

А К А Д Е М И Я   Н А У К   С С С Р

---

**ТРУДЫ  
МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО  
МУЗЕЯ**

**Выпуск 13**



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

А К А Д Е М И Я   Н А У К   С С С Р

---

ТРУДЫ  
МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО  
МУЗЕЯ

Выпуск 13

РЕДАКТОР

доктор геол.-мин. наук Г. П. БАРСАНОВ

*Жуков*



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

---

МОСКВА 1962

И. В. ГИНЗБУРГ

О ТРЕХ НЕОБЫЧНЫХ РОГОВЫХ ОБМАНКАХ  
ИЗ ГРАНИТНЫХ ПОРОД

В большинстве щелочноземельных гранитных пород в качестве одного из темновесных минералов обычно отмечают обыкновенную зеленую роговую обманку. При геолого-петрографических исследованиях в различных районах СССР автор обнаружил в гранитных породах нормального ряда роговые обманки, выделяющиеся необычными для них свойствами. Так, роговая обманка из Хакасии отличалась пониженным значением  $2V$  и резкой шагреновой поверхностью; роговая обманка из Тувы имела бурую окраску в зернах, а роговая обманка с Кольского полуострова выделялась очень высокими показателями преломления.

Последующее изучение, результаты которого приводятся ниже, позволило рассмотреть вероятные причины появления необычных свойств у описываемых минералов. Образцы их хранятся в Минералогическом музее АН СССР.

ГАСТИНГСИТ ЭНДОКОНТАКТОВОЙ ЗОНЫ ГРАНОДИОРИТОВ  
КУЗНЕЦКОГО АЛА-ТАУ

Среди гранитоидных массивов Кузнецкого Ала-Тау (Дембо, 1956), в северо-восточной его части находится крупная Салгоно-Тигертызская интрузия с золоторудным проявлением в приконтактных зонах. Эндоконтактные образования этой интрузии, исследованные автором в 1944 г., при всем разнообразии вещественного состава и сложения, обладают одним общим признаком — присутствием роговой обманки, принадлежащей, как теперь выявлено, к гастингситу.

Грапидиориты центральных частей интрузии гипидиоморфнозернисты и состоят из плагиоклаза (№ 20—24), отчетливо решетчатого микроклина (частью микроклин-пертита), биотита, кварца и акцессорной примеси пирита и апатита. В эндоконтактных зонах уменьшается содержание микроклина и биотита (до полного исчезновения), убывает количество кварца, наряду с появлением роговой обманки, а в отдельных случаях пироксена типа диопсид-авгита. Эти изменения минерального состава эндоконтактных пород отражают химическую направленность процесса взаимодействия гранитоидной магмы с вмещающими породами: обеднение эндоконтактных зон К и отчасти Al, при обогащении Ca, Mg, Fe и O (замена биотита амфиболом и далее широкосеном). Эндоконтактные породы по составу более или менее отвечают тоналитам, кварцевым диоритам, диоритам, габбро-диоритам. Они характеризуются широким развитием наложенных постмагматических процессов замещения; серицитизацией, хлоритизацией,

каолинизацией, эпидотизацией и пиритизацией, которые сопровождают золоторудную минерализацию. Текстурно-структурный облик этих пород во многом определяется распределением оптически сходного гастингсита, игольчатые (0,005—0,5 мм в длину) кристаллы которого рассеяны неравномерно и в различных количествах.

Крупные (0,5—4 см в длину) кристаллы гастингсита, образующие округлые скопления до 10—20 см, встреченные в карьере на левом берегу ключа Железный, ниже пос. Случайный, послужили материалом для дальнейшего изучения. Эти скопления гастингсита находятся в эндоконтактовом лейкократовом тоналите, контактирующем с порфиритами (плоскость контакта  $320^\circ$ , падение  $230^\circ \angle 60-65^\circ$ ). Порфириты согласно контакту расщеплены, осветлены, с округлыми сосюритовыми псевдоморфозами по вкрапленникам плагиоклаза. Уже в 1 м от контакта они принимают обычный вид с отчетливыми вкрапленниками (до 1,5—3 мм) плагиоклаза и роговой обманки в тонкозернистой (~0,01 мм) основной массе. Эндоконтактовый серый тоналит местами розовый, в связи с изменением плагиоклаза, и обогащен пиритом по трещинкам.

Гастингситовые скопления содержат до 10% частично измененного плагиоклаза (№ 20—30), отчего отвечают некоторым горнблендитам или амфиболитам<sup>1</sup> с офитовой структурой. Минералы примеси: хлорит, биотит, сфен, апатит, пирит, магнетит, ильменит находятся между зернами гастингсита и в краевых частях зерен, иногда проникая в плагиоклаз.

Гастингсит в породе и в зернах темно-зеленый, просвечивает только в тонких сколах; в шлифах — с резкой пагренево-голубой поверхностью, полупрозрачный, со слабо выраженным плеохроизмом (соответственно в обычных и тонких срезах): Ng голубовато-зеленый, светло-зеленовато-голубоватый;

Таблица 1

## Химический состав и свойства гастингсита

Оксиды	Вес. %	Примеси	Вес. %	Свойства
SiO <sub>2</sub>	39,98	Li <sub>2</sub> O	0,006	Оптические константы $n_{Ng} = 16 \pm 2^\circ$ $2V = (-) 50 \pm 2^\circ$ $n_g 1,684 \pm 0,002$ $n_p 1,668 \pm 0,002$ $n_g - n_p = 0,016$ $n_g \geq n_m > n_p$ (определено И. В. Гинзбург в белом свете)
TiO <sub>2</sub>	4,18	Cs <sub>2</sub> O	0,003	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,07	Rb <sub>2</sub> O	0,003	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,36	Аналитик В. М. Некрасова		
FeO	9,46			
MgO	11,23	V — 0,05 — 0,5		
MnO	0,18	Cu — 0,0005 — 0,005		
CaO	12,44	Sr 0,05 — 1,0		
Na <sub>2</sub> O	1,83	Аналитик С. И. Егорова		
K <sub>2</sub> O	1,53			
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,15	Уд. вес 3,040 (определено В. А. Амелиной на весах Вестфали)		Параметры ячейки $a_0 9,82$ $b_0 18,06$ $c_0 5,39 \text{ \AA}$ $\beta 74^\circ 53'$ (вычислено Г. А. Сидоренко по дебаграмме)
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,65			
F	0,12			
Сумма	100,18			
Аналитик В. М. Некрасова				

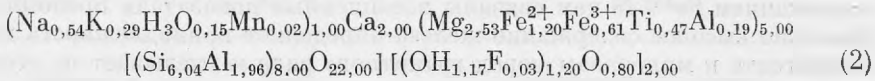
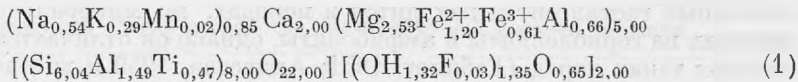
<sup>1</sup> Частичный химический анализ гастингситового скопления (вес. %) — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 14,45; CaO + MgO = 18,97 — показал соответствие содержания найденных сумм окислов с таковыми горнблендитов и плагиоамфиболитов (аналитик автор).

Nm зеленый, светло-зеленоватый; Np буровато-зеленоватый, буровато-желтый. Двойники по (010).

При увеличениях в 100 раз шагреневая поверхность у минерала исчезает и он представляется состоящим из множества мельчайших удлинённых зернышек, ориентированных оптически одинаково. Такое несовершенное строение гастингсита наблюдается и на рентгенограммах, снятых Г. А. Сидоренко: отражения на дебаеграммах сильно диффузны, а лауэграмма — с очень большим количеством точек на участках каждого рефлекса. Последнее характеризует своеобразную микромозаичную структуру минерала, при которой группа блок-кристаллов несколько смещена относительно других пучков, но структура асбеста еще не возникла.

Результаты химического анализа тщательно отобранного гастингсита, состав примесей, удельный вес, оптические константы и размеры элементарной ячейки приведены в табл. 1. Показательно высокое содержание стронция и примесь лития, рубидия и цезия. Повышенное значение 2V и плохая прозрачность связаны здесь с микрооблачной структурой минерала, а не с проявлением внутреннего двойникования ячеек (Гинзбург, Белова, 1960).

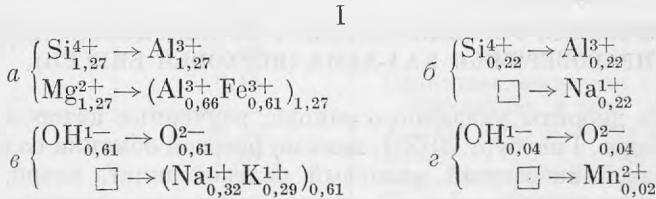
Расчет химического анализа по способу Борнеман-Старынкевич (1960) на основе  $(x + y = 14327) : 13 = 1102$  дал следующие две формулы<sup>1</sup>:



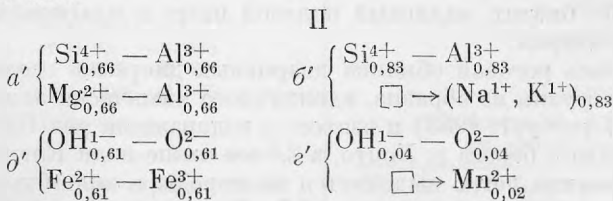
В формуле (2) вхождение  $H_3O^{+1}$  в структуру амфибола показано расчетным путем (Борнеман-Старынкевич, 1960) и экспериментально в инфракрасной области спектра (Гинзбург, Юхневич, 1962; обр. № 6).

Обращает на себя внимание отвечающее теоретическому почти идеальное распределение катионов по структурным позициям, что у амфиболов является большой редкостью.

Состав гастингсита определяется следующими изоморфными замещениями (выявляемыми при сопоставлении его формулы (1) с формулой тремолита):



Прямоугольник здесь и дальше означает пустое место между октаэдрами — позицию «А».



<sup>1</sup> Количество определенной  $H_2O^{+}$  точно входит в формулу минерала; отброшен избыток Ca = 0,01, что составляет 0,0025 вес. % CaO.

Замещения:  $a, a'$  свойственно чермакиту;  $b$  и  $b'$  — эдениту, а их сочетания характеризуют гастингсит;  $c, d, z, z'$  — наблюдаются во всех группах амфиболов (Гинзбург, 1961).

Оптические свойства (табл. 1) и дифракционная картина дебаеграммы типа гастингсита А (Гинзбург, Сидоренко, Рогачев, 1961) позволяют отдать предпочтение I варианту замещений, с преобладающей ролью замещения  $a$  и с отсутствием замещения  $d$ . II вариант замещений, в котором осуществляется замещение  $d$ , т. е. замена  $\text{OH}^{1-} \text{O}^{2-}$  и  $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ , мало вероятен, так как минерал не окрашен в бурый цвет.

Структурный тип дебаеграммы, плохая прозрачность, неотчетливый плеохроизм, величина угла оптических осей, преобладание изоморфизма  $\text{Si} \rightarrow \text{Al}$ ;  $\text{Mg} \rightarrow \text{Al}$  — все это дает основание отнести данный амфибол к гастингситу.

Приведенный пример эндоконтактового гастингсита, вопреки мнению Виноградской (1959), указывает на связь состава амфибола с составом содержащих его пород.

Существенно плагиоклазовые богатые Са гранитные породы — тоналиты и кварцевые диориты — сопровождаются насыщенным Са амфиболом. На составе гастингсита сказались также обогащенность эндоконтактовых зон такими элементами, как Ti, Sr, и концентрация в них Rb, Cs, Li. Хотя описанный гастингсит и находится в породах, по минеральному составу похожих на горнблендиты и амфиболиты, однако он отличается от роговых обманок таких пород (Габинет, 1951; Андреева, 1959 и др.) повышенным содержанием  $\text{Fe}^{2+}$  (с чем связаны повышенные показатели преломления). Довольно высокое содержание железа определяет принадлежность нашего гастингсита к минералам пород гранитного ряда и указывает на его образование в условиях повышенной щелочности (Коржинский, 1950) по сравнению с образованием роговых обманок отмеченных основных пород.

Эндоконтактовые разновидности гранитов — кварцевые диориты и тоналиты — вероятнее всего, возникли в процессе диффузионного магматического замещения (ассимиляции) вмещающих пород. Гастингситовые скопления могли возникнуть в результате наиболее интенсивного проявления диффузионно-магматического замещения, а не в результате позднематической переработки ксенолитов порфиритов в твердом состоянии.

#### БАЗАЛЬТИЧЕСКАЯ РОГОВАЯ ОБМАНКА ИЗ КВАРЦЕВЫХ ДИОРИТОВ ПРАВОБЕРЕЖЬЯ КАА-ХЕМА (ВЕРХОВЬЯ ЕНИСЕЯ)

Кварцевые диориты указанного района, изученные автором в 1945—1946 гг. (Лебедев, Гинзбург, 1958), помимо роговой обманки содержат плагиоклаз, пседвойникованный калиевый полевой шпат, кварц, пироксен, биотит, магнетит, циркон, сфен. В породах, по новым данным, устанавливаются следующие парагенетические ассоциации (в последовательности появления): пироксен и плагиоклаз № 50—45; роговая обманка и плагиоклаз № 45—35; биотит, калиевый полевой шпат и плагиоклаз № 35—25, в присутствии кварца.

Исследовалась роговая обманка кварцевых диоритов северной части Байсутской интрузии из образца, идентичного химически анализированному (Лебедев, Гинзбург, 1953) и взятого с водораздела рек Брень — Хопто, со стороны правого берега р. Хопто, в 2,5 км выше пади Ключиной.

Роговая обманка легко выделяется из породы в виде бурых (коричневых) короткостолбчатых кристаллов 0,5—3 мм длиной и 0,2—1,5 мм шириной. Кристаллы ее с хорошо развитыми ровными блестящими гранями. Всегда наблюдались широкая призма (110) и верхний пинакоид (001),

реже боковой пинакоид (010), еще реже узкий передний пинакоид (100) и грани головки (101), (011).

Под микроскопом амфибол с правильными очертаниями, идиоморфный. Некоторые его зерна содержат мельчайшие включения кварца или более крупные пластинки слюды, окаймленные скоплениями зернышек магнетита. Реликты пироксена отсутствуют, сростания с биотитом неориентированные. Спайность совершенная по призме и едва выражена по (010). Редки двойники по (110), а также сростки отдельных кристаллов под углом 15—45° к спайности по призме. Угол между спайностью по призме ~ 55°.

Большинство кристаллов однородные, плеохроирующие по схеме соответственно в обычных и более толстых срезах: Ng тускло-зеленый или серовато-зеленый; Nm — зеленовато-бурый или зелено-бурый; Np — серовато-желтый или буровато-желтый (измерено в белом свете). Незначительная часть зерен с краев и по трещинам несколько изменена и обладает голубоватыми тонами плеохроизма. Оптические и физические константы и химический анализ тщательно отобранной пробы минерала приведены в табл. 2.

Окраска минерала в зернах, тона плеохроизма, высокое содержание окисного железа — все это позволяет называть изученную роговую

Таблица 2

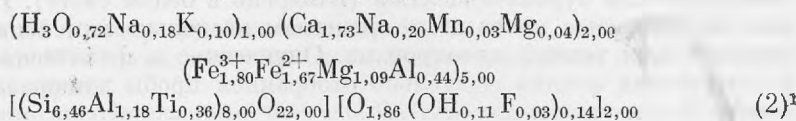
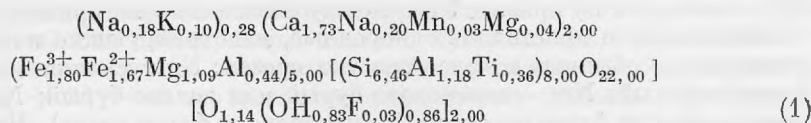
Химический состав и свойства базальтической роговой обманки

Окислы	Вес. %	Свойства
SiO <sub>2</sub>	41,35	Оптические константы cNg 15° ± 30' 2V (—) 60° ± 1° дисперсия не выражена Ng 1,677 ± 0,003 Nm 1,670 ± 0,003 Np 1,666 ± 0,003 Ng > Nm > Np (ρ — красный свет, λ 735 мμ ν — синий свет, λ 470 мμ) (—) 2V = 71°ρ и 58°ν cNg = 15°ρ и 16°30'ν Наклонная дисперсия оптических осей, биссектрис и осей индикатрисы: A = 11°, (ρ > ν)    Ng = 48' B = 2°, (ρ < ν)    Nm = 30' } (ρ > ν) cNg = 1°30' } (ρ < ν)    Np = 36' (определено И. В. Гинзбург)
TiO <sub>2</sub>	3,08	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,79	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,29	
FeO	12,77	
MgO	4,85	
MnO	0,22	
CaO	10,33	
Na <sub>2</sub> O	1,25	
K <sub>2</sub> O	0,49	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,25	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,69	
F	0,18	
Сумма	99,54	
O = F —	0,07	
Сумма	99,47	
Аналитик В. М. Некрасова		
Примеси:		Параметры ячейки
V 0,05		a <sub>0</sub> 9,91
Zr, Cu, Cr 0,05 —0,005		b <sub>0</sub> 18,30
Ni, Sc 0,005 —0,05		c <sub>0</sub> 5,27 Å
Be 0,0005—0,005		β 75°04'
Аналитик С. И. Егорова		(вычислено Г. А. Сидоренко по дебаграмме *)
Средняя магнитная восприимчивость χ = 12,17·10 <sup>-6</sup> см <sup>3</sup> /г (определена Г. Л. Адян)		Уд. вес 3,17 (определено Е. П. По- годиной методом гидростатического взвешивания)

\* Дебаграмма с четкими отражениями.

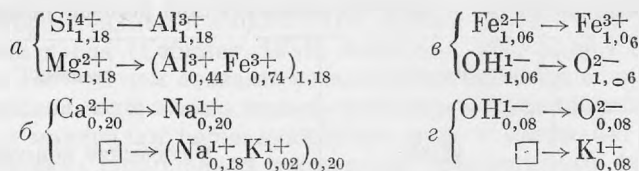
обманку базальтической, несмотря на пониженные значения показателей преломления.

Расчет формулы минерала выполнен на основе (O, OH, F) : 24, так как другие основы (Борнеман-Старынкевич, 1960) не подходят. В первом варианте подсчета на основе 25 536 : 24 = 1064,00 получен недостаток OH = = 0,07, что составляет ~ 0,07 H<sub>2</sub>O и восполняется за счет H<sub>2</sub>O<sup>-</sup>. При отнесении 0,07 H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> к H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> основа расчета увеличивается — 25575 : 24 = = 1065,64. Результаты второго варианта расчета следующие:

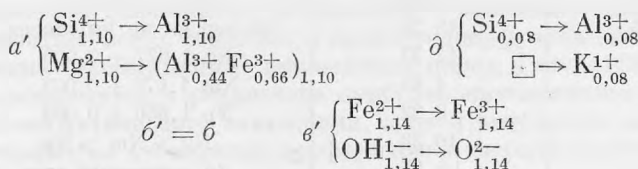


Для формулы (1), исходя из состава тремолита, вероятны следующие изоморфные замещения:

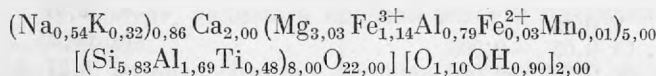
I



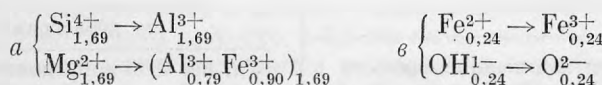
II



Оптические константы базальтической роговой обманки и структурный тип дебаеграммы (Гинзбург, Сидоренко, Рогачев, 1961) допускают замещения обоих вариантов — I и II. Количественно преобладающие замещения определяют принадлежность минерала к группе базальтических ( $\epsilon$  и  $\epsilon'$ ) роговых обманок ( $a$  и  $a'$ ). Замещение  $\delta$  и  $\delta'$  присуще рихтериту. Характерной особенностью данной базальтической роговой обманки является то, что почти все (I) или все (II) Fe<sup>3+</sup> у нее связано с окислением Fe<sup>2+</sup>, т. е. с заменой OH на O. У классической базальтической роговой обманки базальтов Чехословакии (Heritsch, Riechert, 1960) формула и изоморфные замещения близки к нашей:

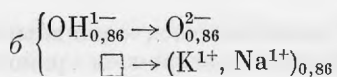


I

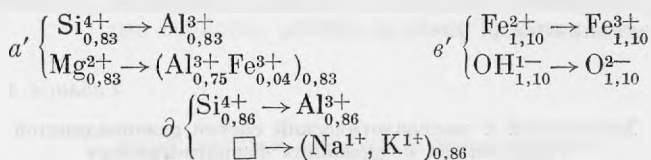


<sup>1</sup> H<sub>3</sub>O<sup>+</sup> найдено экспериментально (Гинзбург, Юхневич, 1962; обр. № 4).





II



У другой базальтической роговой обманки из Штеермарк (Heritsch, Bertoldi, Walitzi, 1960) в полученном нами I варианте замещений  $\text{Fe}^{3+}$  совсем не связано с замещением ОН на О. Получается, что роговая обманка глубинных пород — гранитоидов — строго говоря, более базальтическая, т. е. более окисленная, чем роговая обманка излившихся пород базальтов из Чехословакии и особенно из Штеермарк.

Обе роговые обманки базальтов содержат больше Mg, чем наша, так как они входят в состав основных пород.

Нахождение базальтической роговой обманки в породах гранитного ряда отмечается впервые. Ее присутствие в гранитных породах свидетельствует о высоком потенциале кислорода в них в период кристаллизации роговой обманки, т. е. повышенный потенциал кислорода, достаточный для перехода почти всего  $\text{Fe}^{2+}$  в  $\text{Fe}^{3+}$ , возможен в условиях кристаллизации магмы не только на земной поверхности, но и в глубинах земли. В данном случае условия образования, выразившиеся в высоком парциальном давлении кислорода (достигнутом в земной коре), определили собою состав и свойства амфибола.

