

Л. Г. ФЕЛЬДМАН, И. Б. КОНОПЛЕВА

О НЕКОТОРЫХ ТИТАНО-НИОБО-ТАНТАЛАТАХ
ИЗ АЛЬБИТИЗИРОВАННЫХ АМАЗОНИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ
ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

В связи с повышенным интересом, проявляемым в настоящее время во всем мире к условиям нахождения тантала в природе и типам его месторождений, всякое уточнение минералогии тантала приобретает особое значение.

Некоторые новые данные по этому вопросу были получены при исследовании одного из районов Восточной Сибири, сложенного глубокометаморфизованными породами докембрия, где авторы изучали довольно протяженный редкометалльный пегматитовый пояс. Альбитизированные амазонитовые пегматиты этого пояса характеризуются рядом специфических особенностей состава и условий образования.

Характерная для них ассоциация породообразующих и редкометалльных минералов представляется в следующем виде (Фельдман, Коноплева, 1966): калиевый полевой шпат (часто амазонит), кварц, плагиоклаз (редок), мусковит, гранат альмандин-спессартинового ряда (несколько генераций), альбит (двух генераций), флюорит, шерл (редок) и др.; берилл (несколько генераций) и продукты его гидротермального изменения (бавенит, бертрандит, фенакит); гадолинит; ильменорутил, приорит, самарскит, колумбит-танталит; касситерит; циркон, циртолит, ортит, монацит (двух генераций), ксенотим; единичные находки гельвина (даналита), фергусонита, шелита и молибденита.

Большинство редкометалльных минералов связано с процессами замещения в пегматитах, главным образом с ранней стадией альбитизации; как правило, они находятся в тесном парагенезисе с агрегатами пластинчатого или имеющего призматический облик альбит-олигоклаза № 8—12.

Предметом настоящей статьи является описание наиболее интересных из широко представленных в этих пегматитах тантало-ниобиевых минералов (табл. 1).

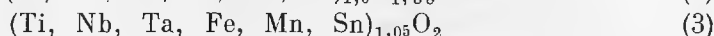
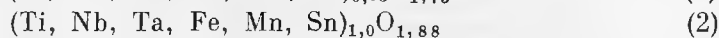
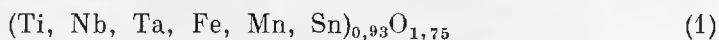
ИЛЬМЕНОРУТИЛ

Наиболее ранний по времени выделения из минералов ниобия и тантала. В некоторых жилах образует значительные концентрации, встречаясь только в участках, подвергшихся ранней альбитизации. Неправильные округлые выделения ильменорутила нарастают на грани кристаллов берилла; последние обрастают кристаллическими «корками», состоящими из ильменорутила и приорита. В аншлифах наблюдается замещение желваков ильменорутила с периферии узкой прерывистой оторочкой приорита (рис. 1), присутствующего также в их внутренних частях в виде тонкой «эмульсионной» вкрапленности. Тесные прорастания ильменорутила с ко-

лумбитом обнаруживаются при расшифровке дебаграмм: рентгенометрическое исследование минерала в естественном состоянии (без прокаливания) часто обнаруживает структуру рутила с небольшой примесью фазы колумбит — танталита.

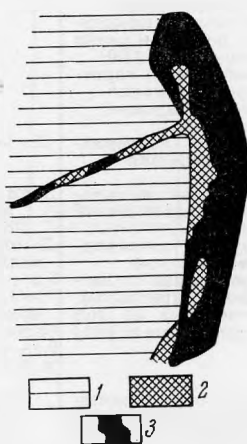
Внешние признаки и физические свойства ильменорутила приведены в табл. 1. Химическим анализом определены главные компоненты ильменорутила (табл. 2), спектральным — входящие в его состав элементы-примеси (см. табл. 1).

Пересчеты приводят к следующим химическим формулам ильменорутила:



В приведенном анализе обращает на себя внимание высокое содержание суммарного и особенно окисного железа (атомное отношение $\text{Fe}^{3+} : \text{Fe}^{2+} = 1 : 1,5$). Необычными для ильменорутила являются повышенное

Рис. 1. Развитие приорита 2 по ильменорутилу 1 (3 — кварц). Зарисовка части аншлифа. Увел. 50



содержание олова и примесь вольфрама. По содержанию пятиоксида тантала, как и по величине параметров элементарной ячейки, минерал занимает промежуточное положение между обычным ильменорутилом и его танталовым аналогом — стрюверитом.

Химический анализ ильменорутила, как видно из суммы анализа, является недостаточно полным в том отношении, что не было выполнено определение ряда второстепенных компонентов, обычно присутствующих в ильменорутиле. Как показывает спектральный анализ, они содержатся и в изученном минерале. Очевидно, дефицит суммы анализа следует относить за счет отсутствия определений SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , ZrO_2 , V_2O_5 , а также H_2O . Тем не менее анализ рассчитывается на химическую формулу рутила, хотя и не вполне удовлетворительную. Понятно, что неполнота анализа особенно сказалась на формуле (1), полученной с учетом размеров элементарной ячейки и удельного веса, где отмечается наибольший дефицит катионов и кислорода. Лучше всего выглядит формула (3), рассчитанная по кислородному методу.

ПРИОРИТ

Приорит (рис. 2 а, б, в) встречается почти во всех пегматитовых жилах района. Изредка (в раздувах более мощных жил) он образует крупные гнездовые скопления в ассоциации с бериллом. В таких гнездах агрегаты плохо ограниченных кристаллов приорита совместно с ильменорутилом

Характеристика титано-ниобо-

Минерал	Форма выделений	Размеры отклонений	Цвет и прозрачность	Блеск	Излом	Уд. вес *
Ильменорутит	Пластинчатые и удлиненно-пластинчатые плохо образованные кристаллы Округлые желвакоподобные выделения Идиоморфные короткопризматические по [001] кристаллы	$(0,5-1) \times (1-2) \text{ см}$	Темно-серый до черного, непрозрачный	Металлический	Неровный	4,968—5,00
Приорит	Таблитчатые кристаллы, уплощенные по (001) и удлиненные по (100), часто параллельные сростки по (001) Узко таблитчатые кристаллы, уплощенные по (001) и резко вытянутые по [100] Изомеричные короткопризматические («бочонковидные») кристаллы Округлые «каплевидные» выделения	$(0,1-0,2) - (1-2) \text{ мм}$ До 1—1,5 см	Красно-оранжевый** до темно-коричневого и черного, полупрозрачный, с красно-бурими внутренними рефлексами, до непрозрачного. Распределение окраски неравномерное	Яркий смолистый	Раковистый	5,5—6,0
Танталовый самарскит (итротанталит?)	«Точечные» включения в полевошпате и кварце Округлые «каплевидные» выделения Идиоморфные таблитчатые кристаллы, уплощенные по (010) и удлиненные по [001]	Доли миллиметра До 1 см Десяти доли миллиметра $3,5 \div 5 \times 1,2 \div 1,5 \text{ мм}$, обычно не более $1 \times (0,4-0,5) - (2-2,5) \times (0,8-0,9) \text{ мм}$	Бархатно-черный, непрозрачный, в тонких краях просвечивает красно-коричневым	В изломе — яркий смолистый, на гранях — матовый полуметаллический	Раковистый	5,48—6,14
Фергусонит***	Плохо образованные тетрагонально-призматические кристаллы	2—5 мм	Светло-коричневый, полупрозрачный	Яркий смолистый в изломе	Раковистый	5,137
Колумбитанталит	Пластинчатые кристаллы, уплощенные по (010) и удлиненные по [001]	$[(1-2)-5] \times (15-20) \text{ мм}$	Железно-черный, непрозрачный	Металлический	Неровный	5,464—5,536

* Измерен методом Руденко — Василевского из навесок порядка 10 мг.

** Показатель преломления светлого приорита $2,115 \pm 0,06$ (определен в серо-селеновых сплавах).

*** Главные компоненты фергусонита (по данным спектрального анализа) Nb, Ta, Ti, Y, TRU, Th. Удельный вес отвечает фергусониту (а не форманиту).

образуют «корки» толщиной 1—3 см и площадью до 10—20 см, нарастающие на призматические грани кристаллов берилла.

Иногда приорит развивается по трещинкам внутри кристаллов берилла. Характерно, что изначально голубой или зеленый берилл вблизи включений приорита желтеет, по-видимому, вследствие окисления железа берилла под воздействием внешнего радиоактивного облучения; в упомянутых гнездовых выделениях берилла с наросшими «корками» приорита весьма крупные (до 50 см в длину и 20—30 см в поперечнике) кристаллы берилла часто полностью приобретают медово-желтый цвет.

Весьма характерна также ассоциация приорита с пластинчатым альбит-олигоклазом и с ильменорутитом (см. рис. 1). Включения приорита в кварце и полевошпатах, как правило, сопровождаются радиально рас-

танталатов из пегматитов района

Твердость	Элементы-примеси			Парагенетическая ассоциация	Распространенность в пегматитах района	Примечание
	n·10 ⁻¹ %	n·10 ⁻² %	n·10 ⁻³ %			
6—6,5	Si, Al	Mg, Ca, Zr, Cu, Sc, V, Pb, Zn	Ga, Mo, Co	Пластинчатый альбит-олигоклаз, берилл, приорит, монацит, отчасти самарскит, колумбит, ортит	Весьма широкая	—
—	Ba, As	Zn, Be, Sc	Cu, Bi, V	Пластинчатый альбит-олигоклаз, берилл, ильменорутил, кварц	Весьма широкая	Характерны сростки кристаллов по (010)
5—6	Zn	Ga, Be, Sc	Cu, Ag, Bi	Пластинчатый альбит-олигоклаз, берилл, монацит, колумбит-тангалит («оннеродит»), кварц	Более редок, чем приорит	Типичны взаимопрорастания кристаллов по (101); встречаются радиально-лучистые сростки типа «самарскитовых солнц»
5,5—6,0	Al, TR ^{Cl} , Fe, Pb	Mg, Mn, Co, Zr, Sn, Be, Sc	Ni, V, Cu, Bi, Ge	Встречен в альбитизированном амезонитовом пегматите с бериллом и гадолинием (в проглоточке)	Единичная находка	Рентгеноаморфен; при 800° С (30') рентгенограмма тетрагонального фергусонита; при 1200° переходит в β-фергусонит
5,5—6,0	Al, Pb, Zn, Sc	Mg, Sb, Ga	Co, Cu	Пластинчатый альбит-олигоклаз, берилл, касситерит, приорит, циртолит, гранат, монацит, самарскит («оннеродит»)	Обычно редок; в одной жиле — в заметном количестве	Дает рентгенограмму колумбита-танталита

**** Химический состав колумбита-танталита (аналитик К. А. Дорофеева, ВИС, 1961): 55,99% Nb₂O₅; 16,60% Ta₂O₅; 3,73% TiO₂; 2,6% WO₃; 0,33% SnO₂; 0,44% SiO₂; 0,03% ZrO₂; 11,63% Fe₂O₃общ; 8,28% MnO; 0,27% F; 0,43% H₂O+. Интересно повышенное содержание титана и особенно вольфрама (при отсутствии в пегматитах района вольфрамит).

ходящимися трещинами ¹. Внешние признаки и физические свойства приорита указаны в табл. 1.

Распределение окраски внутри выделений приорита весьма сложно и не обнаруживает видимой закономерности; светлоокрашенные участки как будто чаще тяготеют к периферии зерен приорита, имеющих преобладающую темную окраску.

