранях этой формы. Двойники достоверно не установлены [10].

Иногда содержит закономерные вросстки рутила (параморфозы рутила по брукиту): [001] обоих минералов параллельны, (110) рутила \parallel (110) или (122) брукита [11]; отмечены ориентированные включения брукита в мусковите [12].

Физ. Сп. по (110) неясная, еще менее отчетливая по (001). Изл. неровный или неясно раковистый. Хрупок. Тв. $5\frac{1}{2}$ —6. Уд. в. 3,9—4,14 (вычисл. 4,12). Цв. желтоватый, красноватый, красновато-бурый до железно-черного. Окраска часто неравномерная; в прох. св. отчетливо выделяются по более темной окраске характерные пирамиды роста $\langle 001 \rangle$, $\langle 122 \rangle$, $\langle 021 \rangle$ и др. [5, 8, 13, 14] (фиг. 169).

Желтоватая, равномерно распределенная окраска кристаллов брукита с Полярного Урала обусловлена, по данным Икорниковой [14], окисными соединениями железа, зеленоватая окраска пирамид роста — закисными соединениями железа; по Арнольду [5], более темная окраска пирамид роста связана с вхождением в решетку ниобия.

Черта бесцветная до желтоватой или желтовато-серой. Бл. металло-видно-алмазный, полуметаллический. От почти прозрачного и хорошо просвечивающего до непросвечивающего (железно-черные брукиты).

Диэлектрическая постоянная — 78 [15]. Магнитная восприимчивость [16], очевидно, существенно зависит от чистоты минерала: для четырех образцов из разных месторождений она составляет от $0,26 \cdot 10^{-6}$ (для наиболее химически чистого образца) до $1,15 \cdot 10^{-6}$ эл. магн. ед/г.

Инфракрасные спектры характеризуются полосами поглощения: 852,1; 729,9; 598,8 (сильная); 529,1 и $431,0 \text{ см}^{-1}$ [17].

Микр. В шл. в прох. св. желтовато-, золотисто- или красновато-бурый. Слабо плеохроирует: по Ng — светло-желтый, красновато-бурый, гвоздично-бурый; по Nm — светло-желтый, оранжево-бурый, гвоздично-бурый; по Np — бесцветный, оливковый, желто-бурый (по Трёгеру); $Np < Nm < Ng$ или $Np < Ng < Nm$. Двусный (+). Погасание прямое. Оптические свойства существенно меняются с изменением длины волны света и температуры [18]. Ng всегда \perp (100), пл. опт. осей для красных и желтых лучей параллельна (001), $Np = b$ и $2V = 10-20^\circ$ (Na); при 550° одноосный, $2V = 0^\circ$; для зеленых и голубых лучей пл. опт. осей параллельна (010), $Nm = b$, $2V = 20-30^\circ$. $n_g = 2,700-2,741$; $n_m = 2,584-2,586$; $n_p = 2,583$; $n_g - n_p = 0,117-0,158$ (Na) (по Трёгеру). Константы бурого брукита с уд. в. 4,126, по Шрёдеру [18]:

$\lambda, \text{м}\mu$	491,61	546,07	555,5	579,1	589,3	671,6	690,75
n_g	2,809	2,7402	—	2,7091	2,7004	2,6519	2,6429
n_m	2,6770	2,6159	—	2,5904	2,5843	2,5443	2,5375
n_p	2,6717	2,6154	—	2,5895	2,5831	2,5405	2,5331
$n_g - n_p$	0,1373	0,1248	—	0,1196	0,1173	0,1114	0,1098
$2E$	$68^\circ 16'$	—	0°	$25^\circ 48'$	—	$58^\circ 07'$	$64^\circ 02'$

Очень сильная дисперсия оптических осей [14, 18], $r > v$ при $\lambda > 555 \text{ м}\mu$ и пл. опт. осей \parallel (001) и $r < v$ при $\lambda < 555 \text{ м}\mu$ и пл. опт. осей \parallel (010). Иногда в шлифах наблюдаются зоны роста.

Видимый угол вращения плоскости поляризации отраженного света $A_r = 1,42^\circ$ при 470 $m\mu$, $1,14^\circ$ при 520 $m\mu$, $0,27^\circ$ при 589 $m\mu$, $0,91^\circ$ при 620 $m\mu$, $0,83^\circ$ при 650 $m\mu$ [19].

Хим. Теор. состав: TiO_2 — 100 (Ti — 59,95). Природные брукиты обычно содержат примесь Fe_2O_3 (от 1 до 4,5%), Nb_2O_5 и Ta_2O_5 (брукит из Магнет-Ков — 0,8 до 9,6% Nb) [20]; отмечались также следы W, Ge и других элементов.

Анализы:

	1	2	3	4
TiO_2	98,59	94,09	94,31	98,77
Fe_2O_3	1,41	4,50	3,28	1,46
П. п.	—	1,40	1,31	—
Сумма	100,00	99,99	98,90	100,23
Уд. в.	4,13	3,83	4,2	—

1 — Уэльс (Англия), анал. Розе [21]; 2 — Урал, анал. Герман [21]; 3 — Урал, анал. Романовский [21]; 4 — Арканзас (США), анал. Пфейль [22], среднее из двух анализов.

Диагн. исп. В кислотах нерастворим.

П. п. тр. не плавится. С фосфорной солью в окисл. пл. дает бесцветное или коричневатое (темные брукиты, богатые Fe) стекло, в восст. пл. с крупинкой олова — фиолетовое стекло.

Повед. при нагр. При нагревании до 700° переходит в рутил. При этом зигзагообразные цепи структуры брукита легко переходят в простые цепи рутила [23]; (100) обоих минералов (плоскости слоев структуры) взаимно параллельны, иглы рутила, удлиненные по оси c , ориентируются параллельно осям c или b брукита. При прокаливании уд. в. увеличивается до 4,2—4,3. В результате нагревания n_g уменьшается, n_m и n_p возрастают; при $\lambda = 589,3 m\mu$ [18]:

λ°	25	150	300	450	600
n_g	2,7004	2,6903	2,6762	2,6675	2,6610
n_m	2,5843	2,5869	2,5897	2,5942	2,5981
n_p	2,5831	2,5856	2,5880	2,5904	2,5924
$n_g - n_p$	0,1173	0,1047	0,0882	0,0771	0,0686

Находж. Относительно редок. Является гидротермальным минералом; встречается главным образом в жилах альпийского типа, где образует пластинчатые кристаллы (длиной до 20 мм, толщиной до 5 мм) в парагенезисе с кварцем, альбитом, хлоритом, сфеном, рутилом, анатазом и другими минералами [14, 22, 24]; образуется позже рутила и раньше анатаза. Более редок в пегматитах. В виде микроскопических выделений обнаружен в сиенитах. Изредка встречаются псевдоморфозы брукита по сфену. В альпийских жилах установлен на Урале [14, 21, 24] — гора Неройка, Нейво-Рудянка, Атлян и др., в Швейцарии — Сен-Готард, Тессин и др., во Франции — Бур-д'Уазан, Изер и др., в Австрии — в Тироле, в США — в шт. Массачусетс и др. Наблюдается в россыпях близ коренных месторождений (в СССР на Урале по рекам Атляну [4, 21] и Санарке).

Отмечается также в осадочных породах разного возраста и состава в виде кластических зерен; в ряде случаев является новообразованием [8, 25]. Иногда образуется в результате выветривания сфена и других титановых минералов [26]. Нередко обнаруживается в составе лейкоксенов.

Изм. В природных условиях является очень устойчивым, попадает в россыпи, где хорошо сохраняется. Известны параморфозы рутила по брукиту [11] и псевдоморфозы по брукиту магнетита (Дана, 1944).

Искусств. Старые указания на успешный синтез Добре и Отфеем вызывают сомнение. В лабораторных условиях в чистом виде синтезировать брукит не удается [27]; он образуется совместно с рутилом и анатазом в результате старения зольей TiO_2 [28].

Имеется указание [29] на образование брукита при длительном размалывании в шаровой мельнице синтетического рутила, полученного путем гидролиза и отожженного при 600° .

Практ. знач. не имеет, т. к. не накапливается в больших количествах.

Отл. Минералов, похожих на брукит, мало; от рутила и других сходных по цвету минералов отличается формой кристаллов, от просвечивающих пластинок гематита — цветом черты. Отличительные признаки в шлифах: аномальная интерференционная окраска, очень высокий рельеф и сильное двушломление.

Разнов. А р к а н з и т (аркансит) — arkansite — своеобразные дипирамидальные кристаллы псевдогексагонального облика (фиг. 168) вследствие более или менее равномерного развития граней e (122) и m (110). Цв. более темный, чем у обычного брукита, черный.

Назван по месту находки в шт. Арканзас (Шепард, 1846).

Известен в КиргССР в Центр. Тянь-Шане; в Хибинских и Ловозерских тундрах (Мурманская обл.) с анатазом и натролитом; в Магнет-Ков (шт. Арканзас, США), нередко с корочками рутила.

Межплоскостные расстояния брукита *

Си-излучение, Ni-фильтр

I	d	I	d	I	d	I	d
100	3,47	25	2,21	50	1,84	50	1,59
85	2,90	25	2,11	50	1,68	25	1,48
50	2,48	50	1,97	60	1,65	25	1,44
25	2,41	75	1,88				

* ASTM, 3—0380

Л и т е р а т у р а

- Pauling L., Sturdivant J. H. Zs. Krist., 1928, 68, 239.
- Weyl R. Zs. Krist., 1959, 111, 401.
- Baur W. Acta cryst., 1961, 14, 214.
- Кокшаров Н. И. Матер. для минералогии России, 1853, ч. I, 61; 1854, ч. 2 и атлас кристаллов, 1853.
- Arnold W. Zs. Krist., 1929, 71, 344 (критическая сводка по морфологической кристаллографии, оптика).
- Holzgang F. Schweiz. min., petr. Mitt., 1930, 10, H. 2, 374 (критическая сводка по морфологии кристаллов); Mélon J. Ann. Soc. géol. Belg., 1949, 73, Bull. No 3—7, 117 (кристаллы из Бельгийского Конго); Segrý P. Casop. Moravsk musea Brno, vědy přírod., 1956, 41, 61 (кристаллы из Моравии) и др.
- Корнетова В. А. Тр. Мин. муз. АН СССР, 1954, вып. 6, 139; Чесноков Б. В. Тр. Свердловск. горн. ин-та, 1963, вып. 42, 143.
- Бургеля Н. К. Сб. «Очерки осадочных месторождений полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1958, 61 (морфология и оптика аутигенного брукита Бакальского месторождения; установка кристаллов по Дана, 1944).
- Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1957, вып. 1, 41 (кристаллография, хим. анализ ловозерского арканзита).
- Gliszczyński G. Zbl. Min., 1940, A, 181.
- Mügge O. N. Jb. Min., 1903, 16, 393.
- Frondel C. Am. Min., 1938, 23, No 3, 170.
- Rudolph J. Schweiz. min., petr. Mitt., 1943, 23, H. 2, 437 (оптич. аномалии в швейцарском бруките); Rastall R. H. Geol., Mag., 1938, 75, No 10, 433; Butt-

- terfield J. A. Geol. Mag., 1939, 76, No 5, 220 (распределение окраски); Sigrüst F. Schweiz. min., petr. Mitt., 1947, 27, H. 1, 126 (характеристика пирамид нарастания, оптич. аномалии).
14. Икорникова Н. Ю. ДАН СССР, 1946, 53, № 3, 255; ДАН СССР, 1948, 59, № 8, 1481; ДАН СССР, 1948, 59, № 9, 1627; Зап. Всес. мин. об-ва, 1948, 77, вып. 4, 258 (вопросы окраски, оптич. аномалий, пирамид роста).
 15. Kleber W. Heidelb. Beitr. Min., Petr., 1952, 3, H. 1, 1.
 16. Ranke U., Senftle F. Am. Min., 1959, 44, No 11—12, 1307.
 17. Bayer G. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1962, 39, H. 11, 535.
 18. Schröder E. Zs. Krist., 1928, 67, 485.
 19. Cameron E. N. Ore Microscopy. N. Y., London., 1961, 272.
 20. Кузьменко М. В. Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1960, вып. 4, 142; Kaiser E. P. Econ. Geol., 1953, 48, No 7, 622.
 21. Rose H. Ann. Phys., 1844, 61, 515; Hermann R. J. prakt. Chem., 1849, 46, 404; Романовский Г. Горный журн., 1849, 2, 273; Горный журн., 1852, 3, 356.
 22. Pfeil K. Zbl. Min., 1902, 143.
 23. Varblan F., Branderberger E., Niggli P. Helv. chim. acta, 1944, 27, No 1, 88; Varblan F. Schweiz. min., petr., Mitt., 1943, 23, H. 2, 295.
 24. Вертушков Г. Н. ДАН СССР, 1937, 16, № 7, 381.
 25. Ходак Ю. А. Сб. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Изд. Львовск. ун-та, 1956, 477; Тр. ИГН АН СССР, 1956, вып. 5, 179 (литература); Жабреева Н. С. Тр. Краснодарск. фил. Всес. нефтегаз. н.-и. ин-та, 1960, вып. 3, 237; Кондратьева М. Г. ДАН СССР, 1960, 135, № 6, 1488; Greinberg S. S. J. sedim. petrology, 1960, 30, No 4, 622; Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И. Литология и палеогеография полосы среднеюрских угленосных отложений Зап. Грузии. Изд-во АН ГрузССР, 1961, 66 и др.
 26. Дорфман М. Д. Сб. «Кора выветривания», вып. 3, Изд-во АН СССР, 1960, 240.
 27. Панфилов А. В., Иванчева Е. Г. Журн. общей химии, 1940, 10, вып. 2, 154.
 28. Берестнева З. Я., Корецкая Г. А., Каргин В. А. Коллоид. журн., 1950, 12, вып. 5, 338.
 29. Knoll H. Naturwissenschaften, 1961, 48, H. 18, 601; 1963, 50, H. 16, 546.

Лейкоксен — (leucoxene) — рыхлые, землистые или плотные скрытокристаллические или аморфные выделения сероватого, желтоватого или буроватого цвета — продукты изменения многих титановых минералов, чаще всего ильменита и сфена [1—26].

Назван от греч. λευκός (лейкос) — белый и ξένος (ксенос) — чужой — с учетом светлой окраски и развития по другим минералам (Гюмбель, 1874).

Синон. Ксантитан — xanthitane (Шепард, 1856), гидротитанит — hydrotitanite (Кёниг, 1876), гидроильменит — hydroilmenite (Бломстранд, 1878), титаноморфит — titanomorphite (Лазо, 1879).

Состоит из выявляемых обычно лишь рентгенографически анатаза или рутила, реже — брукита (соответственно различают анатазовый, рутиловый и более редкий брукитовый лейкоксены). Состав близок к TiO_2 . Содержит также разнообразные примеси, главным образом окислы или водные окислы Fe, Ca, Mn, Al, Si, Nb и других элементов; нередко при неполной лейкоксенизации сохраняются реликты первоначального минерала. В шл. в прох. св. мутный, непрозрачный.

Кроме ильменита и сфена, лейкоксен образуется по перовскиту и его разновидности, по лопариту, титаномагнетиту, чевкиниту, астрофиллиту, лампрофиллиту, мурманиту, ломоносовиту, нептуниту, нарсарукиту, юкспориту, рамзаиту, лабунцовиту и другим титановым минералам.

Характерно образование лейкоксена при процессах выветривания. Особенно широко лейкоксен распространен как новообразование в осадочных породах — песчаниках, мергелях, глинах и т. д. При лейкоксенизации ильменита имеет место вынос железа и обогащение титаном, качество титановой руды при этом повышается.

Л и т е р а т у р а *

1. Edwards A. V. Min. Mag., 1942, 26, No 179, 273.
2. Дядченко М. Г., Хатунцева А. Я. Геол. журн. АН УССР, 1954, 14, вып. 4, 75.
3. Ренгартен Н. В. ДАН СССР, 1955, 102, № 1, 149; Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 5, 125.
4. Сердюченко Д. П. Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 5, 59.
5. Зив Е. Ф. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 12, 57.
6. Golding H. G. J. Proc. Roy. Soc. New South Wales, 1956, 89, pt. 4, 219.
7. Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. Госгеолиздат, 1957, 28.
8. Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1957, вып. 1, 52.
9. Янковский В. А. Вестн. Зап.- Сиб. и Новосиб. геол. упр., 1958, № 3, 51.
10. Дядченко М. Г. Сб. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 5. Изд. Львовск. ун-та, 1959, 163.
11. Пугалова Р. В. Изв. АН КазССР, 1959, вып. 3, 82.
12. Flinter V. H. Econ. Geol., 1959, 54, No 4, 720.
13. Karhanavala M. D., Mohin A. C., Rege S. G. Econ. Geol., 1959, 54, No 5, 913.
14. Hartman J. A. Econ. Geol., 1959, 54, No 8, 1400.
15. Латыш И. К. Тр. Горно-геол. ин-та УФАН, 1960, вып. 50, 59.
16. Момджи Г. С. Минеральное сырье, 1960, вып. 1, 15.
17. Жердева А. Н., Абулевиц В. К. Минеральное сырье, 1960, вып. 1, 26.
18. Greenberg S. S. J. sedim. petrology, 1960, 30, No 4, 622.
19. Lund L. E. Econ. Geol., 1960, 55, No 5, 1064.
20. Golding H. G. Econ. Geol., 1961, 56, No 6, 1138.
21. Малолетко А. А. Разведка и охрана недр., 1961, № 7, 5.
22. Гергардт Н. Э. Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., 1962, № 6, 50;
23. Сущон А. Р. Там же, 87.
24. Антонок Е. С. Матер. по минералогии Кольского п-ва, 1962, вып. 2, 149.
25. Янулов К. П., Чулкова И. В. Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, 1962, вып. 3, 157.
26. Кукровский Е. Г., Кононов Ю. В. Рентгенография минерального сырья, 1962, вып. 1, 120.