Бурю окраску базальтической роговой обманки, керсутитов и катафоритов эффузивных пород связывают с явлениями их окисления при извержении. Рассмотренная базальтическая роговая обманка гранитоидов, подобно керсутиту интрузивных пород, приобрела бурю окраску при глубинных процессах минералообразования. Экспериментально бурая окраска амфиболов получена при температуре  $900^\circ$  (предшествующей их разрушению), независимо от исходной их окраски и первоначального отношения  $\text{Fe}^{2+} : \text{Fe}^{3+}$ . Более подробно это явление будет рассмотрено в другой работе автора. Однако уже сейчас можно сделать вывод о том, что бурая окраска природных амфиболов (базальтической роговой обманки, баркевикита, керсутита, антофиллита, катафорита и др.) не связана непосредственно с количеством в них  $\text{Fe}^{3+}$ . Не исключено, что бурая окраска природных и стожженных амфиболов является результатом своеобразного их состояния, аналогичного установленному в оливинах, богатых окисным железом (Гинзбург, Лисицина и др., 1962). Это состояние характеризует начальную стадию распада минерала с выделением необычайно тонкодисперсного  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , которое не улавливается рентгеном и инфракрасным спектром, но проявляется в буро-черной окраске и теоретически определяется расчетом формулы минерала.

#### ФЕРРИГАСТИНГСИТ МИКРОКЛИНОВЫХ ГРАНИТОИДОВ ВЕРХОВЬЯ Р. АЧИ (СЕВЕРО-ВОСТОК КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА)

Микроклиновые гранитоиды верховья р. Ачи слагают краевую часть огромного Мурманско-Иоканьтского массива. Они имеют облик мигматитов и, очевидно, возникли в процессе магматического замещения, сопровождаемого образованием гранитной магмы.

Отдельные, наиболее отличающиеся составные части этих мигматитовых гранитоидов, изученных автором в районе горы Каютынской в 1952 г., характеризуются следующим вещественным составом (табл. 3). Некоторые дополнительные данные об этих породах и слагающих их минералах приведены ранее (Гинзбург, 1960).

Таблица 3

Химический и минералогический состав разновидностей гранитоидов, содержащих ферригастингсит

	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	63,85	67,88	71,78
TiO <sub>2</sub>	0,72	0,52	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,93	14,47	13,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,26	2,97	2,21
FeO	2,51	2,21	1,13
MgO	2,70	1,16	0,26
CaO	3,85	2,71	2,07
Na <sub>2</sub> O	4,36	3,30	2,11
K <sub>2</sub> O	3,03	4,44	5,69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	—	0,04
MnO	0,09	0,06	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,08	—	0,21
П.п.п.	0,31	0,27	0,79
Сумма . . . . .	99,72	99,99	100,36
Микроклин . . . . .	—	60,0	34,6
Плагиоклаз . . . . .	56,2	16,6	36,2
Кварц . . . . .	8,3	7,0	18,3
Бiotит . . . . .	21,7		8,0
Ферригастингсит . . . . .	2,0	13,5	1,4
Пироксен . . . . .	4,9		—
Ортит . . . . .	2,8	—	—
Апатит . . . . .	1,2	0,4	0,4
Сфен . . . . .	1,6	—	0,6
Рудные . . . . .	1,3	2,5	0,5
Сумма . . . . .	100,0	100,0	100,0

1 — кварцевый диорит. Юго-западный отрог горы Каютынской.  
2 — кварцевый сиенит. Вершина горы Каютынской. 3 — гранит. Северо-западнее оз. Чили-Явр. Аналитики 1 и 3 В. Г. Загинайченко, 2 — Е. А. Кульчицкая.

Состав пород и содержание в них ферригастингсита непостоянны. Количество последнего колеблется от 0,5 до 20 объемных процентов. С увеличением содержания в породах микроклина и уменьшением плагиоклаза количество роговой обманки убывает до полного исчезновения.

Ферригастингсит горы Каютынской в зернах зеленовато-черный, в краях и тонких сколах слабо просвечивающий темно-зеленым, в порошке зеленый, черта зеленая. Он образует короткостолбчатые или шестоватые кристаллы (0,5—1,5 мм) без вертикальной штриховки на гранях призмы

(110) без головок. В породе образует скопления, сопровождаемые пироксеном, биотитом и акцессорными минералами. Под микроскопом ферригастингсит сильно плеохроирует: Ng ярко-зеленый, Nm желто-зеленый или буро-зеленый, Np зеленовато-желтый. Заметна дисперсия оптических осей:  $\rho < \nu$ . Остальные свойства минерала и его химический состав помещены в табл. 4.

Химический состав и свойства ферригастингсита

Таблица 4

Состав		Свойства
Окислы	Вес. %	
SiO <sub>2</sub>	39,20	Оптические константы $cNg 10^\circ \pm 2^\circ$ $2V(-) 65^\circ \pm 1,5^\circ$ $Ng 1,686 \pm 0,002$ $Nm 1,680 \pm 0,002$ $Np 1,674 \pm 0,002$ $Ng - Np = 0,012$ $Ng > Nm > Np$ (определено И. В. Гинзбург в дневном свете)
TiO <sub>2</sub>	4,00	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,97	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,58	
FeO	0,95	
MgO	10,85	
MnO	0,85	
CaO	9,10	
Na <sub>2</sub> O	1,46	
K <sub>2</sub> O	1,66	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,38	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,55	
Cl	Нет	
F	0,40	
Сумма	100,68	Параметры ячейки $a_0 9,87$ $b_0 18,17$ $c_0 5,37 \text{ \AA}$ $\beta 74^\circ 20'$ (вычислено Г. А. Сидоренко по дебаеграмме)
-- O = F	0,17	
	100,51	Уд. вес 3,20 (среднее из двух определений И. В. Гинзбург и В. А. Амелиной на весах Вестфалья)
Аналитик Р. Л. Тимофеева		
Примеси:		
Nb 0,01 — 0,1		
Sn 0,001 — 0,01		
Zn, Zr } 0,005 — 0,05		
V, Sc }		
Be, Cu 0,0005 — 0,005		
Аналитик С. И. Егорова		

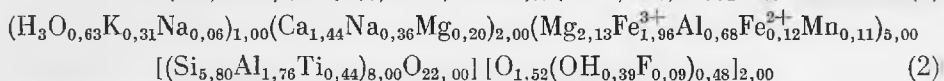
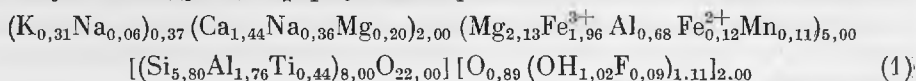
Зерна ферригастингсита под микроскопом при самых больших возможных увеличениях представляются монокристалльными, что подтверждается рентгеновски: его дебаеграмме и лауэграмме (полученным Г. А. Сидоренко) свойственны четкие отражения.

Химический анализ ферригастингсита, свободного от посторонних включений, был сделан микрометодом из навески ~1,500 мг, что позволило выполнять по несколько контрольных определений, давших хорошую сходимость.

В ходе расчета формулы минерала из цифр анализа выявлено, что всю определенную воду H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> и H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> надо считать входящей в кристаллическую структуру минерала. Из сравнения основ расчета найдено, что формула минерала должна рассчитываться на основе (O, OH, F) : 24 = 27 003 : : 24 = 1125,1. Вычислено по сумме валентностей катионов 0,90 OH, а

определено из цифр анализа 0,905 ОН, что находится в пределах допустимой погрешности расчета.

Получена следующая формула минерала:



Если производить возможные замещения в формуле (1), взяв за исходный тремолит, то получатся те же группы замещений, что у базальтической роговой обманки Тувы, мало отличающиеся и количественно. Если производить изоморфные замещения в формуле (2), где есть  $H_3O^{1+}$ , то появится дополнительная группа замещений:  $OH_{0,63}^- \rightarrow O_{0,63}^{2-}$ ;  $\square \rightarrow H_3O^{1+}$ . Аналогичное замещение имеет место и у двух предыдущих амфиболов в формулах (2), составленных с учетом  $H_3O^{1+}$ .

Ферригастингсит Кольского полуострова, как и описанный выше гастингсит Хакассии, близки по содержанию О в позиции гидроксила. Однако

Таблица 5

Значения межплоскостных расстояний изученных роговых обманок

Гастингсит				Базальтическая роговая обманка						Ферригастингсит			
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
8,17	9	1,201	1	8,4	10	1,720	1	1,175	1	3,71	1	1,149	1
3,35	5	1,083	3	4,94	5	1,690	4	1,168	1	3,35	3	1,085	3
3,25	4	1,051	5	4,58	4	1,653	7	1,153	1	3,13	9	1,054	6
3,11	7	1,029	6	3,38	6	1,626	4	1,140	1	2,94	2	1,036	5
2,97	4	1,017	1	3,27	5	1,589	8	1,130	1	2,698	10	1,0	
2,83	3	0,989	6	3,13	9	1,564	2	1,119	1	2,581	9	1,0	
2,69	10	0,982	1	2,99	3	1,543	3	1,092	1	2,538	7	—	—
2,57	8ш	—	—	2,96	6	1,524	6	1,085	5	2,332	8	—	—
2,31	2ш	—	—	2,80	4	1,508	6	1,065	1	2,152	7	—	—
2,15	4	—	—	2,70	10	1,477	2	1,054	7	2,001	6	—	—
2,04	3ш	—	—	2,60	7	1,465	2	1,051	7	1,964	1	—	—
1,686	1	—	—	2,55	8	1,445	8	1,043	1	1,872	1	—	—
1,645	4	—	—	2,39	1	1,370	6	1,036	4	1,820	1	—	—
1,611	1	—	—	2,34	7	1,361	1	1,017	1	1,694	1	—	—
1,581	5	—	—	2,29	2	1,342	5	1,012	2	1,649	2	—	—
1,543	1	—	—	2,22	1	1,327	1	1,007	2	1,626	1	—	—
1,517	1	—	—	2,17	8	1,318	6	0,9886	8	1,581	7	—	—
1,498	2	—	—	2,02	7	1,301	6	0,9825	7	1,511	2	—	—
1,440	8	—	—	1,982	1	1,285	3	0,9807	7	1,442	8	—	—
1,363	3	—	—	1,940	1	1,278	3	—	—	1,367	5	—	—
1,338	4	—	—	1,894	1	1,234	1	—	—	1,344	1	—	—
1,307	3	—	—	1,872	3	1,221	1	—	—	1,203	1	—	—
1,295	1	—	—	1,820	3	1,206	6	—	—	1,195	1	—	—
1,281	1	—	—	1,757	3	1,195	1	—	—	1,166	1	—	—

Условия съемки: Fe-излучение;  $D = 57,3$ ;  $d = 0,4$  мм;  $d/n$  приведены в  $kX$ .

в первом из них втрое больше  $Fe^{3+}$ , что определяет более высокий потенциал кислорода при его образовании. Судя по содержанию  $Fe^3$ , потенциал кислорода при образовании ферригастингсита мог соответствовать таковому при кристаллизации базальтической роговой обманки Тувы. В ферригастингситах  $Fe^{3+}$  больше, чем в последней, а  $Fe^{3+}$ , связанного с  $OH^{1-} \rightarrow O^{2-}$ , меньше. Видимо, это указывает на некоторую связь данного замещения с бурой окраской. У амфиболов с  $Fe^{3+}$ , находящихся в других гетероизоморфных парах (Гинзбург 1961): 1)  $Si^{4+} \rightarrow Al^{3+}$ ;  $Mg^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$  и 2)  $Ca^{2+} \rightarrow Na^{1+}$ ;  $Mg^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ , бурая окраска не отмечалась. Данный амфибол назван ферригастингситом, а не базальтической роговой обманкой из-за отсутствия бурой окраски. В нем  $TiO_2$  — 4%, но он не бурый, как керсутит. По аналогии с пироксенами (Цветков, 1951) принимаем, что здесь Ti четырехвалентный и входит в тетраэдр (см. расчет) и допускаем, что  $Ti^{4+}$  в тетраэдрах не окрашивает минерал в бурый цвет.

Ферригастингсит в щелочноземельных гранитных породах ранее не отмечался, он известен в некоторых сиенитах и щелочных сиенитах.

У биотита гранитоидов горы Каютынской содержание  $Fe_2O_3$ , хотя и меньше  $FeO$ <sup>1</sup>, но последнее выше содержания, обычного для биотита гранитоидов, и приближается к таковым сиенитов. Клинопироксен этих гранитоидов оптически близок геденбергиту, но зеленый в зернах, как ферриавгит или фассаит, что указывает на повышенные количества в нем  $Fe_2O_3$ .

Итак, все темноцветные минералы пород горы Каютынской обнаруживают высокое значение  $Fe^{3+}$ , что служит признаком высокого потенциала кислорода при их образовании.

#### НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

1. Все три описанных амфибола относятся к группе обыкновенных роговых обманок, структурному типу гастингсита А (Гинзбург, Сидоренко, Рогачев, 1961). Общей их особенностью является повышенное содержание кислорода, занимающего позицию гидроксила. В связи с этим предлагается различать «бедные водою» и «богатые водою» амфиболы.

Среди «бедных водою» амфиболов выделяются бурые разновидности, в частности базальтическая роговая обманка, керсутит, катафорит, баркевикит и другие, в которых все или почти все  $Fe^{3+}$  связано с замещением  $OH^{1-}$  на  $O^{2-}$ . В остальных «бедных водою», но не бурых амфиболах только часть  $Fe^{3+}$  связана с  $O^{2-}$ , а главная часть  $Fe^{3+}$  находится в других гетероизоморфных парах (Гинзбург, 1961):



Термины «базальтический» и «окисленный» могут применяться лишь к амфиболам, бурым в зернах и в шлифах.

2. Состав и некоторые свойства амфиболов до некоторой степени могут служить критерием физико-химических условий системы в период их образования. Так, опытным путем показано (Ernst, 1958) увеличение  $Fe^{3+}$  за счет  $Fe^{2+}$  в щелочных амфиболах при повышении парциального давления кислорода в закрытой системе. В открытой системе с повышением потенциала кислорода при отжиге амфиболов и естественным путем, за счет кислорода воздуха, переход  $Fe^{2+}$  в  $Fe^{3+}$  сопровождается изменениями окраски амфиболов.

3. Из рассмотрения приведенных и других формул амфиболов со всей очевидностью вытекает тесная связь их состава с составом среды, в

<sup>1</sup> Неполный анализ биотита  $Al_2O_3$  — 19,16;  $Fe_2O_3$  — 9,97;  $FeO$  — 11,30;  $CaO$  — 1,37;  $MgO$  — 9,65 выполнен Г. А. Осолодкиной.

которой они образуются. Это, а также данные о взаимном изменении амфиболов и других совместно находящихся с ними темноцветных минералов (De Vogt, 1957; Kretz, 1960 и др.), как и полевых шпатов (Коржинский, 1946 и др.), показывает ошибочность мнения Виноградской (1959) об отсутствии связи между составом амфиболов и составом содержащих их пород. Петрографы постоянно обнаруживают и подчеркивают такую связь. Достаточно сказать, что с увеличением в составе пород кремнезема и щелочей амфиболы становятся все более железистыми. Это иллюстрируется и тремя описанными здесь амфиболами.

4. В цветных минералах отношение  $Mg : Fe^{2+} : Fe^{3+}$  является особенно чувствительным показателем щелочности при данной температуре (Коржинский, 1960), так как Mg более сильное основание, чем  $Fe^{2+}$ , а последнее — более сильное, чем  $Fe^{3+}$ . Соответственно повышенное содержание  $Fe^{3+}$  в изученных амфиболах может служить показателем повышенной щелочности среды. Наконец, переменное содержание в амфиболах O и OH, связанных с различными замещениями катионов, вероятно, можно использовать как признак парциального давления O (и обратно H) в магматических расплавах (подобно роли pH в водных растворах). Описанные амфиболы безусловно образовались в обстановке повышенного парциального давления кислорода, что в свою очередь характеризует повышенную щелочность расплава, которая определяет повышенную роль в них  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  — этих наименее сильных оснований.

5. Анализ имеющихся данных подсказывает, что у амфиболов величина  $2V$  не всегда является функцией состава, иногда он определяется характером и состоянием их кристаллической структуры. Так, уменьшение  $2V$  может быть связано с внутренним двойникованием ячеек (Гинзбург, Белова, 1960) или с проявлением микроблочности, едва приближающейся к поликристалличности (что показано выше на примере гастингсита Хакассии). При отсутствии таких аномалий кристаллических структур величина  $2V$  отражает изменение в составе тех главных компонентов, которые сильнее искажают кристаллическую структуру из-за различия ионных радиусов (Mg, Ca,  $Fe^{2+}$ , Na).

Потеря прозрачности и неполное светопоглощение при погасании также обнаруживают связь с отмеченными у амфиболов отклонениями в кристаллической структуре или обусловлены распадом их на фазы (как выявлено у арфведсонита — Sahama, 1956). Подобные нарушения кристаллической структуры большей частью присущи приконтактовым амфиболам, т. е. они явно связаны с условиями образования и преобразования этих минералов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Андреева Е. Д. Габбро-пегматиты в пироксенитах горы Синея на среднем Урале. — Изв. АН СССР, серия геол., № 9, 1959.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. Химическая формула минералов, т. IV. Амфиболы. — Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 89, вып. 2, 1960.
- Виноградская Г. М. Амфибол из гранито-гнейса Губенского массива на южном Урале. — Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 88, вып. 1, 1959.
- Габинет М. П. Роговая обманка из амфиболитов Мармарошского массива. — Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5, 1951.
- Гинзбург И. В. Об изменении свойств минералов горных пород в ходе региональной магматической эволюции (на примере гранитных и щелочных пород Кольского полуострова). — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 35, вып. 2, 1960.
- Гинзбург И. В. Гастингсит зоны щелочногранитного метасоматоза и изоморфизм в моноклинных амфиболах. — Труды Минерал. музея, вып. 10, 1961.
- Гинзбург И. В., Белова Е. Н. О гастингситах с малым углом оптических осей. Докл. АН СССР, 1960, т. 134, № 3.
- Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А., Рогачев Д. Л. О зависимости между главными изоморфными замещениями и некоторыми параметрами кристаллической структуры амфиболов. — Труды Минерал. музея, вып. 11, 1961.

- Гинзбург И. В., Юхневич Г. В. О ионе гидроксония в амфиболах.— *Геохимия*, № 1, 1962.
- Гинзбург И. В., Лисцина Г. А., Садикова А. Т., Спдоренко Г. А. Фаялит гранитных пород и продукты его изменения.— *Настоящий выпуск трудов Музея*.
- Дембо Т. М. Каледонская гранитная интрузия северной части Кузнецкого Алатау.— *Сов. геол.*, сб. 51, 1956.
- Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических процессах. В кн.: *Акад. Д. С. Белянкин*. Изд-во АН СССР, 1946.
- Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность при магматических процессах. *Международный геологический конгресс, 21 сессия, 1960. Доклады советских геологов. Проблема 14. Гранито-гнейсы*. Изд-во АН Укр. ССР, Киев, 1960.
- Лебедев А. П., Гинзбург И. В. Материалы к петрографии магматических пород северо-восточной части центральной Тувы.— *Труды Ин-та геол. наук АН СССР*, вып. 147, петрогр., № 43, 1953.
- Цветков А. И. Изоморфные замещения в группе бесщелочных пироксенов.— *Труды Ин-та геол. наук АН СССР*, вып. 138, серия петрогр., № 41, 1951.
- De Voge G. W. The association of strongly polarizing cations with weakly polarizing cations influence in element distribution, mineral composition and cristal growth.— *J. Geol.*, 65, № 2, 1957.
- Ernst W. G. Alkali amphiboles. *Carnegie Institution of Waschington (1957—1958 yb)*. 1958.
- Heritsch H., Bertoldi G., Walitzi E. M. Strukturuntersuchung an einer basaltischen Hornblende von Kuruzzenkogel südlich Fehring Steiermark.— *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 7, H. 3, 1960.
- Heritsch H., Riechert L. Strukturuntersuchung an einer basaltischen Hornblende von Gernošin C S R.— *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 7, H. 3, 1960.
- Kretz R. The distribution on certain elements among coexisting calcic pyroxenes, calcic amphiboles and biotites in skarns.— *Geoch. Cosm. Acta*, 20, N 3—4, 1960.
- Sahama Th. G. Optical anomalies in arfvedsonite from Greenland.— *Amer. Mineral.*, 41, N 5—6, 1956.

И. В. ГИНЗБУРГ, Г. А. ЛИСИЦИНА, А. Т. САДИКОВА,  
Г. А. СИДОРЕНКО

**ФАЯЛИТ ГРАНИТНЫХ ПОРОД И ПРОДУКТЫ ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ  
(КУРАМИНСКИЙ ХРЕБЕТ, СРЕДНЯЯ АЗИЯ)**

Из минералов группы оливина в гранитах и риолитах встречается только фаялит, однако находки его очень редки. Фаялит известен:

1) в гранитах Украины (Соболев, 1947), Карелии (Великославенский, 1953), Приморья (Ф. К. Шипулин, устное сообщение);

2) в гранитных пегматитах Таджикистана<sup>1</sup> (Смольянинов, 1936), Киргизии<sup>1</sup> (Никитин, 1936), Приморья<sup>1</sup> (Ф. К. Шипулин, устное сообщение), Колымы<sup>1</sup> (Е. К. Устиев, устное сообщение), Японии (Shibata, 1937), штат Техас в США (King, 1961), штат Массачусетс в США<sup>1</sup> (Palache, 1950);

3) в литофизах обсидианов и риолитов Йеллоустонского парка в США<sup>1</sup> (Iddings, 1885); в кислых вулканических продуктах о-ва Фаял, Азорские острова;

4) в гранофирах Тасмании (McDougall, 1961).