Поверхности граней кристаллов приорита матовые, шероховатые, что не позволяет произвести гониометрические измерения. Минерал слабо

¹ Некоторые кристаллы приорита напоминают по форме кристаллы эвксенита, но рентгенография (см. ниже) во всех случаях устанавливает приорит. Не исключено, что в пегматитах имеют место параморфозы приорита по эвксениту (псевдоморфозы блонстрандина по поликразу описаны А. Лунцем, 1965).

Химический состав ильменорутила*

Оксиды	Вес. %	Молекулярные количества	Атомные количества катионов	Числа атомов катионов в формуле при пересчете		
				с учетом параметров элементарной ячейки** и уд. веса; фактор $K_1 = 0,961$	на сумму катионов, равную единице ($\Sigma k = 1$); фактор $K_2 = 1,04$	на сумму кислородов, равную двум ($O = 2$); фактор $K_3 = 1,103$
TiO ₂	46,60	0,5081	0,5081	0,49	0,53	0,56
Nb ₂ O ₅	20,03	0,0754	0,1508	0,145	0,15	0,16
Ta ₂ O ₅	7,88	0,0178	0,0356	0,035	0,04	0,04
Fe ₂ O ₃	6,66	0,0417	0,0834	0,08	0,09	0,09
FeO	8,82	0,1228	0,1228	0,12	0,13	0,13
MnO	3,10	0,0437	0,0437	0,04	0,04	0,05
SnO ₂	2,49	0,0165	0,0165	0,02	0,02	0,02
WO ₃	0,50	0,0022	0,0022	—	—	—
TR ₂ O ₃	0,056	—	—	—	—	—
Сумма	96,136	—	0,9627	0,93 (O = 1,75)	1,00 (O = 1,88)	0-2,00 ($\Sigma k = 1,05$)

Аналитик К. А. Дорофеева, ВИМС, 1961.

* В анализированном материале возможно присутствие точечных включений приорита, за счет которых, вероятно, следует относить небольшое содержание TR (по данным спектрального анализа, в основном иттрия и р.э. иттриевой подгруппы).

** Параметры решетки измерены Н. И. Черновой в лаборатории Г. А. Сидоренко; порошковая диаграмма снята Л. С. Дубакиной на рентгеновском дифрактометре ДРОН-1 (Cu-K α = излучение без фильтра, напряжение 40 кВ, сила тока 16 мА); $a_1 = 4,623 \pm 0,003$ Å, $c = 2,987 \pm 0,007$ Å.

Объем элементарной ячейки $V = a_1^2 c$, $= 63,829$; $z = 2$. Уд. вес = 5,0. Фактор $K_1 = \frac{V \cdot d \cdot 0,006023}{z} = \frac{63,829 \cdot 5,0 \cdot 0,006023}{2} = 0,961$.

магнитен. В холодных соляной, азотной и серной кислотах не растворяется. В шлифе в проходящем свете окрашен в светло-бурый цвет. Оптически совершенно изотропен вследствие полной метамиктности.

Кривые нагревания приорита (рис. 3, а, б, в) получены Л. И. Рыбаковой в термической лаборатории ВИМСа. Всего термическим анализом было исследовано шесть образцов. На дифференциальных кривых нагревания приорита всегда (и для темных, и для светлых разностей) наблюдается четкий экзометрический эффект с максимумом в интервале 705—770°¹, связанный с рекристаллизацией. Столь высокие температуры рекристаллизации обычно не характерны для приоритов, но типичны для эвксенитов (Горжевская, Сидоренко, 1964).

Основной экзотермический эффект выражается на кривых нагревания приорита в виде узких резко очерченных пиков, величина которых существенно варьирует в зависимости от степени метамиктности образца (у темных разностей этот максимум заметно больше, чем у светлых). Главный экзотермический пик часто осложняется небольшим предшествующим ему пиком, отмечающим начало рекристаллизации.

Кроме того, на кривых нагревания фиксируются более слабые экзотермические эффекты в интервале 900—1000° (с максимумом 960—970°), появление которых, по-видимому, связано с полиморфным превращением приорита в эвксенит. Наконец, экзотермическая реакция в интервале 550—650° (с максимумом 612°), более резко выраженная для черных раз-

¹ Соответственно 705, 710, 730, 750, 767 и 770°.



Рис. 2. Габитус кристаллов приорита. Увел. 18

a — таблитчатый по c (001); *b* — резко удлинённый по [100], узкотаблитчатый по c (001); *v* — изометричный, короткостолбчатый по [100]

ностей приорита, скорее всего, связана с окислением урана, т. е. она может указывать на присутствие в составе минерала урана преимущественно в четырехвалентной форме.

В интервале $200-400^\circ$, где обычно у приоритов фиксируется эндотермическая реакция, связанная с потерей воды, в рассматриваемом случае иногда (особенно для черных разностей) наблюдается слабый сглаженный

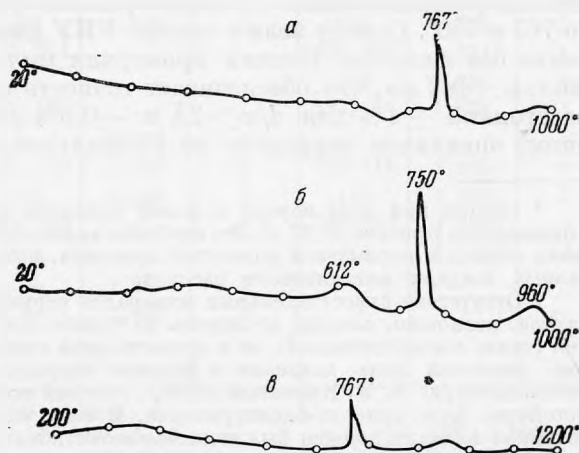


Рис. 3. Дифференциальные кривые нагревания приорита

a — коричневый приорит, до 1000° ;
b — черный приорит, до 1000° , *b* —
 коричневый приорит, до 1200°

экзотермический эффект (при 300—400°), — вероятно, за счет окисления железа (и отчасти урана). Зато отмечается, по-видимому, связанный с потерей воды эндозффект при 600—700°, указывающий на присутствие в минерале H_2O , в количестве 2—3%, удаляемой лишь при высоких температурах.

Нагревание черных разновидностей приорита до 1200° не выявляет заметных возмущений в ходе термограммы, что соответствует данным рентгенографического исследования, устанавливающего сохранение стабильной структуры эвксенита без появления дополнительных фаз.

Рентгенографическое исследование приорита методом порошка выполнено в лаборатории ВИМСа Г. А. Сидоренко. Съемка велась на железном неотфильтрованном излучении в течение 6 час в камере РКД диаметром 57,3 мм при напряжении 35 кВ и силе тока 12 мА.

В естественном состоянии все 17 исследованных образцов рентгеноаморфны. После прокаливании в муфельной печи в фарфоровых тиглях при температуре 700—900° в течение получаса большинство образцов показало более или менее четкую дифракционную картину минералов структурного типа блонстрандина — приорита.

Некоторые образцы, принадлежащие к наиболее метамиктным, после прокаливании при 800° дали порошкограмму, отвечающую кубической фазе со структурой типа пирохлора ($a_0 = 10,17 \text{ \AA}$), что объясняется образованием окисла редкоземельных элементов иттриевой подгруппы.

Другие образцы сохранили структуру приорита и после прокаливании при 900°¹, перейдя в эвксенит лишь при дальнейшем нагревании (до 1000—1200°). Отдельные образцы из этой группы после прокаливании при 1200° обнаружили две сосуществующие фазы: главную — с четкой дифракционной картиной эвксенита и дополнительную, обладающую кубической структурой типа пирохлора с размером элементарной ячейки 10,18—10,22 \AA и, по всей вероятности, представляющую собой окисел иттрия (Горжевская, Сидоренко, 1964).

Наконец, часть образцов в результате прокаливании при 800° дала дифракционную картину слабо раскristализованного эвксенита, но при 700—750° и они обнаружили структуру приорита.

Таким образом, для рассматриваемого минерала характерна серия фазовых преобразований при нагревании, в существенных чертах аналогичная описанной С. А. Горжевской и Г. А. Сидоренко (1964) для минералов ряда приорит — блонстрандин и эвксенит — поликраз². Расчет дебаеграмм приорита приведен в табл. 3 (номера образцов — те же, что и на рис. 3 и в табл. 4, 5).

Условия подготовки образцов к съемке следующие. Зерна минерала без растирания в порошок осторожно нагревали до температур рекристаллизации, определенных по термограммам (см. рис. 3), — соответственно до 767 и 750°. Съемку вели в камере РКУ диаметром 114 мм на Fe—излучении без фильтра. Пленки промеряли миллиметровой линейкой с точностью $\pm 0,2 \text{ мм}$, что обеспечивает точность определения межплоскостных расстояний $\pm 1\%$ для $d/n > 2 \text{ \AA}$ и $\pm 0,5\%$ для $d/n \leq 2 \text{ \AA}$. Интенсивность линий оценивали визуально по 10-балльной шкале.

¹ Иногда при этом наряду с фазой приорита обнаруживается кубическая фаза с параметром решетки 10,17 \AA . Это особенно характерно для образцов, представляющих смесь черной и коричневой разновидностей приорита, которые, по-видимому, находятся на разных стадиях метамиктного распада.

² Отсутствие самостоятельных минералов структурного типа эвксенита в данном случае, возможно, следует объяснять не только пониженной температурой образования (связь с альбитизацией), но и значительной глубиной формирования пегматитов, учитывая роль давления в фазовом переходе приорит-блонстрандин-эвксенит, установленную А. И. Комковым (1966₁), который показал, что при высоких давлениях устойчива фаза приорит-блонстрандина. В этих условиях эвксенит, даже если он и возникал вначале, должен был являться метастабильным и при дальнейшем развитии процесса переходить в приорит (см. стр. 89).