ГРУППА ТЕЛЛУРИТА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
{Селенолит}	SeO ₂	Тетраг.	8,37	—	5,06	4,16
Теллуриит	TeO ₂	Ромб.	5,51	11,77	5,60	5,84

Минералы очень редкие. Селенолит недостаточно охарактеризован, отнесен к группе условно.

Селенолит Seienolite



Назван по составу (Дана, 1892). Впервые обнаружен в 1881 г. Дамуром [1].

Искусств. SeO₂ [2] — тетраг. с. $D_{4h}^{13} — P4_2/mbc$ или $C_{4v}^8 — P4_2cb$; $a_0 = 8,37$; $c_0 = 5,06$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,605$; $Z = 8$. Уд. в. 4,16 (вычисл.)

Теор. состав: SeO₂ — 100 (Se — 71,20). С водой дает селенистую кислоту. Легко возгоняется.

Минерал вторичный — продукт выветривания селенидов. Встречен в виде белых тонкоигльчатых и волосовидных выделений вместе с церусситом и молибдоменимом в Сьерра-де-Качеута (Аргентина) [1,3]; в виде бесцветных игльчатых кристаллов на альфельдите наблюдался в Пакахе (Боливия) как продукт изменения блокита [4,5]. Предположительно, к селенолиту относятся мелкие бесцветные игльчатые кристаллики, наблюдавшиеся с молибдоменимом в зоне окисления оловорудного место-

* Приведены лишь указания на работы, опубликованные за последние годы.

рождения в Магаданской области [6]. Отмечался также в лаве из кратера Везувия (Италия) [7].

Хим. анализ и константы отсутствуют. Минерал из Магаданской области имеет прямое погасание; $n = 1,9-2,0$. Искусств. SeO_2 — одноосный (+), $n > 1,76$ [8].

Межплоскостные расстояния искусственной SeO_2^*

Cu-излучение, Ni-фильтр

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
110	13	5,92	112	15	2,320	322	25	1,711
200	85	4,17	202	14	2,252	500	9	1,673
210	100	3,73	321	6	2,105	510	9	1,640
201	11	3,227	400	14	2,090	431	3	1,588
211	88	3,009	330	10	1,973	511	14	1,559
220	38	2,998	401	17	1,933	332	10	1,556
300	2	2,789	411	14	1,895	213	4	1,536
310	14	2,640	420	14	1,871	422	3	1,503
002	2	2,533	312	17	1,831	440	4	1,478
311	3	2,343	421	13	1,755	530	4	1,437

* ASTM, 4 — 0429.

Л и т е р а т у р а

1. Damour A. Bull. Soc. fr. min., 1881, 4, 167.
2. McCullough J. J. Am. Chem. Soc., 1937, 59, 789.
3. Bertrand E. Bull. Soc. fr. min., 1882, 5, 92.
4. Block H., Ahlfeld F. Zs. prakt. Geol., 1937, 45, H. 1, 13.
5. Ahlfeld F., Reyes J. M. Las especies minerales de Bolivia, La Paz, 1955, 98.
6. Бабкин П. В. Матер. по геол. и пол. ископ. С.- В. СССР, 1958, вып. 13, 122.
7. Zambonini F. Mineralogia Vesuviana. Napoli, 1935, 45.
8. Винчелл А. Н. Оптика и микроскопия искусственных минералов. Госхимтехиздат, 1933.

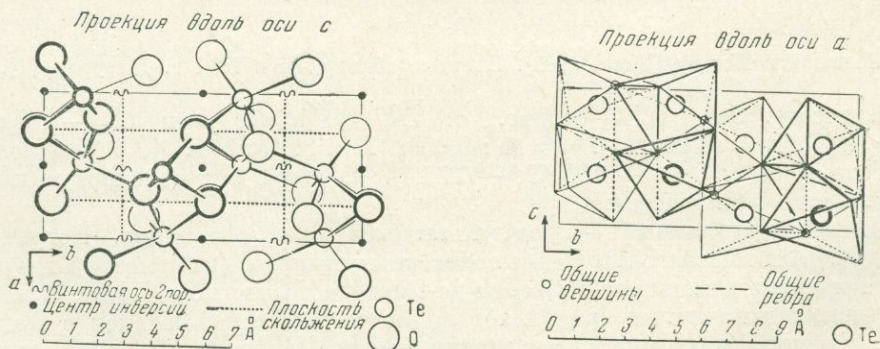
Теллури́т Tellurite



Назван по составу (Николь, 1849). Открыт и впервые описан под названием теллуристой кислоты (tellurige Säure) Цецем [1].

Синон. Окись теллура, теллуристая охра — Tellurocker (Рамельсберг, 1875).

Характ. выдел. Мелкие кристаллы, собранные в пучки, сферические выделения с радиальной структурой, порошковатые налеты.



Фиг. 170. Структура теллурита

(по Ормонту)

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{15} - Pcab$; $a_0 = 5,51$; $b_0 = 11,77$; $c_0 = 5,60$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,468 : 1 : 0,476$; $Z = 8$ (Ито, для минерала из рудника Рендайзи, Япония) [2,3]; $a_0 = 5,607$; $b_0 = 12,034$; $c_0 = 5,463$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,466 : 1 : 0,454$ (для минерала из Мексики, по ASTM; оси a и c отвечают c и a установки Ито). Диморфен с парателлуридом (см. стр. 285). Отвечает искусств. β -TeO₂.

Структура сходна со структурой брукита [3], но октаэдры TeO₆ значительно деформированы. Они имеют общие ребра, слагают ленты, параллельные оси c ; ленты связаны общими ребрами, направленными вдоль оси a , и образуют сетки, параллельные (010), поскольку в направлении оси b связь осуществляется лишь через общие вершины октаэдров (фиг. 170). Наличием сеток по (010) обусловлены пластинчатое развитие кристаллов и хорошая спайность по (010).

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - mmm (3L_23PC)$; $a : b : c = 0,4550 : 1 : 0,4647$ (Дана, 1944).

Формы [4—6]:

	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
s 140	28 47	90 00	0 00	61 13	90 00	28 47
r 120	47 42	90 00	0 00	42 18	90 00	47 18
m 110	65 32	90 00	0 00	24 28	90 00	65 32
N 430	71 09	90 00	0 00	18 51	90 00	71 09
g 034	0 00	19 13	70 47	90 00	0 00	70 47
d 101	90 00	45 36	90 00	44 24	45 36	90 00
p 111	65 32	48 17	65 05	47 12	45 36	71 59
e 131	36 13	59 36	36 01	59 22	45 12	45 54
i 10.21.6	46 18	66 59	31 35	48 17	59 34	50 31
mm (110) : ($\bar{1}\bar{1}0$) = 48°56'		pb (111) : (010) = 71°59'		pp (111) : ($\bar{1}\bar{1}1$) = 85°24'		
rr (120) : ($\bar{1}\bar{2}0$) = 84 36		pp (111) : ($\bar{1}\bar{1}1$) = 36 01				

Редкие и недостоверные формы: (3.34.0), (3.16.0), (4.17.0), (430), (210), (520), (094), (1.42.1). Гольдшмидт принимал отношение осей $a : b : c = 0,916 : 1 : 0,934$ (значение b в два раза меньше, чем у Дана), соответственно символы его отличаются в два раза меньшим значением второго индекса; формула перехода от установки Гольдшмидта к установке Дана: $\frac{1}{2}00/010/00\frac{1}{2}$.

Кристаллы значительно удлинены по оси c и уплощены по (010) — имеют вид тонких пластинок (фиг. 171). На (010) штриховка вдоль оси c .

Физ. Сп. по (010) совершенная. Гибок. Тв. 2. Уд. в. 5,88—5,92 (вычисл. 5,84). Цв. белый, желтовато-белый, соломенно-желтый, медово-желтый, бесцветный. Бл. алмазоподобный. Прозрачен.

Инфракрасный спектр искусств. TeO₂ характеризуется сильными полосами поглощения при 775,2 и 653,6 см⁻¹ [7].

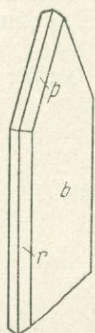
Микр. В прох. св. почти бесцветен. Двуосный (\pm). Погасание прямое. Пл. опт. осей (100), $N_p = b$ [4] (фиг. 172). $n_g = 2,35$; $n_m = 2,18$; $n_p = 2,00$ (Li); $n_g - n_p = 0,35$; $2V$ около 90°; дисперсия умеренная (по Ларсену).

Хим. Теор. состав: TeO₂ — 100 (Te — 79,94). Анализ теллурида из Гуд-Хоуп: Te — 78,68; [O — 19,58]; Fe₂O₃ — 0,70; н. о. — 1,04; сумма — 100,00 [8].

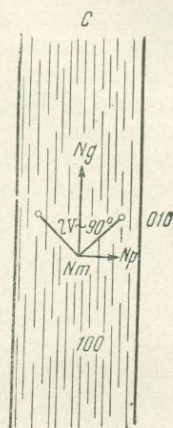
Диагн. исп. Мало растворим в воде. Растворяется в концентрированных сильных кислотах и щелочах (в конц. H₂SO₄ — малиновое окрашивание). П. п. тр. в окисл. пл. дает белый налет, нацело улетучивается. В открытой трубке плавится в бурные капли и постепенно возгоняется.

Повед. при нагр. Т-ра плавл. $732,6^\circ$; летуч (Берч и др.).

Наход. Редок. Является продуктом гипергенного изменения самородного теллура или теллуридов (тетрадимита, нагиагита и др.). Наблюдался в рудниках Фаца Бэй (Румыния) [4,5], Гуд-Хоуп и в Крипл-Крик (шт. Колорадо, США); в виде хороших кристаллов встречен в Японии [6, 9]. В СССР обнаружен в Заводинском месторождении на Рудном Алтае КазССР [10].



Фиг. 171. Кристалл теллурита, Крипл-Крик
(по Гольдшмидту)



Фиг. 172. Оптическая ориентировка теллурита

Искусств. [11]. Кристаллизуется в результате охлаждения расплава солей теллура в виде игольчатых кристалликов (при кристаллизации из раствора образуется тетрагональная модификация TeO_2 — парателлурит).

Межплоскостные расстояния теллурита из Мексики *
Cu-излучение, Ni-фильтр]

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
020	5	6,01	061	3	1,883	270	9	1,4662
021	11	4,05	250	9	1,826	351	5	1,4246
111	95	3,723	161	17	1,785	173	7	1,4093
121	100	3,280	232	20	1,759	181	7	1,4026
040	50	3,008	311	17	1,750	331	9	1,3267
131;200	25	2,800	113	9	1,714	082	7	1,3184
002,210	45	2,730	321	17	1,696	313;124]	11	1,2946
041	5	2,636	123	9	1,666	253;281	5	1,2885
102	9	2,453	062;331	7	1,6168	440	7	1,2708
221;230	25	2,298	133	7	1,5903	191	3	1,2650
240;151	20	2,050	171	3	1,5734	402	7	1,2489
042	20	2,023	252,213	11	1,5176	044	5	1,2434
212	25	1,930	080,143	3	1,5021	1.10.1	7	1,1504

* ASTM, 9 — 433.

Л и т е р а т у р а

1. Petz W. Ann. Phys., 1842, 57, 467.
2. Ito T. J. Geol. Soc. Japan, 1933, 40, 613.
3. Ito T., Sawada H. Zs. Krist., 1939, 112, 13.

4. Krenner J. A. Term. Füz., 1886, 10, 81 и 106 (по реферату: Zs. Krist., 1888, 13, 69).
5. Brezina A. Ann. Naturhist. Hofmus., 1886, 1, 135 (по реферату: Zs. Krist., 1887, 13, 610).
6. Kato, Shibata, Nakamoto J. Geol. Soc. Japan, 1933, 40, 233 (по Дана, 1944).
7. Bayer G. Ber. Dtsch. keram. Ges., 1962, 39, Н. 11, 527.
8. Headen W. P. Proc. Colorado sci. soc., 1903, 7, 141.
9. Watanabe M. Sci. Rep. Tohoku univ., ser. 3d, 1952, 4, No, 2, 45.
10. Филипенко П. П. Минералогия Зап. Алтая. Изв. Томск. ун-та, 1915, 62, 432.
11. Klein D., Morel J. C. R., Paris, 1885, 100, 1140; Zs. Krist., 1887, 12, 639.

СТРУКТУРА ТИПА ДИАСПОРА

ГРУППА РАМСДЕЛЛИТА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	Уд. в.
Парамонтрозеит	VO_2	Ромб.	4,89	9,39	2,93	—
Рамсделлит	MnO_2	Ромб.	4,53	9,27	2,87	4,79
[Нсутит]	$\text{MnO}_2?$?	—	—	—	3,9—4,7
[Вернадит]	$\text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}?$?	—	—	—	3,3

Парамонтрозеит установлен лишь на основе рентгенограмм, является метастабильной фазой VO_2 со структурой типа диаспора.

Из многочисленных известных в качестве искусственных соединений полиморфных модификаций MnO_2 в природе достоверно установлены пиролюзит (со структурой типа рутила) и диморфный с ним рамсделлит (со структурой типа диаспора). Нсутит близок к рамсделлиту. Неясным остается соотношение с нсутитом недостаточно охарактеризованных γ -рамсделлита и йокосукаита (см. стр. 312 и 313). Вернадит включен в данную группу условно.

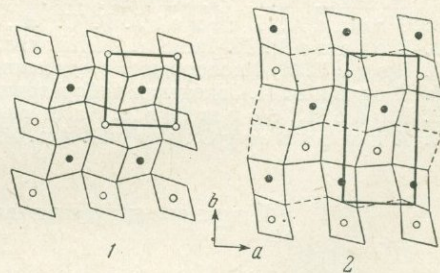
Среди искусственных соединений установлены [1—11]: β - MnO_2 со структурой типа рутила, γ - MnO_2 со структурой, близкой к структуре диаспора, γ - MnO_2 —I, γ - MnO_2 —II [2] и ρ - MnO_2 [3, 4], отличающиеся от γ - MnO_2 дефектностью структур; отмечались также η - MnO_2 , близкая к γ - MnO_2 , с упорядоченной структурой, содержащая, по-видимому, адсорбированную воду или гидроксил, δ - MnO_2 с неупорядоченной структурой [5], α - MnO_2 , содержащая посторонние катионы, ε - MnO_2 и др.

Отмечались и промежуточные по структуре вещества между β - MnO_2 и γ - MnO_2 [1, 6—11], по-видимому, представляющие собой смеси β - и γ -модификаций или обладающие деформированными структурами.

Пиролюзит отвечает β - MnO_2 , рамсделлит близок к γ - MnO_2 , нсутит является одной из форм γ - MnO_2 с дефектной структурой (γ - MnO_2 —I или ρ - MnO_2); модификации δ - MnO_2 отвечает бернессит, α - MnO_2 — криптомелан.

Рамсделлит обладает структурой типа диаспора: гексагональная плотнейшая упаковка атомов O, в полостях которой располагаются атомы Mn.

Структуры рамсделлита и пиролюзита сходны и имеют общие черты со структурой минералов группы криптомелана [8]. Во всех трех структурах элементами каркаса являются ряды марганцево-кислородных окта-



Фиг. 173. Структура пиролюзита (1) и рамсделлита (2), спроектированные на (001) (по Бистрёму)

Белые и заштрихованные кружки — атомы Mn, находящиеся на различных уровнях

эдров (MnO_6), параллельные оси c ; ряды соединяются друг с другом в направлении осей a и b при помощи общих ребер. В пиролюзите эти ряды оди-
нарные, в рамсделлите — двойные в направлении b (в криptomелане ряды
сдвоены по $[110]$ и $[\bar{1}\bar{1}0]$ попеременно) [6, 7]. Соответственно отличие
между структурами пиролюзита и рамсделлита (фиг. 173) состоит в том,
что в пиролюзите в направлениях a и b каждый октаэдр занят Mn (струк-
тура типа рутила), в рамсделлите же в направлении b чередуются пары
занятых и незанятых октаэдров, тогда как в направлении a заполнен каж-
дый октаэдр (структура типа диаспора); в каждой из этих структур в на-
правлении осей c имеются каналы.

Рамсделлит и гроутит ($MnOOH$) (минерал группы диаспора) могут
рассматриваться [12] как крайние члены окисных соединений марганца
с общей формулой $MnO_{2-x}(OH)_x$ с $x = 0$ у рамсделлита и $x = 1$ у гроути-
та. Ниже приводится соотношение параметров их элементарных ячеек и
ячейки промежуточного синтетического продукта — «гроутеллита» [13]:

		a_0	b_0	c_0
Рамсделлит	$MnOO$	4,48	9,27	2,87
Гроутеллит	?	4,56	10,00	3,03
Гроутит	$MnOOH$	4,58	10,76	2,89

Л и т е р а т у р а

- Gatton G., Glemser O. Naturwissenschaften, 1960, 47, H. 3, 59; Gatton G., Glemser O. Zs. anorg., allgem. Chem., 1961, 309, H. 1—2, 20; Gatton G., Glemser O. Zs. anorg., allgem. Chem., 1961, 309, H. 3—4, 121.
- Cole W., Wadsley A., Walkley A. Trans. Electrochem. soc., 1947, 92, 133.
- Kedesdy H., Katz G., Levin S. B. Acta cryst., 1957, 10, 780.
- Nye W. F., Levin S. B., Kedesdy H. H. Proc. 13-th Ann. power sources confer., 1959, 125.
- Glemser O., Gatton G., Meisiek H. Zs. anorg., allgem. Chem., 1961, 309, H. 1—2, 1.
- Dubois P. Ann. Chem., 1936, 5, 411; Vaux G. Min. Mag., 1937, 24, No 157, 521; Gruner J. W. Am. Min., 1943, 28, № 9—10, 497; Byström A., Byström A. M. Acta cryst., 1950, 3, 146.
- Brenet J. F. C. R., Paris, 1950, 230, № 22, 1950; Brenet J. F. Bull. Soc. fr. min., 1954, 77, № 4—6, 797.
- Grund A., Brenet J. F. C. R., Paris, 1952, 234, No 3, 345.
- Delano P. H. Industr., engin. chem., 1950, 42, 523.
- Роде Е. Я. Кислородные соединения марганца. Изд-во АН СССР, 1952, 191.
- Котов В. П. Заводская лаборатория, 1944, 10, 503.
- Vode H., Schmier A. Naturwissenschaften, 1962, 49, H. 20, 465.
- Klingsberg C., Roy R. Am. Min., 1959, 44, No 7—8, 819.