В 1955 г. фаялит был обнаружен Г. А. Лисициной в кварцево-полевошпатовых образованиях Чаркасарского гранитного массива (Южный склон Кураминского хребта, Средняя Азия). Эти образования, имеющие вид округлых шпировидных тел, находятся, как правило, в висячих боках полого-залегающих даек жильных апли-

товидных гранитов. Размеры шпиров колеблются от нескольких сантиметров до 5 м в поперечнике и только в отдельных случаях достигают 50 м (рис. 1). Текстура шпиров крупнозернистая до гигантозернистой и местами блоковая. В крупных шпирях взаимное расположение главных минералов кварца и микролина беспорядочное, в мелких — иногда наблюдается близкое к радиальному положение столбчатого кварца и микролина, со свободными головками в середине шпиря. Подобная текстура вероятна и в необнаженных центральных частях крупных шпиров, в которых местах

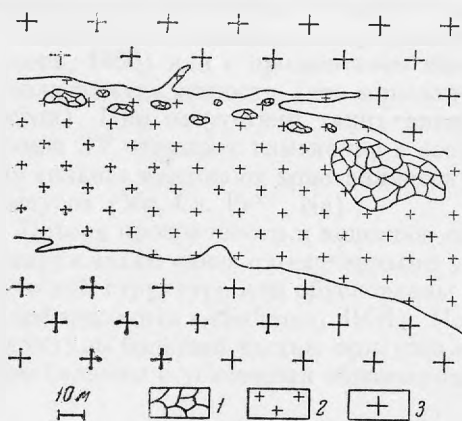


Рис. 1. Положение крупнозернистых кварц-полевошпатовых обособлений (1) в дайке аплитоподобного гранита (2), секущей аляскитовый гранит (3). Зарисовка вертикальной стенки обнажения

<sup>1</sup> Химически анализированные минералы.



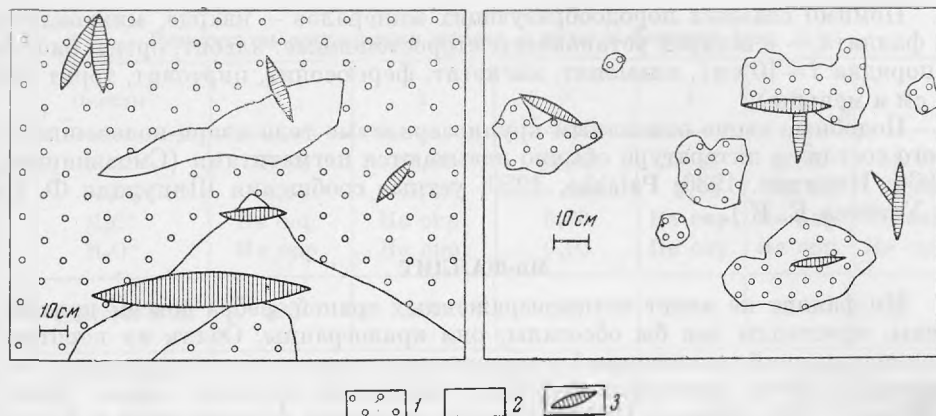


Рис. 2. Соотношения кварца (1) с микроклином (2) и фаялитом (3). Зарисовки отдельных участков шпиров — а, б

наблюдались головки кварца, вросшие в микроклин или в агрегат мелкозернистого гранофирового гранита и оставляющие в них при выкрашивании и выкалывании негативные отпечатки кварца. Эти особенности текстур кварцево-полевошпатовых шпиров позволяют рассматривать их как образования, переходные к миароловым. Это не типичные пегматиты, так как в них нет характерных графических сростаний микроклина и кварца.

Размер кристаллов кварца и микроклина в центральных и краевых частях примерно одинаков: в более крупных шпирях — больший, там он достигает 1—2 м.

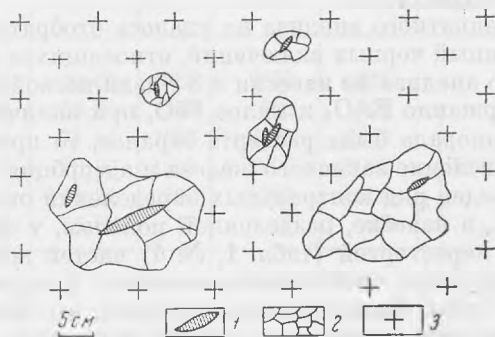


Рис. 3. Положение фаялита (1) в кварц-полевошпатовых шпирях (2), находящихся в аплитовидном граните (3)

Очертания поперечных срезов кварца шестиугольные, т. е. отвечают его кристаллографической огранке. Контакт шпиров с вмещающими аплитовидными гранитами резкий. Крупные, хорошо образованные кристаллы кварца и микроклина начинаются почти непосредственно из контакта с аплитовидным гранитом, местами отделяясь от него узкой прерывистой зоной (до 1 см) средне- или крупнозернистого гранита.

Фаялит короткостолбчатый, во всех сечениях с линзовидными очертаниями, находится совместно с кварцем и микроклином. Как правило, чем больше размер шпиря, и соответственно — кварца и микроклина, тем больше величина кристаллов фаялита, которая изменяется от 1—2 до 80 см (рис. 2, 3).

Помимо главных породообразующих минералов — кварца, микроклина и фаялита, — в шлирах установлены второстепенные: альбит, ортит, биотит (порядка 1—10 см), ильменит, магнетит, фергусонит, циртолит, торит (от 1 см и меньше).

Подобные выше описанным крупнозернистые тела кварц-полевошпатового состава в литературе обычно называются пегматитами (Смолянинов, 1936; Никитин, 1936; Palache, 1950; устные сообщения Шипулина Ф. К. и Устиева Е. К.).

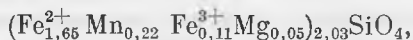
#### Мп-ФАЯЛИТ

Мп-фаялит не имеет четко выраженных граней, ребра совсем притуплены, кристаллы как бы обсосаны; они кривогранны. Облик их короткопризматический, уплощенный в поперечном направлении и несколько напоминает облик кристаллов фаялита, зарисовки которых даны ранее (Palache, 1950; Iddings, 1885). Контуры минерала в поперечных и в продольных срезах веретеновидные; головки не выражены. Спайность совершенная в одном направлении — поперек удлинения кристаллов, а в других направлениях незаметна. В зернах минерал темно-бурый, блеск жирный, в порошке зеленовато-буроватый, излом неровный. Мп-фаялит обнаруживает среднюю электромагнитность. Удельный вес 4,30 (найден методом гидростатического взвешивания). В шлифах светло-зеленый, прозрачный, не плеохроирует, с резкой шагреневой поверхностью,  $n_g = 1,851 \pm 0,005$ ;  $n_p = 1,813 \pm 0,003$  (определено в тяжелых фосфорных жидкостях);  $(-)$   $2V = 48^\circ$  (определено на столике Федорова). Хорошо видны располагающиеся под углами в  $90^\circ$ : (100), (010) и (001) трещины спайности. Они названы по найденным осям индикатрисы и известной для оливинов кристаллографической ориентировки:  $Nm = b = 010$ ,  $Ng = c = 100$ ,  $Np = a = 001$ ,  $cNg = 0^\circ$ ,  $bNm = 0^\circ$ ,  $aNp = 0^\circ$ .

Для полного силикатного анализа не удалось отобрать совершенно чистый фаялит, лишенный черных включений, относящихся к феррифаялиту. Результаты полного анализа из навески в 3 г дали несвойственное фаялиту очень высокое содержание  $Fe_2O_3$  и малое  $FeO$ , при наличии  $H_2O^+$  и  $H_2O^-$ . Так как навеска минерала была растерта заранее, то предполагалось, что могло произойти окисление закисного железа и адсорбция влаги. Из малых навесок был произведен ряд контрольных определений окиси и закиси железа (табл. 1). Так, в навеске, разделенной пополам, у задолго растертой (табл. 1, № 5) и у нерастертой (табл. 1, № 4) частей количества  $Fe_2O_3$  и  $FeO$  находятся в пределах ошибок микроанализа; у нерастертой навески (табл. 1, № 3) нет воды. Таким образом, найдено, что фаялит в условиях опыта в порошке не окисляется, и не насыщается водой. Из нескольких навесок, по возможности более чистого минерала, получены цифры  $Fe_2O_3$  и  $FeO$ , соответствующие фаялиту (табл. 1, № 1—6), причем у самого чистого фаялита (навеска № 6) содержание  $Fe_2O_3$  совпадает с синтетическим фаялитом, у которого оно около 2% (Bowen, Schairer, 1935).

Приведенные данные частных определений (табл. 1) позволили в полном анализе фаялита заменить значения  $Fe_2O_3$  и  $FeO$  на найденные для навески № 2 и исключить воду<sup>1</sup>, так как она не обнаружена для навески № 3.

В результате пересчета химического анализа (табл. 2) получена следующая формула минерала:



<sup>1</sup> Хотя по Белову (1959) присутствие до 1% воды в форстерите объясняется вхождением на место  $SiO_2$  равновеликого и разнозарядного  $(OH)_4$ , согласно формуле  $Mg_2(SiO)_{1-x}(OH)_{4x}$ .

Таблица 1

## Результаты определения железа и воды в фаялите (вес. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6
FeO	56,60	57,17	58,05	56,42	57,59	59,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,56	4,41	Не опр.	3,04	3,10	2,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Не опр.	Не опр.	0,00	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Не опр.	Не опр.	0,00	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Вес навески в мг	500	500	500	50	50	50

Аналитики

А. Т. Садикова

Л. С. Абрамова,  
Р. Л. Тимофеева

1, 2, 3 — частные определения из нерастертого материала. 4, 5, 6 — частные определения из двух проб, разделенных пополам. 4 — растертая часть, пролежавшая в открытом виде 10 дней\*. 5 — нерастертая часть той же пробы. 6 — нерастертая часть другой пробы, вторая часть которой отожжена при 700° и отвечает измененному Mn-фаялиту (см. табл. 6).

\* При хранении при комнатной температуре растертая навеска почти не изменила светло-зеленую окраску, свойственную свежему порошку Mn-фаялита, т. е. последний не окислился; порошок, нагретый до 700°, стал темно-бурым, так как минерал окислился.

Таблица 2

Расчет анализа Mn-фаялита  
(Аналитик А. Т. Садикова)

Окислы	Вес. %	Молек. вес	Молек. колич.	Атомное колич. анионов	Атомное колич. катионов	Сумма катионов в октаэдрах	Число атомов катионов	Сумма валентностей катионов
SiO <sub>2</sub>	28,98	60,06	4825	9650	4825	9882	1,00	4,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,41	159,68	276	828	552		0,11	0,33
FeO	57,17	71,84	7958	7958	7958		1,65	3,30
MnO	7,77	70,93	1095	1095	1095		0,22	0,44
MgO	1,05	40,32	260	260	260		0,05	0,10
CaO	0,10	56,08	17	17	17		0,00	—
Сумма	99,48			19808			3,03	8,17

## Сравнение основ:

1) Si : 1 = 4825; 2) (Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Mn, Mg, Ca) : 2 = 9882 : 2 = 4941; 3) O : 4 = 19808 : 4 = 4952; 4) сумма всех катионов 4825 + 9882 = 14707 : 3 = 4902.

## Примечания:

1. При делении на основу 4825 получается сумма катионов = 3,03; при делении на основы 4902, 4941 и 4952 сумма катионов соответственно равна 2,98, 2,95 и 2,95; принята основа 4825, при которой сумма катионов = 3,03. 2. Спектрально (А. С. Дудыкина) и рентгенохимически (Г. С. Муравецкая) определены также Al, Sn, Cu, Ti.

в которой сумма катионов превышает сумму кислорода на 0,17, что относится за счет окисления железа.

Поскольку в изученном оливине установлен MnO (в общем ходе анализа = 7,77 и из отдельной навески 7,80), то он может быть отнесен к ряду марганцовистых оливинов (Henriques, 1957). По вычисленному из формулы минерала отношению Fe<sup>2+</sup> : Mn = 88,2 : 11,8 оливин является марган-

цовистым фаялитом. По диаграмме «состав — свойства» фаялита-тефрита, приведенной у Винчеллов (1953), величина  $2V$  и удельный вес у исследованного минерала, примерно, соответствуют определенному из анализа отношению в нем  $Fe^{2+} : Mn$ . Значения  $Ng$  и  $Np$  ложатся на кривые показателей преломления с соотношением  $Fe^{2+} : Mn = 70 : 30$ , т. е. по ним минерал определяется как железистый кнебелит, что не согласуется с данными химического анализа. По химическому составу и оптическим свойствам изученный  $Mn$ -фаялит близок  $Mn$ -фаялиту Норвегии (табл. 3).

Химический состав фаялитов (в %)

Таблица 3

Окислы	1 <sup>V</sup>	2	3	4	5
$SiO_2$	28,98	27,77	26,94	28,24	30,52
$Al_2O_3$	Нет	Не опр.	0,19	0,92	0,46
$Fe_2O_3$	4,41	Нет	5,18	0,87	0,20
$FeO$	57,17	60,59	52,04	60,65	66,24
$MnO$	7,77	8,66	12,55	5,75	1,68
$MgO$	1,05	2,67	0,37	2,32	0,42
$CaO$	0,10	0,20	0,47	0,29	0,34
$H_2O$	Нет	Не опр.	0,05	—	—
Сумма . . .	99,48	99,89	97,79	99,04	100,26*
Уд. вес	4,3	—	—	4,25	4,16
(—) $2V$	$48^\circ$	$60^\circ$	$48^\circ$	$-50^\circ$	$49^\circ$
$Ng$	1,850	—	1,882	1,853	1,887
$Np$	1,813	—	1,835	1,802	1,833

1 —  $Mn$ -фаялит крупнозернистых шпиров чаркасарских гранитных пород. 2 —  $Mn$ -фаялит крупнозернистых шпиров гранитных пород бассейна р. Сандагоу в Приморье (устное сообщение Ф. К. Шипулина). 3 — кнебелит крупнозернистых кварц-полевошпатовых участков в гранитоидах Гиссарского хребта (Смолянинов, 1936). 4 —  $Mn$ -фаялит железо-марганцевых скарнов Норвегии (Henrigues, 1957). 5 — фаялит крупнозернистых шпиров гранитных пород из хребта Негаях на Колыме (устное сообщение Е. К. Устиева).

\* В сумму входит также  $TiO_2 = 0,40$ .

Межплоскостные расстояния  $Mn$ -фаялита  
( $Fe$ -излучение;  $D = 57,3$ ;  $d = 0,4$  мм)

Таблица 4

$d/n$	$I$	$d/n$	$I$	$d/n$	$I$	$d/n$	$I$
5,21	1	2,41	4	1,607	1	1,208	4
4,33	2	2,30	5	1,588	1	1,179	4
3,97	3	2,19	4	1,537	2	1,154	3
3,75	1	2,07	3	1,520	7	1,139	2
3,52	8	1,952	4	1,459	2	1,118	2
3,11	1	1,928	1	1,434	3	1,096	7
3,03	2	1,835	3	1,418	1	1,081	2
2,83	9	1,775	10	1,410	3	1,063	6
2,76	1	1,703	2	1,370	4	1,043	5
2,63	4	1,682	3	1,344	5	1,030	2
2,56	5	1,647	3	1,283	4	1,017	2
2,49	9	1,626	2	1,251	2	1,006	1
						0,9905	1

Порошкограмма Mn-фаялита (табл. 4) идентична порошкограмме эталонного фаялита из справочника Михеева (1957). Присутствие Mn здесь почти не отразилось на расположении и интенсивности линий. Дифракционная картина Mn-фаялита, прокаленного до 200 и 400°, осталась неизменной и здесь не приводится. Порошок минерала, прокаленного при указанных температурах, сохраняет свойства не нагретого минерала под бинокляром и под микроскопом.

#### СТАДИИ ИЗМЕНЕНИЯ Mn-ФАЯЛИТА

Под микроскопом и в штуфах обнаружены четыре последовательные стадии изменения фаялита, представленные следующими минералами (в порядке возникновения): 1) магнетит + кварц; 2) магнетит + жедрит; 3) феррифаялит; 4) гематит + кварц\*. Первая из этих стадий проявлена незначительно, вторая больше, а третья настолько широка, что от первоначального Mn-фаялита большей частью остались одни реликты; четвертая стадия проявлена локально. Магнетит, кварц, жедрит приурочены к определенным направлениям в кристаллах оливина.

#### Магнетит и кварц

Начальной стадии замещения Mn-фаялита свойственно совместное нахождение кварца и магнетита в виде округлых зональных выделений. Магнетит, занимающий центральные их части, изометричный, без отчетливых кристаллографических очертаний (рис. 4). Кварц в удлиненных или уплощенных зернах в виде каймы шириной 0,01 мм отделяет магнетит.

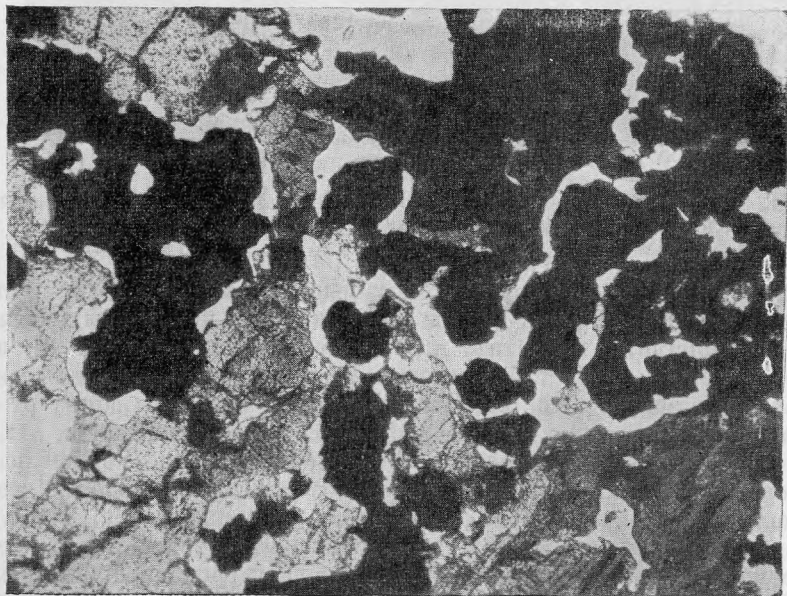


Рис. 4. Скопление зерен магнетита, окруженных кварцем в фаялите.  
Ув. 30, при одном николе

\* Образцы феррифаялита, фаялита и феррифаялита с жедритом переданы в Минералогический музей АН СССР.

от фаялита. В скрещенных николях наблюдается различная оптическая ориентировка зерен кварца, гаснущих неодновременно. Определено, что  $N$  кварца  $>$   $N$  бальзама.

### Магнетит и жедрит

Следующая стадия изменения Mn-фаялита представлена ассоциацией магнетита и жедрита, которая также обнаруживает зональное строение: в центре магнетит, с краев жедрит. Кристаллы жедрита иногда срезают каймы кварца на зернах магнетита. На этом основании ассоциация жедрита и магнетита считается более поздней, чем кварца и магнетита.



Рис. 5. Игольчатые кристаллы жедрита (светлое) в фаялите (темно-серое) около кристалла магнетита (черное). Ув. 30, при одном никеле

Жедрит встречается в двух формах выделения: тонковолокнистой и игольчатой. Жедрит первой формы обволакивает кристаллы магнетита, второй — прилегает к магнетиту и рассекает фаялит (рис. 5). В зернах жедрит светло-бурый (светло-коричневый) удлиненно-призматической формы, на изломе занозистый, блеск шелковистый. Размер в длину от 0,1 до 5 мм; отношение длины к ширине = 10—15:1, а в волокнистых разновидностях это отношение еще больше. В поперечных разрезах наблюдается характерное ромбовидное сечение: кроме праней призмы, другие грани не наблюдались. Под микроскопом отмечается плеохроизм:  $N_g$  — чуть буровато-серовато-зеленоватый,  $N_r$  — до бесцветного, а также шолисинтетические двойники вдоль длинной оси минерала. Иммерсионным методом найдены  $N_g = 1,719$ ,  $N_r = 1,689$ . Эти константы выше указанных Трёгером (1958) для чисто железистого жедрита, и они являются промежуточными между константами жедритов, описанных под другими названиями (Seitagi, 1956; Seki, Yamasaki, 1957). Высокая железистость нашего жедрита подтверждена спектральным анализом, который дал много Fe — п, мало Mg — 0,п, при Mn — п и Si — п. Из элементов-примесей установлены Zn, Ca, Al — 0,0п, Ti, Pb, Ba — 0,00п, Cu, Mo, Be — 0,000п.

Таблица 5

Межплоскостные расстояния жедрита  
(Fe-излучение;  $D = 57,3$ ;  $d = 0,4$  мм)

1		2		3		1		2		3	
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
—	—	9,25	3	—	—	1,610	5	1,607	4	1,598	2
—	—	8,54	4	—	—	1,599	2	—	—	—	—
7,935	10	8,29	10	8,28	8	1,574	4	1,564	2	1,559	4
6,95	4	—	—	—	—	1,543	4	1,530	8	1,552	1
4,85	1	—	—	—	—	1,517	10	1,517	—	1,519	5
4,40	4	4,65	3	4,53	1	1,486	5	—	—	—	—
3,997	2	4,17	3	4,14	1	1,471	1	1,477	2	1,461	1
3,811	2	3,74	2	3,86	2	1,440	2	1,445	1	1,433	1
3,62	6	—	—	3,59	1	1,420	5	1,410	1	1,406	7
3,51	3	3,47	1	3,44	3	1,415	8	—	—	—	—
3,31	7	3,29	4	3,27	4	1,372	1	1,392	1	1,383	2
3,18	8	3,10	9	3,06	3	1,360	1	—	—	—	—
3,001	10	—	—	3,04	3	1,349	1	—	—	—	—
2,841	2	2,869	1	2,98	1	1,331	6	—	—	1,332	3
2,814	6	2,761	3	2,76	8	—	—	1,316	1	1,302	1
2,723	5	—	—	—	—	1,283	5	1,281	1	1,298	6
2,65	6	—	—	2,62	3	1,270	5	—	—	1,278	3
2,56	8	2,570	} 9	—	—	1,227	2	—	—	1,256	1
2,53	7	2,495		2,51	5	1,198	1	—	—	1,229	2
2,485	6	—	—	—	—	1,182	1	—	—	1,185	4
2,43	1	2,415	3	2,41	1	1,164	1	—	—	1,168	2
2,33	1	2,329	4	2,30	4	1,153	6	—	—	—	—
2,30	3	—	—	—	—	1,117	1	1,128	1	—	—
2,28	1	—	—	—	—	1,098	2	—	—	—	—
2,21	1	2,222	4	2,28	1	1,085	1	—	—	—	—
2,14	5	2,206	4	2,19	6	1,074	2	—	—	—	—
2,12	6	2,108	2	2,10	2	1,061	1	—	—	—	—
2,06	2	2,020	3	2,04	2	1,049	1	—	—	—	—
1,982	8	—	—	1,956	2	1,042	4	1,044	2	1,039	3
1,872	2	1,867	2	1,876	1	1,029	7	—	—	—	—
1,840	5	—	—	—	—	1,017	3	—	—	—	—
1,820	5	—	—	—	—	1,010	2	—	—	—	—
1,775	2	1,771	3	—	—	1,006	4	—	—	—	—
1,729	3	—	—	—	—	1,004	2	—	—	—	—
1,699	1	1,712	2	1,693	1	1,001	5	—	—	—	—
1,665	3	1,665	1	1,660	5	0,9912	1	—	—	—	—
—	—	1,645	3	1,632	3	0,9835	3	—	—	—	—

1 — Жедрит из Жедрис (Франция); образец из коллекции Минералогического музея № 49625. 2 — жедрит из Кураминского хребта. 3 — куммингтонит по Джахан-сону (Гинзбург, Сидоренко, Рогачев, 1961) приведен для сравнения.