Расчет рентгенограммы приорита

Приорит коричневый (I) из перматов Восточной Сибири (767°)			Приорит черный (II) из пер- матов Восточной Сибири (750°)			Эталон (синтетический YNbTiO ₆)		
hkl	d/n	I	hkl	d/n	I	hkl	d/n	I
101; 021	4,41	2	101; 021	—	—	021	4,41	1
111	3,96	2	111	—	—	111	3,96	1
002	3,706	3	002	3,68	3	002	3,70	1
121	—	—	121	—	—	121	3,35	1
022	3,068	3	022	3,069	3	022	3,07	3
130	2,983	10	130	2,990	10	130	2,99	8
112	2,895	7	112	2,909	5	112	2,91	10
131	2,772	4	131	2,785	4	131	2,77	3
200	2,586	4	200	2,580	4	200	2,59	4
140	2,454	3	140	2,459	3	140	2,426	2
132	—	—	132	—	—	132	2,322	1
023	—	—	023	—	—	023	2,252	1
103; 221	2,234	2	103; 221	2,238	1	103; 221	2,233	4
042	2,198	2	042	2,202	2	042	2,204	2
230	2,115	2	230	—	—	230	2,115	2
231	2,036	3	231	—	—	231	2,030	3
222	1,976	4	222	1,988	2	222	1,981	4
151	1,952	3	151	1,955	3	151	1,948	3
133	—	—	133	1,892	5	133	1,904	2
240	1,886	4	240	—	—	240	1,884	1
004	1,851	5	004	1,849	5	004	1,854	6
060; 241	1,830	2	060; 241	1,840	2	241; 060	1,828	2
061	1,769	3	061	1,779	4	061	1,772	1
223	1,680	5	223	1,689	3	223	1,698	1
301; 242	1,650	3	301; 242	1,656	4	301; 242	1,679	7
062	—	—	062	—	—	062	1,638	1
321	—	—	321	—	—	321	1,612	1
134	1,572	5	134	1,577	3	134	1,575	8
330	1,554	2	330	1,559	3	330; 153	1,563	1
312	—	—	312	—	—	312	1,548	1
252	1,529	2	—	1,537	2	252	1,526	2
204; 322	1,507	6	240; 322	1,502	5	204; 322	1,506	8
170; 260	—	—	170; 260	—	—	170; 260	1,499	3
171	1,469	2	171	1,469	1	171	1,466	3
172	1,389	2	172	1,396	1	172	1,390	2
333; 244	1,328	1	333; 244	—	—	333; 244	1,321	1
173	1,286	1	173	—	—	173	1,281	1
272; 164	—	—	272; 164	—	—	272; 164	1,261	1
—	1,216	1	—	1,225	2	—	—	—
116; 334	1,194	4	334; 116	1,197	3	334; 116	1,1950	6
174	1,167	3	174	1,168	2	174	1,1651	5
282; 344	1,151	1	282; 344	—	—	282; 344	1,1501	3
305	1,127	2	305	—	—	305	1,1250	3
—	1,070	3	—	1,072	2	—	—	—
—	1,052	1	—	1,055	1	—	—	—
—	1,033	2	—	—	—	—	—	—
—	1,021	1	—	—	—	—	—	—

Параметры элементарной ячейки, Å

 $a_0 = 5,17$
 $b_0 = 10,97$
 $c_0 = 7,43$
 $a_0 = 5,16$
 $b_0 = 11,03$
 $c_0 = 7,41$
 $a_0 = 5,185 \pm 0,005$
 $b_0 = 10,96 \pm 0,01$
 $c_0 = 7,410 \pm 0,005$

Химический состав приорита

Оксиды	Коричневый полупрозрачный приорит I (на В-2; К-3,454)				Черный непрозрачный приорит II (на В-2; К-3,5518)			
	вес. %	молекулярные количества	атомные количества катионов	число атомов катионов в формуле	вес. %	молекулярные количества	атомные количества катионов	число атомов катионов в формуле
Nb ₂ O ₅	24,00	0,09029	0,1806	0,62	22,81	0,0853	0,1716	0,61
Ta ₂ O ₅	15,74	0,0356	0,0712	0,25	15,74	0,0356	0,0712	0,25
TiO ₂	20,75	0,2597	0,2597	0,89	19,96	0,2493	0,2498	0,89
SnO ₂	0,095	0,00063	0,00063	—	0,19	0,00126	0,0013	—
Fe ₂ O ₃	1,62	0,01014	0,0203	0,07	2,18	0,01365	0,0273	0,10
Al ₂ O ₃	1,28	0,01256	0,0251	0,09	1,45	0,0142	0,0234	1,10
SiO ₂	1,18	0,01964	0,01964	0,07	0,64	0,01065	0,0107	0,04
WO ₃ *	0,45	0,00194	0,00194	0,01	0,65	0,0028	0,0023	0,01
(Y+TR) ₂ O ₃	27,13**	0,1036	0,2072	0,72	25,09**	0,0971	0,1942	0,69
ThO ₂	1,71	0,0065	0,0065	0,02	1,82	0,0069	0,0069	0,02
U ₃ O ₈	3,09	0,0037	0,0110	0,04	6,06	0,00718	0,0215	0,08
CaO	0,40	0,0071	0,0071	0,02	0,34	0,0061	0,0061	0,02
MgO	0,04	0,0010	0,0010	—	Нет	—	—	—
MnO	0,35	0,0049	0,0049	0,02	0,41	0,0058	0,0058	0,02
PbO	Нет	—	—	—	Нет	—	—	—
П. п. п.	1,99	(0,1105)	—	(0,38H ₂ O)	2,83	(0,1571)	—	(0,56H ₂ O)
Сумма	99,825	—	—	A=0,82 O=5,63	100,16	—	—	A=0,83 O=5,67

Аналитик К. А. Дорофеева, ВИМС, 1961

* WO₃ определен колориметрическим методом с учетом окраски, даваемой ниобием; возможная погрешность определения ± 25%.** Расчитанный средний молекулярный вес (Y, TR)₂O₃ для обр. I 261,87, для обр. II 258,37.

Как видно из табл. 3, данные для обеих разностей приорита практически идентичны эталонным; незначительные отклонения, вероятно, связаны с различиями в характере исходного материала и условиях съемки (Комков и др., 1964; Комков, 1966).

Состав редкоземельных

(в % от суммы)

Разновидность приорита	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Eu ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Tb ₂ O ₃
Коричневый	0,3	0,9	0,6	3,3	5,4	Нет	3,6	1,2
»	0,5	1,1	0,75	3,3	3,7	»	4,0	0,75
По данным хроматогра								
Коричневый I	Нет	Нет	Нет	1,6	2,0	Нет	4,4	0,6
Черный II	»	»	»	1,0	2,1	»	4,4	0,6
По данным рентгено								

* См. табл. 4 (номера образцов соответствуют).

Химический анализ двух разновидностей приорита (см. табл. 4) выполнен из навесок в 2,5 г для коричневой полупрозрачной разности (I) и 2,0 г для черной почти непрозрачной разности (II). В обоих анализах отношение $(Nb, Ta)_2O_5 : TiO_2 > 1$ (примерно 1,9), что позволяет называть минерал приоритом¹.

Состав редкоземельных элементов в приоритах (см. табл. 5) определен в лабораториях ВИМСа Л. В. Стегнухиной методом хроматографии на бумаге (коричневая разность) и Е. М. Шмелевой рентгеноспектральным методом (обе разности).

При расчете химических формул принята за основу рентгеноспектральная расшифровка как более достоверная и сопоставимая. Из табл. 5 видно, что минерал является резко селективным иттриевым.

На графиках распределения р.з.э. (рис. 4 и 5) отмечается, кроме обычного для приоритов диспрозиевого максимума, резкий иттербиевый и менее ясно выраженный гадолиниевый максимумы, причем содержание иттербия несколько выше, чем диспрозия. Такие соотношения и соответствующая форма графика считаются вообще более характерными для эвксенитов, чем для приоритов (Горжевская, Сидоренко, 1964).

Обращает на себя внимание близость химического состава обеих разностей приорита. Черная разность отличается от коричневой по существу лишь более высоким содержанием урана и (судя по величине п. п. п.) воды, что соответствует большей степени метамиктности черной разности приорита. Для коричневой разности (представленной большим количеством материала) были сделаны дополнительные определения урана, тория и суммы иттрия и лантаноидов из двух других образцов (кроме обр. I). Результаты приведены в табл. 6, включающей также соответствующие данные табл. 4 и 5.

Устанавливаются довольно узкие пределы вариаций содержаний компонентов группы А в различных образцах коричневого приорита, что подчеркивает постоянство состава минерала. При этом намечается обратная зависимость между изменениями содержания урана и тория, хотя первый во всех образцах несколько преобладает. Что же касается различий в содержаниях главных компонентов группы В (Ti, Nb и Ta), то они весьма невелики даже между обеими разностями приорита (см. табл. 4). Особенно замечательно постоянство содержания тантала. Данные по элементам-примесям в приоритах приведены в табл. 1.

Расчет химических формул приорита сопряжен в этом случае с определенными трудностями, которые вызываются метамиктностью минерала

Таблица 5

элементов в приоритах
окислов TR и Y)

Dy ₂ O ₃	Ho ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Tm ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Lu ₂ O ₃	Tm ₂ O ₃ + Yb ₂ O ₃ + Lu ₂ O ₃	Y ₂ O ₃ + Dy ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	Суммарное содержание в минерале, вс. %
физического анализа									
—	Нет	4,5	—	—	—	7,8	72,4	—	27,25
—	0,5	7,0	—	—	—	7,4	71,0	—	26,35
спектрального анализа									
4,6	1,3	3,5	1,3	4,7	1,6	—	—	74,4	27,13*
3,8	0,8	2,6	0,8	5,5	1,7	—	—	78,4	25,09*

¹ Атомное отношение $(Nb + Ta) : Ti = 1 : 1,03$

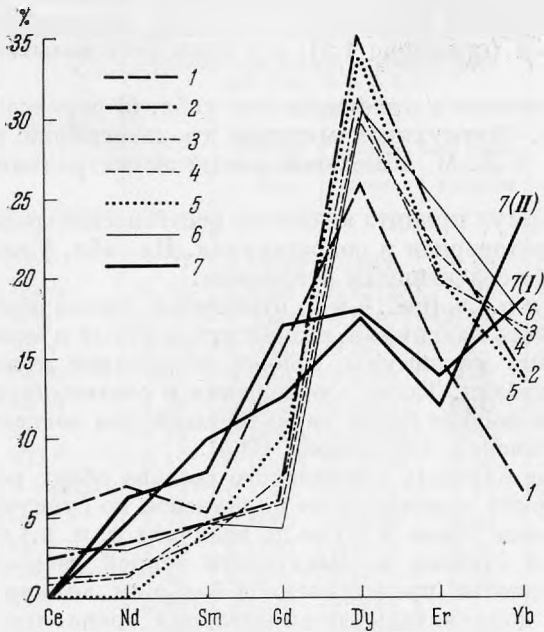


Рис. 4. Состав редкоземельных элементов в минералах структурного типа приорит-бломстрандина

1 — приорит-бломстрандин из Хиттере (Южная Норвегия); 2—6 — приорит-бломстрандины из различных месторождений СССР, по данным С. А. Горжевской (1964); 7 — приориты из пегматитов Восточной Сибири

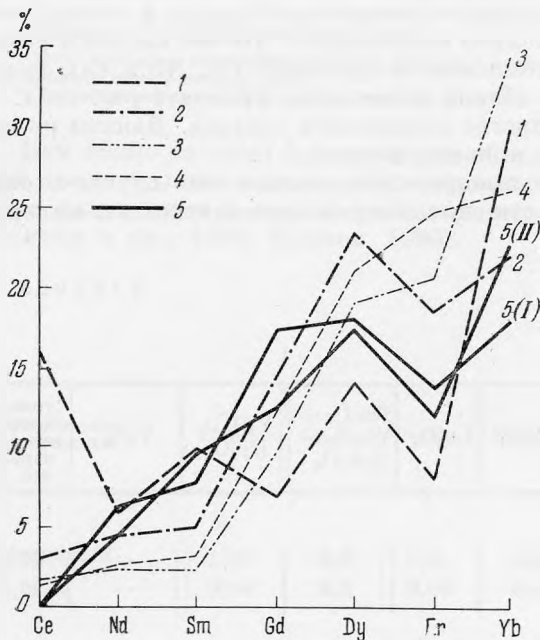


Рис. 5. Сравнение состава редкоземельных элементов в приоритах из пегматитов Восточной Сибири (5) и в эксенитах из различных пегматитовых месторождений (1—4), по данным С. А. Горжевской (1964)

1 — Маттаван, Канада; 2 — Скиллабо, Швеция; 3 — Крагере, Норвегия; 4 — Минас-Жерайс, Бразилия

(т. е. невозможностью прямого использования уд. веса и параметров решетки) и неясностью степени окисления одновременно присутствующих в данных анализах урана и железа; однако невысокое содержание последнего уменьшает величину возможной погрешности. При пересчете безводного вещества на достаточно определенно установленную для приорита структурную формулу типа AV_2O_6 (на $V = 2$) оба анализа показывают значительный дефицит катионов в группе А, а также дефицит кислорода, что, как известно, характерно для большинства метамиктных минералов.