Парамонтрозеит Paramontroseite

VO_2

Название указывает на близость к монтрозеиту (Эванс и Мроз, 1955) [1]. Предварительно описан как «диффузная фаза В».

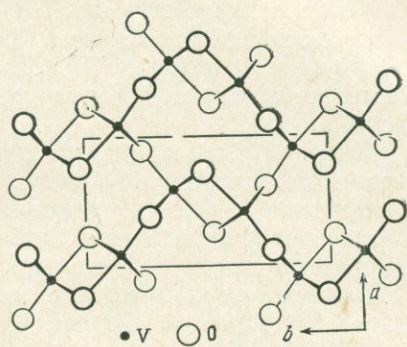
Установлен на основе рентгеновского изучения. Ромб. с. $D_{2h}^{16} - Pbnm$; $a_0 = 4,89$; $b_0 = 9,39$; $c_0 = 2,93$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,521 : 1 : 0,312$ [1,2]; предположительно является метастабильной фазой VO_2 .

В отличие от парамонтрозеита, искусств. VO_2 — монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/c$; $a_0 = 5,743$; $b_0 = 4,517$; $c_0 = 5,375$; $\beta = 126^\circ 36'$ (Андерссон, 1956) [3]. Искаженная структура типа рутила [4].

Парамонтрозеит структурно сходен с монтрозеитом $VOOH$ (соответственно с диаспором). Координация атомов и характер связи $V - O$

в структурах монтрозеита и парамонтрозеита (фиг. 174) аналогичны, но в парамонтрозеите цепи октаэдров несколько повернуты; в отличие от монтрозеита в нем отсутствуют водородные связи. Соответственно в монтрозеите расстояния между двумя атомами O, связанными атомами H, равны 2,63 Å, в парамонтрозеите расстояния O—O достигают 3,87 Å; расстояния V—O в парамонтрозеите несколько меньше ($V—O_{I} = 1,88$ и 1,91, $V—O_{II} = 2,00$ и 2,13 против 1,94 и 1,96; 2,10, у монтрозеита).

Отмечен лишь по рентгенограммам в выделениях монтрозеита с плато Колорадо (США). Является неустойчивым продуктом окисления монтрозеита, легко разрушается с образованием других ванадиевых минералов.



Фиг. 174. Структура парамонтрозеита (по Эвансу и Мроз)

Л и т е р а т у р а

1. Evans H. T., Mrose M. E. Am. Min., 1955, 40, No 9—10, 861.
2. Evans H. T., Block S. Am. Min., 1953, 38, No 11—12, 1242.
3. Andersson G. Acta chem. skand., 1956, 10, No 4, 623.
4. Heckingbottom R., Linnett J. W. Nature, 1962, 194, No 4829, 678.

Рамсделлит Ramsdellite



Назван по имени Л. Рамсдела, впервые в 1932 г. [1] описавшего минерал (Флейшер и Ричмонд, 1943) [2].

Характ. выдел. Тонкозернистые агрегаты, радиальнолучистые тонковолокнистые скопления, мелкие кристаллы; обычны тесные смеси с пиролюзитом.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{16} — Pbnm$; $a_0 = 4,533$; $b_0 = 9,27$; $c_0 = 2,866$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,489 : 1 : 0,309$; $Z = 4$ (Бистрём, для минерала из Лейк Вэли) [3]; близкие данные у Флейшера и Ричмонда [2] и Клингсберга и Роя [4] для минерала из Лейк Вэли, Флейшера и др. [5] для минерала из Гавилен Майн; сходные значения получены для искусств. $\gamma\text{-MnO}_2$ [6,7].

Иные параметры даны для природного рамсделлита из Эрегли (Турция) у Шрёдера [8]: $a_0 = 6,374$; $b_0 = 10,126$; $c_0 = 4,092$ Å; $Z = 8$.

Согласно предположению Бистрёма [3], Рамсделлит является разновидностью $\gamma\text{-MnO}_2$ с неупорядоченной структурой. По Кедесди и др. [9], в $\gamma\text{-MnO}_2$ двойные ряды марганцево-кислородных тетраэдров повернуты вокруг оси c на 27° по отношению к их положению в структуре рамсделлита.

Структура типа диаспора. Диморфен с пиролюзитом. Соотношение и изображение структур см. во введении к группе (стр. 305).

В месторождении Чизолм отмечены толстотаблитчатые кристаллы [4], аналогичные кристаллы из Гавилен Майн оказались псевдоморфозами по грутиту [5]. На основе рентгенограмм установлены прорастания рамсделлита пиролюзитом, в которых a , $b (=a)$, c пиролюзита параллельны соответственно a , b и c рамсделлита [5].

Физ. Сп., вероятно, по (001) и призме [2]; плоскости спайности пересекаются под прямым углом. Тв. 3. Уд. в. 4,37 (Шрёдер), 4,83 (Флейшер и Ричмонд) (вычисл. 4,79). Цв. от стально-серого до железно-черного. Черта красноватая [10] или черная с бурым оттенком [2]. Бл. металлический.

Микр. [11]. В отраж. св. желтовато-белый. Отраж. спос. 26,2%. Двухотражение отчетливое, более заметно в иммерсии. Слабо анизотропен. Внутренние рефлексы темно-красные, обнаруживаются в иммерсии. Наблюдаются небольшие углубления благодаря наличию спайности [12]. Полируется удовлетворительно.

Видимый угол вращения плоскости поляризации отраженного света $A_r = 7,89^\circ$ при $\lambda = 470 \text{ м}\mu$, $8,25^\circ$ при $546 \text{ м}\mu$, $8,29^\circ$ при $589 \text{ м}\mu$, $8,23^\circ$ при $620 \text{ м}\mu$ [13].

Хим. Теор. состав: MnO_2 — 100 (Mn — 63,19). Роль Zn, Ca, щелочей и H_2O не выяснена, наличие SiO_2 , Fe_2O_3 , и Al_2O_3 объясняется содержанием примесей. Спектроскопически в рамделлите из Гавилен Майн обнаружен Pb. Полуколичественным спектральным анализом в рамделлите из Лейк Вэли установлены: Ca — 0,15; Mg — 3; Fe — 0,015; Zn — 0,7; Ag — 0,015; Cu — 0,003; Mo — 0,03; V — 0,015; W — 0,003; Pb — 0,3; Ba — 0,07; S — 0,007; Y — 0,003 [5].

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
Na_2O	—	0,31	Не опр.	SiO_2	1,25	0,42	0,36
K_2O	—	0,41	»	TiO_2	—	Не обн.	Не обн.
MgO	—	0,12	Не обн.	MnO_2	95,97	97,14	95,02
CaO	0,50	Не обн.	1,12	P_2O_5	0,13	Не обн.	Не опр.
MnO	0,60	»	Не обн.	H_2O^+			1,39
ZnO	—	Не опр.	0,25	H_2O^-	1,19	1,24	0,05
BaO	—	Не обн.	Не обн.				
Al_2O_3	0,27	0,48	0,72	Сумма	100,46	100,46	99,13
Fe_2O_3	0,55	0,34	0,22	Уд. в.	—	4,73	4,65

1 — Эльворское м-ние, АзербССР, анал. Нисенбаум [14]; 2 — Лейк Вэли, Нью-Мексико, США, анал. Флейшер [5], со значительной примесью пиролюзита, MnO_2 рассчитан по активному O (17,88), общее количество Mn — 61,00; 3 — м-ние не известно, анал. Флейшер [5], с незначительной примесью пиролюзита, общее количество Mn — 52,62, активного O — 17,49.

Диagn. исп. В полир. шл. травится KCN; HNO_3 , KOH, $HgCl_2$, $FeCl_3$, HCl на минерал не действуют [12].

Повед. при нагр. При нагревании до 310° в течение 5 дней полностью переходит в пиролюзит [5]. На кривой нагревания рамделлита из Эльворского месторождения имеется слабый экзотермический подъем при 500° и два эндотермических прогиба при 690 и 1010° (фиг. 175) [14]. Аналогичные кривые получены для рамделлита из других месторождений [15]. У искусств. γ - MnO_2 температуры реакций ниже. В интервале 500 — 775° теряет в весе 11,5%, в интервале 775 — 1000° — 1,4% [15]. При восстановлении при низкой температуре из рамделлита образуется изоструктурное соединение промежуточного состава между рамделлитом и гроутитом — гроутеллит [4].

Нахожд. Редок; возможно, встречается чаще, но не всегда идентифицируется. Встречается в марганцевых рудах различного происхождения и в осадочных породах, частью, возможно, имеет гидротермальное происхождение [16]. Впервые был обнаружен в образцах из неизвестного месторождения [1]. Наиболее часто ассоциируется с пиролюзитом, также с криptomеланом, псиломеланом, литиофоритом и др. В Чизолме (шт. Миннесота), вероятно, образовался при окислении гроутита [17]. В виде псевдо-

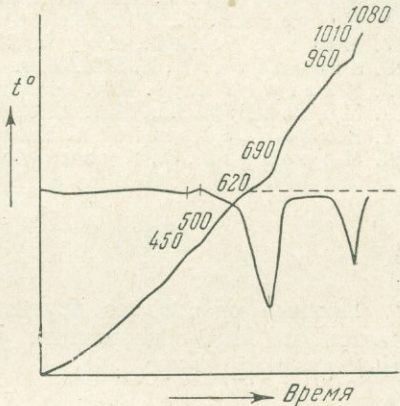
морфоз по гроутиту наблюдался в Гавилен Майн (шт. Нижняя Калифорния, Мексика) [5]. В Эльворском месторождении (АзербССР) [14] обнаружен в тесной смеси с пиролюзитом в виде крупнокристаллических радиальнолучистых скоплений в полостях среди плотной красновато-бурой ожелезненной кремнистой породы. Наблюдался в марганцевой руде Майсура (Индия) [18], встречен также в Турции (Румели, Мустафа Паша, Орте Гезерен, Эрегли) [2]. Вместе с пиролюзитом обычен в Горной Платне (Платтен) и Прежбуце (Чехословакия) [12]. Обнаружен в трещине палеозойских кремнистых пород рудника Танно в р-не Китами (Хоккайдо, Япония) [19].

В незначительном количестве наблюдался в марганцевых месторождениях Египта: в Ум Богма (Синай) среди марганцево-железистых руд осадочного происхождения, в Иодер и Джебель То Ю (Восточная пустыня) в кальцитовых жилах [11]. В осадочном месторождении Планша (шт. Аризона, США) имеет диагенетическое происхождение, ассоциируется с пиролюзитом и литиофоритом [20].

Изм. Отмечено замещение рамсделлита литиофоритом [20].

Искусств. γ - MnO_2 получена из электроосажденной ε - MnO_2 кипячением в 3N HNO_3 или нагреванием в воде при 130° и другими способами [21, 22].

Отл. От пиролюзита рамсделлит можно отличить по рентгеновским данным.



Фиг. 175. Кривая нагрева рамсделлита

(по Андрущенко)

Межплоскостные расстояния рамсделлита из Нью-Мексико *

C γ -излучение, V-фильтр, $D = 114$ мм

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
020	20	4,64	140	40	2,06	002	50	1,433
110	100	4,07	131	70	1,907	061	80	1,360
120	20	3,24	230	20	1,828	112	40	1,352
130	100	2,55	041	10	1,802	301	10	1,337
021	70	2,44	150	10	1,716	311	50	1,323
111	60	2,34	221	80	1,660	170	60	1,272
040	50	2,32	240	80	1,621	132	60	1,250
200	10	2,27	231	30	1,541	042	30	1,219
121	70	2,19	151	80	1,473			

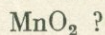
* ASTM, 7 — 222.

Л и т е р а т у р а

1. Ramsdell L. S. Am. Min., 1932, 17, No 4, 143.
2. Fleischer M., Richmond W. E. Econ. Geol., 1943, 38, No 4, 269.
3. Byström A. Acta chem. scand., 1949, 3, 163.
4. Klingsberg C., Roy R. Am. Min., 1959, 44, No 7—8, 819.
5. Fleischer M., Richmond W. E., Evans T. Am. Min., 1962, 47, No 1—2, 47.
6. Кондрашов Ю. Д. Заславский А. И. Изв. АН СССР, сер. физ., 1951, 15, № 2, 179.
7. Wolff P. M. Acta cryst., 1959, 12, 341.
8. Schröder A. Fortschr. Min., 1953, 31, 11.

9. K e d e s d y H., K a t z G., L e v i n S. B. Acta cryst., 1957, 10, 780.
10. R a m d o h r P. Symposium del manganese XX Congreso geol. intern., Mexico, 1956, 1, 19.
11. E l S h a z l y E. M., S a l e e b G. S. Econ. Geol., 1959, 54, No 5, 873.
12. B e r n a r d o v á E., S l á n s k ý E. Věstník Ustředn., úst. geol., 1960, 35, No 2, 153.
13. C a r p e n t e r R., C a m e r o n E. N. Econ. Geol., 1963, 58, No 8, 1310.
14. А н д р у щ е н к о П. Ф., Х а л и л о в а Т. А. Изв. АН АзербССР, 1957, № 3, 63.
15. C a i l l è r e S., K r a u t F. C. R., P a r i s, 1954, 239, № 3, 286; K u l p J. L., P e r f e t t i J. N. Min. Mag., 1950, 29, No 210, 239.
16. H e w e t t D. F., F l e i s c h e r M. Econ. Geol., 1960, 55, No 1, 1.
17. K l i n g s b e r g C., R o y R. Econ. Geol., 1957, 52, No 5, 574.
18. S r e e n i v a s B. L. Min. Mag., 1957, 31, No 238, 605.
19. H a r i y a Y u. J. Min. Soc. Japan., 1958, 3, No 6, 565.
20. M o u a t M. M. Am. Min., 1962, 47, No 5—6, 744.
21. B o d e H., S c h m i e r A. Naturwissenschaften, 1962, 49, H. 20, 465.
22. М о р о з о в И. С., К у з н е ц о в В. Г. Изв. АН СССР, сер. хим., 1949, № 4, 343.

Нсутит Nsutite



Помимо собственно нсутита с формулой, близкой к MnO_2 , встречается и MnO -содержащий нсутит (manganooan nsutite) с формулой $\text{Mn}_{1-x}^{4+}\text{Mn}_x^{2+}\text{O}_{2-2x}(\text{OH})_{2x}$.

Назван по месту первой находки на месторождении Нсута в Гане (Цвикер и др., 1962) [1].

Синон. Нсута- MnO_2 —Nsuta- MnO_2 (Сорем и Кемерон, 1960) [2].

Характ. выдел. Тонкозернистые (от пористых до массивных) агрегаты, пластинчатые или волокнистые, иногда колломорфные.

Структ. и морф. крист. Возможно, изоструктурен с рамсделлитом. Аналогичен одной из форм искусств. $\gamma\text{-MnO}_2$ с дефектной структурой ($\gamma\text{-MnO}_2$ — I (?), $\rho\text{-MnO}_2$?) (ср. стр. 305).

Мельчайшие кристаллы, пластинчатые до клиновидных.

Физ. Тв. $8\frac{1}{2}$ для собственно нсутита и $6\frac{1}{2}$ — 7 для MnO -нсутита. Уд. в. 4,24—4,67 для нсутита, 3,86 для MnO -нсутита. Уд. в. меняется в зависимости от содержания воды. Цв. темно-серый до черного. Непрозрачен.

Микр. В отраж. св. белый со слабым кремоватым оттенком, в иммерсии серовато-белый. Несколько более серый, чем пиролюзит. Отраж. спос. [1] (в %) для собственно нсутита на воздухе и соответственно в иммерсии: для зеленых лучей — 40 и 29,4; для оранжевых — 38,5 и 28,5; для красных — 34,3 и 27,2; для MnO -нсутита: для зеленых лучей 29,7 и 22,1; для оранжевых — 20,2 и 16; для красных — 16 и 14,2. Удлинение волокон (+) Двуотражение в зернистых агрегатах слабое, но заметное, от серовато-белого с кремовым оттенком до голубовато-серо-белого. Скрытокристаллические агрегаты почти изотропны. Ясно анизотропен в отдельных зернах с цветными эффектами от светло-серого до темно-серого.

Видимый угол вращения плоскости поляризации отраженного света $A_r = 4,2^\circ$ при $\lambda = 589 \text{ м}\mu$; дисперсия незначительная [2].

Хим. Предполагается, что для дополнения до стехиометрических соотношений MnO_2 в минерале содержится MnO , а не Mn_2O_3 . Возможно, что содержание Mn^{2+} влияет на различие в рентгеновской характеристике, что связано с расширением ячейки благодаря вхождению более крупного иона. Собственно нсутит и MnO -нсутит можно рассматривать как члены одной серии, в которой Mn^{4+} замещается Mn^{2+} по схеме $\text{Mn}^{4+}\text{O}_2^{2-} \rightarrow$

→ $\text{Mn}^{2+}(\text{OH})_2^{1-}$. Собственно нсутит ($x=0,06-0,07$) является более обычным членом этой серии, чем MnO -нсутит ($x=0,16$). Конечные члены серии: MnO_2 (при $x=0$), $\text{MnO}(\text{OH})$ (при $x=1/2$) и $\text{Mn}(\text{OH})_2$ при ($x=1$).