Порошковая диаграмма минерала тоже показала принадлежность его к структурному типу жедрита, хотя образец и дает недостаточно четкую дифракционную картину: уже на средних углах отражения рефлексы ослаблены и несколько расширены. Это явление может быть обусловлено некоторым несовершенством кристаллической структуры (нарушения, напряжения)

и в свою очередь затрудняет расшифровку данной структуры. Сопоставление дифракционной картины в целом с известными структурными типами амфиболов (Гинзбург, Сидоренко, Рогачев, 1961) и значений соответствующих им межплоскостных расстояний позволяет считать образец более близким к структурному типу жедрита, чем к структурному типу куммингтонита — прюперита (табл. 5). Для приведенных в данной таблице амфиболов из других мест в литературе имеются химические анализы и оптические константы.

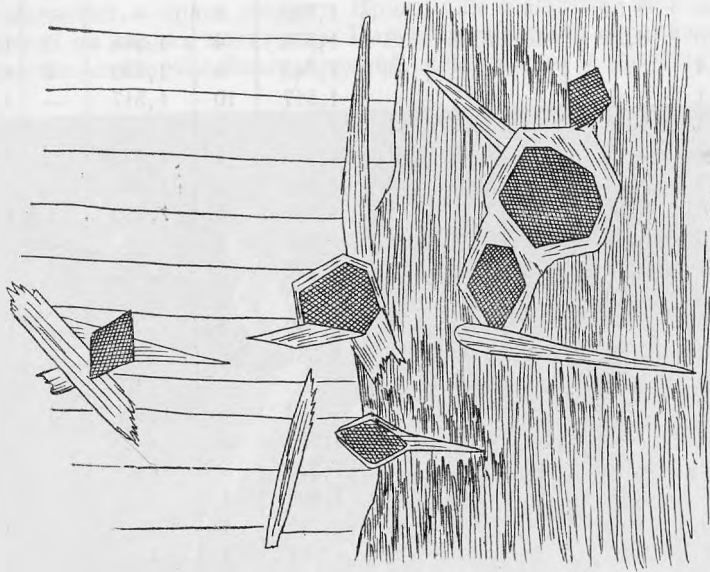


Рис. 6. Избранное замещение фаялита (светлое) феррифаялитом (темное), без нарушения распределения магнетита и жедрита. Ув. 30, при одном никеле

Исследованный нами жедрит обладает косым угасанием —  $cNg$  до  $10^\circ$ . Это явление неоднократно отмечалось в литературе, и Лодочниковым (1947) такие ромбические амфиболы считались псевдоромбическими, а некоторыми петрографами — моноклинными. Впервые выполненное нами рентгеновское изучение показало принадлежность его к ромбической сингонии. Косоугасающий ( $cNg = 10-12^\circ$ ) антофиллит Кольского полуострова тоже дал порошкограмму ромбического минерала.

Обычно амфибол, развитый совместно с магнетитом по фаялиту, диагностировался как грюнерит только по оптическим свойствам. Теперь есть основание предполагать, что в некоторых, ранее изученных примерах он тоже является жедритом.

Магнетит, под микроскопом, в отличие от магнетита, ассоциирующего с кварцем, имеет четкие многоугольные (4—8-угольные) очертания (рис. 6). В протолочке кристаллы магнетита октаэдрические с ровными блестящими гранями. Размер кристаллов 0,01—0,5 мм. Магнетит в полированных шлифах совершенно лишен проявлений распада и не обнаруживает ростков ильменита при самых больших увеличениях микроскопа. Спектральный анализ магнетита показал незначительное содержание в нем  $Ti = 0,0n$ . Из других элементов, помимо  $Fe - n$ ,  $Mn - 0,0n$ , отмечены  $Mo$ ,  $Cu - 0,00n$  и  $Be - 0,000n$  (аналитик А. С. Дудыкина).

В отличие от описанного магнетита из фаялита, магнетит самих гранитных шлифов характеризуется большими размерами (0,3—1,5 мм), па-



личие вициналей на гранях и составом Fe — n, Ti — n, Mn — 0, n, Sn — 0, 0n, Mo, Cu, Cr — 0, 00n, Be — 0, 000n. Судя по повышенному количеству Ti, возможно присутствие в этом магнетите ростков ильменита.

### Феррифаялит

К третьей стадии преобразования Mn-фаялита относится минерал, похожий на таласскит (В. Д. Никитин, 1936). В нем в два-три раза больше  $Fe_2O_3$ , чем в таласските, и он мог быть назван ферриталасскитом.

Но такое название неудобно, так как оно не отражает принадлежность минерала к фаялиту. По аналогии с терминами «ферриавгит», «ферригастингсит» и другими, фаялиту, богатому окисным железом, нами дано наименование «феррифаялит». Между тем, феррифаялит не мономинерал, но и не смесь явных минералов, поэтому он называется минералом условно.

Развиваясь по оливиноу, он не оказывает воздействия на жедрит, магнетит и кварц, картина расположения которых сохраняется такой же, как в исходном Mn-фаялите (рис. 6). Это указывает на более позднее образование феррифаялита по отношению к жедриту, магнетиту и кварцу. Под микроскопом превращение Mn-фаялита в феррифаялит прослеживается полностью. Замещение начинается обычно по трещинкам спайности и другим трещинам, постепенно захватывая все большие и большие площади (рис. 7) и, наконец, распространяясь на весь кристалл. Этот процесс особенно нагляден ввиду разной окраски обеих разновидностей оливинов. Форма кристаллов феррифаялита точно повторяет форму кристаллов Mn-фаялита, на месте которого он возник, но спайность оказывается иной. Наряду с совершенной спайностью, совпадающей с (001) исходного Mn-фаялита, у феррифаялита наблюдаются две системы совершенной спайности (или трещин отдельности?), располагающейся под углом  $60^\circ$  друг к другу, а по отношению к спайности (001) под углом, близким к прямому (углы определены прикладным гониометром).

Минерал раскалывается по трещинам спайности, образуя ступенчатые формы скола (рис. 8). При ударе от кристалла отделяются ограниченные плоскостями спайности параллелепипедальные кусочки. Лишь изредка удается наблюдать неправильный излом. В зернах минерал темно-серый до черного с металловидным блеском. Минерал непрозрачный и только в тонких сколах едва просвечивает буроватым цветом. Черта бурая. Минерал не люминесцирует в катодных и ультрафиолетовых лучах и не светится в инфракрасном свете. В отличие от фаялита, феррифаялит не растворяется в холодных HCl и  $H_2SO_4$ ; едва растворяется в холодной HF. Полное растворение достигается в смеси  $H_2SO_4$  и HF.

Твердость минерала определялась в полированном шлифе С. И. Лебедевой методом микровдавливания четырехгранной алмазной пирамиды на приборе ПМТ-3 при нагрузке 100 г. В разных участках кристалла обнаружена различная микротвердость, которая колеблется в пределах от 572 до  $744 \text{ кг/мм}^2$ , что в графическом переводе на шкалу Мооса соответственно равно 5,1—5,8. Эти колебания, по всей вероятности, отражают колебания в химическом составе минерала. Кроме того, в нем обнаруживается слабая анизотропия твердости I рода (Лебедева, 1961) с коэффициентом анизотропии  $K_H = 0,05$ .

Феррифаялит характеризуется такой же (средней) электромагнитностью, как Mn-фаялит, и не отделяется от него при электромагнитной сепарации. Точной константой его магнитности является средняя магнитная восприимчивость, равная  $57,7 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$  (определена А. П. Щербаковым для порошка минерала, приготовленного на химический анализ — табл. 6, № 3). Как и Mn-фаялит, феррифаялит — парамагнитный материал (определение В. М. Винокурова).



Рис. 7. Реликт фаялита в феррифаялите; виден резкий контакт между ними. Ув. 30, при одном никеле

Удельный вес  $3,90^1$  установлен методом гидростатического взвешивания из навески 967 мг.

Под микроскопом в шлифах обычной толщины феррифаялит при одном никеле непрозрачный — черный, только в очень тонких срезах и мелких выделениях начальной степени замещения он просвечивает темно-бурым цветом. При двух николях никаких оптических явлений не наблюдается. Даже в специально приготовленных очень тонких шлифах не обнаружено признаков плеохроизма и двупреломления. Оптические константы с Ng, 2V определить не удалось. В полированных шлифах феррифаялит характеризуется меньшей отражательной способностью, чем магнетит. Цвет его темно-серый, блеск слабый. Минерал то слабо анизотропен, то близкий к изотропному. В тяжелых иммерсионных жидкостях у феррифаялита в разных препаратах определены  $N = 1,957; 1,928$  и  $1,926$ , что может указывать на неоднородность минерала.

Химический состав, как и оптические константы феррифаялита непостоянны. Два химических анализа минерала, выполненные одним химиком в разное время, дали отличные результаты, особенно в содержании FeO и  $Fe_2O_3$  (табл. 6), что связано с неоднородным составом феррифаялита. Спектральным анализом в феррифаялите установлены также Zn — 0,0п, Mo, Cu — 0,000п (А. Ф. Новикова), а рентгенохимическим анализом (Л. А. Воронова) больше никаких элементов не открыто<sup>2</sup>.

В изученном Иддингсом (Iddings, 1885) оливине, богатом  $Fe_2O_3$ , под микроскопом наблюдались окислы железа и зерна кварца. При рассмотре-

<sup>1</sup> Пониженный удельный вес, видимо, связан с явлениями фазового распада, сопровождаемого расшатыванием и расширением элементарной ячейки.

<sup>2</sup> В феррифаялите (табл. 6, № 6), изученном И. Е. Сморгочевым, меньше MnO, найдено 0,35 вес. % ZnO, больше CuO — 0,00п, нет Mo, но есть Sc — 0,00п и Pb — 0,00п, что указывает на неодинаковый состав примесей в шлифах различных фаз разновозрастных гранитных массивов.

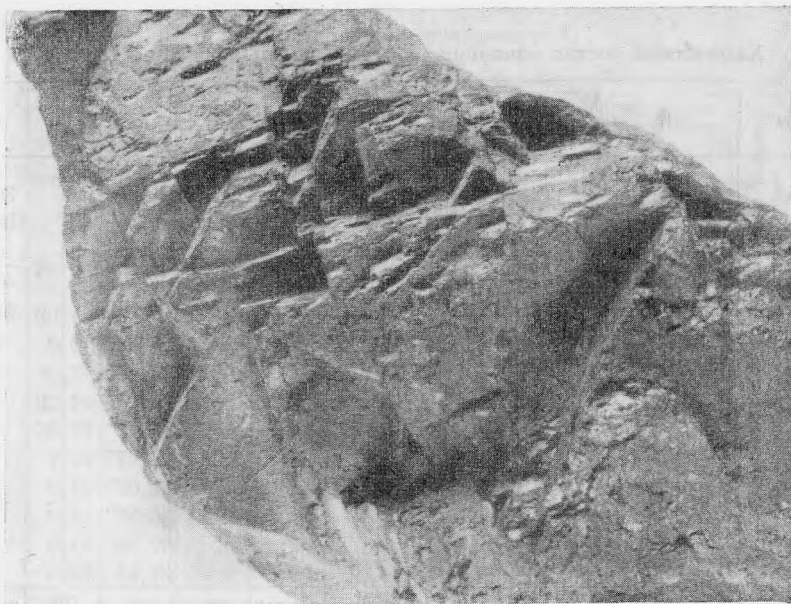
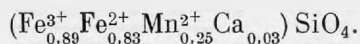


Рис. 8. Ступенчатые формы скола феррифаялита; видна спайность под углом 90° и отдельность(?) под углом 60° (ув. 1 : 1,5)

нии состава минерала из результатов химического анализа (табл. 6) им были отброшены все окисное железо и свободный кварц, выделенный из минерала горячей соляной кислотой.

В таласските под микроскопом не наблюдалось включений окислов железа и кварца. При расчете формулы минерала учитывались цифры анализа (табл. 6); в результате за счет  $Fe^{3+}$  получилась некомпенсация валентностей, на что Никитин (1936) не обратил должного внимания, дав следующую формулу минерала:  $(Fe, Mg)_5Fe^{3+}[SiO_4]_3$ .

Исследуемый феррифаялит физическими способами был освобожден от включений магнетита и жедрита, но незначительная примесь кварца (табл. 6—3, 4) и полевых шпатов (табл. 6—3) осталась. Исходя из этого и был произведен пересчет анализа феррифаялита (табл. 7) на формулу:



Особенность полученной формулы состоит в том, что сумма валентностей кислорода = 8, а катионов = 8,89, т. е. имеется большой избыток электроположительных валентностей, обязанный  $Fe^{3+}$ . У другого изученного нами феррифаялита (табл. 6) обнаруживается еще больший избыток суммы валентности катионов над суммой валентностей кислорода = 1,31.

В пироксенах при подсчете суммы валентностей тоже отмечается меньшая (Купо, 1955) или большая (Свешникова, Шабынин, 1961) некомпенсация валентностей катионов в счет  $Fe^{3+}$ , что указанными и другими авторами не обсуждается. В амфиболах и биотитах она обычно снимается замещением ОН на О.

В рассматриваемых оливинах некомпенсация валентностей достигает гораздо большего значения, чем в пироксенах, что требует своего объяснения.

Если небольшая некомпенсация валентности может быть отнесена за счет загрязнения материала или неточности анализа и его расчета, то

Таблица 6

## Химический состав оливинов, богатых окисным железом (вес. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	25,61	29,87	30,48	29,02	—	30,18
TiO <sub>2</sub>	—	0,08	0,07	0,06	—	Следы
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Следы	—	0,37	—	—	0,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,92	12,07	32,19	47,18	27,00	45,74
FeO	51,75	54,88	26,77	12,53	34,56	15,14
MgO	1,66	2,54	0,10	0,70	—	0,28
MnO	—	0,02	7,96	7,55	—	5,49
CaO	Нет	0,20	0,82	0,77	—	0,40
Na <sub>2</sub> O	—	0,71	0,14	—	—	—
K <sub>2</sub> O	—	0,08	0,08	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	} Нет	—	Нет	0,46	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>		—	0,80	2,07	—	1,92
Свободный SiO <sub>2</sub>	7,02	—	—	—	—	—
Сумма	100,96	100,45	99,78	100,34	—	100,24 *
В зернах (и шлифах)	Прозрачный	Полупрозрачный	Не прозрачные		Не прозрачные	
Ng	Большой	1,907	—	—	—	—
Np	Большой	1,870	—	—	—	—
N	—	—	1,927	1,957	—	—

1 — фаялит с видимыми включениями гематита и кварца из литофиз кислых лав (Iddings, 1885).

2 — таласскит из кварц-полевошпатовых шпиров в гранитоидах (Никитин, 1936).

3, 4 — феррифаялит изученного района из крупнозернистых шпиров гранитов жильной фазы; аналитик А. Т. Садикова.

5 — феррифаялит, полученный путем прокаливании Mn-фаялита при 700° (часть пробы, результаты анализа другой ее части даны в табл. 1, аналитик Р. Л. Тимофеева).

6 — феррифаялит из крупнозернистых шпиров главной фазы Аштского гранитного массива; Кураминский хребет (устное сообщение И. Е. Сморгочкова, аналитик Е. И. Ломейко).

\* В сумму входит также ZnO = 0,35.

большая некомпенсация может указывать или на то, что для минерала принята неправильная формула, или на то, что анализировалась смесь. Исходя из этого, а также принимая во внимание, что феррифаялит в конечном итоге превращается в гематит и кварц, произведен повторный расчет анализа феррифаялита как смеси оливина, гематита и кварца (табл. 8).

По цифрам расчета следует, что при окислении Mn-фаялита с частичным распадом на гематит и кварц состав его меняется в сторону относительного обогащения Mn. У феррифаялита Fe<sup>2+</sup> : Mn = 77 : 23, против 88 : 12 у исходного минерала, т. е. в нем как составная часть присутствует уже железистый кнебелит. На долю последнего приходится 55%, а остальная часть представлена SiO<sub>2</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Аналогичным образом был рассчитан другой анализ феррифаялита, приведенный в табл. 6 за № 4. Если принять его за мономинеральное образование, то получим следующую формулу феррифаялита:



Таблица 7

Расчет анализа феррифаялита \*  
(Аналитик Садикова А. Т.)

Окис- лы	Вес. %	Молекул. вес	Молек. коллич.	Атомное коллич. катионов	Вычитание **			Остаток феррифаялита			Число атомов катионов	Сумма валентн. катионов
					полевых шпатов	кварца	воды	атомное ко- лич. катио- нов	сумма кати- онов в окта- эдре	атомное ко- лич. анио- нов		
SiO <sub>2</sub>	30,48	60,06	5075	5075	204	354		4517		9034	1,00	4,00
TiO <sub>2</sub>	0,07	79,90	8	8				8		16		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,37	101,94	36	72	68							
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,19	159,68	2016	4032				4032	9050	6048	0,89	2,67
FeO	26,77	71,84	3726	3726				3726		3726	0,83	1,66
MnO	7,96	70,93	1122	1122				1122		1122	0,25	0,50
MgO	0,10	40,32	24	24				24		24	0,00	
CaO	0,82	56,08	146	146				146		146	0,03	0,06
Na <sub>2</sub> O	0,14	61,99	26	52	52							
K <sub>2</sub> O	0,08	94,19	8	16	16							
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	нет	—	—	—								
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,80	18,02	444	888			888					
Сумма	99,78									20116	3,00	8,89

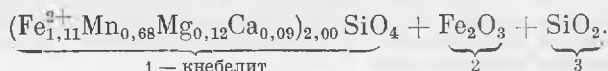
Сравнение основ: Si+Ti : 1 = 4517 + 8 = 4525 : 1 = 4525  
 (Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Mn, Ca, Mg) : 2 = 9050 : 2 = 4525  
 O : 4 = 20116 : 4 = 5029

Взята основа 4525, так как при основе 5029 часть Si замещается Fe<sup>3+</sup>, что у оливинов не принято.

\* Минерал освобожден от жедрита, магнетита и кварца: мельчайшие включения кварца и полевых шпатов не отделены.

\*\* Объяснения цифрам см. в примечании к табл. 8.

По правилу Паулинга, в устойчивых кристаллах положительные и отрицательные валентности должны компенсироваться. У феррифаялита некомпенсация положительной валентности равна 1,31. Это значит, что он неустойчив и распался на фазы следующего состава:



Итак, для двух анализов феррифаялита фазовый состав (в %) представляется следующим:

	1	2	3
Анализ 4, табл. 6 . . . . .	46	36	18
Анал. 3, табл. 6, табл. 8 . . . . .	55	30	15

У различных образцов феррифаялита (табл. 6—3, 4, 5, 6) степень распада на фазы возрастает с окислением железа. У менее окисленных — бурого полупрозрачного таласскита (табл. 6—2) и фаялита (табл. 6—1) очевидны различные состояния сегрегации выделившихся фаз.

Наличие Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, не связанного с кристаллической структурой фаялита, установлено аналитически Р. С. Япиной. Свободная окись железа Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> была выделена из феррифаялита в количестве 13,35 вес. % гидросульфитным методом, применяемым для определения Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в почвах. Меньшее,

чем в силикатном анализе (табл. 8) количество найденного этим способом  $Fe_2O_3$  связано как с неполным его растворением, так и с недостаточной степенью измельчения минерала.

Таблица 8

Расчет анализа феррифаялита  
(Аналитик Садикова А. Т.)

Оксиды	Вес. %	Молек. коллич.	Атомное коллич. катионов	Вычитание			Остаток кнебелита			Число атомов катионов	Фазовый состав феррифаялита, %
				$Fe_2O_3$	полевых шпатов*	избыточн. кварца*	атомн. коллич. катионов	сумма катионов в октаэдрах	атомное коллич. анионов		
$SiO_2$	30,48	5075	5075	2016	204	354	2501				Кнебелит — 53,1
$TiO_2$	0,07	8	8	—	—	—	8 <sup>5</sup>		1,00		
$Al_2O_3$	0,37	36	72	—	68 <sup>3</sup>	—	—				Гематит — 28 Кремнезем — 14
$Fe_2O_3$	32,19	2016	4032	4032	—	—	—				
FeO	26,77	3726	3726	—	—	—	3726		1,48		Продукты распада
MnO	7,96	1122	1122	—	—	—	1122		0,45		
MgO	0,10	24	24	—	—	—	24	5018	0,01		Полевые шпаты — 2,4 Кварц — 2,5
CaO	0,82	146	146	—	—	—	146		0,06		
$Na_2O$	0,14	26	52	—	52	—	—				Включения
$K_2O$	0,08	8	16	—	16	—	—				
$H_2O^-$	нет	—	—	—	—	—	—				
$H_2O^+$	0,80	444	888	888	—	—	—				
Сумма	99,78										

Сравнение оснований:

$(Si + Ti) : 1 = 2509 : 1 = 2509$   
 $(Fe, Mn, Ca, Mg) : 2 = 5018 : 2 = 2509$   
 $O : 4 = 10036 : 4 = 2509$

Чистый оливин соответствует железистому кнебелиту<sup>6</sup> с меньшим содержанием  $Fe^{2+}$  по сравнению с Mn-фаялитом; формула:  $(Fe^{2+}_{1,48}, Mn_{0,45}, Ca_{0,06}, Mg_{0,01})_2 SiO_4$ .