Для коричневого приорита получается формула $A_{0,82}V_2O_{5,63}$, для черного $A_{0,83}V_2O_{5,67}$. Обе формулы практически идентичны; их расшифровка приведена в табл. 4.

Принимая (с достаточным основанием) величину п. п. п. равной содержанию H_2O , получаем в первом образце на формульное количество $0,38 H_2O$, во втором — $0,56 H_2O$, что соответствует большей степени метамиктности черной разности приорита.

Таким образом, судя по данным химического анализа, более темная окраска второго образца приорита обусловлена повышенным содержанием урана и отчасти воды; последний фактор определяет также относительно пониженный удельный вес черной разности приорита.

По химическому составу описываемый минерал существенно отличается от обычных минералов ряда блонстрандина — приорита (Бонштедт-Куплетская, 1967; Горжевская, Сидоренко, 1964) резко повышенным содержанием Ta_2O_5 (15,74% в обеих разностях).

Максимальное ранее установленное содержание тантала с минералах этого ряда 8,25% Ta_2O_5 (уд. вес 4,95) относится к блонстрандину из пегматитов Станового хребта (Шапошников, 1960). Для собственно приоритов указывалось содержание пятиокси тантала не выше 5,54% при удельном весе 4,957 (Соболева, Пудовкина, 1957). Таким образом, в рассматриваемом случае содержание тантала в приоритете в 2—3 раза превышает ранее известные максимальные содержания. Соответственно возрастает и удельный вес, причем его измеренную величину (5,168—5,293) следует считать еще ниже истинной (вследствие глубоко метамиктного состояния минерала): известно, например, что удельный вес эвксенитов с содержанием всего 10—13% Ta_2O_5 достигает 5,55—5,77 (Калита, 1961).

Содержание тантала в описываемом приорите (около 16% Ta_2O_5) приближается уже к содержанию ниобия (23—24% Nb_2O_5), но еще не достигает его. Предлагалось (Калита, 1961) относить упомянутые выше эвксениты с повышенным, но более низким, чем в нашем минерале, содержанием Ta_2O_5 (10—13%) к тантал-эвксенитам (тантэвксенитам). Однако в настоящее время принято называть тантэвксенитами только разновидности, в которых содержание тантала превышает содержание ниобия (Бонштедт-Куплетская, 1967).

Поэтому рассматриваемый нами минерал еще не может считаться танталовой разновидностью приорита, но обнаружение высоких содержаний тантала в приорите позволяет высказать мнение о существовании в природе и собственно тантал-приоритов, диморфных с тантэвксенитами.

Следует заметить, что повышение содержания тантала в приоритах, возможно, будет в какой-то мере сопровождаться возрастанием содержания урана (подобно тому как это имеет место в ряду пирохлора-гатчеттолита). На такую возможность указывает, в частности, тот факт, что мак-

Таблица 6

Вариации содержания главных компонентов группы А в коричневой разности приорита, вес. %

U_3O_8	ThO_2	$\Sigma(Y, TR)_2O_3$
2,24	2,06	27,25
2,31	1,97	26,35
3,09	1,71	27,13

Аналитик К. А. Дорофеева

симальное содержание U_3O_8 в описываемом минерале превышает 6% (черная разность), т. е. почти в 1,5 раза больше ранее отмечавшегося наиболее высокого содержания урана в приоритах (4,3% U_3O_8), которое, кстати, также относится к упоминавшемуся выше образцу приорита с повышенным содержанием тантала (Соболева, Пудовкина, 1957).

ТАНТАЛОВЫЙ САМАРСКИТ (ИТТРОТАНТАЛИТ ?)

Самарскит (рис. 7) обычно присутствует в тех же участках пегматитовых жил, что и приорит, но в гораздо меньших количествах. При этом оба минерала практически не встречаются в сростаниях друг с другом¹. Наблюдалась случай сростания самарскита с ранним крупнокристаллическим монацитом I (рис. 8)² без видимых следов реакционных взаимоотношений и с индукционным характером поверхности раздела. При рентгенографическом исследовании самарскита съёмка минерала в естественном состоянии иногда обнаруживает присутствие незначительного количества колумбита-танталита, очевидно, образующего тесные сростания с самарскитом типа «оннеродита».

Особенно характерна ассоциация самарскита с пластинчатым альбито-олигоклазом и бериллом. В прожилках и гнездах сахаровидного альбита (поздняя альбитизация) отмечаются преимущественно резорбированные реликты самарскита и лишь изредка — мельчайшие новообразования (результат переотложения). Внешние признаки и физические свойства самарскита приведены в табл. 1.

В отличие от приорита, самарскит не образует крупных скоплений. Обычные для самарскита «точечные» включения в полевых шпатах окружаются розовыми ореолами гематитизации³; включения в кварце сопровождаются радиальными микротрещинками. Зеленый берилл вокруг включений самарскита желтеет. Для более ранней генерации самарскита, ассоциирующей с бериллом, связанным со стадиями кварцевого и кварц-мусковитового замещения, типичны мелкие единичные хорошо образованные кристаллики; неправильной формы выделения, лучистые сростки и т. п. характерны преимущественно для самарскита, связанного с ранней альбитизацией. Грани кристаллов, как и у приорита, шероховатые (вследствие чего кристаллы не удалось измерить на гониометре). С поверхности они иногда бывают покрыты тонкой «рубашкой» охристых продуктов изменения белого и светло-желтого цвета. Минерал находится в метамиктном состоянии. В шлифах в проходящем свете окрашен в темно-бурый цвет, непрозрачен.

Рентгенографическое изучение самарскита методом порошка проведено Г. А. Сидоренко в лаборатории ВИМСа. Условия съёмки — те же, что и для приорита. Минерал в естественном состоянии рентгеноаморфен; после прокаливания при 800° в течение 30 мин обнаруживает структуру низкотемпературного самарскита; после дополнительного прокаливания в температурном интервале 900—1200° образуются, по-видимому, новые фазы (моноклинная модификация фергусонита и др.). Межплоскостные расстояния самарскита приведены в табл. 7.

Дифференциальные кривые нагревания самарскита, полученные Л. И. Рыбаковой в термической лаборатории ВИМСа (рис. 9), похожи на типичные термограммы минералов группы самарскита (Горжевская, Сидоренко, 1964). На них имеются два экзотермических эффекта, причем второй эффект представлен двумя самостоятельными сближенными

¹ Это, как и более широкое распространение приорита, по-видимому, объясняется повсеместным присутствием в пегматитах ильменоруттила, с которым тесно связан в своем образовании приорит.

² Поздний монацит II, ассоциирующий с ортвитом и сахаровидным альбитом, как будто корродирует самарскит.

³ Диагностическое полевое отличие от приорита; по-видимому, возникновение розовых ореолов вокруг самарскита связано с его высокой железистостью.



Рис. 6. Срастание самарскита и монацита. Увел. 10

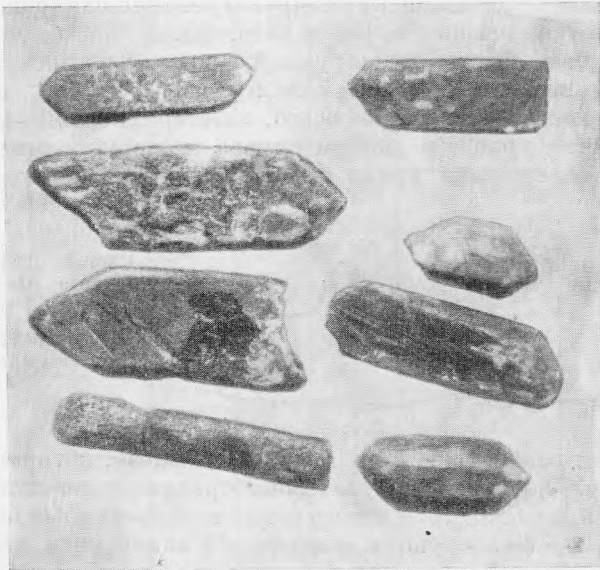


Рис. 7. Габитус кристаллов самарскита. Увел. 18

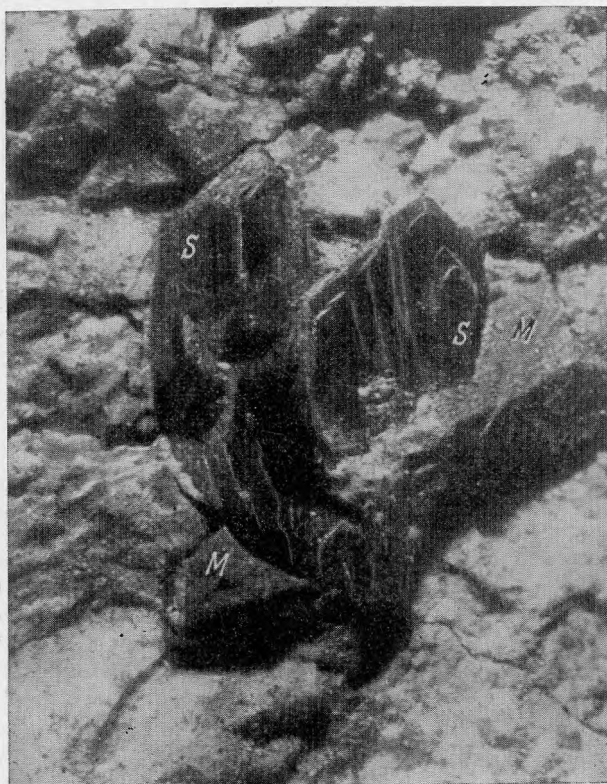


Рис. 8. Сrostок кристаллов самарскита. Увел. 10

максимумами, разделенными глубоким прогибом. Необходимо отметить, что по сравнению с обычными кривыми нагревания самарскитов в данном случае оба экзотермических эффекта смещены.

Первый эффект, обычно фиксируемый в интервале $450-595^\circ$ и объясняемый экзотермической реакцией окисления $UO_2 \rightarrow UO_3$, сдвинут влево и имеет температуру 360° . Скорее всего, экзотермический эффект, связанный с окислением урана, в данном случае на термограмме не выражен из-за низкого содержания урана в минерале; наблюдаемый же эффект

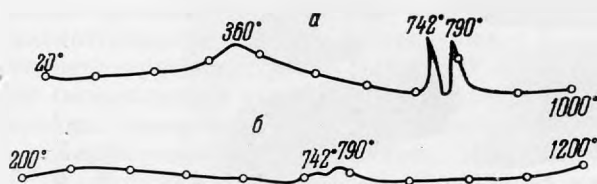


Рис. 9. Дифференциальные кривые нагревания самарскита

а, б — образцы нагреты соответственно до 1000 и 1200°

при 360° следует относить за счет окисления железа, которого в минерале много. На такую возможность указывает сравнительно сглаженная форма максимума, приходящегося к тому же на температурный интервал $300-400^\circ$, — тот же, где фиксируются связанные с окислением железа экзотермические эффекты на термограммах колумбитов и некоторых других титано-тантало-ниобатов (Гинзбург, Горжевская и др., 1960).