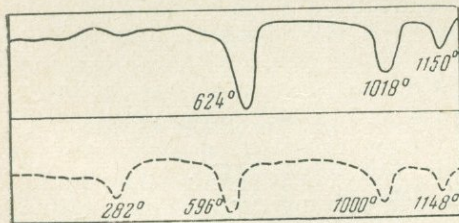
Теор. состав для $\text{Mn}_{0,94}^{4+}\text{Mn}_{0,06}^{2+}\text{O}_{1,88}(\text{OH})_{0,12}$: $\text{MnO}_2 - 93,87$; $\text{MnO} - 4,89$; $\text{H}_2\text{O} - 1,24$.

Анализы:

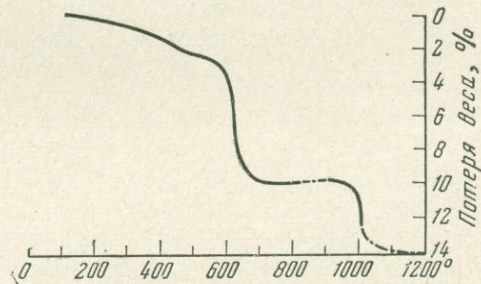
	1	2	3	4
Na_2O	<0,05	0,06	0,06	< 0,05
K_2O	0,19	0,22	0,15	< 0,05
MgO	0,22	0,12	0,17	0,12
CaO	0,72	0,08	0,92	0,04
ZnO	—	—	2,88	—
MnO	1,76	2,60	0,87	11,01
NiO	—	0,14	—	—
Al_2O_3	0,50	0,22	0,04	0,20
Fe_2O_3	0,49	1,07	0,20	0,47
SiO_2	0,46	1,17	0,07	6,48
MnO_2	93,27	90,57	89,20	74,64
H_2O^+	2,10	2,64	3,76	4,36
H_2O^-	0,57	0,33	1,25	0,83
C	—	0,03	—	—
Сумма	100,28	99,25	99,57	98,15
Уд. в.	4,67	4,55	4,24	3,86

1 — Моланго Пьедрас Неграс, анал. Датон [1]; 2 — Нсута, анал. Датон, содержит небольшое количество кварца [1]; 3 — Тартана, анал. Датон [1]; 4 — MnO -нсутит, Нсута, анал. Датон, содержит небольшое количество кварца [1].

Повед. при нагр. [1]. При нагревании на воздухе MnO -нсутит переходит в собственно нсутит при 150° в течение 16 часов, при этом отношение $\text{MnO} : \text{MnO}_2$ меняется от 1 : 5 до 1 : 20. При нагревании до 430° на воздухе нсутит переходит в пиролюзит. На кривой нагревания MnO -нсутита (фиг. 176) имеются четыре эндотермических прогиба: слабый при 282° отражает, вероятно, дегидратацию и окисление, при 596° и 1000° — переход в курнакит (Mn_2O_3) и гаусманнит (Mn_3O_4); у собственно нсутита реакция дегидратации отсутствует, а переходы в курнакит и гаусманнит имеют место соответственно при 624° и 1018° ; оба минерала обнаруживают



Фиг. 176. Кривые нагревания нсутита (сплошная линия) и MnO -нсутита (пунктирная линия), Нсута (по Цвикеру и др.)



Фиг. 177. Кривая потери веса нсутита Нсута (по Цвикеру и др.)

обратимую эндотермическую реакцию около 1150° , вероятно, соответствующую переходу тетрагональной $\beta\text{-Mn}_3\text{O}_4$ в кубическую $\gamma\text{-Mn}_3\text{O}_4$.

Потеря веса при дегидратации для собственно нсутита составляет 2,3%, для MnO нсутита — 6,4%; переход в курнакит связан с наибольшей потерей веса и заканчивается до 850° , дальнейшая потеря около 4% веса наблюдается при переходе курнакита в гаусманнит (фиг. 177).

Находж. Возможно, распространен более широко, чем рамделлит, но пропускается, т. к. трудно диагностируется. Является главной составной частью марганцовых руд месторождения Нсута (Гана); MnO -нсутит образует прожилки в марганцовых карбонатных породах, образовался при окислении родохрозита и марганецсодержащего кальцита. Собственно нсутит, по-видимому, является продуктом изменения MnO -нсутита при низкой температуре в слабощелочной среде при действии атмосферных вод, обогащенных кислородом. Нсутит ассоциируется с пиролюзитом, криптомеланом и литиофоритом. Образует псевдоморфозы по гранату, криптомелану [2].

Обнаружен в образцах из Тартана (Греция), Моланго Пьедрас Негра (шт. Идальго, Мексика), Морро да Мина (Минас-Жераис, Бразилия). Природная $\gamma\text{-MnO}_2$, напоминающая нсутит, найдена близ Молкорнена (Гоа, Индия) в ассоциации с пиролюзитом и колломорфным гетитом [3], также в Майсуре (Индия) и ряде других мест.

Отл. Надежных признаков отличия в шлифах нет. От сходного тонкозернистого пиролюзита отличается лишь по порошкограмме: диагностической для собственно нсутита является линия в $1,64 \text{ \AA}$, для MnO -нсутита — $1,67 \text{ \AA}$ [1].

Межплоскостные расстояния собственно нсутита из Нсуты [4]

<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
2	4,36	1	2,22	9	1,638	1/2	1,250
10	3,96	9	2,13	3	1,615	1/2	1,212
1/2	2,69	2	2,07	1	1,488	1/2	1,165
2	2,59	1	1,892	3	1,425	1/2	1,116
9	2,43	1/2	1,831	2	1,362	2	1,067
6	2,34	1/2	1,706	1	1,306		

Межплоскостные расстояния MnO -нсутита из Нсуты [1]

<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
2	4,46	9	2,16	3	1,426	1	1,225
10	4,10	6	2,13	6	1,394	2	1,187
6	2,66	2	1,924	2	1,372	1	1,136
6	2,45	1	1,880	3	1,330	1/2	1,107
2	2,39	9	1,667	1	1,292	3	1,082
6	2,36	3	1,517	2	1,257		

Л и т е р а т у р а

1. Z w i c k e r W. K., M e i j e r W. O., J a f f e H. W. Am. Min., 1962, 47, No 3—4, 246.
2. S o r e m R. K., C a m e r o n E. N. Econ. Geol., 1960, 55, No 2, 278.
3. A i r e s - B a r r o s L. Bol. Soc. geol. Portug., 1961, 14, f. 1, 37.

Очень близки к нсутиту и, возможно, идентичны с ним недостаточно охарактеризованные оксиды марганца: γ -рамделлит и йокосукаит.

γ -р а м с д е л л и т — γ -type ramsdellite. MnO_2 ?

Название отражает некоторое отличие от собственно рамделлита (Намбу, 1959) [1].

По порошкограмме [2] γ-рамсделлит, как и нсутит [3], аналогичен искусств. γ-MnO₂ — I [4], несколько отличаясь от собственно рамсделлита.

Анализ γ-рамсделлита из рудника Ямато (анал. Намбу) [1]: Na₂O — сл.; K₂O — сл.; MgO — сл.; CaO — 0,10; BaO — 0,10; MnO — 1,73; Al₂O₃ — 0,37; Fe₂O₃ — 28,77; SiO₂ — 1,15; MnO₂ — 61,37; H₂O⁺ — 4,08; H₂O⁻ — 2,29; сумма — 99,96. Содержит примесь аморфной гидроокиси железа.

На кривой нагревания, по Намбу [1], фиксируются эндотермические эффекты при 590° и 975° (переходы в Mn₂O₃ и Mn₃O₄); согласно Окада [2], наблюдался также экзотермический эффект при 370° (переход γ-MnO₂ — I в γ-MnO₂).

Обнаружен в рудниках Ивасаки [2], Точогуши [5] и Ямато [1] (Япония). В последнем γ-рамсделлит образовался при окислении железистого родохрозита. Переходит в пиролюзит.

Термические исследования, как и рентгенограмма, указывают на близость к нсутиту.

Межплоскостные расстояния γ-рамсделлита из Ямато [1]

<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
5	4,12	5	2,41	10	1,68	2	1,38
2	2,67	5	2,18	2	1,54		

Л и т е р а т у р а

1. Nambu M. Sci. Rep. Res. inst. Tohoku univ., 1959, ser. A, 11, No 6, 482.
2. Okada K. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1959, 43, No 5, 229.
3. Zwicker W. K., Meijer W. O. J. G., Jaffe H. W. Am. Min., 1962, 47, No 3—4, 246.
4. Cole W., Wadsley A., Walkley A. Trans. Electrochem. soc., 1947, 92, 133.
5. Nambu M., Tanida K. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1961, 45, No 2, 39.

Й о к о с у к а и т — yokosukaite. 2MnO₂·0,84H₂O?

Назван по месту находки на руднике Йокосука (Кани, Танака, 1937) [1].

По порошкограмме аналогичен искусств. γ-MnO₂ [2, 3]; отличие состоит лишь в более низкой интенсивности линий порошкограммы. Охарактеризован недостаточно.

Плотные агрегаты. Тв. около 4. Черта коричневатая-черная.

Анализ йокосукаита из рудника Йокосука [1]: MnO — 62,50; O — 13,78; H₂O⁺ — 6,44; H₂O⁻ — 2,63; сумма 85,35.

При нагревании до 400° в течение 30 мин образуется пиролюзит, переходящий при 500—550° в Mn₂O₃. При нагревании искусственного материала до 100° потеря веса составляет 13,54%, до 500° — 22,90% [1].

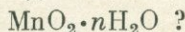
Обнаружен как вторичный минерал в зоне выветривания родонитовых и спессартиновых пород палеозойской формации рудника Йокосука в преф. Аиши (Япония).

Искусственно получен различными способами [1]: осаждением из раствора MnSO₄ аммиаком с добавлением бромной воды; окислением марганца при добавлении к раствору MnSO₄ раствора KMnO₄; при электролитическом разложении MnSO₄ при комнатной температуре; при реакции разбавленной HNO₃ и MnSO₄ с добавлением небольшого количества KHSO₄.

Л и т е р а т у р а

1. K a n i K., T a n a k a T. Bull. Electrotechn. Lab. Japan, 1937, 1, 553; там же, 1938, 2, 291; K a n i K., T a n a k a T. Electrochem. Japan, 1938, 6, 366; там же, 1939, 7, 7.
2. N a m b u M., O k a d a K. J. Soc. Earth Sci. Amat. Japan, 1961, 12, 249; N a m b u M., O k a d a K. J. Japan. Assoc. min., petr., econ. geol., 1962, 48, No 2, 76.
3. H a r i y a Y u. Am. Min., 1963, 48, No 7—8, 952.

Вернадит Vernadite



Минерал требует дополнительного изучения, не выяснены его соотношения с пиролюзитом и криптомеланом, дающими сходные порошкограммы.

Назван по имени акад. В. И. Вернадского (Бетехтин, 1940) [1]. Впервые установлен в 1937 г. [2].

Характ. выдел. Сплошные, слабонакристаллизованные массы (иногда землистые), натечные выделения, корки.

Структ. и морф. крист. Коллоидно-аморфен или слабо накристаллизован. Псевдотетрагональный? $a_0 = 9,873$; $c_0 = 2,846 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 0,288$ (Михеев) [3].

Физ. Изл. раковистый. Тв. от 2 до 6 (у плотных разновидностей). Уд. в. 3—3,3. Цв. темно-бурый до черного, у плотных разновидностей — смоляно-черный. Черта шоколадно-бурая. Бл. в изломе смоляной.

Микр. В отраж. св. светло-серый. Отраж. спос. (в %) для оранжевых лучей 14—17 (в зависимости от степени накристаллизации). Двуотраженные отсутствуют. Изотропен. Без внутренних рефлексов (по новым данным Андрущенко). В шлифах плотного вернадита наблюдается колломорфное строение.

Очень трудно полируется.

Хим. Формула минерала достоверно не установлена, n от 0,4 до 1,0.

Анализы (по-видимому, анализировался нечистый материал):

	1	2	3		1	2	3
K_2O	0,30	—	—	SiO_2	8,64	0,50	2,18
Na_2O				TiO_2	0,12	—	—
MgO	0,43	0,77	0,58	P_2O_5	0,53	0,06	0,18
CaO	1,45	6,44	3,30	CO_2	0,50	—	—
BaO	—	0,64	—	H_2O^+	6,88	9,86	8,48
MnO	6,57	1,79	1,43	H_2O^-	9,72	8,32	—
Al_2O_3	1,20	0,22	0,83	<hr/>			
Fe_2O_3	2,98	1,20	1,27	Сумма	100,30	100,39	100,08
MnO_2	61,58	70,89	81,83	Уд. в.	3,3	3,0	—

1 — Полуночное месторождение, анал. Нисенбаум [4]; 2 — Кусимовское м-ние, анал. Ковязина [2]; 3 — Кусимовское м-ние, анал. Книпович [2].

Диagni. исп. Растворим в HCl (легко) и HNO_3 , соответственно в полир. шл. легко травится.

П. п. тр. не плавится. В откр. тр. выделяет много воды.

Повед. при нагр. Приводимые в литературе [14] и др.) кривые потери веса и нагревания противоречивы и требуют уточнения.

Нахожд. Образуется в зоне окисления. Установлен на Урале в Полуночном и Кусимовском месторождениях в Свердловской обл. и в Улутелякском месторождении в Башкирской АССР. В Полуночном месторождении образовался за счет карбонатных марганцовых руд; обычно находится в тесной ассоциации с рансьеитом, опалом, а также с гидроокислами

железа. В Кусимовском месторождении обнаружен как продукт выветривания родонитовых и родонито-бустамитовых руд.

Предположительно к вернадиту относятся водные окислы марганца из мергелей в буровых скважинах около Ходорова (УССР) [5], а также марганцовые образования в пегматите Татарского щелочного массива (Красноярский край) [6].

Изм. В Полуночном месторождении подвергся замещению рансьейтом.

Отл. От манганита отличается изотропностью [7], отсутствием внутренних рефлексов и легкой травимостью H_2SO_4 .

Межплоскостные расстояния вернадита, по Михееву [3]

Fe-излучение, Al-фильтр, $D = 68,00$ мм								
hkl	I	d (кх)	hkl	I	d	hkl	I	d
110 β	1	7,70	420	4	2,201	002	8	1,420
110	6	6,98	301	9	2,147	710	3	1,396
200	5	4,929	?	2	1,959	640	7	1,366
220	2	3,477	?	3	1,911	541	7	1,349
130	9	3,415	141	9	1,829	730	6	1,295
121 β	1	2,629	530	2	1,687	641	4	1,238
400	2	2,490	610	3	1,617	502; 432;	4	1,150
121	10	2,385	251,540	10	1,540	651		

Л и т е р а т у р а

1. Бетехтин А. Г. Тр. ИГН АН СССР, 1940, вып. 30, 39.
2. Бетехтин А. Г. Зап. Мин. об-ва, 1937, 66, вып. 4, 703.
3. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957, 415.
4. Андрущенко П. Ф. Тр. ИГН АН СССР, 1954, вып. 150, 41.
5. Лазаренко Е. К. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1960, № 14, 215.
6. Семенов Е. И. Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1960, вып. 4, 85.
7. Бетехтин А. Г. Сов. геол. 1944, № 1, 83.

СТРУКТУРА ТИПА МОЛИБДИТА

		Сингония			Уд. в.
Молибдит	MoO_3	Ромб.	a_0	b_0	c_0
			3,95	13,81	3,69
					4,7

Молибдит Molybdate



Назван по составу (Брайтхаупт, 1858). Долгое время название использовалось в качестве синонима ферримолибдита из-за отсутствия достоверных данных о существовании в природе минерала, по составу отвечающего MoO_3 . Название восстановлено Чехом и Повондрой (1963) [1].

Синон. Молибденовая охра — Molybdänscker (Карстен, 1808), окись молибдена — Molybdänoxud (Гаусман, 1813), молибдин — molybdine (Грег и Леттсом, 1854).

Характ. выдел. Землистые агрегаты, мелкие кристаллы.

Структ. и морф. крист. Ромб. с. $D_{2h}^{16} - Pbnm$. $a_0 = 3,954$; $b_0 = 13,801$; $c_0 = 3,690$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,286 : 1 : 0,267$; $Z = 4$ (для минерала, Чех и Повондра) [1]. Сходные параметры ячейки приводятся для искусств. MoO_3 [2—4]

Структура [2,3] слоистая. Слои, параллельные (010) (фиг. 178), образованы деформированными октаэдрами из атомов O, располагающихся вокруг атома Mo. Положение O по вершинам искаженного октаэдра не эквивалентно: 2 атома O связаны с 3 атомами Mo, 2 атома O — с 2

атомами Мо и 2 атома О — с 1 атомом Мо. Межатомные расстояния О—О колеблются от 2,75 до 3,75 Å, Мо — О от 1,90 до 2,34 Å. В пределах слоя октаэдры образуют зигзагообразные цепочки, параллельные оси c . Между слоями отсутствуют валентные связи.

Ромбо-дипирамид. кл. $D_{2h} - m\bar{3}m$ ($3L_23PC$). $a : b : c = 0,286 : 1 : 0,267$ (по рентгеновским данным).