1 — Бралось эквивалентное  $Fe_2O_3$  количество  $SiO_2$ , согласно реакции  $Fe_2SiO_4 + O \rightarrow Fe_2O_3 + SiO_2$ , т. е. на два иона железа приходится один ион Si. Принято, что «гематит» частично превращен в «лимонит» —  $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ , тем более, что искусственно полученный феррифаялит (из фаялита, прокаленного до  $600^\circ$ ) в инфракрасном спектре показал полосы воды  $\approx 3-4\%$ .

2 — Неправильно распределенные включения полевых шпатов кое-где наблюдались под микроскопом, отделить их при подготовке на анализ не удалось; в других анализах Mn-фаялита и феррифаялита не было этих включений, так как не найдены щелочи и глинозем (см. анализы табл. 2 и 6).

3 — Остается 4 иона  $Al^{3+}$  за счет допустимой неточности определения  $Al_2O_3 = 0,02$  вес. % или за счет допустимой (+) погрешности расчета: при делении до третьего знака получим Na — 5, K — 2, Al — 7 и остатка Al не будет.

4 — Избыточный кварц получен сравнением эквивалентных количеств  $(Fe, Mn, Ca, Mg)_2$  и Si, при котором получен избыток  $SiO_2$ , который может быть отнесен за счет видимых в микроскоп включений кварца.

5 —  $TiO_2$  мог быть отнесен за счет включений рутила, но этот минерал не был нами обнаружен. Правильность определения  $TiO_2$  проверялась нами. Остается отнести его в кремнекислородные тетраэдры, как предлагает Соболев (1947).

6 — Согласно следующему расчету:

$$Fe^{2+} + Mn = 1,48 + 0,45 = 1,93; \quad Mn \cdot 100 : (Fe^{2+} + Mn) = 4500 : 193 = 23\%.$$

$$Fe^{2+} = 77\%, \quad Mn = 23\%.$$

Свободная  $SiO_2$  определялась по методу Э. С. Залманзон. Однако ни кварца (аналитик В. В. Покровская), ни опала (аналитик А. В. Кухарчик) обнаружено не было. Вероятно,  $SiO_2$  находится в другой форме.

Результаты электролиза не исключают нахождения в феррифаялите простых соединений  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . При заданных условиях опыта, в кислой среде ( $\text{pH} = 3$ ) золь не связанного в силикате  $\text{SiO}_2$  идет к катоду, а у анода накапливается анион  $\text{SiO}_2^{-2}$  оливина;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  из силиката и окисла поступает в катодную камеру, а в анодную диффундирует часть свободного  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в форме золя;  $\text{MnO}$  идет только к катоду (четыре слива на установке Э. Д.— 2 по методу Е. В. Рожковой и М. В. Серебряковой, при силе тока 30 *ma* и напряжении 200 *v*, произвели О. В. Щербак и А. И. Прокопец; химические анализы — по 12 определений  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{MnO}$  — сделаны Т. А. Костеровой).

Электрографическое исследование, которое помогло бы диагностировать  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  минералогически, выполнить не удалось, так как не представилось возможным выделить его в чистом виде.

Естественные феррифаялиты (отвечающие анализам 3 и 4 табл. 6) по значениям межплоскостных расстояний и интенсивности линий (табл. 9)

Таблица 9

Межплоскостные расстояния феррифаялитов

(Fe-излучение,  $D = 57,3$ ;  $d = 0,4$  мм)

1		2		1		2		1		2	
<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>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>
—	—	5,68	1	2,18	2	2,19	4	—	—	1,445	4
—	—	5,07	1	2,04	1	2,05	1	1,410	4	1,415	5
—	—	4,33	3	1,946	1	—	—	1,367	2	1,360	5
3,81	5	3,81	4	—	—	1,934	2	—	—	1,305	2
3,49	9	3,49	8	—	—	1,825	3	—	—	1,257	2
—	—	3,08	2	1,761	10	1,771	6	1,203	1	1,209	3
3,05	1	2,94	2	—	—	1,750	9	1,153	1	1,153	2
2,80	10	2,79	8	1,686	1	1,686	5	—	—	1,140	2
—	—	2,70	3	1,645	1	1,641	2	1,094	1	1,095	3
2,53	10	2,495	10	—	—	1,599	3	1,043	1	—	—
2,42	6	2,425	5	—	—	1,533	2	—	—	1,039	2
—	—	2,345	1	1,483	2	1,477	7	—	—	1,016	1
2,26	4	2,24	5	1,451	1	—	—	—	—	0,9908	1

1 — природный феррифаялит (см. анализ 3 табл. 6).

2 — искусственный феррифаялит, полученный отжигом Mn-фаялита при 600°.

относятся к оливинам, но не вполне соответствуют их железистым расстояниям, в частности, фаялиту (см. табл. 4). Феррифаялит дает недостаточно четкую дифракционную картину с несколько диффузивными отражениями, что указывает на некоторые нарушения его кристаллической структуры, и вместе с тем, снижает точность определения параметров элементарной ячейки.

Как ожидалось, Mn-фаялит, прокаленный до 600° и до 800°, дал дифракционную картину, соответствующую природному феррифаялиту (табл. 9). Последний при прокаливании до 800 и 900°, подобно прокаленному до 1000° Mn-фаялиту, превращается в смесь гематита и кремнезема.

Для изученных Mn-фаялита и феррифаялита на основе порошкограмм вычислены параметры ячейки, равные соответственно для первого  $a_0$  — 4,83;  $b_0$  — 10,46;  $c_0$  — 5,94 *kX* и для второго:  $a_0$  — 4,71;  $b_0$  — 10,5;  $c_0$  — 6,10 *kX*. Судя по этим цифрам, элементарная ячейка Mn-фаялита при превращении его в феррифаялит изменяется неравномерно:  $a_0$  на (—) 0,12;

$b_0$  на (+) 0,04,  $c_0$  на (+) 0,16, т. е. искажается. Эти изменения параметров отражают как понижение железистости фаялита в результате обособления фазы  $Fe_2O_3$ , так и увеличение объема элементарной ячейки (что более вероятно) с  $299,5 \text{ кХ}^3$  у Mn-фаялита до  $301,68 \text{ кХ}^3$  у феррифаялита. Увеличение объема ячейки на  $2,17 \text{ кХ}^3$  связано с ее расширением при выделении фазы  $Fe_2O_3$ , а не с окислением железа, так как  $riFe^{3+} < riFe^{2+}$ .

Принадлежность феррифаялита к минералам группы оливина подтверждена исследованием в лучах инфракрасного спектра, выполненного М. В. Ахмановой на приборе VR-10 фирмы Цейс в области  $400-4000 \text{ см}^{-1}$ . Спектры поглощения форстерита<sup>1</sup>, Mn-фаялита, Mn-фаялита, прокаленного при  $200$  и  $400^\circ$ , феррифаялита и феррифаялита, полученного прокаливанием Mn-фаялита при  $600^\circ$ , в целом оказались весьма близкими. В областях валентных и деформационных колебаний Si — O тетраэдров выявились большие отличия Mn-фаялита от форстерита, чем от феррифаялита (рис. 9, табл. 10).

Феррифаялит диагностируется как номинеральная фаза, но судя по характеру спектра, как бы разбавленная (особенно у полученного из Mn-фаялита при  $600^\circ$ ). Между тем, полос поглощения ни гематита (сравнено со спектром эталонного гематита), ни кремнезема (аморфного или кристаллического, обычно определяемого при содержании от 1—2%) не было зафиксировано. Фаялит имеет симметричный пик валентных колебаний, у форстерита и у феррифаялита он асимметричен по-разному. Пик деформационных колебаний симметричен у феррифаялита, несколько асимметричен у фаялита и совсем не симметричен у форстерита<sup>2</sup>.

Эти данные инфракрасной спектроскопии совпадают с результатами рентгеновского изучения оливинов, из которых известно, что структура фаялита более правильна, чем структура форстерита. Особенности структуры феррифаялита установлены впервые. Как и ожидалось, исходя из количественной стороны изоморфизма и величин ионных радиусов ( $Fe^{2+} > Mg > Fe^{3+}$ ), замена всего  $Fe^{2+}$  (фаялит) на Mg (форстерит) больше искажает Si — O тетраэдр, чем замена  $Fe^{2+}$  на  $Fe^{3+}$  (феррифаялит). Главным свойством фер-



Рис. 9. Кривые инфракрасного спектра поглощения:

1 — форстерит; 2 — Mn-фаялит; 3, 4 — феррифаялит; 5 — Mn-фаялит, прокаленный до  $600^\circ$  и ставший феррифаялитом. Условия опыта; 1—3 толстый слой; 4—5 тонкий слой

<sup>1</sup> Чистый форстерит с Куги-ляль (Памир) предоставил Ю. Л. Орловым.

<sup>2</sup> Повышение валентности железа не приводит (как сообщает Поваренных, 1956) к метамиктному распаду (Ахманова, Леонова, 1961 г.).



Таблица 10

Частота колебаний (в см<sup>-1</sup>) инфракрасного спектра оливинов

Колебания	Форстерит	Мп-фаялит			Феррифаялит					
		Естественный	Прокаленный **		Естественный	Полученный из Мп-фаялита при 600°***				
			200°	400°						
Валентные	1030)	—	—	—	—	1050 пл				
	990)									
	—									
	890						950	950	950	970
	850						880	890	880	870
Деформационные	—	830	840	840	—	830				
	615	—	—	—	—	—				
	—	—	—	—	580	—				
	—	565	565	565	—	565				
	510	—	510 пл	510 пл	500	—				
	—	475	475	475	—	470				
	427 пл*	—	—	—	—	—				
425	—	—	—	—	—					

Подчеркнуты наиболее интенсивные полосы поглощения.

\* пл — плечо на кривой.

\*\* На рис. 10 не помещены в целях его разгрузки.

\*\*\* В искусственном феррифаялите установлена сложная полоса H<sub>2</sub>O, по которой определено ее содержание 3—4 вес. %.

рифаялита является сохранение структуры оливина. По расчету анализа (табл. 8) в нем около 50% структуры находится в состоянии, близком к распаду, или частично распавшейся, но с SiO<sub>2</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, не обособившихся еще в виде аморфных или кристаллических частиц таких размеров, которые улавливались бы данным способом исследований.

У некоторых оптически монокристалльных пироксенов с помощью лауэграмм установлен распад на фазы: авгит + гиперстен; авгит + пизонит; клино- и ортопироксен + гематит или магнетит, или амфибол (Bown, Gay, 1959). Между тем на лауэграммах наших оливинов никаких интерференций поликристаллической фазы не обнаружено. Лауэграммы, снятые с тонкой (0,3—0,5 мм) пластинки шлифа, совместно находящихся Мп-фаялита и феррифаялита, в целом оказались сходными (рис. 10). На лауэграмме Мп-фаялита каждое отражение разделено на ряд точечных рефлексов, что свидетельствует о крупноблочном строении его кристаллов. На лауэграмме феррифаялита отражения диффузивные, что указывает на нарушение его структуры: искажение отражающих плоскостей, присутствие субмикроскопических инородных включений, микроблочность кристаллов. Нарушенность кристаллической структуры феррифаялита может быть обусловлена нахождением частиц других веществ (SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), дезинтегрирующих его.

Отсутствие на лауэграммах и дебаеграммах признаков многофазности феррифаялита позволяет заключить, что Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и SiO<sub>2</sub> настолько мелки (их размеры порядка размеров Si — O тетраэдров и Fe — O октаэдров или размеров нескольких ячеек SiO<sub>2</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), что не улавливаются этими способами исследования.

В электронном микроскопе поверхность свежего скола феррифаялита зернистая (рис. 11; снимки Н. Д. Самогоина), а у чистого оливина, как у реликтов фаялита в феррифаялите она ровная<sup>1</sup>. Округлые выпуклости на реплике и черные шарообразные частицы — псевдореплики (Гинзбург, Горшков, 1961) характеризуют строение поверхности феррифаялита. Четких признаков других фаз нет. Рисунок поверхности феррифаялита повторяет в миниатюре петельчатые и сетчатые узоры замещения форстерита

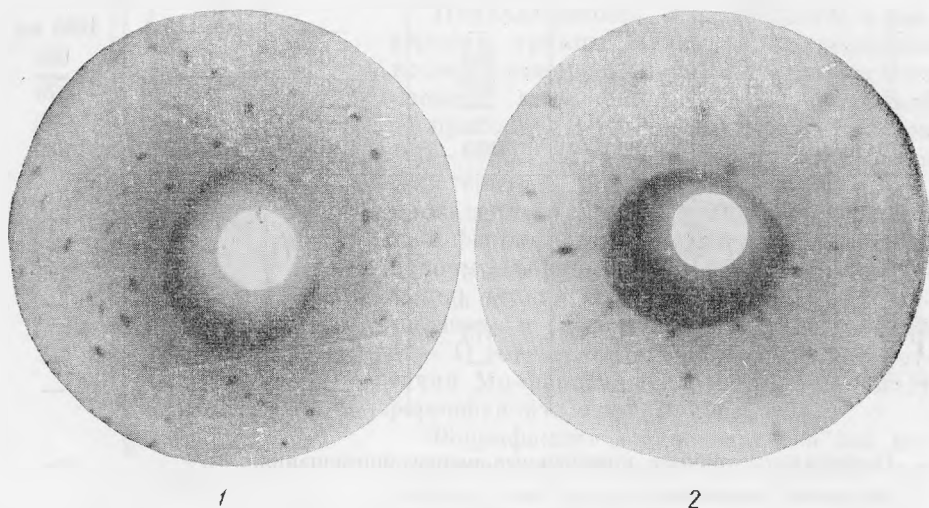


Рис. 10. Лауэграммы фаялита (1) и феррифаялита (2); луч ~ вдоль Ng фаялита (Cu-цефилтрованное излучение)

(оливина) серпентином и хризотилом, наблюдаемые в шлифах и в штуфах. По аналогии с ними, предполагается, что округлые зерна относятся к Mn-фаялиту, а пространство между ними — к агрегату  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (рис. 11). Размер зерен порядка 0,05—0,2 м.

Именно с тончайшей зернистой дезинтеграцией исходного Mn-фаялита, по-видимому, связаны отмеченные выше специфические особенности феррифаялита, найденные в рентгеновских и инфракрасных лучах, а также полное поглощение им видимых лучей спектра.

Результаты всех проведенных опытов не дают однозначного ответа о минеральном составе фаз феррифаялита, так как из трех фаз:  $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn})_2\text{SiO}_4$ ,  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , две вторые непосредственно как минералы не выявлены: их физическое состояние точно не известно: они не кристаллические, не аморфные, явно не метамиктные, но и не типично коллоидные.

Вместе с тем феррифаялит нельзя считать мономинеральным образованием, так как большая некомпенсация валентностей невероятна кристаллохимически. На основе данных химических анализов принимается распад его на фазы:  $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn})_2\text{SiO}_4$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и признается недостаточная разрешающая способность ряда выполненных опытов для прямого определения физического состояния фаз с химическим составом  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Косвенными экспериментальными данными возможного трехфазового состава феррифаялита являются признаки нарушения его кристаллической структуры по сравнению с Mn-фаялитом. К ним относятся: непрозрачность.

<sup>1</sup> Кристалл крупного (в 5—6 мм) прозрачного оливина из трубки «Удачная» (Якутия) предоставлен Е. Д. Надеждиной.

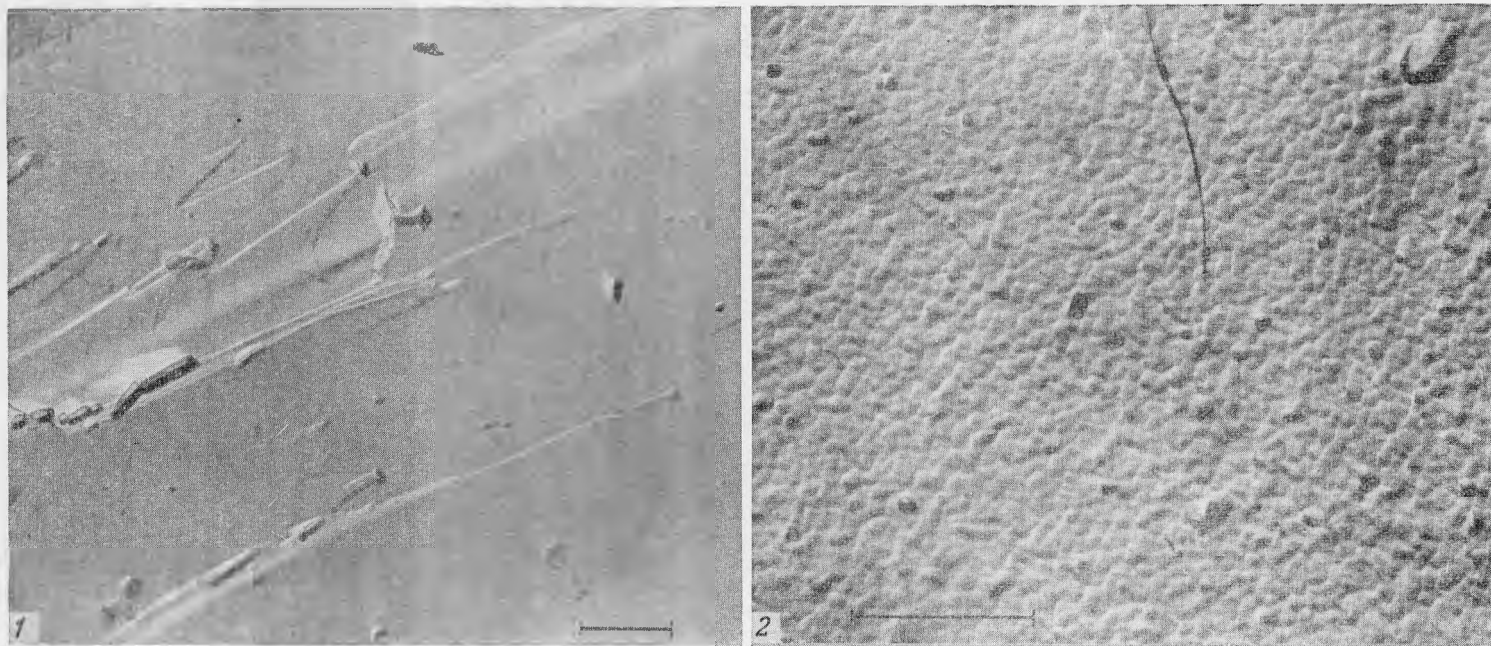


Рис. 11. Поверхность свежего скола прозрачного оливина (1) и непрозрачного черного феррифаялита (2).  
Электронно-микроскопические снимки, самооттененная угольная реулика. Оба снимка сделаны при ув. 6000  
(1 — ув. вдвое, 2 — ув. вчетверо)

диффузность отражений дебаеграмм и лауэграмм, «разбавленность» частот поглощения инфракрасного спектра, зернистость поверхности скола (под электронным микроскопом). Строго говоря, отмеченные особенности структуры феррифаялита отображают состояние, близкое к распаду, или начальную стадию процесса распада, при котором  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  не обособились еще в блок-кристаллы или аморфные тельца, так как находятся на местах, присущих им в решетке оливина, но не составляют уже единый каркас с  $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn})_2\text{SiO}_4$ , а как бы его разрезают.

Различия в кристаллическом строении Mn-фаялита и феррифаялита могли бы быть выявлены при помощи электронного парамагнитного резонанса, но для этого требуются сравнительно крупные (порядка 0,5—0,8 см) совершенно чистые кристаллы. В нашем распоряжении были мелкие (1—0,8 мм) осколки кристаллов, свободные от магнетита и других включений, и на них была предпринята попытка получить предварительные данные. Результаты магнитных измерений, выполненные В. М. Винокуровым на отечественном приборе, позволяют лишь утверждать, что Mn-фаялит и феррифаялит парамагнитные минералы и не содержат ферромагнитной фазы. Величины анизотропии магнитной восприимчивости в отдельных зернах измерить не удалось. Между тем при помощи изучения явления электронного парамагнитного резонанса можно было бы определить, имеются ли в феррифаялите некомпенсированные связи (Винокуров, 1961), обусловленные заменой  $\text{Fe}^{2+}$  на  $\text{Fe}^{3+}$ . Если бы это действительно было так, то можно было бы признать, что начальной стадии распада феррифаялита предшествовало своеобразное состояние с некомпенсированными валентностями (связями)  $\text{Fe}^{3+}$ .

### Гематит и кварц

Завершающей стадией изменения Mn-фаялита является образование по нему и феррифаялиту псевдоморфоз гематита с примесью кварца. Эти псевдоморфозы уже не содержат магнетита, окруженного кварцем, и магнетита, окаймленного жедритом, а также отдельных зерен жедрита. Гематитовая псевдоморфоза лишена спайности, свойственной двум разновидностям оливина, которые она замещает. Процесс гематитизации развит локально и обнаруживает приуроченность к определенным участкам крупнозернистых шпатов.

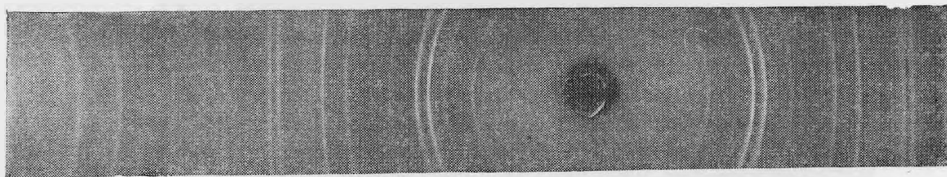


Рис. 12. Дебаеграмма гематита, полученного прокаливанием Mn-фаялита при 1000°

Образование гематита за счет оливина подтверждено нами экспериментально: прокаленный до 1000° Mn-фаялит дал типичную структуру гематита (рис. 12). Феррифаялит превратился в гематит при более низкой температуре 800°. Линии кварца на порошкограммах прокаленных Mn-фаялита и феррифаялитов отсутствуют. Из опыта известно, что прокаливание разрушающихся силикатов вызывает кристаллизацию простых окислов, но  $\text{SiO}_2$  при этом рентгено-аморфно. В порошке прокаленного Mn-фаялита, помимо гематита, наблюдаются мельчайшие зернышки кремнезема. Они изотропны, с низким показателем преломления, бесцветны, прозрачны, но

определить, к какой модификации кремнезема они относятся, не удалось (судя по температуре образования это может быть кристобалит).