Второй эффект представлен спаренными резко выраженными максимумами при 742 и 790° вместо обычного температурного интервала $675-730^\circ$, т. е. несколько сдвинут вправо. Этот эффект принято связывать

Таблица 7

Значения межплоскостных расстояний самарскитов

I. Самарскит из пегматитов Восточной Сибири 900°; 30 мин*		II. Самарскит из пегматитов Восточной Сибири 900°; 30 мин*		Низкотемпературный самарскит (Горжевская, Сидоренко, 1964) 900°; 30 мин		Высокотемпературный самарскит (Горжевская, Сидоренко, 1964) 1000°; 30 мин		Самарскит (Михеев, 1957)		Самарскит (Соболева, Пудовкина, 1957) 800°	
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
3,97	2	3,94	1	(3,99)	3	3,99	6	3,91	5	—	—
3,60	3	3,596	2	3,66	6	—	—	—	—	3,68	3
—	—	—	—	—	—	3,55	5	—	—	3,53	1
—	—	—	—	—	—	3,43	1	3,48	5	3,40	0,5
3,25	2ш	—	—	(3,30)	5	3,29	1	—	—	3,25	1
—	—	3,16	2	—	—	3,18	8	3,16	7	3,13	0,5
—	—	—	—	—	—	3,10	6	—	—	3,07	10
—	—	—	—	—	—	3,03	2	—	—	—	—
2,95	10ш	2,97	10	2,97	10	2,95	5	2,94	9	2,92	10
—	—	2,88	10	—	—	2,90	10	2,84	9	—	—
2,79	2	—	—	2,81	5	2,77	2	—	—	2,80	2
—	—	2,75	2	—	—	2,74	4	2,74	2(до)	—	—
—	—	—	—	—	—	2,64	1	—	—	—	—
2,57	3	2,54	3	2,58	6	2,58	1	2,55	2	2,59	4
2,465	2	—	—	2,48	4	2,50	7	2,48	7	2,47	2
—	—	2,38	2	2,41	3	2,44	2	2,40	2	2,44	2
—	—	—	—	—	—	2,31	1	2,30	2	—	—
—	—	—	—	2,19	2	2,21	1	—	—	2,23	0,5
2,16	2	—	—	—	—	2,15	3	2,15	5	2,17	1
—	—	2,13	2	—	—	—	—	—	—	2,12	0,5
2,07	1	—	—	(2,09)	2	2,07	1	—	—	2,08	1
—	—	2,05	2	—	—	2,04	4	2,04	5	—	—
—	—	—	—	(2,01)	2	2,00	2	2,00	5	—	—
1,900	6	—	—	1,894	7	1,905	3	1,90	5	1,90	3
—	—	1,867	7	—	—	1,877	6	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1,856	8	1,85	7	1,84	4
1,830	2	1,815	6	1,825	8	1,825	1	1,82	7	—	—
—	—	—	—	—	—	1,785	2	—	—	1,76	—
1,743	6	—	—	1,734	7	—	—	—	—	1,75	1
—	—	1,720	7	1,729	2	1,729	4	1,72	5	1,73	1
—	—	1,690	2	—	—	1,703	6	1,69	7	1,71	1
—	—	—	—	—	—	1,677	6	1,67	7	1,67	0,5
1,645	3	—	—	1,657	6	1,645	1	1,64	5	1,65	1
—	—	1,622	2	—	—	1,630	2	1,62	5	—	—
1,574	6	—	—	—	—	1,571	8	—	—	1,59	1
—	—	1,560	4	—	—	—	—	1,555	10	1,537	2
1,523	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1,519	0,5
—	—	1,504	2ш	—	—	1,508	8	1,508	7	1,502	4
1,465	2	—	—	1,486	3ш	1,492	1	1,493	7	—	—
—	—	1,448	4	—	—	1,448	1	1,452	5	1,436	1
1,429	2	1,413	2	—	—	1,423	8	1,424	9	—	—
1,351	4	—	—	1,356	6	—	—	1,367	5	1,390	1
—	—	1,337	4	—	—	1,344	5	1,345	6	1,355	0,5
—	—	—	—	—	—	1,309	1	1,312	2	—	—

Таблица 7 (окончание)

I. Самарскит из пегматитов Восточной Сибири 900°; 30 мин *		II. Самарскит из пегматитов Восточной Сибири 900°; 30 мин *		Низкотемпературный самарскит (Горжевская, Сидоренко, 1964) 900°; 30 мин		Высокотемпературный самарскит (Горжевская, Сидоренко, 1964) 1000°; 30 мин		Самарскит (Михеев, 1957)		Самарскит (Соболева, Пудовкина, 1957) 800°	
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
—	—	—	—	—	—	—	—	1,297	5	1,301	0,5
1,281	2и	—	—	—	—	1,281	1	1,279	5	1,279	0,5
—	—	—	—	—	—	1,253	1	1,262	6	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	1,240	2	1,229	0,5
1,220	3и	—	—	1,219	1	1,222	7	1,221	7	1,218	0,5
1,195	2	—	—	1,209	1	1,195	3	1,190	10	1,193	0,5
—	—	—	—	1,180	3	1,166	5	1,167	7	1,177	0,5
—	—	—	—	—	—	—	—	1,161	9	—	—
—	—	1,144	2	—	—	—	—	—	—	1,127	0,5
1,114	3и	1,114	1	—	—	1,111	6	1,114	7	1,117	0,5
—	—	—	—	1,103	2	1,104	3	1,104	7	—	—
1,086	3и	1,082	3и	1,094	2	1,086	3	1,089	7	1,091	0,5
—	—	—	—	—	—	1,076	7	1,075	9	1,081	0,5
—	—	—	—	—	—	1,051	1	1,061	9	1,047	0,5
—	—	1,029	2и	—	—	1,023	1	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1,015	3	—	—	1,008	0,5
—	—	—	—	—	—	1,000	6	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	0,985	1	—	—	0,9823	0,5
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,8995	0,5
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,8663	0,5

* После прокаливания до 700 и 800° получается более «размытая» дифракционная картина в общем аналогичная, но с меньшим числом линий.

с рекристаллизацией метамиктного минерала¹. При дальнейшем нагревании никаких эффектов не обнаруживается вплоть до 1200°, где намечается новый небольшой подъем кривой (неясного происхождения). Следует отметить, что, в противоположность обычно наблюдаемому соотношению, второй (сдвоенный) максимум на кривой нагревания для данного самарскита по величине превосходит первый максимум. По-видимому, это объясняется частично окисленным состоянием железа в исходном составе минерала (либо — менее вероятно — общим низким содержанием в нем урана), что несколько понизило первый максимум, а также глубокой метамиктностью минерала, увеличившей второй эффект. Эндотермическая реакция выделения воды при температуре около 200° на кривой нагревания практически не нашла отражения: обычно наблюдаемый плавный прогиб отсутствует. Химический анализ самарскита приведен в табл. 8.

В одном образце самарскита (из жилы, приуроченной к рассланцованным ортоплаггиоамфиболитам) количественным спектральным анализом определено 0,17% Sc. Прочие примеси указаны в табл. 1.

Самой интересной особенностью химического состава анализированного минерала является резкое преобладание в нем тантала над ниобием (отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5 < 1 : 2$), чем обусловлен и аномально высокий удельный вес — 6,14. Судя, однако, по тому, что последний для самарскитов месторождения довольно сильно варьирует, опускаясь иногда до

¹ Возможно, что он (по крайней мере второй пик при 790°) связан также с явлениями термического распада минерала (вообще с появлением новых фаз). Сдвиг вправо пика при 742°, вероятно, обусловлен особо глубокой метамиктностью рассматриваемого минерала.

Химический состав самарскита

Оксиды	Вес. %	Молекулярное количество	Атомное количество катионов	Число атомов в формуле		Иттротанталиты из пегматитов Новергии, вес. %		
				на В-2 (K=3,919)	на В-3 (K=5,879)	месторождения Хаттевик	месторождения района Роде	
B	Nb ₂ O ₅	18,40	0,0692	0,1384	0,54	0,81	20,38	17,75
	Ta ₂ O ₅	37,87	0,0857	0,1714	0,67	1,01	39,53	37,26
	TiO ₂	2,18	0,0273	0,0273	0,11	0,16	1,67	2,63
	ZrO ₂	0,14	0,0011	0,0011	0,005	0,01	0,57	0,46
	Sn *	1,02	0,0086	0,0086	0,035	0,05	1,20 **	2,96 **
	Fe ₂ O ₃	7,81	0,0489	0,0978	0,38	0,57	—	—
	Al ₂ O ₃	2,00	0,0196	0,0392	0,155	0,23	—	—
	SiO ₂	1,52	0,0253	0,0253	0,10	0,15	0,96	0,61
	WO ₃	0,28	0,0012	0,0012	0,005	0,01	0,66	2,02
	(Y, TR) ₂ O ₃	18,39	0,0585	0,1170	0,46	0,69	18,19	16,98
	ThO ₂	1,35	0,0051	0,0051	0,02	0,03	0,67	0,81
	U ₃ O ₈	3,83	0,00455	0,01365	0,05	0,08	3,85 **	4,48 ***
	CaO	0,48	0,0088	0,0088	0,035	0,05	1,28	2,42
	MgO	0,09	0,0022	0,0022	0,01	0,01	0,15	0,15
	A	FeO	0,72	0,0100	0,0100	0,04	0,06	7,48
MnO		1,46	0,0206	0,0206	0,08	0,12	1,85	1,01
K ₂ O		—	—	—	—	—	—	0,10
Na ₂ O		—	—	—	—	—	0,57	0,81
PbO		0,038	—	—	—	—	—	0,30
As		Не обн.	—	—	—	—	—	—
SrO		Не обн.	—	—	—	—	—	—
BeO		—	—	—	—	—	0,35	0,58
H ₂ O ⁻		0,24	(0,0266)	—	—	—	} 0,51	} 1,16
H ₂ O ⁺		1,61	(0,1788)	—	—	—		
Сумма		99,43	—	—	A=0,695 0=5,37	A=1,04 0=8,07	99,87	100,10
Уд. вес		6,14	—	—	—	—	5,92	5,85

Анализик Н. А. Дорофеева, ВИМС, 1960

Blomstrand (Brögger, 1906)

* Т. е. SnO₂ = 1,295%; исправленная сумма 99,705.** SnO₂.*** UO₂.

Формулы: 1) на В-2. A_{1,695}B₂O_{5,37} (при Y:Du = 2:1 и при Y:Du = 3,1 получаем формулу A_{0,75}B₂O_{5,335}; 2) на В-3. A_{1,4}B₃O_{8,67}.

5,48, т. е. до величин, низких даже для обычных самарскитов (с отношением Nb₂O₅ : Ta₂O₅ > 2 : 1 и содержанием воды до 1,5%), следует полагать, что в пегматитах района присутствуют (среди ранних генераций) и самарскиты обычного типа.

Расшифровка редкоземельных элементов в анализированном минерале выполнена Л. А. Стегнухиной в лаборатории ВИМСа методом хроматографии на бумаге; получены следующие результаты: 2,7% La₂O₃; 4,1% Ce₂O₃; 1,8% Pr₂O₃; 6,2% Nd₂O₃; 4,5% Sm₂O₃; 0,0% Eu₂O₃; 4,5% Gd₂O₃; 2,0% Tb₂O₃; 55,1% (Y₂O₃ + Dy₂O₃); 0,5% Ho₂O₃; 6,9% Er₂O₃; 11,7% (Tu₂O₃ + Yb₂O₃ + Lu₂O₃).