На природных кристаллах обнаружены грани b (010) и m (110). Формы искусств. кристаллов [5]:

	φ	ρ		φ	ρ
c 001	—	0°00'	m 110	74°02'	90°00'
b 010	0°00'	90 00	t 409	90 00	22 32
a 100	90 00	90 00	s 203	90 00	31 54
p 340	69 08	90 00	r 809	90 00	39 41

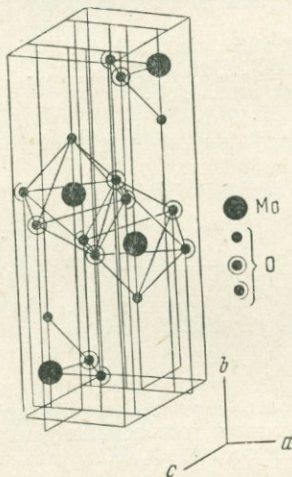
Соотношение принятых здесь символов форм (I) и символов по Норденшельду (II) (при $a : b : c = 0,3872 : 1 : 0,4792$):

I c (001)	b (010)	a (100)	p (340)	m (110)	t (409)	s (203)	r (809)
II c (001)	b (010)	a (100)	m (110)	μ (430)	t (103)	s (102)	r (203)

Кристаллы — игольчатые или таблитчатые, уплощены по (010), удлинены вдоль оси c . У искусственных кристаллов на гранях (010) наблюдается тонкая вертикальная штриховка.

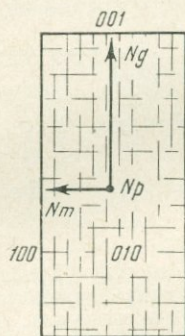
Физ. Сп. совершенная по (010) и довольно хорошая по (100). На искусственных кристаллах отмечалась ясная сп. по (001). Гибок. Тв. 1—2.

Уд. в искусств. 4,49—4,50 (вычислен. 4,74). Цв. зеленовато-желтый до бесцветного. Бл. алмазный, на плоскостях спайности перламутровый. Прозрачен.



Фиг. 178. Структура молибдита (по Уустеру).

Положения атомов О, связанных с двумя и с тремя атомами Мо, отмечены соответственно полукольцом и кольцом



Фиг. 179. Оптическая ориентировка молибдита

(по Чеху и Повондре)

Микр. Двуосный (+). Пл. опт. осей (100); $N_g = c$, $N_m = a$ (фиг. 179). n_g и $n_m > 2,0$. Двупреломление высокое, на искусственных кристаллах около 0,4. $2V$ большой. Значительная дисперсия опт. осей.

Хим. Теор. состав: $\text{MoO}_3 - 100$ (Мо — 66,66). Полумикрохимическим анализом в молибдите из Крупки обнаружено 99,3% MoO_3 [1].

Диagn. исп. На угле плавится и возгоняется; продукты возгона оседают на угле близ пробы в виде мелких желтоватых кристаллов MoO_3 , дальше от пробы кристаллы становятся белыми. Налет в восстановительном пламени паяльной трубки приобретает темно-синий цвет, при продолжительном нагревании — темно-красный. С бурой в окислительном пламени образует желтую каплю, при остывании обесцвечивающуюся, в восстановительном пламени капля становится коричневой или черной, непрозрачной. С фосфорной солью в окислительном пламени образуется желтоватая капля, переходящая в зеленую в восстановительном пламени.

Повед. при нагр. Т-ра плавления MoO_3 $795 \pm 2^\circ$ (Берч и др.)

Нахожд. Продукт гидротермального или гипергенного изменения молибденита. Обнаружен в месторождении Кружка (Чехословакия) [1] в пустотах выщелачивания среди грубозернистого жильного кварца с молибденитом; частью наблюдается в ассоциации с бетпакдалитом.

Более ранние указания на находки молибдита мало достоверны. Согласно данным Шэлера [6], минерал, принимавшийся ранее за молибдит, оказался водным молибдатом железа (ферримолибдитом).

Искусств. Получается различными способами: нагреванием молибдата аммония на воздухе с последующей сублимацией MoO_3 при красном калении [3], при длительном нагревании MoO_3 при 200° [4].

Межплоскостные расстояния молибдита из Кружка [1]

Си-излучение, Ni-фильтр, $D=114,59$ мм

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
020	6	6,90	142; 260	2	1,502
110	10	3,80	251	4	1,473
040	9	3,45	062	2	1,442
021	10	3,25	152; 190	3	1,431
130	2	3,00	270	2	1,397
101	2	2,70	0.10.0	1	1,380
111	4	2,64	202; 212	1 о. ш.	1,346
041	2	2,52	320; 232	5	1,294
060	4 ш.	2,31	172	<1	1,276
150	2	2,26	242	<1	1,255
141	3	2,13	301	1	1,242
200	2	1,977	1.10.1	1	1,228
210; 061	3	1,955	252; 290	1	1,212
002	4	1,845	182	<1	1,200
230	2	1,814	341	2 о. ш.	1,169
080	4	1,726	291; 0.12.0	<1	1,153
221	2	1,688	133; 1.11.1	1	1,140
112	4	1,660	351; 2.10.0	<1	1,132
042	4	1,627	272	1	1,114
171	4	1,591	370; 361	1	1,094
081	4	1,563			

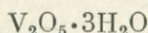
Л и т е р а т у р а

1. Čech F., Pováondra P. Acta Univ. Carolinae, Geol., 1963, No 1, 1.
2. Bräcken H. Zs. Krist., 1931, 78, 481.
3. Wooster N. Zs. Krist., 1931, 80, 504.
4. Hägg G., Magnéli A. Ark. kemi, min., geol., 1945, 19, A, N : o 2, 1.
5. Nordenskiöld A. E. Öfvers. Vet. Akad. Stockholm, 1860, 17, 300; Ann. Phys., 1861, 112, 160.
6. Schaller W. T. Am. J. Sci., 1907, 23, 297.

СТРУКТУРА НЕ ВЫЯСНЕНА

		Сингония	a_0	b_0	c_0	β	Уд. вес
Навахойт	$\text{V}_2\text{O}_5 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Монокл.	34,8	3,61	12,25	97°	2,56
Ильземаннит	$\text{Mo}_3\text{O}_8 \cdot n\text{H}_2\text{O}?$	Аморфн.	—	—	—	—	—
Оранжевый минерал	$\text{UO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}?$	Ромб.	14,06	24,12	14,16	—	5,29
Гидронастуран	$\text{U}_{2,5} -_{2,8} \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Аморфн.	—	—	—	—	4,3—4,6
Ургит	$\text{UO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Аморфн.	—	—	—	—	3,8—4,2

Навахойт Navajoite



Назван по местности (Уикс, Томпсон, Шервуд, 1954) [1, 2].

Характ. выдел. Кристаллические агрегаты, частью волокнистые, также пластинки.

Структ. и морф. крист. Монокл. с. $a_0 = 17,43$; $b_0 = 3,65$; $c_0 = 12,25 \text{ \AA}$; $\beta = 97^\circ$; $a_0 : b_0 : c_0 = 4,775 : 1 : 3,356$; $Z = 6$ (Уикс и др.) [2]; $a_0 = 34,8$; $b_0 = 3,606$; $c_0 = 12,25 \text{ \AA}$; $\beta = 97^\circ$ (Рос) [3].

Волокна удлинены по оси b . Пластинки уплощены по (001) [3].

Физ. Тв. меньше 2. Уд. в. 2,56 (вычисл. 3,04 при параметрах ячейки, Уикс и др.). Цв. темно-бурый. Черта бурая. При растирании на стекле дает воскоподобную желто-бурую пленку. Бл. волокнистых агрегатов шелковистый.

Микр. [1, 2]. Погасание волокон прямое. По Ng темно-коричневый, по Np и Nm желтовато-бурый. Ng || оси b . Двуосный, вероятно (—). n_g немного больше 2,02, $n_m \sim 2,02$, $n_p = 1,905$.

Хим. Теор. состав: $\text{V}_2\text{O}_5 - 77,11$; $\text{H}_2\text{O} - 22,89$.

Состав навахойта из р-на Навахо (анал. Шервуд) [2]: CaO — 0,22; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 3,58$; $\text{SiO}_2 - 1,20$; $\text{V}_2\text{O}_4 - 3,08$; $\text{V}_2\text{O}_5 - 71,68$; $\text{H}_2\text{O} - 20,30$; сумма — 100,06; SiO_2 содержится в виде кварца [2], V^{4+} , возможно, — в виде корвусита или продуктов его изменения [3].

Нахожд. Встречен в триасовых песчаниках и глинах ванадиево-уранового рудника Монюмент в р-не Навахо (шт. Аризона, США) в виде прожилков и корок на гальках и песчинках. Сопровождается корвуситом, тюямунитом, хьюэтитом, лимонитом. Как показало электроннографическое изучение [3], навахойт наблюдается в прорастании с «корвуситоподобным» минералом.

Отл. От сходного корвусита отличается цветом пленки, получаемой при растирании на стекле (у корвусита пленка зеленоватая).

Межплоскостные расстояния навахойта*

CuK α -излучение

hkl	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d
100	30	17,4	400	40	4,35	20	2,68	
001	100	12,1	$30\bar{2}$	20	3,95	30	2,49	
101	60	10,6	30	3,53	10	2,39		
$10\bar{1}$	20	9,4	30	3,47	20	2,18		
200	20	8,67	30ш	3,10	50	2,12		
201	20	7,44	50	2,90	30	1,99		
300	40ш	5,79	20	2,79				

* ASTM, 7 — 332

Л и т е р а т у р а

1. Weeks A. D., Thompson M. E., Sherwood A. M. Science, 1954, 119, No 3088, 326.
2. Weeks A. D., Thompson M. E., Sherwood A. M. Am. Min., 1955, 40, No 3—4, 207.
3. Ross M. Am. Min., 1959, 44, No 3—4, 322.

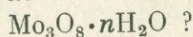
А л а и т (alaite).— $V_2O_5 \cdot H_2O$?

Найден К. А. Ненадкевичем в 1908 г. [1] в Фергане, в сев.-вост. части предгорий Алая и назван им по месту этой находки. Мохоподобные скопления тонких длинных волокон темно-красно-красного цвета с шелковистым блеском. Описание физических, оптических и химических свойств отсутствует. Спектральный анализ образца ферганского алаита, взятого из Минералогического музея АН СССР, по новым данным Н. Н. Смольяниновой, показал наличие в минерале Са. Рентгеноаморфный. По форме выделения и по цвету напоминает хьюэттит или метяхьюэттит. Природа минерала требует выяснения. (Ненадкевич К. А. Изв. АН. СПб., 1909, 3, 185).

Окисел ниобия (Nioboxud) — Nb_2O_5 ? Указывается как продукт выветривания колумбита из Ла Верде (Боливия). Не охарактеризован (P. Ramdohr. Klotmann's Lehrbuch der Mineralogie. Stuttgart, 1954, 14 Aufl., 437).

Танталовая охра (tantalie ocher) — Ta_2O_5 ? (Суомит — suomite, по Гагарину и Куомо, 1949). Коричневые блестящие пленки на кристаллах танталита из Пеникойя в Финляндии. Предположительно по составу отвечает Ta_2O_5 (Норденшельд, 1855; по Дана, 1892).

Ильземаннит Ilsemannite



Назван по имени немецкого горного инженера И. Ильземана (Хёфер, 1871) [1].
Синон. Молибденовая синь — blaues Molybdänoxud (Дельтер, 1927).

Изучен недостаточно.

Характ. выдел. Землистые выделения, пигмент пород и минералов, особенно сульфатов [2].

Структ. и морф. крист. Аморфный, единственный обратимый минеральный гель [3,4].

Физ. Тв. 1 [5]. Цвет черный, голубовато-черный, темно-синий, иногда с фиолетовым оттенком, также голубой, при продолжительном лежании переходящий в синий. Цвет черты голубой.

Микр. $n = 1,595-1,600$ [5].

Хим. Данных анализов минерала нет. Часто отмечается содержание SO_3 , в связи с чем Шэлер [6] предложил формулу $MoO_3 \cdot SO_3 \cdot 5H_2O$. В ильземанните из рудника Сан Вэли (США) [7] отмечалось содержание Re.

Диагн. исп. Растворим в воде и кислотах. Над брошенными в воду кусочками ильземаннита образуется синий золь [5]. При испарении воды происходит коагуляция ильземаннитовых золь, образуются изотропные синие гели [3].

Повед. при нагр. Показатель преломления при нагревании возрастает; величина n при разных температурах: $60^\circ - 1,624$; $125^\circ - 1,712$; $210^\circ - 1,733$.

Наход. Вторичный минерал месторождений, руды которых содержат молибденит и различные сульфиды, а также угленосных толщ, содержащих уран и молибден. Иногда наблюдается в породах (песчаники, известняки, глины) в виде выцветов, корок или пигментирующего вещества;

выпадает из рудничных вод на стенках выработок, трещин. Легко растворяется и переотлагается. Может образоваться при действии на сульфиды растворов, содержащих молибден [7,8]. Иногда развивается за счет иордизита [3,9]. Нередко ассоциируется с вторичными сульфатами закисного железа, магнезия, алюминия и урана, с вторичными фосфатами урана и др.

Впервые ильземаннит был найден в Блейберге (Каринтия, Австрия) [1, 10]. В СССР наблюдался в Средней Азии [5,9] среди продуктов окисления молибденовых руд и в угленосных отложениях, на Урале — в виде пленок в свежих отвалах пегматитов, содержащих молибденит [11]. Отмечался в месторождениях Рудных гор (Саксония, ГДР) [12], в карнотитовых песчаниках Урей (шт. Юта, США), [7], в руднике Кигинс (шт. Орегон, США), где обнаружен в жилах, секущих андезиты [13], во флюоритовом руднике Джексон (шт. Колорадо, США) [14], в конгломератах уранового рудника Сан Вэли (шт. Колорадо, США) [7] и в ряде других месторождений США [15]. Наблюдался также на стенках заброшенных выработок ангидритового рудника Биллингем (Англия) [16].

Искусств. Вещество со свойствами ильземаннита получается восстановлением Mo^{6+} или окислением Mo^{4+} , а также при сливании растворов, содержащих Mo^{6+} и Mo^{4+} , в кислой среде. Благоприятные условия для образования ильземаннита (по Рехарскому и Крутецкой): концентрация в растворе не менее 0,005% Мо, $pH = 2 - 4$, наличие восстановителей. В водном растворе ведет себя как отрицательный коллоид [4]. Были получены кристаллы состава $Mo_3O_8 \cdot 5H_2O$, относящиеся к триклинной сингонии; это кристаллическое вещество дает истинный раствор, который при добавлении электролитов переходит в коллоидный [17].

Практ. знач. При достаточно высоких содержаниях может служить для получения молибдена и его соединений.

Л и т е р а т у р а

1. Höfer H. N. Jb. Min., 1871, 566.
2. Рехарский В. И., Крутецкая О. В. ДАН СССР, 1962, 144, № 4, 903.
3. Cornu F. Zs. Chem. Industrie d. Kolloide, 1909, 4, H. 1, 15.
4. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955, 348.
5. Петров Н. П., Рубанов И. В., Черневский Н. Н., Абдуллаходжаев А. А. ДАН УзССР, 1959, № 1, 17.
6. Schaller W. T. J. Washington Acad. Sci., 1917, 7, 417.
7. Zies E. G. Papers Geophys. labor. Carnegie inst. Washington, 1929, 693, No 4 (по реферату: N. Jb. Min., 1932, 2, 219); Rankama K., Sahama G. Geochemistry, 1949, 629.
8. Рехарский В. И., Крутецкая О. В. Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1962 г. Изд. ИГЕМ АН СССР, 1963, 149.
9. Копченова Е. В., Скворцова К. В. ДАН СССР, 1958, 123, № 1, 159.
10. Meixner H. Carinthia II, 1950, 58—60, 39 (по реферату: Zbl. Min., 1951, 97).
11. Богомолова Л. К. Тр. Горно-геол. ин-та УФАН, 1960, вып. 35, 157.
12. Oelsner O. Geologie, 1956, 5, H. 7, 563.
13. Staples L. W. Am. Min., 1951, 36, No 7—8, 609.
14. Goldring E. D. Am. Min., 1942, 27, No 10, 717.
15. Kerr P. F., Hamilton P. K. U. S. Atomic energy comm., 1953, RMO—3046, 8.
16. Raymond L. R. Min. Mag., 1959, 32, No 245, 172.
17. Dumanski A. Zs. Chem. Industrie d. Kolloide, 1910, 7, H. 1, 1.

«Оранжевый минерал» из Мариньяка II (minéral orange de Marignac II) $UO_3 \cdot nH_2O$? Описан без названия (Прота, 1959) [1]. Кристаллы

(до 0,5 мм), выделения неправильной формы. Ромб. с. $a_0 = 14,06$; $b_0 = 24,12$; $c_0 = 14,16$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,583 : 1 : 0,587$.

Формы [1] (углы вычислены на основе рентгеновских данных):

	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 110	59 48	90 00	0 00	30 12	90 00	59 48
d 101	90 00	45 18	90 00	44 42	45 18	90 00
p 111	59 48	49 27	59 33	48 57	45 18	67 32

pb (111) : (010) = 67°32' pm (111) : (110) = 40°33' dm (101) : (110) = 52°15'

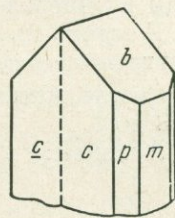
Кристаллы псевдогексагонального облика, короткостолбчатые, реже таблитчатые по (001). Дв. по (110) (фиг. 180).

Сп. по (001) хорошая. Уд. в. 5,29. Цв. красно-оранжевый.

По Ng и по Nm желтый. Двуосный (—). $Ng = b$, $Nm = a$, $Np = c$. $n_g = 1,96$, $n_m = 1,94$, $2V = 38^\circ$.

По данным неполного хим. анализа: $UO_3 - 83,9$; $H_2O - 7,4$ (Прота, 1959). По данным спектрального анализа, основные компоненты — U, Ca, Sr.

Обнаружен в трещинках «гуммитовых оторочек» в руднике Мариньяк в департаменте Верхняя Вьенна (Франция). Замещается бледно-желтым минералом, порошокграмма которого идентична порошокграмме продукта нагревания «оранжевого минерала» до 100° в воде. Принимался за массивит, от которого отличается по порошокграмме и по содержанию Sr.