На дифференциальной кривой нагревания феррифаялита, полученной Н. П. Соловьевой, наблюдается два эффекта (рис. 13). Слабый эндоэффект при 300° отвечает лимониту (точнее гидрогетиту), присутствующему в исходной пробе; количество его, судя по кривой, около 1—2%.

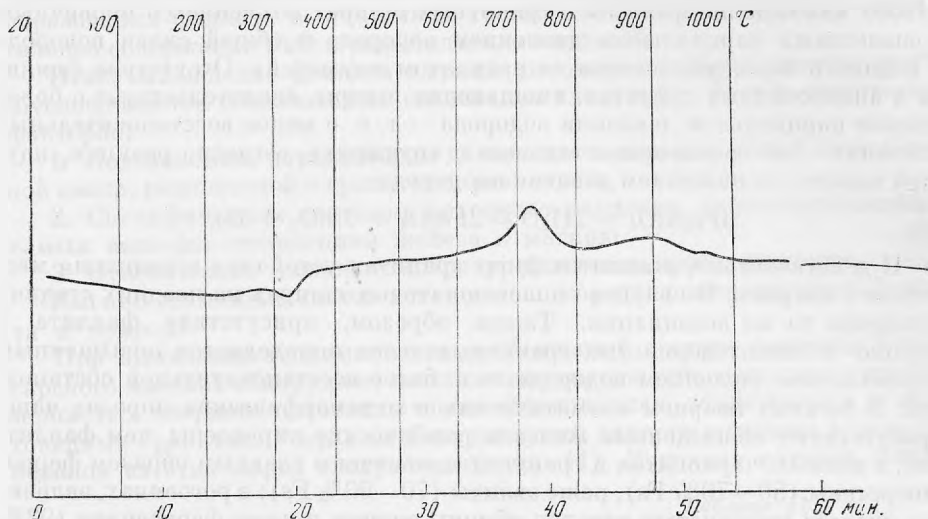


Рис. 13. Дифференциальная кривая нагревания феррифаялита

Четкий экзоэффект при 700° отвечает гематиту. Процесс его образования при отжиге феррифаялита выражен плавным поднятием кривой с двух сторон от главного пика. Дифференциальная кривая нагревания не показала присутствия кремнезема в высокотемпературных модификациях, так как он очень тонкодисперсен и не индивидуализировался как определенный минерал.

Преобразование фаялита в таласкит, затем в феррифаялит и, наконец, в гематит + кремнезем представляет ряд минералов, обусловленный не изоморфными замещениями, а фазовым состоянием, вплоть до полного распада.

Распад фаялита на фазы вызван окислением железа; процесс распада необратим. Конечными продуктами распада являются гематит и кремнезем.

Феррифаялит — это метастабильная промежуточная фаза, при которой еще сохранилась структура оливина, хотя более 50% ее уже нарушено, т. е. находится в состоянии, близком к полному распаду.

Итак, феррифаялит — это метастабильная разновидность минерала группы оливина, обусловленная не изоморфизмом, а физическим состоянием — начальным этапом распада на фазы.

#### ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ФАЙЛИТА

Появление фаялита в крупнозернистых гранитных шпихрах и последующие изменения минерала рассматриваются на основе геолого-петрографических наблюдений с привлечением различных экспериментальных данных (Гинзбург, Лисицина, 1962).

Шлировидная форма кварцево-полевешпатовых тел и их положение в верхних частях пологих даек аплитовидных гранитов указывают на возможное образование этих крупно- и гигантозернистых тел из обогащенных

летучими «пузырей» в кристаллизующейся гранитной магме. Представляется вероятным, что эти, обогащенные летучими, «пузыри», из которых возникли указанные шпировидные тела, в период кристаллизации фаялита имели свойства закрытой системы, давление в которой было отличным от давления во вмещающих аплитовидных гранитах.

В соответствии с экспериментальными данными И. А. Островского (1956) нахождение фаялита в гранитных шпирях объясняется первичным повышенным парциальным давлением водорода в общей смеси водорода и водяного пара, равновесного с расплавом «пузырей». Отсутствие фаялита в аплитовидных гранитах, вмещающих шпирь, свидетельствует о более низком парциальном давлении водорода — т. е. о менее восстановительных условиях — по сравнению с таковым в «пузырях», согласно реакции, идущей вправо с понижением давления водорода



И действительно, в аплитовидных гранитах устойчива ассоциация магнетита с кварцем. В кварцево-полевошпатовых шпирях на поздних стадиях устойчива та же ассоциация. Таким образом, присутствие фаялита в крупно- и гигантозернистых гранитных телах определяется повышенным парциальным давлением водорода, т. е. более восстановительной обстановкой. В богатых кварцем магматических и метаморфических породах чаще присутствуют обогащенные железом ромбические пироксены, чем фаялит. Так, в кислых чарнокитах и гранулитах отмечены главным образом феррогиперстены (50—70% Fs), реже эвлиты (70—90% Fs); в роговиках, эвлизитах, железо-кремнистых породах обычны эвлиты и даже ферросилит (92% Fs), в литофизах обсидианов найдена метастабильная моноклинная модификация Mg — Fe<sup>2+</sup> пироксенов — клиноферросилит (95% Fs). Проценты Fs даны по химическому составу и оптическим свойствам.

Фаялиты из гранитных пород, как правило, более железистые, чем вышперечисленные пироксены. Например, фаялит в гранитах и в литофизах обсидианов имеет состав: 95—100% Fa. Проценты Fa вычислены из цифр химического анализа. Простое сопоставление цифр железистости пироксенов и оливинов из кислых горных пород показывает, что оливины в них более железистые. Более того, ромбические пироксены, соответствующие наиболее железистым фаялитам, в природе неизвестны. Эти наблюдения находятся в соответствии с результатами экспериментальных исследований (Bowen, Schairer, 1935), согласно которым в системе MgSiO<sub>3</sub> — FeSiO<sub>3</sub> при содержании свыше 94% FeSiO<sub>3</sub> и 860—865°, вместо ромбического пироксена устойчивы только фаялит и кварц. В этой системе при меньшем содержании Fe<sup>2+</sup> и в интервале до 1305° сосуществуют менее железистые оливины и тридимит. Такая ассоциация была установлена в шлаках (Курцева, 1956), где оливин образует реликты в клинопироксенах. Следовательно, наблюдаемый парагенезис фаялита и кварца в рассматриваемых гранитных породах определяется очень высоким содержанием Fe<sup>2+</sup> относительно Mg в исходном расплаве.

Материнскими породами аплитовидных гранитов с крупнозернистыми шпировыми образованиями, включающими фаялит, являются близкие к аляскитам крупнозернистые граниты, которые слагают Чаркасарский массив. Как крупнозернистые граниты, так и их жильные производные — аплитовидные граниты — по своим геолого-петрографическим характеристикам являются обычными гранитными породами. Они не обнаруживают каких-либо особенностей состава, в частности повышенного валового содержания железа, которым, казалось, можно было бы объяснить появление фаялита в крупнозернистых обособлениях. Количества FeO и MgO в аплитовидных гранитах отвечают известным в такого рода породах. Однако :

Чаркасарском массиве при близком валовом содержании железа, во все более молодых гранитных породах, несколько падает содержание  $MgO$  и повышается относительное содержание  $FeO$ . Соответственно несколько повышается железистость «проходящих» минералов, например биотита и ортита. Так, в ранних гранитоидах Чаркасарского массива  $Nm$  биотита 1,665—1,670, а  $Ng$  ортита 1,780; в поздних аплитовидных гранитоидах  $Nm$  биотита 1,686—1,705, а  $Ng$  ортита 1,790. Эти данные показывают, что к моменту образования фаялита в остаточном гранитном расплаве возросло относительное содержание  $FeO$  и повысилась его активность.

Итак, нахождение фаялита в гранитных породах Кураминского хребта обуславливается обязательным сочетанием следующих физико-химических факторов:

1. Повышенным парциальным давлением водорода в общей газовой смеси, равновесной с гранитным расплавом.

2. Специфическим составом исходного расплава, характеризующимся самым высоким отношением железа к магнию.

3. Относительно низкой температурой начала кристаллизации.

Именно этим объясняется исключительно редкая встречаемость фаялита в природе.

При выявлении геохимических особенностей состава гранитов Чаркасарского массива обнаружено повышенное содержание марганца в крупнозернистых кварцево-полевошпатовых образованиях, заключенных в аплитовидных гранитах. Результаты определений данного элемента в ряде минералов из этих пород следующие (табл. 11). В других случаях фаялит

Таблица 11

Содержание  $Mn$  в минералах крупнозернистых шпиров

Минерал	Вес. %	Аналитики
Фаялит . . . . .	7,77	Садикова А. Т.
Ильменит . . . . .	3,98	Ниссенбаум П. Н.
Ортит . . . . .	2,61	} Алексеева О. А.
Биотит . . . . .	2,61	
Магнетит . . . . .	1,08	
Вольфрамит* . . . . .	7,77	Сендерова В. М.

\* Из шпиров в главной фазе Аштского гранитного массива полный анализ (вес. %):  $FeO$  15,82;  $MnO$  7,77;  $MgO$  0,22;  $CaO$  следы;  $SnO_2$  0,00;  $PbO$  0,00;  $(Ta, Nb)_2O_5$  0,00;  $WO_3$  76,15; сумма 99,96; анализ В. М. Сендерова, уд. вес 7,22 (устное сообщение И. Е. Сморгочкова).

из гранитных пород не всегда имеет в своем составе повышенное количество  $Mn$  (Palache, 1950 и др.). Это указывает на некоторую специфику состава изученных шпиров, тем более, что обычно  $Mn$  накапливается в поздних пегматитах, относящихся к литиевому типу (Гинзбург А. И., 1955; Гинзбург И. В., 1959).

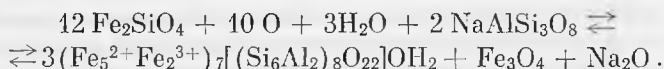
Изложенными выше данными исчерпываются имеющиеся в нашем распоряжении сведения об общих и частных условиях образования фаялитов в крупнозернистых гранитных шпирях.

В дальнейшем фаялит из шпиров Чаркасарского массива претерпевает ряд превращений, среди которых различаются две группы. Первая, ранняя, группа превращений характеризуется четким обособлением минеральных фаз, возникших на месте исходного фаялита (1-я и 2-я стадии измене-

ция фаялита, см. выше). Второй группе превращений свойственно топкодисперсное состояние, приводящее к легко диагностируемым миперальным фазам только в конце процесса (4-я стадия изменения фаялита, см. выше).

Магнетит и кварц, как показано в описательной части, являются наиболее ранними продуктами превращения фаялита. Естественно считать их наиболее высокотемпературными и возникающими непосредственно вслед за кристаллизацией фаялита, при некотором уменьшении парциального давления водорода (Островский, 1956). К моменту замещения фаялита магнетитом и кварцем кристаллизация кварц-полевошпатовых обособлений не была полностью завершена, так как здесь же отдельно от фаялита возникали магнетит с кварцем. В противном случае пришлось бы допустить различные значения парциального давления водорода в отдельных участках небольших крупнозернистых шпиров, что мало вероятно.

К более поздним продуктам превращения фаялита относится ассоциация жедрита и магнетита. Появление амфибола — миперала, содержащего воду, свидетельствует о том, что такого рода превращение происходило при более низкой температуре и более высоком потенциале кислорода, нежели образование ассоциации магнетита и кварца:



Аналогичная ассоциация минералов, замещающих фаялит кристаллических сланцев, в свое время рассматривалась Д. С. Коржинским<sup>1</sup>, который отмечал, что подобная реакция шла в условиях притока окисляющих веществ извне, путем диффузии. В нашем случае закрытой системы повышение потенциала кислорода скорее всего осуществлялось за счет внутренних резервов.

Морфологические особенности второй группы превращений Mn-фаялита — приуроченность их к трещинам спайности в начальной стадии и полное замещение в конце процесса — указывает на постепенное преобразование минерала в твердом состоянии.

Присутствие в феррифаялитах  $\text{Fe}^{3+}$  вместо  $\text{Fe}^{2+}$  в фаялитах служит указанием на то, что образование феррифаялита было вызвано значительным повышением парциального давления кислорода. Наблюдающееся усиление процесса превращения указывает на все возрастающую активность кислорода<sup>2</sup>. В качестве возможной причины повышения активности кислорода предполагается раскрытие ранее закрытой системы шпиров с проникновением в них кислорода из атмосферы, что позволяет признать низкотемпературным, гипергенным процессом замещение фаялита феррифаялитом и последующую их гематизацию. В пользу открытой системы говорят обязательные притоку кислорода из воздуха обособления гематита и кварца в фаялите из литофиз обсидианов и переход  $\text{Fe}^{2+}$  в  $\text{Fe}^{3+}$  в роговых обманках базальтов. Опытным путем превращение фаялита в феррифаялит, а затем распад на гематит и кварц, осуществлено нами в открытой системе при нагревании, которое вызывает интенсификацию процесса, вероятно, не изменяя его физической природы.

Преобразование железистых оливинов — фаялтонов в феррифаялит, т. е. переход входящего в их состав  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  определяется, с одной стороны, свойством структуры оливинов, у которых не все благополучно с расстояниями Si — O и O — O в тетраэдрах (Белов, 1960), что и определи-

<sup>1</sup> У Коржинского указан грюнерит:  $8\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + 3\text{O} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Fe}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{OH}_2 + 3\text{Fe}_3\text{O}_4$ .

<sup>2</sup> В частности, переход магнетита в гематит при повышении парциального давления кислорода показан экспериментально (Flaschen, Osborn, 1957).



ет неустойчивость природных оливинов, а, с другой стороны, — необратимостью изменения структуры нагретых кристаллов железистых оливинов, в отличие от остальных оливинов, структура которых частично восстанавливается после охлаждения (Елисеев, 1958). Частные особенности структуры оливинов определяются составом катионов (Mg и  $Fe^{2+}$ ) в октаэдрах.

Как предполагается в результате произведенных исследований, феррифаялит представляет собой фаялит, неполностью распавшийся на фазы под влиянием превращения закисного железа в окисное и в связи с невозможностью существования устойчивых минералов с некомпенсированной валентностью. Распад оливина происходит за счет привноса кислорода воздуха согласно следующей реакции:



Так как возможен разрыв во времени между окислением закисного железа и обособлением  $Fe_2O_3$  и  $SiO_2$ , не исключено превращение некоторых участков фаялита сначала в метастабильный  $Fe_2^{3+}SiO_4$ , который и распадается на  $Fe_2O_3$  и  $SiO_2$ . В том и другом случае минерал утрачивает прозрачность.

Итак, в процессе гипергенного изменения Мп-фаялита при превращении его в феррифаялит, видимо, сперва происходит индивидуализация  $Fe_2O_3$  и  $SiO_2$  в виде равномерно рассеянных фаз. В ходе дальнейшей истории эти окислы, очевидно, оформляются в отдельные блок-кристаллы тонкодисперсных полукристаллических гематита и кварца. Наконец, от феррифаялита остаются отдельные неуплачиваемые реликты в смеси гематита и кварца — наступает полный распад минерала с образованием псевдоморфозы гематита и кварца.

#### ВЫВОДЫ

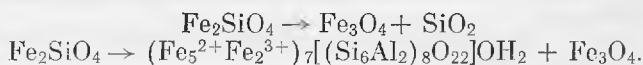
1. В гранитных породах появление фаялита определяется высоким парциальным давлением водорода и очень высоким содержанием  $Fe^{2+}$  по отношению к Mg.

2. Изменения фаялита в закрытой системе — на глубине — связаны с повышением парциального давления кислорода и понижением температуры.

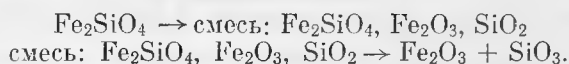
3. Изменение фаялита в открытой системе — вблизи поверхности — обусловлено теми же факторами, при усиленном притоке кислорода.

4. Изменение фаялита идет с образованием следующих минералов:

Закрытая система



Открытая система



5. Преобразование фаялита в гематит и кварц сопровождается промежуточным «минералом» феррифаялитом.

6. Феррифаялит — «минерал», состоящий из трех фаз — фаялита и тонкодисперсных форм  $Fe_2O_3$  и  $SiO_2$ , минералогически не определенных.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ахманова М. В., Леонова Л. Л. Исследование метамиктного распада цирконов с помощью инфракрасных спектров поглощения. — Геохимия, № 5, 1961.  
 Белов Н. В. Развернутые формулы берилла. — Геохимия, № 8, 1959.  
 Белов Н. В. Кристаллохимические рамки рассмотрения вопросов изоморфного вхождения бора в силикаты. — Геохимия, № 6, 1960.

- Великославенский Д. А. Петрология Выборского массива рупакиви.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 3, 1953.
- Винокуров М. В. К магнитным свойствам минералов.— Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 90, вып. 5, 1961.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия (перев. с англ.). Изд-во иностр. лит-ры. М., 1953.
- Гинзбург А. И. Минералого-геохимическая характеристика литиевых пегматитов.— Труды Минерал. музея АН СССР, вып. 7, 1955.
- Гинзбург И. В. Об изменении вещественного состава гранитной магмы, ведущем к образованию литиевых пегматитов.— Труды Минерал. музея АН СССР, вып. 10, 1959.
- Гинзбург И. В., Сидоренко Р. А., Рогачева Д. Л. О зависимости между главными изоморфными замещениями и некоторыми параметрами кристаллической структуры амфиболов.— Труды Минерал. музея АН СССР, вып. 12, 1961.
- Гинзбург И. В., Горшков А. И. О графите квантовых сланцев Кейв (Кольский п-ов).— Труды Минерал. музея АН СССР, вып. 12, 1961.
- Гинзбург И. В., Лисицина Г. А. Об условиях образования и преобразования фаялита гранитных пород. Тезисы доклада. Бюлл. МОИП, т. 38, отдел геол. вып. 2, 1962, стр. 161.
- Елисеев Э. Н. Новые данные о кристаллической структуре оливина. Кристаллография. Изд-во АН СССР, вып. 3, № 3, 1958.
- Норжинский Д. С. Парагенетический анализ кварцсодержащих бедных кальцием кристаллических сланцев архейского комплекса Южного Прибайкалья.— Зап. Всерос. мин. об-ва, ч. 65, вып. 12, 1936.
- Курцева Н. П. Химико-минералогическое исследование шлаков никелевого производства.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 6, 1956.
- Лебедева С. И. О микротвердости минералов.— Труды ИМГРЭ, вып. 6, 1961.
- Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. Госгеолиздат, 1947.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Никитин В. Д. Новая разновидность минерала оливиновой группы.— Зап. Всерос. мин. об-ва, серия 2, ч. 65, вып. 1—2, 1936.
- Островский И. А. Эксперимент в системе биотит — вода, фаялит — вода и выводы об участии водорода в гранитной магме.— Докл. АН СССР, т. 108, № 6, 1956.
- Поваренных А. С. К вопросу о сущности метамиктного распада минералов.— Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 85, вып. 4, 1956.
- Свешникова Е. В., Шабьин Л. И. О зеленых клинопроксенах из скарновых пород и некоторых других метасоматических образованиях.— Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 90, вып. 2, 1961.
- Смелянинов Н. А. (соавтор). К минералогии и геологии Ворзоба. АН СССР Тадж.-Памир. экспед. 1933.— Труды экспед., вып. 34, 1936.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск. гос. ун-та, 1947.
- Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростеньского плутона.— Уч. зап. Львов. гос. ун-та, т. 6, серия геол., вып. 5, 1950.
- Трегёр В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов (перев. с нем.). Госгеолтехиздат, 1958.
- Bowen N. L., Schairer J. F. The sistem  $MgO-FeO-SiO_2$ .— Amer. Journ. sci., 29, N 170, 1935.
- Bown M. G., Gay P. The identification of oriented inclusions in pyroxene crystals.— Am. Min., 44, N 5—6, 1959.
- Flachen S. S., Osborn E. F. Studies of the sistem iron oxide — silica — water at low oxigen partial pressures.— Ekonom. Geol., 52, N 8, 1957.
- Henriques A. Optical and phisical properties of knebelite.— Arkiv Mineral. och Geol. Svenska akad., 2, h. 3, 1957.
- Iddings I. P. On the occurence of fayalite in lithophyse of obsidian and rhyolite in the Jallowstone National Park.— Amer. Journ. sci., 30, № 175, 1885.
- King E. A. A fayalite-bearing pegmatite, burnet country, Texas.— Amer. Mineral., 46, N 5—6, 1961.
- Kuno H. Ion substitution in the diopside-ferropigeonite series of clinopyroxenes.— Amer. Mineral., 4, N 1—2, 1955.
- Mc. Dougall J. Optical and chemical studies of pyroxenes in differentiated tasmanian dolerite.— Amer. Mineral., 46, N 5—6, 1961.
- Palache C. Fayalite at Rockport Massachusetts.— Amer. Mineral., 39, N 9—10, 1950.
- Seitari I. A ferroan — aluminioan anthophyllite from Kemiö, Finland.— Bull. Comm. Geol. Finland., 29, N 172, 1956.
- Seki V., Yamasaki M. Aluminian ferroanthopfillite from the Kitakami Mountain land, Northern Japan.— Amer. Mineral., 42, N 7—8, 1957.
- Shibata H. Fayalite pegmaute from Sirawadani prov. of Omi, Japan.— Geol. Soc. Japan Journ., 46, 1937.

В. Н. ДУБИНИНА, И. А. КОРНИЛОВИЧ

**К МИНЕРАЛОГИИ ЦИНКОВЫХ ОКИСЛЕННЫХ РУД  
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ**

Химия, минералогия и последовательность образования окисленных цинковых руд в гипергенных условиях в общих чертах рассмотрены в ряде работ (Смирнов, 1955а; Эммонс, 1935; Boswell a. Blanchard, 1927). Наиболее полные обобщения можно найти в работах С. С. Смирнова (1934, 1955а, б). Детали процесса образования этих руд, а также случаи отклонения от общей закономерности окисления освещены в сравнительно небольшом числе статей, опубликованных в недавнее время (Болгов, Розыбакиева, 1956; Горжевская, 1951; Кормилицын, 1935; Розыбакиева, 1958; Сумин, 1941).