Из приведенных данных видно, что в составе описываемого минерала наиболее существенную роль играет иттрий; элементы цериевой подгруп-

ны несколько уступают иттриевой. При $Y : Dy = 2 : 1$, $M_{(Y,TR)_2O_3}^{op} = 314,2$ (принято при расчете формулы); при $Y : Dy = 3 : 1$, $M_{(Y,TR)_2O_3}^{cp} = 307,6$, т. е. молекулярное количество $(Y,TR)_2O_3$ в табл. 8 составит 0,0598.]

На графике распределения редкоземельных элементов в данном случае фиксируются резкий диспрозиевый и четкий неодимовый максимумы. По спектру редкоземельных элементов минерал больше всего похож на самарскит из пегматитов щелочных гранитов (рис. 10).

Пересчет химических анализов самарскитов на стехиометрическую формулу сильно затрудняется тем, что при одновременном довольно высоком содержании в них железа и урана установить обычными методами валентное состояние обоих элементов весьма сложно.

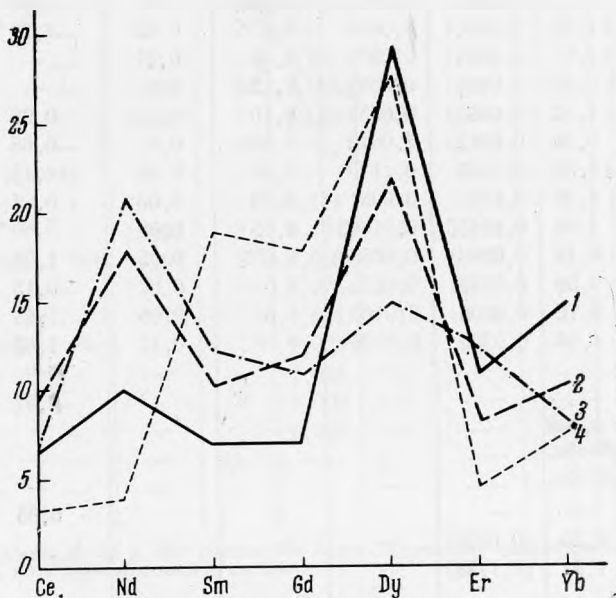


Рис. 10. Состав редкоземельных элементов в самарскитах
1 — самарскит из пегматитов Восточной Сибири; 2—4 — самарскиты с диспрозиевым и неодимовыми максимумами из пегматитов Ильменских гор (Урал), по данным Е. И. Семенова (1963) и С. А. Горжевой (1964)

Поскольку самарскит еще ни разу не был встречен в кристаллическом состоянии, существует неясность, представляет ли собой дифракционная картина, получаемая при рентгенографическом исследовании прокаленных глубокометамиктных образцов, отражение восстановленной структуры минерала, или же она характеризует новообразованную при нагревании фазу (фазы). Трудность рентгеноструктурного изучения самарскита усугубляется еще и тем, что область его фазовых превращений при нагревании охватывает значительный (порядка 200°) температурный интервал, меняющийся к тому же для разных образцов. Вследствие этого дебаграммы прокаленных образцов самарскита относятся по существу к смесям в разных пропорциях — в зависимости от температуры и времени нагрева и от индивидуальных особенностей образца — различных продуктов фазовых превращений или термической диссоциации минерала.

Действительная структура самарскита пока не расшифрована, и тип его химической формулы не установлен. В справочниках 30-х годов для самарскита давались весьма сложные формулы. В последнее время большинство авторов, исходя из кристаллографического сходства самарскита с колумбитом и некоторых других косвенных данных, склонны приписы-

вать самарскиту формулу AB_2O_6 (Дэна и др., 1951; Михеев, 1967; Горжевская, Сидоренко, 1964; Нудельман, Сидоренко, 1963; Семенов, 1963).

А. Г. Бетехтин (1950) и Х. Штрунц (1962) дают формулу $A_4(B_2O_7)_3$ — в соответствии с предложенной последним типовой формулой группы самарскита $A_m(B_2O_7)_n$. А. И. Комков (1965) считает самарскит структурным аналогом вольфрамита, записывая его формулу как ABO_4 (т. е. аналогично фергусониту). Б. А. Макарович (1966) на основании пересчета нескольких анализов самарскитов и ишикаваитов приходит к выводу, что они лучше всего укладываются в типовую формулу AB_3O_8 (с отнесением Fe^{2+} к группе В).

В рассматриваемом случае вид формулы, полученной при пересчете, целиком зависит от принятого соотношения $Fe^{3+} : Fe^{2+}$ и отчасти $U^{6+} : U^{4+}$.

Пересчет в соответствии с данными анализа приводит к формулам, помещенным под табл. 8. Очевидно, что формула типа AB_3O_8 получается в этом случае более удовлетворительной, чем формула типа AB_2O_6 , которая обнаруживает большой дефицит катионов группы А и кислорода.

Формула типа AB_3O_8 будет выглядеть еще лучше, если уран принять четырехвалентным; тогда имеем $A_{1,04}B_3O_{8,02}$.

Если принять все железо, содержащееся в минерале, за закисное (и, следовательно, уран — за четырехвалентный), то, как указывают С. А. Горжевская и Г. А. Сидоренко (1964), самарскиты обычно рассчитываются на формулу типа ABO_4 , но очень неустойчивую; в данном случае при таких условиях получается формула $A_{1,33}B_2O_{6,37}$, даже отдаленно не напоминающая удвоенную формулу ABO_4 .

При условии, что все железо принимается за трехвалентное, а уран соответственно — за шестивалентный, также получается формула, очень близкая к $AB_3O_8 : A_{0,96}B_3O_{7,97}$.

Однако при соответствующем распределении железа могут быть получены вполне удовлетворительные формулы типа AB_2O_6 . Так, если разделить суммарное железо поровну между группами А и В (т. е. на закисное и окисное), то формула приобретает вид $A_{0,95}B_2O_{5,75}$; при Fe^{2+} (группа А) = 0,22; Fe^{3+} (группа В) = 0,25 : $A_{0,95}B_2O_{5,86}$; при Fe^{2+} (группа А) = 0,25; Fe^{3+} (группа В) = 0,22 : $A_{0,97}B_2O_{5,78}$, при Fe^{2+} (группа А) = 0,27; Fe^{3+} (группа В) = 0,20 : $A_{1,06}B_2O_{5,83}$.

Таким образом, из трех предлагавшихся за последнее время в отечественной литературе вариантов формулы самарскита формула типа ABO_4 представляется для нашего минерала неприемлемой [если, конечно, не прибегать к приему А. И. Комкова (1965), распределившего входящий в самарскит титан между группами А и В]¹. Из двух других формул данному химическому анализу лучше всего отвечает типовая формула AB_3O_8 , хотя при определенных допущениях анализ может быть удовлетворительно пересчитан и на дефицитную формулу типа AB_2O_6 .

Однако если взять главные компоненты самарскита в чистом виде, не учитывая многочисленных изоморфных замещений, т. е. (Y, TR)Y в группе А и (Nb, Ta) в группе В, то окажется, что обе эти формулы не обеспечивают необходимого соблюдения электростатического баланса. В частности, в формуле типа AB_2O_6 удовлетворительная компенсация валентно-

¹ Установлено (Keller, 1963), что соединения типа $YNbO_4$, $TRNbO_4$ (TR = La—Lu), $YTaO_4$ и $TRTaO_4$ (TR = Nd—Er) кристаллизуются в структуре фергусонита, а не вольфрамита. Фергусонит (моноклиновая модификация, с углом $\beta = 92-95^\circ$) неоднократно синтезирован и обнаружен в природе как самостоятельный минерал (см. ниже). Приписывать формулу фергусонита самарскиту, морфологически столь близкому к колумбиту и по своей метрике, скорее всего, ромбическому минералу, — нет достаточных оснований. Структуру вольфрамита имеют соединения $ScNbO_4$, $ScTaO_4$, $InNbO_4$, $InTaO_4$; $Fe^{3+}NbO_4$ (низкотемпературная псевдоромбическая модификация; угол $\beta \approx 90^\circ$), $Fe^{3+}TaO_4$ и высокотемпературная модификация $Fe^{3+}NbO_4$ имеют структуру рутила.

стей может быть достигнута, по-видимому, лишь за счет введения в группу *B* окисного железа ($\text{Fe}_{0.5}^{3+}$); в формуле типа AB_2O_2 содержание окисного железа должно быть уже вдвое более высоким ($\text{Fe}_{1.0}^{3+}$): (Y, TR) $[(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{Fe}^{3+}]_2\text{O}_8$.

При отсутствии железа вполне стехиометрической является (помимо формулы ABO_4) только формула, принятая для самарскита и иттротанталита X. Штрунцем: $(\text{Y}, \text{TR})_4 [(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_7]_3$. Впрочем, довольно высокое содержание железа (примерно соответствующее порядку указанных выше величин), а также присутствие титана (в группе *B*) фактически характерны для большинства анализированных минералов группы самарскита; это дает возможность принять для них и типовые формулы AB_2O_6 или AB_3O_8 .

Выше уже отмечалось, что в описываемом минерале титан резко преобладает над ниобием, тогда как обычно в самарскитах имеет место обратное соотношение. Среди минералов, принадлежность которых к структурному типу самарскита установлена рентгенографическим исследованием, максимальное содержание тантала (37,50% Ta_2O_5 при 32,30% Nb_2O_5 , по данным рентгеноспектрального анализа) найдено Ив. М. Ивановым (1963) в минерале из пегматитов месторождения Смильдене (Болгария), где содержание UO_2 составляет 7,42% (при 10,40% MnO). Повышенным содержанием тантала характеризуются также самарскиты из Колорадо (США), в которых, согласно анализам, выполненным в 1889 г. Хиллебрандом, отношение $\text{Nb}_2\text{O}_5 : \text{Ta}_2\text{O}_5$ близко к 1 : 1 (27,03% Ta_2O_5 и 27,77% Nb_2O_5 ; 28,11% Ta_2O_5 и 26,16% Nb_2O_5); содержание ($\text{UO}_2 + \text{UO}_3$) в этих минералах соответственно составляет 4,02 и 4,22% (Горжевская, Сидоренко, 1964). В большинстве минералогических справочников и сводок последних лет (Бетехтин, 1950; Дэна и др., 1951; Штрунц, 1962; Хейнрих, 1962; Семенов, 1963; Бонштедт-Куллетская, 1967) под названием «самарскит» описывается преимущественно ниобиевый минерал этой группы, тогда как танталовый член носит название «иттротанталит»¹.

Следует также отметить несколько пониженное содержание урана в иттротанталитах (Дэна и др., 1951) по сравнению не только с ишикаваитами, но и с большинством обычных «редкоземельных» самарскитов.

Действительно, по-видимому, существует изоморфный ряд минералов группы самарскита, различающихся по соотношению тантала и ниобия. Однако если для ниобиевого конечного члена этого ряда название «самарскит» не вызывает возражений, то название «иттротанталит» для танталового конечного члена (точнее, существование особого минерала — иттротанталита) в последнее время оспаривается (Гинзбург и др., 1960).

В старой минералогической литературе фигурировали две разновидности минерала иттротанталита — черная и желтая. Уже в 1871 г. Раммельсбергом было установлено, что так называемый желтый и коричневый иттротанталит из пегматитов Иттербии (Швеция) в действительности представляет собой фергусонит. В дальнейшем название «иттротанталит» относилось только к черному иттротанталиту (Дэна и др., 1951).