Фиг. 180. Двойник «оранжевого минерала» (по Прота)

Межплоскостные расстояния «оранжевого минерала» [1]

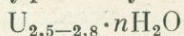
— Си-излучение, Ni-фильтр

I	d	I	$d(\text{Å})$	I	d	I	d
8	6,82	4	2,79	2	2,18	4	1,744
2	6,06	1	2,75	4	2,04	2	1,727
1	5,96	1	2,58	4	2,00	2	1,694
2	4,55	4	2,52	6	1,966	1	1,666
8	3,53	5	2,49	4	1,922	1	1,642
9	3,47	1	2,41	4	1,864	1	1,616
6	3,17	5	2,38	5	1,782	1	1,591
9	3,11	2	2,28	4	1,772		

Л и т е р а т у р а

1. Protas J. Bull. Soc. fr. min., 1959, 82, No 7—9, 250.

Гидронастуран Hydronasturan



Назван по составу (Гецева, 1956) [1].

Собирательное название для аморфных продуктов неполного окисления и гидратации настурана с изменяющимися свойствами [1, 2, 3].

Слагает плотные массы или сферические стяжения, характерные для настурана, по которому гидронастуран образуется, также жилки и петельчатые выделения в агрегатах настурана, каемки около его зерен.

Рентгеноаморфен; некоторые гидронастураны дают линии уранинита и слабые диффузные линии, не поддающиеся измерению.

Сп. отсутствует. Иногда ступенчатая отдельность. Изл. раковистый. Очень хрупок. Тв. $2\frac{1}{2}$ — $4\frac{1}{2}$. Уд. в. 4,3—4,66. Цв. черный. В тонких осколках просвечивает бутылочно-зеленым цветом. Черта от зеленовато-бурой до зеленовато- и желтовато-серой. Бл. сильный стеклянный, у слабо просвечивающих разностей почти смоляной. Менее гидратированные настураны просвечивают очень слабо; разности с наибольшим содержанием U^{6+} почти непрозрачны. Не люминесцирует.

В прох. св. темно-бутылочно-зеленый, зеленовато-бурый, бутылочно-зеленый. Характерна сеть трещин дегидратации. Изотропный до слабо неравномерно поляризирующего с облачным погасанием. $n = 1,781 - 1,715$, снижается по мере возрастания кислородного коэффициента и содержания воды в минерале.

В отраж. св. серый с коричневатым оттенком. Отраж. спос. 6,4—11,40%. Внутренние рефлексы буровато- и зеленовато-желтые [1, 2, 3].

Состав может быть выражен формулой $(U_{1-x}^{4+}U_x^{6+})O_{2+x} \cdot nH_2O$, где n от 3 до 9.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6
MgO	—	—	—	—	—	0,85
CaO	6,58	3,28	3,60	4,55	0,5	1,96
CuO	—	—	—	—	—	0,08
PbO	0,92	2,00	2,56	2,45	—	6,06
MnO	0,11	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,51	4,82	4,32	5,68	—	0,09
Al ₂ O ₃	1,05	1,32	1,26	0,80	—	—
Bi ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,38
SiO ₂	8,55	8,65	4,87	4,36	0,7	4,95
UO ₂	31,56	26,88	—	—	—	11,98
UO ₃	40,10	46,65	72,83	71,07	90,2	65,89
As ₂ O ₅	1,46	—	—	—	—	—
H ₂ O ^{100°}	—	—	—	—	—	3,53
H ₂ O ^{200°}	6,11	7,72	6,25	8,83	3,4	3,53
H ₂ O ^{300°}	—	—	—	—	—	0,80
Сумма	96,95	101,32	95,69	97,74	94,8	100,10

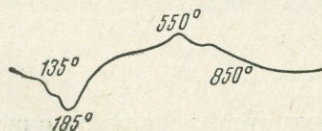
1 и 2 — из урановых руд [2]; 3 и 4 — из железно-урановых руд [2]; 5 — слабо просвечивающий, из урановых руд [3]; 6 — из висмута-никеле-кобальто-урановых руд [3]; по данным спектрального анализа содержит примесь As, Mn, Ag, Fe, Bi, Cu.

Имеются также неполные химические анализы гидронастурана [2].

Изотопный состав свинца из образца, к которому относится анализ 6, показывает, что свинец имеет радиогенное происхождение ($Pb^{204} - 1,046$; $Pb^{206} - 44,97$; $Pb^{207} - 16,72$; $Pb^{208} - 37,27\%$).

В кислотах растворяется не полностью с выделением пузырьков.

Кривая нагревания типичного гидронастурана (фиг. 181) характеризуется ступенчатым эндотермическим погружением с максимумами при 135 и 185° (выделение воды) и пологим экзотермическим поднятием в интервале 280—850° (окисление U^{4+} и образование кристаллической U_3O_8) [3, 4].



Фиг. 181. Тип кривой нагревания гидронастурана (по Амбарцумян и др.)

Распространенный минерал в зонах окисления урановых месторождений. Особенно характерен для зон окисления гидроокисно-силикатного типа [5]. Развивается при процессах окисления урана в начальные этапы изменения настурана. В железно-урановых рудах (залежи метасоматического типа) гидронастуран наряду с частично мартитизированным магнетитом прослежен до глубины 300 м от поверхности. Ассоциируется с настураном, ургитом, уранофаном, купроскладовскитом, фурмарьеритом и лимонитом.

Прослеживается весь ряд превращений настурана в ургит: от слабо просвечивающей разности гидронастурана — через все более просвечивающие бутылочно-зеленые разности до ургита.

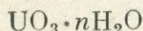
Гидронастуран—составная часть урановых руд.

Отличается от настурана по хрупкости, прозрачности (незначительной) и по практическому отсутствию линий на порошкограммах [2, 3].

Л и т е р а т у р а

1. Гецева Р. В. Атомная энергия, 1956, № 3, 135.
2. Гецева Р. В., Савельева К. Т. Руководство по определению урановых минералов. Госгеолтехиздат, 1956, 170.
3. Гецева Р. В., Цыбульская М. С., Амбарцумян Ц. Л., Назаренко Н. Г., Полураршинов Г. П., Ходжаева Р. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 5, 549.
4. Амбарцумян Ц. Л., Басалова Г. И., Горжевская С. А., Назаренко Н. Г., Ходжаева Р. П. Термические исследования урановых и ураносодержащих минералов. Госатомиздат, 1961.
5. Грицаенко Г. С., Белова Л. Н., Гецева Р. В., Савельева К. Т. Сб. «Ядерное горючее и реакторные металлы». Доклады сов. ученых на 2-й Международной конф. по мирному использованию атомной энергии. Атомиздат, 1959, ч. 1, 69.

Ургит $Urhyte$



Открыт Гецевой [1, 2], назван по составу.

Название собирательное, относится к аморфным гидроокислам U^{6+} , замещающим гидронастуран; свойства ургита зависят от содержания воды, которое меняется в широких пределах.

Образует плотные массы (напоминающие в свежем изломе янтарь), почки, сферолиты, отдельные зерна (от 0,005 мм и более).

Рентгеноаморфен.

На порошкограммах оригиналов хим. анализов 1 и 2 на сильном фоне наблюдались слабые диффузные линии кристаллической фазы типа скупита — параскупита: 3,56—3,52; 3,26—3,17; 2,51; 2,01—2,02; 1,93—1,95 [3].

Сп. отсутствует [2]. Изл. раковистый. Очень хрупок. Тв. 2—3. Уд. в. 3,8—4,17. Цв. от буровато- и красновато-желтого до янтарно- и светло-желтого, в тонких осколках желтый. Бл. сильный стеклянный. Прозрачен.

Практически не люминесцирует.

В прох. св. цвет от лимонно-желтого до желтовато-бурого. Характерна сеть замкнутых трещин дегидратации; некоторые участки агрегатов обнаруживают слабую анизотропию. Кристаллические индивиды ургита двuosны, $n_g = 1,669—1,680$, $n_p = 1,647—1,657$; в изотропных участках показатель преломления изменяется в обратной зависимости от содержания воды в минерале (от 1,656 до 1,698, иногда до 1,710—1,712). Отраж. спос. 4,3—4,5% [2, 3].

Состав переменный. В формуле $UO_3 \cdot nH_2O$ коэффициент n составляет от 1,7 до 3,1.

Анализы:

	1	2	3		1	2	3
MgO	0,28	—	1,00	SiO ₂	1,80	1,50	2,00
CaO	0,63	0,54	4,50	UO ₃	82,13	84,3	70,08
MnO	—	—	—	H ₂ O ^{100°}	7,83	11,4	10,65
CuO	0,15	—	—	H ₂ O ^{200°}	1,08		
PbO	3,46	0,46	3,32	H ₂ O ^{300°}	1,03		
Al ₂ O ₃	—	—	1,20	Сумма	99,24	98,90	98,75
Fe ₂ O ₃	0,55	0,26	6,00	Примеси As, Mn, Fe,			V, Cu, Y, Ba,
Bi ₂ O ₃	0,30	0,44	—	(спектр.) Bi, Cu			Zn, Mn, Cd.

1 — из висмута-никеле-кобальто-уранового м-ния [3]; 2 — из никеле-кобальто-уранового м-ния [3]; 3 — из железно-уранового м-ния [3].

Имеются также неполные микрохимические анализы ургита [2].

Fe, Al, Si и другие элементы-примеси, возможно, захвачены урановыми гидрозолями при их коагуляции. Pb имеет радиогенное происхождение (изотопный состав Pb из образца, к которому относится анализ № 1: Pb²⁰⁴ — 1,046; Pb²⁰⁶ — 44,97; Pb²⁰⁷ — 16,72; Pb²⁰⁸ — 37,27%) [3].

Растворяется на холоду в 20-процентной HCl с выделением редких пузырьков хлора и белого кристаллического осадка, который полностью растворяется при нагревании.

Кривые нагревания ургитов характеризуются наличием эндотермических эффектов при 100—120° и 150—200°, связанных с выделением воды. Одна молекула воды удаляется в интервале 50—100° (образуется моногидрат трехокси урана), 0,5 молекулы — при 150—200° с переходом в полугидрат трехокси урана. Полная дегидратация завершается при 400°. Образовавшаяся при этом безводная трехокись урана при 500° переходит в кристаллическую U₃O₈ [3, 4].

Ургиты являются характерными минералами мало разубоженной зоны окисления гидроокисно-силикатного типа [5]. Они представляют собой продукты полного окисления и гидратации настурана. Наблюдаются главным образом в средней части разреза зоны окисления выше подзоны гидронастурана; ближе к земной поверхности почти полностью замещаются силикатами уранила. Темноокрашенные разности, бедные водой, образуются первыми, замещая гидронастуран. В железно-урановых рудах (залези метасоматического типа) ургиты прослеживаются до глубины 200—250 м. Наблюдаются в ассоциации с гидронастураном, уранофаном, купроскладовскитом, фурмарьеритом, опалом, лимонитом [1, 2, 3]. В количественном отношении обычно резко уступают гидронастурану и силикатам урана. Являются второстепенной составной частью вторичных урановых руд.

От сходных по внешнему виду и характеру выделений гидроокислов урана (скупита, фурмарьерита, беккерелита) и силикатов урана (соддита, уранофана, складовскита) ургиты отличаются отсутствием линий на порошкограммах, изотропностью, показателями преломления.

Литература

1. Гецева Р. В. Атомная энергия, 1956, № 3, 135.
2. Гецева Р. В., Савельева К. Т. Руководство по определению урановых минералов. Госгеолтехиздат, 1956, 172.
3. Гецева Р. В., Цыбульская М. С., Амбарцумян Ц. Л., Назаренко Н. Г., Полуаршинов Г. П., Ходжаева Р. П. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, вып. 5, 549.

4. Амбарцумян Ц. Л., Назаренко Н. Г. и др. Термические исследования радиоактивных минералов. Госгеолтехиздат, 1961.
5. Грицаенко Г. С., Белова Л. Н., Гецева Р. В., Савельева К. Т. Сб. «Ядерное горючее и реакторные металлы». Доклады сов. ученых на 2-й Международной конф. по мирному использованию атомной энергии. Атомиздат, 1959, ч. 1, 69.

Оксид рения (rhenium oxide) — Re_2O_7 ? Предположительно содержится в урановом осадочном месторождении Сан Вэли (Коконино, шт. Аризона, США) как продукт изменения ренийсодержащего ильземаннита, заместившего иорудизит. Синтетический растворим в воде при 90° и в ацетоне. Анализировались водные вытяжки образцов (R. G. Petersen, J. C. Hamilton, A. T. Myers. Econ. Geol., 1959, 54, № 2, 254).

**СПИСОК МИНЕРАЛОВ,
РАСПОЛОЖЕННЫХ ПО ОСНОВНЫМ ЭЛЕМЕНТАМ**

В список вошли минералы и их разновидности, в которых катионы фигурируют в формуле, т. е. содержание их составляет целые проценты. Перечисление катионов, а также минералов приведено в алфавитном порядке.

В скобках указаны названия минералов, содержащих примеси редких элементов (характер вхождения редких элементов не во всех случаях ясен).

Названия недостаточно изученных и сомнительных минералов сопровождаются вопросительным знаком.

А л ю м и н и й

Корунд Al_2O_3

Б е р и л л и й

Бромеллит BeO

Б о р

(Браунит)

В а н а д и й

Алаит? $V_2O_5 \cdot H_2O?$
Карелианит V_2O_3
Навахоит $V_2O_5 \cdot 3H_2O$
Парамонтрозеит VO_2
(Рутил)
(Эсколаит)

В и с м у т

Бисмит Bi_2O_3
Русселлит $(Bi_2, W) O_3?$
Силленит $Bi_2O_3?$

В о л ь ф р а м

Русселлит $(Bi_2, W) O_3?$

Г а л л и й

(Касситерит)

Г а ф н и й

(Бадделеит)

Германий

(Куприт)
(Опал)

Железо

Биксбиит	$(\text{Mn, Fe})_2\text{O}_3$
Варламовит?	$(\text{Sn, Fe}) (\text{O, OH})_2?$
Гематит	Fe_2O_3
Ильменорутил	$\text{Fe}_x\text{Ti}_{3-3x} (\text{Nb, Ta})_{2x}\text{O}_6$
Иоцит	FeO
Маггемит	Fe_2O_3
Рафсидерит?	$\text{Fe}_2\text{O}_3?$
Стрюверит	$\text{Fe}_x\text{Ti}_{3-3x} (\text{Ta, Nb})_{2x}\text{O}_6$

Индий

(Варламовит?)
(Гематит)
(Касситерит)
(Куприт)

Кадмий

Монтепонит	CdO
------------	--------------

(Куприт)

Кальций

Браунит	$3\text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot (\text{Mn, Mg, Ca}) \text{SiO}_3$
---------	---

Известь CaO

Кремний

Браунит	$3\text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot (\text{Mn, Mg, Ca}) \text{SiO}_3$
Кварц	SiO_2
Коусит	SiO_2
Кристобалит	SiO_2
Лешательерит	SiO_2
Меланофлогит	SiO_2
Опал	$\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Стишовит	SiO_2
Тридимит	SiO_2

Магний

Браунит	$3\text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot (\text{Mn, Mg, Ca}) \text{SiO}_3$
---------	---

Периклаз MgO

Марганец

49 Биксбиит	$(\text{Mn, Fe})_2\text{O}_3$
52 Браунит	$3\text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot (\text{Mn, Mg, Ca}) \text{SiO}_3$
379 Вернадит?	$\text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}?$
313 Йокосукаит?	$2\text{MnO}_2 \cdot 0,84\text{H}_2\text{O}?$
48 Курнакит	Mn_2O_3
23 Манганозит	MnO

310	Нсутит	$MnO_2?$
243	Пирролюзит	MnO_2
307	Рамсделлит	MnO_2
312	γ -рамсделлит?	$MnO_2?$

М е д ь

Куприт	Cu_2O
Паратенорит	$(Cu_{1-2x}^{2+}Cu_{2x}^{1+})O_{1-x}$
Тенорит	CuO

М о л и б д е н

Ильземаннит	$Mo_3O_8 \cdot nH_2O?$
Молибдит (Русселит)	MoO_3

М ы ш ь я к

Арсенолит	As_2O_3
Клаудегит	As_2O_3

Н и к е л ь

Бунзенит	NiO
----------	-------

Н и о б и й

Ильменорутил	$Fe_xTi_{3-3x}(Nb, Ta)_{2x}O_6$
Стрюверит	$Fe_xTi_{3-3x}(Ta, Nb)_{2x}O_6$
Окисел ниобия? (Брукит) (Касситерит) (Нисбоанатаз?) (Рутил)	$Nb_2O_5?$

О л о в о

Варламовит?	$(Sn, Fe)(O, OH)_2?$
Касситерит (Анализ) (Куприт) (Рутил) (Стрюверит)	SnO_2

П а л л а д и й

Палладинит?	$PdO?$
-------------	--------

Р е д к и е з е м л и

Церианит (Бадделеит) (Торианит) (Уранинит)	CeO_2
---	---------

Рений

Окисел рения? $\text{Re}_2\text{O}_7?$
(Ильземаннит)

Ртуть

Монтроидит HgO

Свинец

Глёт PbO
Массикот PbO
Платтнерит PbO_2

Селен

Селенолит SeO_2

Скандий

(Бадделеит)
(Касситерит)
(Торианит)

Сурьма

Валентинит Sb_2O_3
Сенармонтит Sb_2O_3

Таллий

Авиценнит Tl_2O_3
(Браунит)

Тантал

Ильменорутит $\text{Fe}_x\text{Ti}_{3-3x}(\text{Nb}, \text{Ta})_{2x}\text{O}_6$
Стрюверит $\text{Fe}_x\text{Ti}_{3-3x}(\text{Ta}, \text{Nb})_{2x}\text{O}_6$
Танталовая охра? $\text{Ta}_2\text{O}_5?$
(Брукит)
(Касситерит)
(Рутил)