В связи с резко возросшим за последние годы интересом к редким и рассеянными элементам, авторы поставили целью проследить различные стадии образования окисленных цинковых руд Восточного Забайкалья и распределение ничтожных примесей некоторых элементов (индия, кадмия, галлия, германия, иттрия и др.) как в плотных окисленных рудах и лимонитах, так и в измененных до рыхлого состояния, так называемых охрах<sup>1</sup>.

Изучение зоны окисления полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья проводилось по заданию ВСЕГЕИ в 1954—1958 гг. Окисленные руды исследованы в Шилкинско-заводской, Тайнинской, Нерчинско-заводской, Явленской, Кадаинской, Покровской, Акатуевской группах месторождений, всего более чем на 20 месторождениях.

Месторождения в большинстве приурочены к карбонатным породам, обычно к доломитам, реже к известнякам, довольно часто к зонам контакта карбонатных пород с некарбонатными; залегают они также среди сланцев и песчаников.

Наиболее отчетливо в полиметаллических месторождениях Восточного Забайкалья проявлены следующие последовательные гипогенные стадии рудообразования: пирит-арсенипиритовая, пирит-пирротиновая, сфалеритовая, галенитовая, кварц-арсенипиритовая, сульфоантимонитовая и антимонитовая. Стадии рудообразования редко наблюдаются в изолированном виде, чаще они наложены, и сульфидные руды характеризуются слож-

<sup>1</sup> Спектральный и химический анализы минералов зоны окисления, лимонитов и окисленных руд выполнены во ВСЕГЕИ в спектральной лаборатории аналитиками А. П. Григорчук, Л. И. Денисенко, Ш. Ю. Юсуповой и в Центральной химической лаборатории аналитиками А. С. Акельевой, К. А. Баклановой, Е. Н. Барановой, Е. Г. Ивановой, Л. И. Чуенко.

ным составом. Текстура руд массивная, прожилково-вкрапленная, прожилковая и вкрапленная. Жильные нерудные минералы представлены, главным образом, карбонатами — кальцитом, доломитом, алкеритом, олигопитом, а также кварцем.

Главным минералом, содержащим цинк, в сульфидных рудах является сфалерит. В большинстве месторождений более ранняя генерация сфалерита сильно железистая темноокрашенная и содержит включения продуктов распада твердого раствора — халькопирита, пирротина и станина, а более поздняя светлоокрашенная разность почти свободна от примесей.

Изменение сфалерита в условиях карбонатной среды и миграция цинка и связанных с ним редких элементов при образовании окисленных руд является основной темой статьи.

Специальными исследованиями распределения редких и рассеянных элементов в сульфидных полиметаллических рудах Восточного Забайкалья (Кузнецов, 1959; Кузнецов и др., 1959) выяснено, что каждая стадия минералообразования характеризуется определенным комплексом сопутствующих элементов-примесей.

Со сфалеритовой стадией связано присутствие индия, кадмия, олова, галлия (табл. 1). Второстепенное значение в сфалерите имеют примеси серебра, сурьмы и мышьяка.

Наиболее распространенными минералами цинка в зоне окисления являются карбонаты цинка, каламит, реже соконит. Очень редко наблюдаются виллемит, адамит, гидроцинкит, розазит, аурихальцит. С. С. Смирновым (1955б) отмечен в отвалах госларит, развитый по сфалериту. Карбонаты цинка наблюдаются в трех генерациях. Первой, наиболее ранней генерацией является монгеймит, вторая и третья генерации представлены смитсонитом.

При окислении сфалерита в карбонатных породах цинк не транспортируется на значительные расстояния от исходной руды, а тут же образуется карбонат цинка путем метасоматического замещения сфалерита, жильного карбоната или вмещающей карбонатной породы. В сфалерите развитие карбоната цинка начинается по границам зерен (рис. 1).

На образцах из Мальцевско-Килгинского, Благодатского, Воздьянско-Цагайского, Каразургинского месторождений прослежено постепенное замещение монгеймитом крупнокристаллического карбоната. Этот карбонат условно отнесен к доломиту на основании максимального показателя преломления ( $N_D = 1,686$ ) и термограммы, соответствующей эталонной термограмме доломита; по составу он отличается от последнего наличием железа и марганца (0,72% FeO, 2,55% MnO).

Замещение доломита монгеймитом начинается, как правило, с периферии зерен в участках, контактирующих со сфалеритом. В связи с тем, что доломит нередко характеризуется правильной ромбоэдрической формой, в шлифах видно, что монгеймит вначале околнуривает зерна доломита в виде сети параллелограммов (рис. 2), затем развивается по трещинкам спайности в доломите и постепенно замещает его нацело. Нередко этот процесс сопровождается выщелачиванием, и среди плотной зернистой массы монгеймита возникают кавернозные участки с правильным решетчатым строением. Ромбоэдрическая форма пустот типична для монгеймитовых руд, заместивших карбонатные породы.

Монгеймитовые руды имеют светлую окраску, чаще всего кремовую или светло-серую, а при выделении железа из состава монгеймита в виде гидроокислов, окраска становится бурой и коричнево-бурой. В случае полного замещения монгеймита гидроокислами железа образуется сливной плотный лимонит темно-бурого цвета, характеристика которого приводится ниже.

Таблица 1

Содержание элементов-примесей (в %) в сфалерите по результатам спектрального и химического анализов \*\*

Минерал	Месторождение	Tn	Cd	Sn	Ga	Ag	Sb	Cu	As
Сфалерит	Воздвиженское	0,001—0,06	0,05—0,1	0,01—0,1	0,005—0,01 0,0053 *	0,001—0,01	0,05—0,5	0,008—0,5	0,01—0,1
»	Октябрьское	0,001—0,01 0,0125 *	0,08—0,2 0,15—0,3 <sup>1</sup> *	0,01—0,5	0,001—0,01	0,001—0,005	0,1—0,5		
»	Центральное	0,005—0,03 0,0080— —0,0200 *	0,05—0,1	0,03—0,06	0,005	0,005	0,1—0,5		
»	Спасское	0,001—0,005	0,1—0,3	0,03—0,6	0,003—0,005	0,001—0,005	0,05—0,5	0,1—0,3	0,05—0,1
»	Ивановское	0,001—0,1	0,05—0,5	0,1	0,0005—0,001	0,005—0,008	0,2		
Сфалерит темно-бу- рый с включения- ми станина	Екатерино-Благо- датское	0,4—0,5		0,04	0,001				
Сфалерит тот же без включений	То же	0,01—0,03	0,1	0,03	0,005	0,001—0,003			
Сфалерит светло-бу- рый	»	0,004—0,01	0,5	0,01		0,006—0,009	0,01—0,1		
Сфалерит темно-бу- рый	Благodatское	0,03—0,1	0,1—1	0,03—0,1	0,001	0,001—0,01	~0,03	0,1—1	0,1
Сфалерит светло-бу- рый	»	0,01—0,1	0,3—1	0,01—0,1	0,003	0,001—0,01	0,01—0,03	0,1—1	0,1—0,3
Сфалерит крупно-зер- нистый черный с широтинном	Покровское	0,001—0,05 0,03 *	0,04 0,20 *		0,0001 *				
Сфалерит с пиритом и анкеритом	»	0,001—0,01	0,05 0,21 *		0,0001 *				
Сфалерит из основ- ной массы полиме- таллической руды	»	<0,001 0,01 0,0035 *	0,06 0,18 *		0,0001 *				
Сфалерит	Кадашское	0,001—0,1	0,3—1	0,01—0,1	0,003—0,006	0,001—0,01		0,1—1	
»	Акагуевское	~0,003	0,01—1 0,8 *	0,001— —0,003		<0,001		0,03—0,1	0,1—0,3

\* Цифры со звездочкой — результаты химического анализа.

\*\* Таблица составлена по материалам авторов с использованием данных К. Ф. Кузнецова 1957—1958 гг., П. Л. Читасовой 1958 г., Д. Б. Плигиной 1957 г., О. П. Поляковой 1957 г., С. И. Талдыкина 1954 г., Н. Я. Мохова 1953 г.

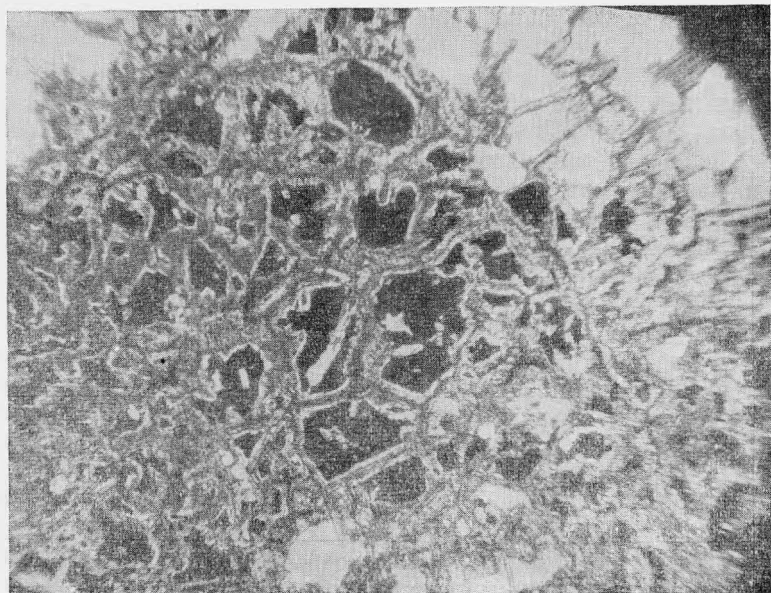


Рис. 1. Замещение сфалерита (черное) по границам зерен монгеймитом (темно-серое) и смитсонитом (белое). Шлиф 96в, без анализатора,  $\times 40$ . Спасское месторождение

Обычно среди монгеймита, наряду с кавернозными решетчатыми участками, встречаются реликты галенита, замещенные по периферии черным церусситом или серым и зеленовато-белым миметезитом; наблюдаются также псевдоморфозы лимонита по кристаллам арсенопирита и пирита. Наличие реликтов перечисленных сульфидов или псевдоморфоз замещения по ним с несомненностью свидетельствует о том, что в карбонатных породах или карбонатной жильной массе монгеймит возникал тут же, на месте полиметаллических руд.

Малоизмененные светлые монгеймитовые руды встречаются редко. Как правило, происходит выделение лимонита за счет разложения монгеймита, с одновременным переотложением здесь же карбоната цинка, чаще всего в виде оолитовидного зернистого смитсонита (вторая генерация карбоната цинка) (рис. 3). Последний слагает также прожилки, рассекающие монгеймит, или выстилает стенки каверн в монгеймите. Оолитовидный смитсонит по сравнению с монгеймитом имеет более крупнозернистое строение (до 0,7 мм). Его зерна характеризуются чередованием концентрических зон светлого прозрачного смитсонита с зонами темно-коричневого, почти вишнево-красного в шлифах в проходящем свете, лимонита (рис. 4). Очень характерно, что в прожилках отдельные индивиды оолитовидного смитсонита не имеют законченной формы, образуя неполно развитые зональные зерна.

Разложение концентрически-зонального смитсонита сопровождается выносом цинка и образованием лимонита скорлуповатого сложения. Последний часто сохраняется среди плотного лимонита, являясь индикатором его генезиса.

К третьей, последней генерации карбоната цинка относятся безжелезистые белые или совершенно бесцветные, а нередко и прозрачные разновидности смитсонита, образующиеся в результате переотложения двух пер-

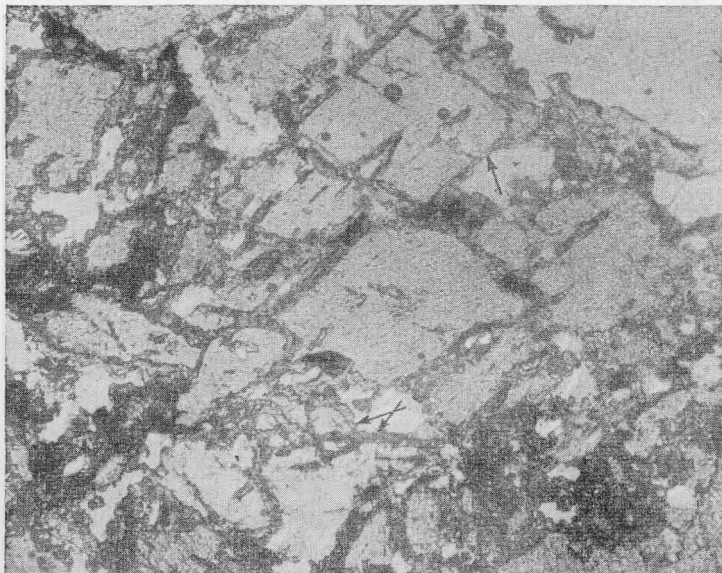


Рис. 2. Развитие монгеймита (указано стрелками) по границам зерен и по спайности в доломите. Шлиф 88, без анализатора,  $\times 30$ . Мальцевско-Килгинское месторождение

вых генераций карбоната цинка. Смитсонит этой генерации нарастает на концентрически-зональный смитсонит, выстилает стенки каверн в монгеймите и лимоните. Для него очень характерны столбчатые кристаллы обычно почти цилиндрической формы и, очень редко, в виде тригональных призм, увенчанных головкой ромбоэдра. В Тайнинском месторождении перестроженный смитсонит характеризуется изометрической формой кристаллов.

Типичные бесцветные руды колломорфной текстуры (тип «в» по Смирнову, 19556) в настоящее время не встречаются даже в старых отвалах. По-видимому, они все выбраны. Наблюдались лишь тонкие белые корочки типа колломорфных образований, которые при изучении под микроскопом оказались сложными плотно сросшимися мелкими бесцветными кристалликами смитсонита.

Результаты спектрального анализа различных генераций карбоната цинка (табл. 2) показывают, что в содержании редких элементов существенных различий между монгеймитом и концентрически-зональным смитсонитом не обнаружено.

Независимо от характера месторождений они содержат кадмий от 0,1 до 1%, чаще всего в количествах около 0,3%. Наиболее обогащен кадмием (до 1%) монгеймит Тайнинского месторождения; в нем же иногда отмечается германий. Перестроженный смитсонит по составу существенно отличается от монгеймита и концентрически-зонального смитсонита. В нем обнаружен кадмий в количестве 0,1%. Неизменно присутствует в карбонате цинка свинец, иногда серебро, которые связаны с церусситом, образующим тесные сростания с монгеймитом. В качестве непостоянной примеси обнаружены сурьма и мышьяк. Характерно присутствие незначительных количеств кальция и магния, которые захватываются карбонатом цинка из вмещающих пород. Следующей стадией изменения окисленных

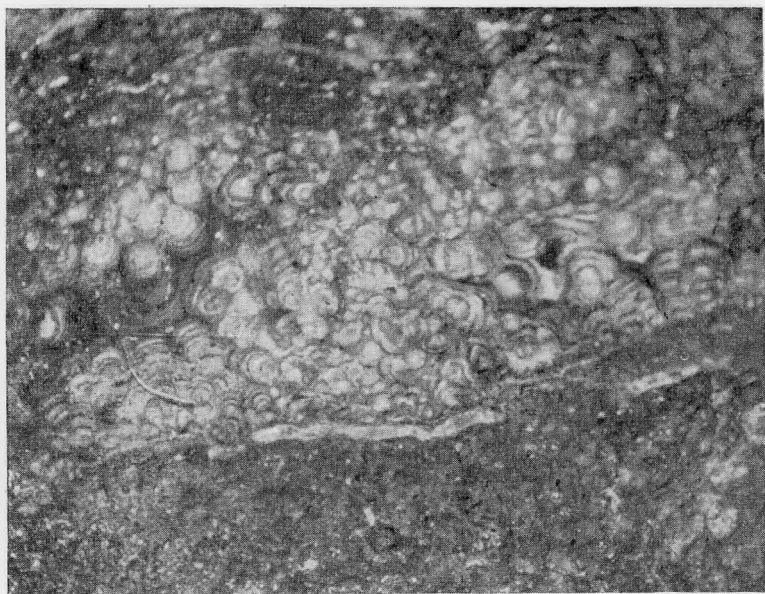


Рис. 3. Оолитовидный концентрически-зональный смитсонит (II генерации карбоната цинка). Обр. 77, шлифовка,  $\times 20$ , Мальцевско-Килгипское месторождение



Рис. 4. Чередование зон светлого прозрачного смитсонита с зонами желтиново-красного лимонита в смитсоните II генерации. Шлиф 76,  $\times 160$ , без анализатора. Воздвиженское месторождение



## Содержание элементов-примесей (в %) в минералах зоны окисления

Минерал	Месторождение	In	Cd	Sn	Ga
Монгеймит	Акатуевское	—	0,3—1	—	—
Монгеймит	Тайнинское	—	1—3	—	—
			0,34—0,36 *		
Монгеймит лимонитизированный	»	—	1—3	—	—
			0,24—0,25 *		
Смитсонит (II генерация карбоната цинка)	Мальцевско-Килгинское	не опр.	0,1—0,3	~0,001	—
			0,15—0,14 *		
Смитсонит (II генерация)	Акатуевское	—	0,3—1	—	—
Смитсонит (III генерация)	»	—	0,3—1	—	—
Смитсонит (III генерация)	Кадашское	—	—	~0,001?	—
То же	»	—	0,1—0,3	—	—
Каламин черный	Тайнинское	—	~0,01	—	—
Каламинс включениями лимонита	»	—	—	—	—
Каламин белый	»	—	—	—	—
Каламин белый	Среднее Ново-Зерептуйское	—	—	—	—
Адамин	Центральное	—	—	—	—
Сокоцит бурый	Воздвиженское	—	—	—	0,003— —0,01
Сокоцит белый	Мальцевско-Килгинское	—	—	?	0,01—0,1

\* Результаты химического анализа.

Таблица 2

ия по результатам спектрального и химического анализов

Ge	Ag	Sb	Cu	As	Y
—	—	—	0,001—0,003	—	—
~0,003	—	1—3	0,001—0,003	0,3—1	—
~0,003	сл.	0,1—0,3	0,001—0,003	1—3	—
—	0,001—0,003	0,3—1	0,003—0,01	3—10	—
—	сл?	—	0,003—0,01	~0,1	—
—	—	—	0,001—0,003	—	—
—	0,001—0,003	0,1—0,3	0,003—0,01	0,3—1	—
—	<0,001	—	~0,001	~0,1	—
~0,003	сл.	~0,03	~0,001	≤0,1?	—
~0,001	сл.	0,01—0,03	~0,001	~0,03?	—
~0,003	сл.	—	≤0,001	~0,1	—
—	<0,001	—	<0,001	—	—
—	<0,001	0,01—0,03	0,001—0,003	>10	—
—	~0,001	—	0,01—0,1	?	0,001— —0,01
—	—	—	0,01—0,1	—	—

К минералоги цинковые окисленные руд Вост. Забайкалья

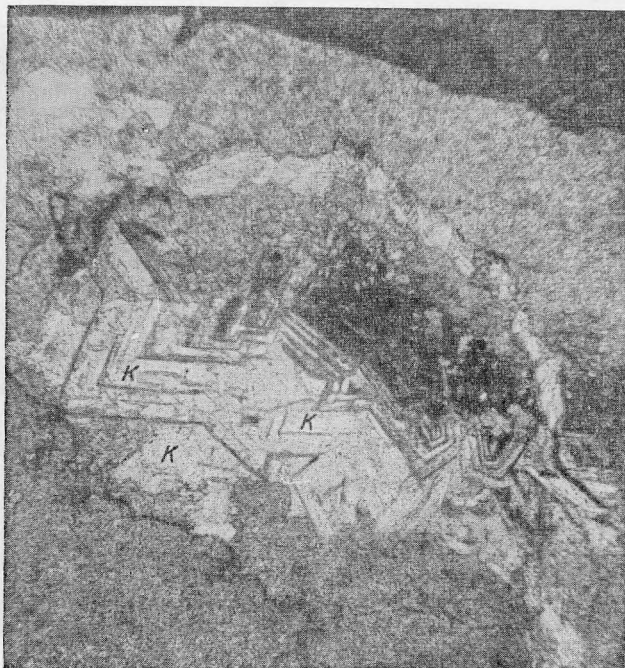


Рис. 5. Сокоцит (серое), развитый по белому смитсониту. Здесь же развит каламин (K) в виде псевдоморфоз по ромбоэдрам смитсонита. Наблюдается чешуйчатое строение сокоцита. Шлиф 1090, без анализатора,  $\times 120$ , Мальцевско-Килгинское месторождение

цинковых руд является замещение карбоната цинка водным силикатом — каламином. Наблюдалась псевдоморфозы каламина по ромбоэдрам смитсонита (рис. 5), а также замещение радиально-лучистым каламином зернистого смитсонита. Чаще всего каламин в виде лучистых агрегатов встречается среди скоплений светло-желтого рыхлого лимонита, возникшего на месте монгеймита. Скопления кристаллов каламина бывают приурочены также к черным марганцевым землистым и плотным, часто скварцованным образованиям (Акатуевское, Воздвиженское месторождения). Встречается он и в плотном лимонитизированном монгеймите.

Форма кристаллов каламина пластинчатая. Чаще всего они совершенно прозрачны и бесцветны, реже окрашены в золотисто-желтый цвет, что связано с присутствием на гранях кристаллов пленок гидроокислов железа. Отмечена также черная окраска каламина, о причине которой будет сказано ниже. Встречены натечные, иногда буторчатые образования каламина и шаровидные скопления радиально-лучистой структуры. В единичных случаях наблюдались мелкие кристаллы каламина второй генерации, нарастающие на крупные его кристаллы. Отмечалось обрастание каламина тонкими корочками параллельно-волокнистого смитсонита. Наблюдалась также псевдоморфозы зернистого белого, реже прозрачного смитсонита по каламину. В Тайнинском месторождении встречены кристаллы каламина с включениями лимонита.