А. И. Гинзбург, С. А. Горжевская и Г. А. Сидоренко (1960), сняв порошкограмму образца черного иттротанталита из пегматитов Арденала

¹ Это название введено в минералогию Экебергом в 1802 г.; детальное описание иттротанталита принадлежит Норденшельду (Nordenskiöld, 1860), Брёггеру (Brögger, 1906) и Розенквисту (Rosenquist, 1949); последние рассматривали черный иттротанталит как танталовую разновидность самарскита. Следует заметить, что в справочнике Дж. Дэна и других (1951) для иттротанталита предположительно дается отличающаяся от самарскита типовая формула — ABO_4 (идентичная фергусониту), сам минерал описывается вслед за фергусонитом. Однако там же указывается ромбическая сингония минерала и отмечается (со ссылкой на измерения Бреггера, 1906), что метрика кристаллов черного иттротанталита и самарскита практически одинакова.

В настоящей статье (табл. 1) обозначение кристаллографических форм минерала отвечает установке Брёггера.

(Норвегия), хранящегося в Минералогическом музее им. А. Е. Ферсмана АН СССР, убедились в большом ее сходстве с дебаеграммой моноклинного β -фергусонита, незадолго до того открытого в природных условиях (Горжевская, Сидоренко и Сморгачев, 1961)¹, а также заметили, что приведенная в известном определителе В. И. Михеева (1957) рентгенограмма черного иттротанталита из Иттерби представляет собой по существу рентгенограмму моноклинного фергусонита. На этом основании они пришли к выводу, что минерал, называемый иттротанталитом, в действительности относится к изоморфному ряду фергусонит — ферманит.

Прежние исследователи иттротанталита, включая и наиболее позднего из них — Розенквиста (1949), не публикуют рентгенограмм этого минерала; приводимая Лима-де-Фариа (Lima-de-Faria, 1958) рентгенограмма музейного образца иттротанталита из Иттерби, снятая при 1000° (табл. 9), несколько отличается от рентгенограммы этого минерала, заимствованной В. И. Михеевым (1957) из Американской рентгенометрической картотеки (XRDC, 1944), и близка к рентгенограмме самарскита (Михеев, 1957, по тому же источнику)². Она обнаруживает также большое сходство с порошкограммой высокотемпературного самарскита, полученной при 1000° Г. А. Сидоренко (Горжевская, Сидоренко, 1964).

Сравнив табл. 9 и 7, легко убедиться, что сходство рентгенограмм иттротанталита из Иттерби (Lima-de-Faria, 1958) и высокотемпературного (1000°) самарскита (Горжевская, Сидоренко, 1964) друг с другом, по крайней мере, не меньше, чем с рентгенограммой β -фергусонита (Горжевская, Сидоренко, 1964). Следует также обратить внимание на наличие многих черт сходства между рентгенограммами высокотемпературного самарскита и моноклинного фергусонита, что может быть интерпретировано как указание на появление при высокотемпературном прокаливании самарскита фазы моноклинного фергусонита, по-видимому, наряду с какими-то другими фазами, присутствие которых обуславливает наблюдаемые при сопоставлении рентгенограмм обоих минералов различия.

К аналогичным выводам пришел А. И. Комков (1965). Им экспериментально доказывается, что прокаливание самарскита при 900 — 1000° приводит к полному распаду минерала на три фазы, причем одной из главных образующихся при этом фаз является моноклинный фергусонит (кроме того, устанавливается фаза $\text{Fe}^{3+}\text{NbO}_4$ и фаза, близкая к $\text{U}_3\text{O}_8 \cdot 1,5\text{Nb}_2\text{O}_5$). Количественные соотношения фаз варьируют в зависимости от особенностей состава исходного минерала. Этот распад начинается непосредственно вслед за рекристаллизацией самарскитов уже при температурах 650 — 700° и постепенно усиливается с повышением температуры и увеличением времени прокаливания. В связи с этим предлагается при рентгенометрическом изучении метамиктных самарскитов нагревать их не выше, чем до температуры «самораскалывания» (в интервале 650 — 700° ; в рассматриваемом случае, вследствие глубокой метамиктности минерала, по-видимому, ближе к 750°).

Учитывая изложенное, не приходится удивляться обнаруженной А. И. Гинзбург и другими (1960) близости порошкограмм иттротанталита

¹ Иттротанталит из Минералогического музея АН СССР ранее изучался Г. П. Барсановым (1959) методом травления; фигуры травления у иттротанталита и самарскита оказались аналогичными, что дало основание автору считать первый разновидностью самарскита.

² К сожалению, в статье Лима-де-Фариа (Lima-de-Faria, 1958) не воспроизводится полученная им при тех же условиях съемки дебаеграмма самарскита, ранее опубликованная в недоступном для нас португальском издании (1956).

³ Моноклинная, псевдоромбическая ($\angle\beta = 90^\circ$), со структурой типа вольфрамита, согласно Келлеру (Keller, 1962), с параметрами, значительно меньшими, чем указываемые А. И. Комковым (1965) для самарскита. Все же интересно было бы проверить, не возникает ли эта фаза уже при температуре свечения («самораскалывания») самарскита (650 — 700°) и не могло ли это повлиять на вывод о восстановлении самарскитом «истинной» структуры «типа вольфрамита» при температуре свечения (~ 660).

Значения межплоскостных расстояний иттротанталитов
и моноклинного β-фергусонита

Иттротанталит, Иттерби, Швеция (Lina-de-Faria, 1958), 1000°, 1 r		Иттротанталит, Иттерби, Швеция (Михеев, 1957)		Иттротанталит, Арендаль, Нор- вегия, 900°, 30 милл (Гинзбург, Горжев- ская и др., 1960)		Моноклинный β-фергусонит, 900°, 30 милл (Гинзбург, Горжевская и др., 1960)	
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
3,59	1	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	3,435	4	3,405	3
—	—	3,25	2	3,289	3	3,25	2
3,09	2	3,11	5	3,129	9	3,12	10
3,01	4	—	—	—	—	3,06	1
2,95	10	2,98	10	2,970	10	2,987	10
2,90	2	—	—	—	—	—	—
2,74	1 ш	2,72	2	2,748	5	2,725	7
—	—	—	—	2,627	2	2,621	4
2,56	6	2,58	5	—	—	2,598	3
—	—	—	—	—	—	2,536	3
2,44	—	—	—	—	—	—	—
2,20	1	—	—	—	—	2,206	2
2,16	2	—	—	—	—	2,166	2
—	—	—	—	—	—	2,100	5
2,06	1	—	—	2,060	1	2,050	3
—	—	2,01	5	2,014	1	2,010	3
1,98	1	1,98	2	—	—	—	—
—	—	1,94	5	—	—	—	—
1,90	4 ш	1,90	2	1,905	7	1,897	10
—	—	—	—	—	—	1,883	2
1,85	1	—	—	1,864	3	1,859	9
1,81	9	1,83	7	1,825	3	1,832	2
—	—	—	—	—	—	1,792	1
—	—	—	—	1,775	1	—	—
1,74	4	1,75	2	—	—	1,759	4
—	—	1,72	5	—	—	1,725	4
1,70	2	—	—	—	—	—	—
—	—	1,65	2	1,649	2	1,647	8
—	—	1,63	2	1,626	6	1,621	9
1,58	1 ш	1,590	5	1,571	6	—	—
1,55	9	1,555	10	1,550	1	1,564	10
—	—	—	—	—	—	1,514	3
—	—	—	—	1,504	2	1,508	5
1,49	4	1,493	5	1,480	2	1,483	5
1,46	3	1,466	2	—	—	—	—
—	—	—	—	1,372	3	1,370	7
1,344	1 ш	—	—	—	—	1,344	2
—	—	—	—	—	—	1,325	2
—	—	—	1,310	2	—	—	—
1,288	4	1,293	5	—	—	1,290	2
—	—	—	—	—	—	1,263	3
—	—	1,248	2	—	—	1,247	2
—	—	—	—	1,234	1	1,236	10
—	—	1,221	2	1,221	8	1,217	1
—	—	1,209	2	—	—	1,208	3

Таблица 9 (окончание)

Иттротанталит, Иттерби, Швеция (Lima-de-Faria, 1958), 1000°, 1 r		Иттротанталит, Иттерби, Швеция (Михесв, 1957)		Иттеротанта-лит, Арендаль, Норвегия, 900°, 30 мин (Гинзбург, Горжевская и др., 1960)		Моноклинный β-фергусонит, 900°, 30 мин (Гинзбург, Горжевская и др., 1960)	
<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>
1,183	6	1,187	10	1,194	3	1,189	8
—	—	—	—	—	—	1,174	1
1,152	6	1,157	10	—	—	1,151	1
—	—	—	—	1,147	5	1,147	6
—	—	—	—	—	—	1,110	5
—	—	1,099	5	1,106	1	1,104	5
—	—	1,084	5	1,083	2 ш	1,087	4
—	—	—	—	—	—	1,078	8
—	—	—	—	—	—	1,072	2
1,053	5	1,057	10	—	—	1,051	3 ш
—	—	—	—	1,050	3 ш	1,049	6
—	—	—	—	—	—	1,037	2
—	—	—	—	1,002	2	1,002	7
0,994	5	0,9958	12 (?)	0,9966	2	0,998	7
—	—	—	—	0,9886	10 ш	—	—

и моноклинного фергусонита¹, но тем самым вопрос о правильности или ошибочности прежних представлений об иттротанталите как минерале группы самарскита еще более осложняется, и предложенное названными авторами его решение нельзя считать окончательным.

Брёггер, Норденшельд и Раммельсберг приводят детальную кристаллографическую характеристику черного иттротанталита, которая весьма близка к данным по самарскиту. Что же касается химического состава иттротанталита, то он во всех отношениях идентичен типовому составу самарскита, за исключением обратного соотношения ниобия и тантала и отчасти — несколько пониженного содержания урана (см. анализы иттротанталитов из пегматитов Южной Норвегии в табл. 8).

Сравнивая анализы (табл. 8), легко заметить, что состав описываемого минерала из группы самарскита и черного иттротанталита практически идентичен в отношении всех главных компонентов: Ta, Nb, Ti, TR, Fe, U, Mn, Sn. Тем не менее название «иттротанталит» для танталового аналога самарскита нельзя считать удачным². Учитывая, что оно к тому же является предметом дискуссии, можно было бы в порядке обсуждения предложить заменить его более подходящим термином, например «тантал-самарскит» (по аналогии с тантал-эвксенитом), или «танталовый самарскит», или, наконец, вернуться к термину «танталосамарскит», который Брёггер (Brögger, 1906) применял к тому же минералу из норвежских пегматитов.

Но если бы даже минерал, известный ранее как черный иттротанталит, и оказался все же β-фергусонитом, его пришлось бы тогда считать

¹ Вероятно, именно такого рода явления, выраженные в сходстве порошковграмм, дали основание Х. Штрунцу (1962) предполагать, что группа самарскита вообще в структурном отношении родственна фергусониту. Впрочем, как известно, структуры вольфрамит, колумбита и β-фергусонита относятся к одному типу; его основным мотивом являются зигзагообразные цепочки в разной степени искаженных октаэдров AO_6 и BO_6 , вытянутые вдоль оси *C*.

² Применяя его, следовало бы вернуться к давно оставленным синонимам самарскита — иттроколумбит или иттропльменит. Кроме того, факт наиболее тесной близости самарскита и колумбита-танталита оспаривается некоторыми авторами (Комков, 1965).

диморфным с танталовым самарскитом, поскольку приведенное выше описание показывает, что богатый танталом минерал группы самарскита, представленный под сомнение после «дискредитации» иттротанталита А. И. Гинзбургом, С. А. Горжевской и Г. А. Сидоренко (1960), действительно существует в природе и что, таким образом, изоморфный ряд самарскит — танталосамарскит, по-видимому, вполне реален.