Теллур

Парателлуриит TeO_2
Теллуриит TeO_2

Титан

Анаказ TiO_2
Брукит TiO_2
Дельтерит? $\text{TiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}?$
Ильменорутит $\text{Fe}_x\text{Ti}_{3-3x}(\text{Nb}, \text{Ta})_{2x}\text{O}_6$
Рутил TiO_2
Стрюверит $\text{Fe}_x\text{Ti}_{3-3x}(\text{Ta}, \text{Nb})_{2x}\text{O}_6$
(Титаногематит)
(Титаноматгемит)

Т о р и й

Торианит (Уранинит) (Церианит)	ThO_2
--------------------------------------	----------------

У р а н

Гидронастуран	$\text{U}_{2,5-2,8} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
«Оранжевый минерал»?	$\text{UO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}?$
Уранинит	UO_2
Ургит (Ураноторианит)	$\text{UO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Х р о м

Эсколаит	Cr_2O_3
----------	-------------------------

Ц и н к

Цинкит	ZnO
--------	--------------

Ц и р к о н и й

Бадделеит	ZrO_2
Циркопал?	$m\text{ZrO}_2 \cdot n\text{SiO}_2 \cdot p\text{H}_2\text{O}?$

УКАЗАТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ¹

- Авантюрин** 190
Авиценнит 10, 46, 47, 91
Агат 195
Агатовая яшма 192
Адамантин 72
Адамас 63
Айдырлит * 232
Айналит * 265
Акик 195
Алаит 319
Алданит 116
Александрит-сапфир 72
Алмазный шпат 72
Апомогематит 87
Алюмокальцит 230
Амберин 195
Аметист 186
Аметист-сапфир 72
Амиатит 230
Анатаз 12, 287
Ангидроферрит 78
Антимонфиллит 97
Антосидерит * 191
Арандизит 282
Арзенит 92
Арзенолит 92
Арканзасский алмаз 186
Арканзит 299
Аркансит 299
Аркелит 135
Арлекинопал 231
Арсенит 92
Арсенолит 11, 91, 92
Арсенфиллит 101
Асманит 218
Астерит 72
- Бабель-кварц** 190
Бадделент 11, 130
Базаномелан 88
Балангус 72
Барклиит 72
Бастионный агат 196
Беекит 195
Беккит 195
Белая сурьма 97
Белая сурьмяная руда 97
Белый мышьяк 92
Белый сапфир 72
Бисебит 10, 46, 49, 91
- Бисмит** 11, 104, 105
Благородный опал 230
Блестящая железная руда 88
Блестящий железняк 88
Блакморит 232
Бобковит 229
Богемский алмаз 186
Богемский топаз 189
Богус 72
Бразилит 130
Браунит 10, 52
Брёггерит 126
Бристольский алмаз 186
Бромеллит 10, 28, 29
Бронзовая руда * 13
Брукит 12, 287, 294
Брусит (Дюфренуа) 30
Буллур 186
Бунзенит 10, 19, 26
Бурая окись свинца 282
Бурый камень 243
- Вавилонский кварц** 190
Валентинит 11, 92, 97
Ванадиевая охра 13, 108
Ванадин 108
Вапа 88
Варвицит 244
Вареник 186
Варламовит 11, 239, 279
Венерины волосы 251
Вернадит 12, 305, 314
Вестан 143
Виандит 232
Видрит 232
Виерцонит 231
Визерин 287
Визирная руда 265
Висмит 105
Висмут-анилин 105
Висмутовая охра 105
Висмутовые цветы 105
Водный окисел висмута 108
Волосатик 191, 251
Вошючий кварц 172
Восковой опал 230
Восковой халцедон 195
Восточная яшма 195
Восточный аквамарин 72
Восточный алмаз 72

¹ Полу жирным шрифтом выделены названия описанных минералов и их разновидностей. Светлым обозначены неупотребляемые синонимы, устаревшие, сомнительные и лишние названия. Названия смесей даются со звездочкой.

Если одно название предложено для разных минералов, в скобках указана фамилия автора, давшего название.

- Восточный аметист 72
 Восточный гиацит 72
 Восточный джирозоль 72
 Восточный изумруд 72
 Восточный опал 230
 Восточный рубин 72
 Восточный топаз 72
 Восточный хризолит 72
 Вюстит 25
- Гайторит 195
 Галлитцинит 250
 Гармофан 63
 Гейзерит 231
 Гелиотроп 195
 Гелит 232
 Гель-анатаз 258
 Гелькасситерит 282
 Гель-рутил 258
 Гельтенорит 44
 Гемагат 195
 Гематит 11, 62, 78
 Гематитогелит 88
 Гематогелит 88
 Генарутит 22
 Гетероклаз 52
 Гетероклин 52
 Гиалит 230
 Гиалоаллофан * 230
 Гидрогематит 87
 Гидроильменит 300
 Гидрокасситерит 279
 Гидрокуприт 18
 Гидролит 197
 Гидронастуран 12, 318, 321
 Гидрониккит 27
 Гидроницит 27
 Гидропиролозит 244
 Гидроплюмбит 40
 Гидрорутил 258
 Гидротенорит * 41
 Гидротитанит 300
 Гидрофан 231
 Гидрохалцедон 197
 Гипохлорит * 191
 Гиразоль — см. джирозоль
 Глёт 10, 34, 37
 Горная мука 191
 Горное олово 265
 Горный хрусталь 186
 Гранулин 232
 Гроссуверит 231
 Гуанабакит 190
 Гуанабакоит 190
- Дельтерит 258
 Демантшпат 63
 Дендрагат 195
 Дендритовый агат 195
 Деревянистое олово 276
 Деревянистый агат 195
 Деревянистый камень 231
 Деревянистый опал 231
 Джаз 197
 Дженаруттит 22
 Джирозоль 276
 Джурунит 294
 Диморфит 250
 Диплазит 282
- Днепровскит 276
 Дофинит 287
 Драгонит 186
 Драгоценный опал 230
 Древесный агат 195
 Дымчатый кварц 188
 Дымчатый топаз 188
- Енцшит 232
- Жабий глаз 276
 Желваковый опал 230
 Железистый опал 230
 Железная роза 88
 Железная слюдка 88
 Железная сметана 88
 Железный блеск 87
 Железная окись свинца 39
 Жемчужная накипь 231
 Жемчужный опал 230
 Жирозоль 230
 Жирный кварц 189
 Журунит 294
- Загенит — см. сагенит
 Закись меди 13
 Закись никеля 26
 Закись палладия 28
 Заламштейн 72
 Звездчатый агат 196
 Звездчатый кварц 190
 Звездчатый рубин 72
 Звездчатый сапфир 72
 Зеркальная руда 88
 Златоискр 190
 Золотой глёт 37
- Игольчатая оловянная руда 265
- Иенцшит 232
 Известь 10, 19, 22
 Изерин 256
 Изерит 256
 Изопир 230
 Ильземаннит 12, 318, 319
 Ильменогематит * 78
 Ильменорутил 11, 239, 259
 Индигосапфир 72
 Индийский топаз 189
 Иосидерит 25
 Иоцит 10, 19, 25
 Иризирующий агат 197
 Ирис-агат 197
 Искряк 190
 Испанский гиацит 189
 Испанский топаз 189
- Йокосукаит 305, 313
- Кайенский алмаз 186
 Кайнгормский камень 188
 Калдасит * 134
 Кальвонигрит 244
 Калькоцинкит * 30
 Камни Абакус 197
 Каптивос 292
 Карбунокл 72
 Карелианит 11, 62, 76
 Карелиан 195

- Карнеол 195
 Карнеол-агат 195
 Карнеоловикс 197
Касситерит 11, 239, 265
 Нахолоит 230
 Хахуэлит 250
 Каюэлит 250
Кварц 11, 136, 143
 α-кварц 143
 β-кварц 143
 Кварц в рубашке 191
 Кварц в шапке 191
 Кварцевые породы 192
Кварцин 197
 Кенготит 92
 Керагат 195
 Кератит 197
 Кирпичная медная руда * 13
 Кирпичная руда * 13
 Киршит 118
Кладетит 11, 92, 101
Клевейт 126
 Клодетит 101
 Козит 235
 Коизит 235
 Коисит 235
 Компостельский гиацит 189
 Компостельский рубин 189
 Конилит 191
 Конит 191
 Коралловые агаты 195
 Корацит 128
 Королевский топаз 72
Корунд 10, 62, 63
 Корундувит 63
 Коттерит 190
 Коузит 235
Коусит 11, 137, 235
 Кошачий глаз 190
 Кошачий сапфир 72
 Коззит 235
 Козсит 235
 Красная земля 88
 Красная медная руда 13
 Красная медь 13
 Красная окись свинца 37
 Красная окись цинка 30
 Красная охра 88
 Красная стеклянная голова 88
 Красная цинковая руда 30
 Красное медное стекло 13
Красный железняк 88
 Красный карандаш 88
 Красный мел 88
 Красный шерл 250
 Кремень 197
 Кремневая мука 231
 Кремневая накипь 197
 Кремневое стекло 233
 Крепостной агат 196
 Криспит 250
 Кристенсенит 224
Кристобалит 11, 136, 210
 α-кристобалит 210
 β-кристобалит 210
 Кровавик 87
 Кровавый камень 88, 195
 Ксантитан 300
 Кубаит 190
 Кубическая модификация ZrO_2 135
 Кубосилицит 190
Куприт 10, 13
 Купрокасситерит * 265
Курнакит 10, 46, 48, 91
 Лазуревый кварц 189
 Ландшафтный агат 196
 Лассолатит 232
 Ледовитый камень 186
 Лейкагат 195
Лейкоксен 300
 Лейкосапфир 72
 Лейкофлогит 234
 Лептономатит (Адам) 52
Лешательерит 233
Либианит 233
 Либит 233
 Ливинит 233
 Ливит 233
 Лингурий 195
 Литаргит 37
 Литоксил 231
 Лихнис 72
 Ложный топаз 189
Люссатин 217
Люссатит 216
Лютецит 197
 Лярдит 231
Маггемит 10, 58
 Магнезиовюстит 21
Магнетомаггемит 61
 Маггемит 58
Манганозит 10, 19, 23
 Манганомелан 244
 Мармарошский алмаз 186
 Мармарошский диамант 186
 Марселин 52
 Марсилит * 41
 Мартит 78
 Марцилит * 41
 Маршалит 191
 Маскаренъит 232
Массикот 10, 34, 39
 Массикотит 39
 Медная охра 41
 Медная смоляная руда * 41
 Медная чернь 41
 Медное стекло 13
 Медные рогульки 17
 Медные цветы 18
 Медокский алмаз 186
 Меккский камень 195
 Мелакониз 41
 Мелаконит 41
 Меланоконит 41
Меланофлогит 11, 136, 234
 Меланохальцит * 41
 Менилит 230
 Мерумит * 76
 Метакварц 198
 Метакристобалит 210
 Микаультит 258
 Микольтит 258
 Миловит 231
 Мирицит 195
 Михаэлит 232
 Моккам 195

- Моккаштейн 195
 Моккский камень 195
 Молибденовая охра 315
 Молибденовая синь 319
 Молибдин 315
Молибдит 12, 315
 Молочный кварц 189
 Молочный опал 230
Монтенонит 10, 19, 22
Монтроидит 10, 34
 Мордон 188
 Морморион 188
 Моховик 195
 Моховой агат 195
 Мышьяковая мука 92
 Мышьяковые цветы 92
 Мюллерово стекло 230
 Мягкая марганцовая руда 244
 Мягкий бурый камень 244
 Мясной агат 196
- Навахонт** 12, 318
 Наждак 70
Настуран 126
 Натровый опал 229
 Натропал 229
 Науманнит (Кокшаров) 259
 Нектилит 231
 Неслит 232
 Нивенит 126
Нигрин 256
 Никомелан 27
 Ниобиевый рутил 259
 Ниобоанатаз 292
 Ногат 197
 Нсута- MnO_2 310
Нсутит 12, 305, 310
- Облачный агат 197
 Обломочный агат 196
 Обыкновенный опал 230
 Огненный камень 230
 Огненный опал 230
 Окаменелое дерево 231
 Окисел ниобия 319
 Окисел рения 324
 Окись кадмия 22
 Окись кальция 22
 Окись меди 41
 Окись молибдена 315
 Окись мышьяка 92
 Окись свинца 37, 39
 Окись теллура 302
 Окись цинка 30
 Оксигидрогаусманнит 49
 Оксигидрокурнакит 49
 Оксимагнетит 58
 Оксимагнит 58
 Октаэдрит 287
 Октаэдрическая медная руда 13
 Олижист 78
 Оловянная руда 265
 Оловянный гранат 265
 Оловянный камень 265
 Оловянный шпат 265
 Оникс 197
 Онихий 197
 Оолитовый красный железняк 88
Опал 11, 136, 226
- Опал-агат 231
 Опаловая яшма 230
 Опал-оникс 231
Оранжевый минерал 12, 318, 320
 Охристый красный железняк 88
 Очковый агат 196
- Падмарагайя 72
 Падпарадшах 72
 Палладиевая охра 28
Палладинит 10, 28
 Палладит 28
 Парамелаконит 45
Парамонтрозеит 12, 305, 306
 Парасмоляная обманка 127
Парателлуриг 11, 285
Паратенорит 10, 41, 45
 Паредрит 292
 Партриджкеит 49
 Партриджит 46, 49
 Пассит 230
 Пафос-алмаз 186
 Пеалит 232
 Пеллуксит 22
 Пенистый опал 231
 Переливт 197
Периклаз 10, 19
 Периклазит 19
 Перистая медная руда 18
 Перламутровая накипь 231
 Песиллит 52
 Печенковая медная руда * 13
 Печенковая руда * 13
 Печенковый опал 230
 Пирамидальная титановая руда 287
 Пирафолит * 230
 Пирогенный кварц 143
Пиролозит 11, 239, 243
 Пиромелан 294
 Пирофан 231
 Писсит 230
 Плавающий камень 231
 Плазма 195
 Пламенный опал 230
Платтнерит 11, 239, 282
 Плюшевая медная руда 18
 Полианит 244
 Полукарнеол 195
 Полуопал 230
 Почечная руда 88
 Почковидная руда 88
 Празем 189
 Празер 195
 Празопал 231
 Псевдокварцин 198
 Псевдолюссатин 217
 Псевдоманганит 244
 Псевдотридимит 224
 Псевдохалцедон * 198
 Псевдохалцедонит * 198
 Пурпурный сапфир 72
 Пэдрос 226
- Радужный агат 197
Рамсделлит 12, 305, 307
 γ -рамсделлит 305, 312
 Раухтопаз 188
Рафисидерит 91
 Рейнский алмаз 186

- Рейтингерит 130
 Рётель 88
 Речное олово 265
 Роговик 192
 Розовый кварц 189
 Ройит 143
 Ромбарсенит 101
 Руайит 143
 Руберит * 13
Рубин 71
 Рубиновая медь 13
 Рубиновый джирозоль 72
 Рубиновый кошачий глаз 72
 Руинный агат 196
 Румонгит 259
Русселлит 11, 108
Рутил 11, 239, 250, 287
 Рутилогематит * 78
- Сагениит 251
 Сагенитовый кварц 191
 Сажистая медная руда 41
 Сангин 88
 Сангилит 231
 Сапшарит 72
Сапфир 71
 Сапфирин 195
 Сапфир-кошачий глаз 72
 Сапфировый джирозоль 72
 Сапфировый кварц 189
 Сарганцит 52
 Сардагат 195
 Сардер 195
 Сардий 197
 Сардион 195
 Сардоникс 197
 Свинцовая охра 37, 39
 Свинцовый глёт 39
Селенит 12, 301
Сенармонит 11, 91, 95
 Серая марганцовая руда 244
 Сердолик 195
 Сердоликовый оникс 197
 Серебряный глёт 39
 Серый бурый камень 243
 Серый марганец 243
 Сибирский алмаз 186
 Сидерит (Леонхард) 189
 Силезит * 265
 Силекс 192
 Силесит 265
Силленит 11, 104, 107
 Синий шерл 287
 Синопел * 191
 Ситапарит 46, 49
 Скипетровидный кварц 191
 Смазань 188
 Смирис 72
 Смоляк 188
 Смоляная обманка 126
 Смоляная руда 126
 Смоляной опал 230
 Соймонит 63
 Соколиный глаз 190
 Сосманит 58
 Соуксит 279
 Спарталит 30
 Спекулярит 88
 Спонголит 197
- Станниолит 265
 Станнит * 265
 Старолит 190
 Стекловатый опал 230
 Стекланный кварц 186
 Стерлингит (Альгер) 30
 Стефанов камень 195
 Стигмит 197
 Стиллолит 231
 Стиповерит 240
 Стирлингит (Альгер) 30
Стиповит 11, 137, 239, 240
 Стрелы амура 251
 Струверит 259
 Струганец 188
Стрюверит 11, 239, 259
 Суезит 235
 Суксит 279
 Сульфуритин 230
 Суомит 319
 Сурьмяные цветы 97
 Сурьмяный шпат 97
 Сусит 279
 Суэзит 235
- Табашир 231
 Таганит 190
 Тантал-ильменорутил 259
 Танталовая охра 319
 Танталовый рутил 259
 Танталорутил 259
 Таусинный камень 72
 Твердый бурый камень 52
 Телези 72
 Теллуристая кислота 302
 Теллуристая охра 302
Теллурит 12, 301, 302
 Теллуруран 105
Тенорит 10, 41
 Тершицит 197
 Тешерогилит 259
 Тешширогилит 259
 Тешшироджилит 259
 Тигровый глаз 190
 Титанит (Кирван) 250
 Титанкальк 250
 Титановая руда 250
 Титановый шерл 250
Титаногематит 87
Титаномаггемит 61
 Титаноморфит 300
 Титан-фавас 292
Торианит 11, 110, 113
 Торуранин 126
 Торуранинит 126
 Точечный агат 195
 Точечный халцедон 195
Тридимит 11, 136, 218
 α -тридимит 218
 β -тридимит 219
 Тростниковый опал 231
 Трубчатый агат 196
 Турьит * 87
 Тяжелая свинцовая руда 282
 Тяжелая урановая руда 126
- Узанит 287
 Ульрихит 118
 Уранатемнит 118