Выделять минеральные разновидности в ряду самарскит-танталовый самарскит (иттротанталит), очевидно, следует по атомному отношению Nb и Ta, аналогично ряду колумбита-танталита.

Данные по другим тантало-ниобатам из пегматитов района (фергусониту и колумбиту), мало характерным для них и по своим свойствам довольно обычным, приведены в табл. 1.

* * *

Рассмотренный пример помогает выяснению условий, при которых возможно образование обогащенных танталом редкоземельных титано-тантало-ниобатов в гранитных пегматитах.

Обычные (ниобиевые) самарскиты и приориты (эвксениты) являются характерными минералами слабо замещенных уран-редкоземельных пегматитов (II типа, по А. Е. Ферсману, 1940), где они находятся в пределах зон блоковой или пегматоидной структуры и часто ассоциируют с крупнокристаллическим «лейстовым» биотитом, т. е. образовались до или в самом начале развития процессов альбитизации (Жабин, 1960). В нашем случае широкое развитие редкоземельных ниобо-танталатов имеет место на более поздних этапах формирования пегматитов, будучи тесно связано стадией аутометасоматической альбитизации. Повышение в них тантало-ниобиевого отношения, отражающее возрастание активности тантала к концу процесса формирования пегматитов (по мере повышения кислотности минералообразующих растворов¹), по-видимому, связано с различиями в растворимости и устойчивости при изменении щелочности среды фторидных комплексов Nb и Ta — наиболее вероятных в данном случае форм нахождения этих элементов в растворах.

Устаиваемая в настоящей статье связь редкометальной минерализации в пегматитах с ранним этапом альбитизации перекликается с данными А. П. Калиты (1961) для пегматитов Алаккурти (Северная Карелия), Г. Л. Одикадзе (1960) для пегматитов Дзирульского массива (Северный Кавказ) и др.

Наоборот, поздняя альбитизация (сахаровидный альбит), по наблюдениям Г. Л. Одикадзе, совпадающим с нашими, не только «стерильна» в отношении редкометальной минерализации, но даже «портит» пегматиты, производя растворение, существенный вынос и лишь частичное переотложение ранее образованных минералов редких элементов.

Авторы приносят искреннюю благодарность сотрудникам ВИМСа А. И. Гинзбургу, С. А. Горжевской и Г. А. Сидоренко, а также сотруднику Минералогического музея АН СССР В. А. Корнетовой за содействие в обработке материала, консультации и полезный обмен мнениями по затронутым в статье вопросам.

¹ Аналогичная закономерность выявляется для рядов колумбит — танталит и пирохлор — микролит во многих месторождениях пегматитов и метасоматически измененных гранитов («алогранитов»), где наиболее богатые танталом члены изоморфных рядов минералов образуются уже на стадии грейзенизации. Образование богатых танталом самарскитов (Иванов, 1963) и эвксенитов (Калита, 1961) связывается авторами с процессами альбитизации пегматитов; в болгарских пегматитах вся обстановка нахождения самарскита (бериллоносные пегматиты с колумбитом и циртолитом) напоминает наш случай.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Александров В. Б. Об изоморфных замещениях в синтетических аналогах ферсмита, эвксенита, эпинита.— Труды IV конфер. молодых научных сотрудников в ИМГРЭ. Изд-во АН СССР, 1962.
- Александров В. Б., Пятенко Ю. А. Рентгенографическое исследование некоторых метамиктных титано-ниобатов.— Докл. АН СССР, 1959, 124, № 1.
- Бонштедт-Куплетская Э. М. Самарскит. Итротанталит. Приорит. Эвксенит. Колумбит. Фергусонит.— Статьи в справ. «Минералы», т. II, вып. III. Изд-во «Наука», 1967.
- Барсанов Г. П. О принципах систематики и классификации метамиктных ниоботанталатов.— Труды Минер. музея АН СССР, 1959, вып. 10.
- Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолтехиздат, 1950.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. Изд-во «Наука», 1964.
- Гинзбург А. И., Горжевская А. С., Ерофеева Е. А., Сидоренко Г. А. Титано-тантало-ниобаты. I.— В кн. «Геология месторождений редких элементов», вып. 10. Госгеолтехиздат, 1960.
- Горжевская А. С., Сидоренко Г. А., Сморгачев И. Е. Новая разновидность фергусонита-β-фергусонит.— В кн. «Геология месторождений редких элементов», вып. 9. Госгеолтехиздат, 1961.
- Горжевская А. С., Сидоренко Г. А. Главнейшие особенности минералов структурного типа самарскита.— Минер. сырье, 1963, вып. 7.
- Горжевская А. С., Сидоренко Г. А. Титано-тантало-ниобаты. II.— В кн. «Геология месторождений редких элементов», вып. 23. Изд-во «Недра», 1964.
- Григорьев Д. П. Закономерности срастания самарскита и колумбита с Ильменских гор.— Зап. Всес. минерал. об-ва, 1945, ч. 74, вып. 1.
- Дэна Дж., Дэна Э. С., Пэлач Ч., Берман Г., Фрондель К. Система минералогии, т. I, полумом 2. ИЛ, 1951.
- Жабин А. Г. О времени выделения минералов ниобия, циркония и редких земель в гранитном пегматите Блюмовской копи.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1960, вып. 4.
- Иванов Ив. М. Особенности на редкометаллнату минерализация в пегматите от Смиловене, Копривщенско.— Изв. геол. инст. «Страшимир Димитров», Бълг. Акад. наук, 1963, кн. 12.
- Калита А. П. Редкоземельные пегматиты Алаккурти и Приладожья. Изд-во АН СССР, 1961.
- Комков А. И. О минералах серий эвксенит-поликраза и приорит-бломстрандина. Докл. АН СССР, 1959, 126, № 8.
- Комков А. И. Эвксенит и приорит-полиморфные разновидности $Y\text{NbTiO}_6$.— Докл. АН СССР, 1963, 148, № 3.
- Комков А. И. О полиморфизме соединений типа $TR\text{NbTiO}_6$.— Докл. АН СССР, 1963, 148, № 5.
- Комков А. И. О кристаллической структуре и химической конституции самарскитов.— Докл. АН СССР, 1965, 160, № 3.
- Комков А. И. О генетических взаимоотношениях эвксенита и приорита.— Докл. АН СССР, 1966, 171, № 1.
- Комков А. И. Влияние термообработки на рентгеновскую диагностику минералов рядов эвксенит-поликраза и приорит-блометрандин.— Рентгеногр. минер. сырья, сб. 5. Изд-во «Недра», 1966.
- Комков А. И., Белопольский М. П. Об изоморфизме в системе $Y\text{bTiO}_6$ — CeNbTiO_6 .— Докл. АН СССР, 1966, 170, № 6.
- Комков А. И., Белопольский М. П., Чернорук С. Г., Колпачков Д. А. Гидротермальный синтез и рентгеновское исследование соединений типа $(Y,TR)\text{NbTiO}_6$.— Докл. АН СССР, 1962, 147, № 3.
- Комков А. И., Белопольский М. П., Чернорук С. Г., Колпачков Д. А. Об искусственном приорите.— Зап. Всес. минерал. об-ва, 1964, 93, вып. 2.
- Лунц А. К. Минералогия блонстрандина из редкоземельных пегматитов щелочных гранитов.— Изв. АН Латв. ССР, 1965, № 3.
- Макароочкин Б. А. О самарските.— В кн. «Вопросы геологии и геоморфологии Западной Сибири». Барнаул, 1966.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Нудельман С. Л., Сидоренко Г. А. Структурные параметры самарскита.— Рентгеногр. минер. сырья, сб. 3. Госгеолтехиздат, 1963.
- Одипадзе Г. Л. Процессы альбитизации в пегматитах Шропа (Дзирульскый кристаллический массив).— Сообщения АН Груз. ССР, 1960, 24, № 4.
- Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963.
- Соболева М. В., Пудовкина И. А. Минералы урана. Госгеолтехиздат, 1957.
- Сонгина О. А. Редкие металлы. Изд. 3. Изд-во «Металлургия», 1964.

- Фельдман Л. Г., Коноплева И. Б. О гадолините из амазонитовых пегматитов одного из районов Восточной Сибири.— В кн. «Новые данные о минералах СССР», вып. 17. Изд-во «Наука», 1966.
- Ферсман А. Е. Пегматиты, т. I. Гранитные пегматиты. Изд. 3, Изд-во АН СССР, 1940.
- Хейнрих Э. У. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. ИЛ, 1962.
- Шапошиников Г. Н. Бломстрандин из пегматитовых жил Южной Якутии.— Зап. Всес. минерал об-ва, 1960, 89, вып. 6.
- Штрунц Х. Минералогические таблицы. Госгеолтехиздат, 1962.
- Adams O. J. The granite of Hitterø, Southwestern Norway.— Geol. för. Forhandl., 1942, 64, H. 2, № 429.
- Bjørlikke H. The mineral paragenesis and classification of the granite pegmatites of Iveland Setersdal, S. Norway.— Norsk geol. tidsskr., 1935, 14, N 3-4.
- Brøgger W. C. Die Mineralien der südnorwegischen Granitpegmatitgänge. I. Niobate, Tantalate, Titanate und Titanoniobate.— Kgl. norske vid. selskab. skr., I. Mat. haturwis. kd., Kristiania, 1906, N 6.
- Brøgger W. C., Vogt Th., Shetelig J. Die Mineralien der südnorwegischen Granitpegmatitgänge. II. Silikate der seltenen Erde (Y-Reihe und Ce-Reihe).— Ibid., Kristiania, 1922, N 1.
- Chudoba K., Lange H. Rekristallisationsversuche an autoisotropisierten Gadolinit, Samarskit und Euxenit.— Neues Jahrb., Mineral., A, 1949.
- Keller C. Über ternäre Oxide des Niobs und Tantals vom Typ ABO_4 . Z. anorg., allgem. Chem., 1962, 318, H. 1-2.
- Hey M. H. An index of mineral species and varieties arranged chemically. 2 ed., London, 1955.
- Lima-de-Faria J. Heat treatment of metamict euxenites, polymignites, yttrotantalites, samarskites, pyrochlores and allanites.— Mineral. Mag., 1958, 31, N 242.
- Nordenskiöld A. E. Bidrag till kännedom at i svesige förekom yttrotantal.— Öfversigt Kgl. vet. akad. förhandl., Stockholm, 1860, 17.
- Rammelsberg C. F. Über die natürlichen Tantal- und Niobverdingungen. II (Yttrotantalit, Fergusonit Polykras und Euxenit).— Monastber. Kgl. Preuss. Acad. Wiss., Berlin, 1872 (Jb. 1871).
- Rammelsberg C. F. Handbuch der Mineralchemie. Bd. 1, Ergänzungsheft, Berlin, 1886.
- Rosenquist I. Samarskit — Yttrotantalit ved Bjortjenn i Mykland herred.— Norsk. geol. tidsskr., 1949, 28, N 1.
- Seifert H., Beck B. Zur Kristallchemie und Geochemie der metamikten Minerale der Euxenit — Aeschynit-Gruppe. I.— N. Jb. Miner., Abhandl., 1965, 103, H. 1.
- Simpson E. S. Minerals of Western Australia. Perth, 1951, 2.
- Wambekke L. van. Présence de Priorite dans monts Kibara et de Fergusonite an Ruanda.— Bull. Soc. belge géol., 1957, 66, F. 1.