Уранин 118
Уранинит 11, 110, 118
 Урановая смолка 126
 Урановая смоляная руда 126
Урановая чернь 126
 Уранониобит 118
 Уранописсит 118
Ураноторианит 110, 116
 Ургит 12, 318, 323

Фавас 135, 292
Феррибраунит 57
Ферропериклаз 21
 Ферроцинкит * 30
 Фиорит 231
 Форхерит * 230

Халцедон 192
 Халцедонит 197
 Халцедононикс 197
 Халькомелан 41
Халькотрихит 17
 Хейторит 195
 Хлоросапфир 72
 Хризитин 37, 39
 Хризопраз 195
 Христенсенит 224

Цвитгер 265
 Цеазит 230
 Цёзит 235
 Церагат 195
Церианит 11, 110, 112
 Цигелин * 13
Цинкит 10, 28, 30
 Цинопел 191
 Циркит * 134

Abakussteine 197
Adamantine spar 72
 Adamas 63
 Agate 195
 Agate-jasper 192
 Aïdyrlite * 232
 Ainalite * 265
Alaite 319
 Aldanite 116
 Alumocalcite 230
Alumohematite 87
 Amberin 195
Amethyst 186
 Amiatite 230
Anatase 287
 Anhydroferrite 78
 Anthosiderite * 191
 Antimonblüthe 97
 Antimonphyllite 97
 Antimonspath 97
 Arandisite 282
Arkansite 299
 Arkelite 135
 Arsenic oxidé 92
 Arsenikblüthe 92
 Arsenikmehl 92
 Arsenite 92
Arsenolite 92

Циркониевая стеклянная голова 135
 Циркон-фавас 135
 Циркопал 229
Цитрин 189
 Цоэзит 198

Черепичная руда * 13
 Черная медная руда 41
 Черная обманка 126
 Черная смоляная руда 126
 Черная урановая руда 126

Шапковидный кварц 191
 Шапочный кварц 191
 Шафранит 189

Щелочной опал 229

Эвманит 294
 Эдисонит 250
 Эксителит 97
 Эльдорадоит 190
 Энгидрос 197
Эсколаит 11, 62, 76
 Эубан 190
 Эуманит 294

Юга 186
 Юринит 294

Якут 72
 Яхонт 72
 Яшма 192
 Яшмовый агат 197
 Яшмовый опал 230
 Яшмовый халцедон 197

Arsenphyllite 101
 Asmanite 248
 Asteriated ruby 72
 Asteriated sapphire 72
 Asterite 72
Aventurine 190
 Avicennite 47

Babel quartz 190
Baddeleyite 130
 Barklyite 72
 Basanomelan 88
 Beckite 195
 Beekite 195
Bergkristall 186
 Bergzinn 265
Bismite 105
Bixbyite 49
 Blackmorite 232
 Blaues Molybdänoxid 319
 Bleiglätte 39
 Bleioxid 39
 Bloodstone 88, 195
 Blutstein 88
 Bobkowitz 229
 Braunbleioxid 282
Braunite 52
 Braunstein 243
 Brazilite 130

- Brögerite** 126
Bromellite 29
Brookite 294
 Brucite (Dufrénoy) 30
Bunsenite 26

 Cacholong 230
 Cadmium oxide 22
 Cairngormstone 188
 Cajuelite 250
 Calcium oxide 22
 Calcozincite * 30
 Caldasite * 134
 Calvonigrite 244
 Cap-quartz 191
 Captivos 292
 Carbunculus 72
 Carnelian 195
 Carnelian agate 195
 Carneol 195
 Carneol onyx 197
 Cat's eye 190
Cassiterite 265
 Cerachat 195
Cerianite 112
 Chalcedonite 197
Chalcedony 192
 Chalcedony-onyx 197
Chalcotrichite 17
 Chalkomelan 41
 Chert 197
 Chlorosapphire 72
 Christensenite 224
 Chrysitin 37, 39
 Chrysoprase 195
Citrine 189
Claudetite 101
Cleveite 126
 Clouded agate 197
Coesite 235
 Common opal 230
 Conite 191
 Coracite 128
Corundum 63
 Cotterite 190
 Crispite 250
Cristobalite 210
 Cubaite 190
 Cubosilicite 190
Cuprite 13
 Cuprocassiterite * 265

 Dauphinite 287
 Demantspat 63
 Dendrachates 195
 Dendritic agate 195
 Dicksbergite 250
 Diplasite 282
 Dneprovskite 276
 Doelterite 258
 Dragonite 186

 Edelopal 230
 Edisonite 250
Eisenglanz 87
 Eisenglimmer 88
 Eisenopal 230
 Eisenrahm 88
 Eisenrose 88

 Eldoradoite 190
 Emery 70
 Enhydros 197
Escolait 76
 Euban 190
 Eumanite 294
 Exitelite 97
 Eye-agate 196

 Falkenaug 190
 False topaz 189
 Favas 135, 292
Ferribraunite 57
Ferropericlase 21
 Ferrozincite 30
 Fetid quartz 189
 Feueropal 230
 Feuerstein 230
 Fiorite 231
 Fire opal 230
 Fleches d'amour 251
 Flint 197
 Float-stone 231
 Forcherite * 230
 Fortification agates 196

 Gallitzinite 250
 Geiserite 231
 Gel-anatase 258
 Gelcassiterite 282
 Gelite 232
 Gel-rutile 258
Geltenorite 41
 Genaruttite 22
 Girasol 230
 Glanzeisenerz 88
 Glanzeisenstein 88
 Glasopal 230
 Glasquarz 186
 Goldglätte 37
 Granuline 232
 Graubraunstein 243
 Graumanganerz 244
 Gray manganese 243
 Grossouvreite 231
 Guanabacoite 190
 Guanabaquite 190

 Halbcarneol 195
 Halbopal 230
 Harlequin-opal 231
 Harmophane 63
 Hartbraunstein 52
 Haytorite 195
 Heliotrope 195
 Hemachates 195
Hematite 78
 Hematitogelite 88
 Hematogelite 88
 Hemdenquarz 191
 Hepatinerz * 13
 Heteroklas 52
 Heteroklin 52
 High cristobalite 210
 High quartz 143
 High tridymite 219
 Hochcristobalite 210
 Hochquarz 143
 Hochtridymit 219

- Holzachat 195
 Holzstein 231
Holzinnerz 276
 Hornstone 192
 Hyalite 230
 Hyaloalophane * 230
 Hyazinth of Compostello 189
 Hydrated bismuth oxide 108
 Hydrocassiterite 279
 Hydrochalcedon 197
Hydrocuprite 18
Hydrohematite 87
 Hydroilmenite 300
 Hydrolite 197
Hydronasturan 321
 Hydroniccite 27
 Hydrophane 231
Hydroplumbite 40
 Hydrorutile 258
 Hydrotenorite * 41
 Hydrotitanite 300
 Hypochlorite * 191
- Ilmenohematite * 78
Ilmenorutile 259
Ilsemannite 319
 Indigosapphire 72
 Iosiderite 25
Iozite 25
 Iris-agate 197
 Iserine 256
 Iserite 256
 Isopyre 230
- Jasp-agate 197
 Jasper 192
 Jaspopal 230
 Jenzschite 232
 Jurinite 294
- Kappenquarz 191
Karelianite 76
 Katzenauge 190
 Kenngottite 92
 Keratite 197
 Kidney ore 88
 Kieselglas 233
 Kieselmehl 231
 Kieselsinter 197
 Kirshite 118
 Knollenopal 230
 Königtopaz 72
 Konilite 191
 Korallenachat 195
 Korunduvite 63
 Kupferblüthe 18
 Kupferfedererz 18
 Kupferglas 13
 Kupferlebererz * 13
 Kupferocher 41
 Kupferoxyd 41
 Kupferpecherz * 41
 Kupferschwärze 41
 Kupferziegelerz * 13
Kurnakite 48
- Lardite 231
 Lassolatite 232
 Lazurquarz 189
- Lead ochre 37, 39
 Leberopal 230
Lechatelierite 233
 Leptonematite (Adam) 52
 Leucachates 195
 Leucophthalmus 196
 Leucosapphire 72
Leucoxene 300
 Leukophlogit 234
 Libite 233
 Libyanite 233
Lime 22
Litharge 37
 Lithargite 37
 Litoxyle 231
 Liver-ore * 13
 Livite 233
 Low cristobalite 210
 Low quartz 143
 Low tridymite 218
Lussatine 217
Lussatite 216
Lutecite 197
 Lychnis 72
- Maghemite** 58
 Magnesiowüstite 21
Magnetomaghemite 61
 Manganomelan 244
Manganosite 23
 Marceline 52
 Marcyllite * 41
 Martite 78
 Mascareignite 232
Massicot 39
 Massicotite 39
 Mekkastein 195
 Melaconis 41
 Melaconite 41
 Melanochalcite * 41
 Melanokonite 41
Melanophlogite 234
 Menilite 230
 Merumite * 76
 Metacristobalite 210
 Metaquartz 198
 Micaultite 258
 Michaelite 232
 Milk opal 230
 Milky quartz 189
 Milowite 231
Mineral orange de Marignac II 320
 Mocha stone 195
 Mokkastein 195
 Molybdänocker 315
 Molybdänoxid 315
 Molybdine 315
Molybdite 315
Monteponite 22
Montroydite 34
 Morion 188
 Mormorion 188
 Moss-agate 195
 Müller's Glas 230
 Myrickite 195
- Nadelzinnerz 265
Nasturan 126
 Natropal 229

- Naumannite (Koksharov) 259
 Navajoite 318
 Nectilite 231
 Needle tin ore 265
 Neslite 232
 Nickeloxydul 26
 Nicomelane 27
 Nigrine 256
 Niobianrutile 259
 Nioboanatase 292
 Nioboxyd 319
 Nivenite 126
 Nogate 197
 Nsuta-MnO₂ 310
 Nsutite 310

 Ochra rubra 88
 Octaedrite 287
 Octahedral copper ore 13
 Oisanite 287
 Oligiste 78
 Onyx 197
 Opal 226
 Opal-agate 231
 Opaljaspis 230
 Opal-onyx 231
 Oriental amethyst 72
 Oriental aquamarine 72
 Oriental chrysolite 72
 Oriental emerald 72
 Oriental hyacinth 72
 Oriental ruby 72
 Oriental topaz 72
 Oxymagnetite 58
 Oxymagnite 58

 Padmaragaya 72
 Padparadschah 72
 Paederos 226
 Palladinite 28
 Palladite 28
 Palladiumocker 28
 Palladiumoxydul 28
 Paramelaconite 45
 Paramontroseite 306
 Parapitchblende 127
 Paratellurite 285
 Paratenorite 45
 Paredrite 292
 Partridgeite 49
 Passyite 230
 Pealite 232
 Pearl sinter 231
 Pechblende 126
 Pecherz 126
 Pechopal 230
 Pellouxite 22
 Periclase 19
 Periclasite 19
 Perlmutteropal 230
 Pesillite 52
 Pissite 230
 Pitchblende 126
 Plasma 195
 Plattnerite 282
 Plush copper ore 18
 Polianite 244
 Prase 189
 Prasem 189

 Prase opal 231
 Praser 195
 Precious opal 230
 Pseudochalcedonite * 198
 Pseudolussatine 217
 Pseudomanganite 244
 Pseudoquarzin 198
 Pseudotridymite 224
 Punktachat 195
 Punktchalcedon 195
 Purpursapphir 72
 Pyramidales Titanerz 287
 Pyraphrolith * 230
 Pyrolusite 243
 Pyromelane 294
 Pyrophane 231

 Quartz 143
 Quartzine 197

 Rainbow agate 197
 Ramsdellite 307
 γ-ramsdellite 312
 Raphisiderite 91
 Rauchtupas 188
 Red chalk 88
 Red copper ore 13
 Reddle 88
 Red ocher hematite 88
 Red oolitic hematite 88
 Red oxide of zinc 30
 Reitingerite 130
 Resin-opal 230
 Rhenium oxide 324
 Rhombarsenite 101
 Rock crystal 186
 Röhrenachat 196
 Rose quartz 189
 Rotheisenstein 88
 Röthel 88
 Rother Glaskopf 88
 Rothkupfer 13
 Rothkupfererz 13
 Rothkupferglas 13
 Rothzinkerz 30
 Royite 143
 Ruberite * 13
 Ruby 71
 Ruby copper 13
 Ruby copper ore 13
 Ruby of Compostello 189
 Ruin agate 196
 Rumongite 259
 Russellite 108
 Rutile 250
 Rutilohematite * 78

 Salamstein 72
 Sanguine 88
 Santilite 231
 Sapparite 72
 Sapphire 71
 Sapphire quartz 189
 Sapphirgirasol 72
 Sapphirine 195
 Sardachates 195
 Sarder 195
 Sardon 195

- Sardonix 197
 Sarganzite 52
 Schaumopal 231
 Schmirgel 70
 Schorl bleu 287
 Schorl rouge 250
 Schwarzblende 126
 Schwarzkupfererz 41
 Schwarzpecherz 126
 Schwarzuranerz 126
 Schwerbleierz 282
 Schweruranerz 126
Selenolite 301
 Semiopal 230
Senarmontite 95
 Siderite (Leonhard) 189
 Silberglätte 39
 Silesite * 265
 Silex 192
 Silica C 235
 Silica-glass 233
 Silicious sinter 197
 Silicified wood 231
Sillenite 107
 Sinopel * 191
 Sitaparite 49
 Smiris 72
Smoky quartz 188
 Soimonite 63
 Sosmanite 58
 Souxite 279
 Spartalite 30
 Specular hematite 88
 Specular iron 88
 Specularite 88
 Spiegelerz 88
 Spongolite 197
 Stanniolite 265
 Stannite * 265
 Starolite 190
 Star-quartz 190
 Stephanstein 195
 Sterlingite (Alger) 30
 Sternachat 196
 Sternrubin 72
 Sternsapphire 72
 Stigmite 197
 Stillolite 231
 Stinquarz 172
 Stirlingite (Alger) 3
Stishovite 240
 Stream tin 265
 Stromzinn 265
Strüverite 259
 Stygmite 197
 Sulfuricin 230
 Suomite 319
 Szepterquarz 191

 Tabasheer 231
 Tabashir 231
 Tantalian rutile 259
 Tantalie ocher 319
 Tantalorutile 259
 Tantalum-ilmenorutile 259
 Télésie 72
 Tellurige Säure 302
Tellurite 302

 Tellurocker 302
 Tellururane 105
Tenorite 41
 Terpitizite 197
 Teshirogilite 259
Thorianite 113
 Thor-uranin 126
 Thoruraninite 126
 Tiefcrystalit 210
 Tiefquarz 143
 Tieftridymit 218
 Tiegerauge 190
 Tiger eye 190
 Tile ore * 13
 Tinstone 265
 Titanerz 250
 Titan-favas 292
 Titanite 250
 Titankalk 250
Titanohematite 87
Titanomaghemitite 61
 Titanomorphite 300
 Titanschorl 250
 Toad's-eye tin 276
Tridymite 218
 Triophthalmus 196

 Ulrichite 118
 Uranatemitte 118
 Uranin 118
Uraninite 118
 Uranoniobite 118
 Uranopissite 118
Uranothorianite 116
 Uranpecherz 126
Uranschwärze 126
Urhyte 323

Valentinite 97
 Vanadic-ochre 13, 108
 Vanadine 108
 Vanadinocker 108
Varlamoffite 276
 Varvite 243
 Venus' hair stone 251
Vernadite 314
 Vestan 143
 Viandite 232
 Vidrite 232
 Vierzonite 231
 Visirerz 265
 Visir-Graupen 265

 Wax chalcedony 195
 Wax-opal 230
 Weichbraunstein 244
 Weichmanganerz 244
 Weissspiessglanzerz 97
 White antimonial ore 97
 White antimony 97
 White arsenic 92
 White sapphire 72
 Wiserin 287
 Wismuthanilin 105
 Wismuthblüte 105
 Wismuthocker 105
 Wolkenachat 197

Wood opal 231
Wood tin 276
Wüstite 25

Xanthitane 300

Yokosukaite 313

Zeasite 230
Ziegelerz * 13
Ziguéline * 13
Zinkite 30

Zinkoxyd 30
Zinnerz 265
Zinngranat 265
Zinnspath 265
Zinnstein 265
Zircon-favas 135
Zircopal 229
Zirkite * 134
Zirkonglaskopf 135
Zoésite 198
Zwitter 265

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие	3
Условные обозначения и сокращения	6
Классификация простых окислов	9
Список минералов, расположенных по основным элементам	326
Указатель минералов	331

Минералы (справочник), т. II, вып. 2

Простые окислы

Утверждено к печати

*Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии АН СССР*

Редактор издательства *Н. Н. Смольянинова*
Технический редактор *В. Г. Лаут*

Сдано в набор 16/I 1965 г. Подписано к печати 22/IV 1965 г. Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 21,5=
= 29,4 усл. л. Уч.-изд. л. 29,9. Тираж 5000. Т-06119. Изд. № 3454/65 Тип. зак. № 1881.

Темплан дополн. 1965 г. № 240

Цена 2 р. 29 к.

Издательство «Наука», Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука», Москва, Шубинский пер., 10



О ПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
15	5 и 9 св.	[110] куприта	[110] куприта
15	9 св.	[010] барита	010 барита
30	19 св.	1,8498	0,8498
144	2 св.	$a_0 : c_0 = 1,092$	$a_0 : c_0 = 1 : 1,092$
244	14 св.	металколлоидные	метаколлоидные
315	7 св.	13,80 I	13,808

2020

10809

ГОДАТЕЛСТВО «НАУКА»