Каламин обычно ассоциируется с лимонитом, сокоцитом, марганцевыми образованиями, реже — с миметезитом, кварцем, баритом, халцедоном

Как правило, каламин, выполняя пустотки, представляет собой один из наиболее поздних по времени образования минералов цинка в зоне окисления. Реже каламин метасоматически замещает карбонаты, преимущественно монгеймит или смитсонит и, как исключение, первичный доломит. В результате последовательных стадий кристаллизации (монгеймит, смитсонит, каламин) и перемещения цинка происходит потеря многих элементов-примесей. Этим объясняется отсутствие в каламине некоторых редких элементов, в частности, почти постоянное отсутствие кадмия, в отличие от монгеймита и концентрически-зонального смитсонита (табл. 2). Результаты спектрального анализа черного каламина указывают на специфическое обогащение его кальцием и магнием, по сравнению с белым каламином, на присутствие в нем алюминия, железа, марганца, титана, германия и бария. В шлифах обнаружено, что черный каламин содержит включения тонкораспыленного черного вещества, которое местами образует зоны, повторяющие контуры кристаллов каламина. Благодаря этим включениям макроскопически каламин имеет темно-серый и даже черный цвет. Позднее было выяснено, что черный каламин Тайнинского месторождения развивается в виде крупношестоватых лучистых сростков в тонкозернистом первичном темно-сером доломите, значительно обогащенном углистым веществом. Изучение шлифов позволило с несомненностью установить непосредственное развитие каламина по мелкозернистому доломиту. Последний содержит вкрапленность сульфидов и в нем присутствуют цинк (0,3—1%), кадмий, свинец, серебро и другие элементы. Таким образом, каламин при замещении в некоторой степени заимствовал углистое вещество и элементарный состав доломита.

Значительно реже встречается безводный силикат цинка — виллемит, наблюдавшийся в Кадаинском месторождении. Обычно виллемит ассоциирует с кварцем. Кристаллы и зерна виллемита имеют незначительные размеры (0,3—0,09 мм), форма их часто изометрическая, они бесцветны и прозрачны.

В более поздние стадии окисления наблюдается замещение каламина соконитом. Соконит — алюмосиликат цинка типа монтмориллонита. В изученных месторождениях он встречается повсеместно, хотя иногда и в незначительных количествах. Результаты его изучения изложены в отдельной статье (Дубинина и Корнилович, 1959). Подобно каламину он также почти полностью утрачивает ряд редких элементов, в частности кадмий, свойственных сфалериту и цинксодержащим минералам зоны окисления, возникшим метасоматическим путем. Однако соконит нередко обогащается галлием и иттрием. Спорадически в зоне окисления изученных месторождений, кроме описанных выше, встречаются и другие минералы цинка — адамин, гидроцинкит и розазит.

Адамин отмечен С. С. Смирновым (1955б) в довольно большом количестве в пустотах сильно выщелоченных и лимонитизированных монгеймитовых руд Почкуевского месторождения и очень редко — в месторождении Колокольной горы. Мы наблюдаем адамин в Акатуевском и Центральном месторождениях. Он образует метельчатые и сноповидные сростки бесцветных прозрачных кристаллов, в пустотах выщелачивания в сильно лимонитизированной монгеймитово-скородитовой руде, в ассоциации с кристаллами смитсонита.

Иногда адамин образует кристаллы и сростки непосредственно на поверхности оолитовидного светло-желтого лимонита.

Показатели преломления адамина из Акатуевского месторождения:  $n_p = 1,714$ ;  $n_m \approx 1,734$ ;  $n_g \approx 1,750$ , удлинение положительное; из Центрального месторождения:  $n_p \approx 1,710$ ;  $n_g \approx 1,756$ ; угол оптических осей положительный, близкий к  $90^\circ$ .

Гидроцинкит в виде незначительных налетов на смитсоните был встречен С. С. Смирновым (1955б) в Тайнинском месторождении. Он также наблюдал гроздевидные и натечные формы гидроцинкита с жилковатым строением в образцах из коллекции Ленинградского горного музея с «Зерентуйского рудника». Авторы наблюдали в Тайнинском месторождении порошковатые образования гидроцинкита на кристаллах каламина и очень мелкие сферолиты гидроцинкита на поверхности лимонитизированного монгеймита. Сферолиты характеризуются правильной округлой формой, имеют снежно-белый цвет, блеск на поверхности тусклый, а в сечении шелковистый или перламутровый. Оптические свойства минерала ближе всего соответствуют гидроцинкиту, но не вполне точно совпадают с литературными данными:  $n_p \approx 1,624$ ,  $n_g \approx 1,734$ , удлинение положительное; знак и осьность определить не удалось. Для гидроцинкита из Нарларла  $n_p = 1,635$ ,  $n_g = 1,745$ , а гидроцинкит двух других месторождений имеет более высокие показатели преломления (Дэна и др., 1951—1954).

Гидроцинкит растворяется в соляной кислоте; дает положительную микрохимическую реакцию на цинк.

Розазит в месторождениях Восточного Забайкалья отмечается впервые. Он встречается лишь в одном месте в Акатуевском месторождении, где в пустотах монгеймитовой руды нарастает на бледноокрашенные зеленоватые призматические кристаллы смитсонита. Розазит здесь наблюдался в виде натечных мелких, в диаметре не более 0,15 мм, оолитоподобных образований, имеющих скорлуповатое сложение, а также в виде радиально-лучистых сростков игольчатых кристаллов. Цвет минерала голубовато-зеленый или голубой, иногда почти белый. В иммерсионных препаратах розазит также окрашен в голубой цвет. Почти одноосный отрицательный, сильная дисперсия  $\rho < \nu$ .  $n_g \approx n_m \approx 1,674$ . В HCl растворяется, дает отчетливую микрохимическую реакцию на медь и цинк. По морфологии агрегатов, окраске и оптическим константам акатуевский розазит сходен с розазитом из Кзыл-Эспе (Сумин, 1941) и из Золотушинского месторождения Рудного Алтая (Болгов, Розыбакиева, 1956).

В верхних горизонтах зоны окисления гипергенные минералы цинка распространены значительно меньше, чем лимониты, как плотные, слипшие, так и рыхлые, образовавшиеся на месте гипергенных минералов, а также и на месте самих сульфидных руд. Ниже приводится характеристика некоторых лимонитов, возникших в зоне гипергенеза по минералам цинка.

Замещение сфалерита лимонитом имеет незначительное проявление, но благодаря своеобразию морфологии агрегатов представляет интерес при расшифровке происхождения лимонита. Там, где в окисленных рудах сохранился сфалерит, замечено, что лимонит выполняет тонкие трещинки сплошности в его зернах и при выщелачивании сфалерита остается в виде пластинок. При этом прослежено, что в начальные стадии окисления сфалерита по трещинкам сплошности развивался смитсонит, позднее замещаемый гидроокислами железа. Пластинки лимонита, фиксирующие направления плоскостей сплошности сфалерита, сохраняются нередко даже там, где сфалерит уже полностью окислен и отсутствует. В образцах пацелло окисленных цинковых руд, залегающих в карбонатных породах, наблюдался такой лимонит в виде тонких пластинок, иногда образующих параллельно-листоватые агрегаты (рис. 6), как правило разной окраски — светло-желтой и темно-бурой. Группы параллельных пластинок разделены пустыми промежутками (щелями), либо перемычками из монгеймита. Толщина отдельных листочков лимонита составляет 0,01—0,03 мм, толщина монгеймитовых перемычек 0,05—0,15 мм. Среди лимонита встречаются реликты белого смитсонита, также имеющие форму тончайших пластинок,

толщиной до 0,01 мм. Среди пластинок лимонита встречаются тонкие пленки, либо небольшие скопления гидроокислов марганца. На скоплениях лимонита нарастают мельчайшие кристаллики бесцветного или белого смитсонита, либо каламина. Иногда наблюдается сеть тонких жилок тонкозернистого монгеймита, пересекающих лимонит.

Последующая дегидратация лимонита с попутным растворением смитсонита обуславливает более темную и однородную вишнево-красную окраску с уменьшением толщины пластинок. Вследствие чрезвычайной

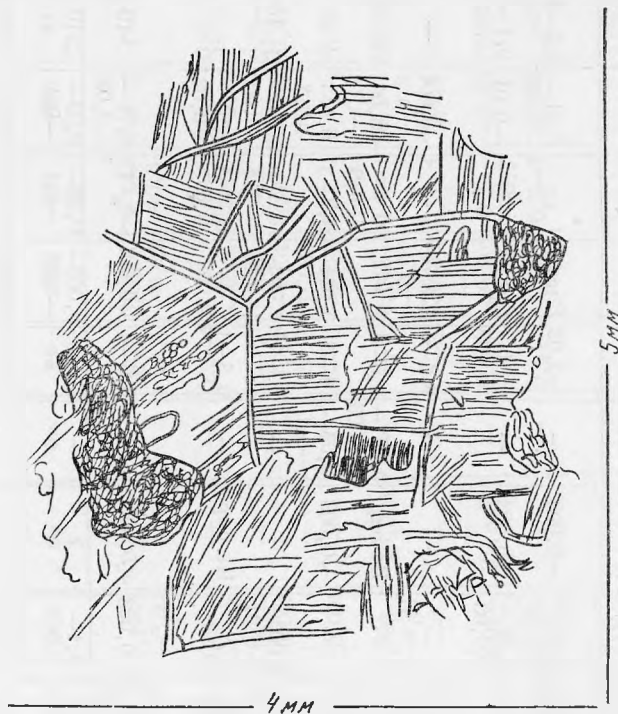


Рис. 6. Пластинчатый лимонит, фиксирующий направления спайности сфалерита. Обр. 74,  $\times 20$ , зарисовка. Мальцевско-Килгинское месторождение

хрупкости пластинки лимонита легко разрушаются и в связи с этим встречаются довольно редко. Обычно лимонит представляет однородную порошковатую массу, только в свежих сколах кое-где наблюдаются обособленные группы пластинок. Такой пластинчатый лимонит является достаточно надежным свидетелем бывшего присутствия сфалерита.

Спектральный анализ в составе пластинчатого лимонита отмечает обычно те же редкие элементы, что и в исходном сфалерите (табл. 3). Нередко в жильном карбонате на месте зерен рассеянно вкрапленного сфалерита остаются пустотки, частично заполненные лимонитом. Такие пустотки с остаточным лимонитом встречаются и внутри зерен галенита, первоначально, по-видимому, содержавшего включения сфалерита.

Наибольший интерес представляет лимонит, возникший на месте монгеймитовых руд, довольно часто встречающийся в зоне окисления свинцово-цинковых месторождений. От других лимонитов он отличается своеобразной светло- или темно-бурой окраской и значительным удельным весом. Своё сложение он наследует от монгеймита и нередко характеризуется псевдоморфнозернистой структурой; встречается и сливной лимонит,

Таблица 3

Содержание элементов-примесей (в %) в лимонитах и лимонитизированных окисленных рудах по результатам спектрального и химического анализов

Типы лимонитов и руд	Месторождение	In	Zn	Cd	Sn	Ga	Ge	Pb	Ag	Sb	Cu	As	Tl	Y
Лимонит ячеистый по сфалериту	Мальцевско-Килгинское	0,01— —0,03	3—10	0,03— —0,1	0,01— —0,03	~0,003	—	~0,03	Следы	—	0,01— —0,03	0,3—1	—	—
Лимонит пластинчатый по сфалериту	То же	0,003— —0,01	1—3	~0,03	0,01— —0,03	≤0,003	—	0,01— —0,03	Следы	?	~0,01	0,1— —0,3	—	—
Лимонит по сфалериту	Кадаинское	Не опр.	≥10	0,1— —0,3	—	—	—	0,3—1	Следы	—	~0,001	—	—	—
Лимонит по монгеймиту	Тайнинское	Не опр.	≥10	0,1— —0,3	—	Не опр.	0,001— —0,003	0,3—1	—	0,1— —0,3	~0,001	0,3—1	—	—
То же	»	Не опр.	3—10	0,03— —0,1	—	~0,003	0,03— —0,1	1—3	0,001— —0,003	0,3—1	0,1— —0,3	1—3	—	—
»	Екатерининское	Не опр.	1—3	0,01— —0,3	0,003— —0,01	—	—	0,3—1	0,003— —0,01	0,1— —0,3	0,001— —0,003	3—10	—	—
Лимонит по концентрически зональному смитсониту	Тайнинское	Не опр.	≥10	0,1— —0,3	—	Не опр.	—	0,3—1	—	0,3—1	0,01— —0,03	1—3	—	—
То же	Мальцевско-Килгинское	?	3—10	0,01— —0,03	~0,003	<0,003?	—	0,3—1	~0,001	~0,01?	0,01— —0,03	>10	Не опр.	—
Плотная лимонитизированная руда	Благodatское	0,003— —0,01	1—3	0,01— —0,03	0,1— —0,3	?	—	≥10	0,003— —0,01	0,03— —0,1	0,03— —0,1	≥10	—	—
Плотная существенно цинковая руда	Воздвиженское	?	3—10	0,03— —0,1	0,03— —0,1	—	—	1—3	0,003— —0,01	0,3—1	0,1— —0,3	>10	—	—
Аналогичная предыдущей дезинтегрированная руда	»	—	3—10	0,01— —0,03	0,001— —0,003	0,003— —0,01	—	1—3	≤0,001	1—3	0,03— —0,1	3—10	0,001— —0,003	0,001— —0,003

Типы лимонитов и руд	Месторождение	In	Zn	Cd	Sn	Ga	Ge
Дезинтегрированная цинковая руда	Спасское	—	$\geq 10$	0,03— —0,1	0,1— —0,3		—
Охра	Екатерининское	Не опр.	3—10	0,03— —0,1	0,01— —0,03	—	—
»	»	—	0,3—1 0,95*	~0,01 0,01*	0,001— —0,003	—	—
»	Трехсвятительское	—	$\geq 10$	~0,03	<0,001	—	?
»	То же	—	$\geq 10$	0,03— —0,1	0,003— —0,01	~0,003	—
»	Среднес-Ново-Зерептуйское	—	3—10	0,03— —0,1	—	—	—
Лимонит по скородитовой руде	Спасское	~0,01 0,0045**	1—3	—	0,01— —0,03	Не опр.	—
То же	»	$\leq 0,01$ 0,003*	0,3—1	~0,03	0,001— —0,003	»	—

\* Результаты химического анализа.

\*\* Химический анализ выполнен для средней пробы руды, в которой In спектральным а



Таблица 3 (окончание)

Pb	Ag	Sb	Cu	As	Tl	Y
1—3	0,003— —0,01	0,1— —0,3	0,3—1	1—3	—	—
0,3—1	0,003— —0,01	0,03— —0,1	0,01— —0,03	0,3—1	—	—
3—10 11,69*	0,003— —0,01	1—3 0,30*	0,01— —0,03 0,05*	0,3—1 0,44*	0,03— —0,1 0,08*	~0,001 ΣTR 0,1*
1—10	~0,001	0,03— —0,1	0,01— —0,1	0,1—1	—	—
1—3	0,003— —0,01	0,3—1	0,1— —0,3	3—10	0,003— —0,01	—
1—3	~0,001	0,3—1	≥0,1	0,3—1	0,003	0,001—0,003
0,3—1	~0,003	0,1— —0,3	~0,01	>10	—	—
0,3—1	~0,003	0,3—1	~0,01	>10	—	—

нализом не обнаружен.

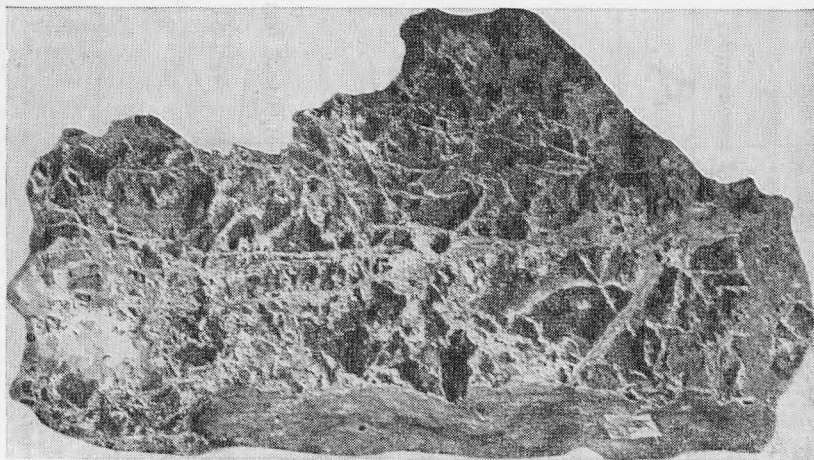


Рис. 7. Кварц-лимонитовый каркас. Обр. 107 р., нат. вел.  
Трехсвятительское месторождение

а также кавернозный. В одном и том же образце иногда можно наблюдать переходы от собственно монгеймита к лимонитам различной текстуры. В отдельных случаях такой лимонит бывает частично окварцован (рис. 7).

Как указывал С. С. Смирнов (1955а, б), подобные лимониты легко могут быть приняты за «пустые» безрудные образования («обычные бурые железняки»). «Но стоит хотя бы раз распознать их истинную природу, чтобы в дальнейшем почти безошибочно различать «галмейные железняки» среди массы других железистых образований» (1955б). Иногда среди кавернозно-решетчатых, окварцованных монгеймитовых лимонитов наблюдаются сгустковые образования гидроокислов марганца, морфологически напоминающие вкрапленность сфалерита (реликты зерен последнего), что является дополнительным признаком генетической природы таких лимонитов.

Лимониты, развитые по монгеймитовым рудам, содержат наряду со значительным количеством цинка такие редкие элементы, как кадмий, германий, индий, галлий (табл. 3). Многие из них содержат свинец, мышьяк и сурьму, поскольку среди сульфидных руд преобладают руды сложного состава. Эти лимониты могут служить поисковым критерием на первичные сульфидные свинцово-цинковые руды.

Наряду с плотным цинксодержащим лимонитом бурой окраски встречается также лимонит светло-желтой золотистой окраски, пористый, реже слоистый. Химическим анализом в нем отмечается до 2,55%  $ZnO$ , а термическим и иммерсионным исследованиями констатирован смитсонит. Иногда отмечается оолитовидный скорлуповато-зональный лимонит такой же окраски, развивающийся по смитсониту. Заметим, что спектральный анализ оказывается чрезвычайно полезным в том случае, когда в месторождениях гипогенные и гипергенные минералы цинка присутствуют в незначительных количествах, а преимущественное развитие имеют собственно лимониты или окремненные лимониты (месторождения Екатеринбургское, Трехсвятительское). При расшифровке таких образований большую пользу оказывают также текстурные особенности лимонитов и даже их окраска. Темно-бурая окраска окремненных лимонитов Екатеринбургского месторождения, наличие в них решетчатых участков, характе-

ризующихся узловатым строением стенок, присутствие скорлуповато-зонального светло-желтого лимонита и характерный состав примесей (табл. 3) с несомненностью позволяют утверждать, что такой лимонит возник за счет ранее присутствовавших монгеймитовых руд.

Наконец, необходимо остановиться на рыхлых различно окрашенных образованиях (охрах), природа которых при беглом знакомстве с ними не всегда ясна. Однако в горных выработках на многих месторождениях, а также в штуфах прослежены переходы от плотных окисленных руд к дезинтегрированным, сохраняющим как первичные, так и вторичные текстурные особенности, и от них к рыхлым образованиям.

Показательно, что плотные и рыхлые лимониты, судя по результатам спектрального анализа, унаследуют многие химические компоненты первичных руд (табл. 3). Так, в случае образования лимонита по галенитово-сфалеритовой руде, существенную роль в его составе играют обычно свинец и цинк, сопровождаемые серебром и кадмием. Лимонит, образовавшийся по руде, в сложении которой принимали участие буланжерит или арсенопирит, содержит наряду с другими элементами заметные количества сурьмы и мышьяка. В нем нередко обнаруживается также индий, в связи с близостью ионных радиусов сурьмы ( $Sb^{3+}$  0,90) и индия ( $In^{3+}$  0,92). Содержание индия, например, в буланжерите Спасского месторождения выше, чем в сфалерите.

Результаты спектрального анализа плотных и рыхлых образований (табл. 3) часто свидетельствуют о тождестве их состава и об отсутствии существенного выноса химических элементов. Содержание кадмия в них примерно то же, что и в монгеймите, а содержание серебра такое же, как в перуссите. Наряду с сульфидами дезинтеграции подвергаются здесь и рудовмещающие карбонатные породы, часто марганецсодержащие карбонаты и другие. Отметим также, что карбонаты, несущую сульфидную вкрапленность, давая в результате окисления входящих в их состав железа и марганца гидроокислы этих элементов, перемешиваются с продуктами окисления собственно сульфидов, в частности сфалерита, и разубоживают охристые руды, но вместе с тем способствуют адсорбции цинка и других полезных элементов. По многочисленным данным спектрального анализа, характеризующим состав различных окисленных руд, прослеживается еще одна закономерность. В том случае, когда рудовмещающей породой являются карбонаты, существенное значение в окисленных рудах имеют кальций и магний, иногда железо и марганец, а в случае глинистых сланцев резко возрастает роль алюминия и титана.

Ниже рассмотрено распределение некоторых редких элементов и их содержание в гипергенных минералах цинка и различных цинковых окисленных рудах в сравнении с их содержанием в первичных рудах. Источником этих элементов обычно являются разложившиеся сульфиды, иногда же вмещающие породы. В отдельных случаях источник редких элементов выяснить не удастся.

Индий в первичных рудах находится в тесной геохимической ассоциации с цинком, железом, оловом. В повышенных количествах он концентрируется в раннем железистом сфалерите (0,01—0,5%). В поздних разновидностях сфалерита индий наблюдается в количествах 0,005—0,01%. В светлоокрашенном сфалерите Ивановского месторождения индий не установлен. Образцы сфалерита, содержащие повышенные количества сульфидного олова, характеризуются максимальными значениями концентрации индия в 0,4—0,5% (Екатерино-Благодатское месторождение). Н. М. Прокопенко (1941), который специально занимался выяснением распространения индия в эндогенных рудах этого района, указывает на постоянную связь индия со сфалеритом и отмечает повышенную кон-

центрацию этого элемента в темпоокрашенных разновидностях сфалерита.

В окисленных рудах индий отмечается, главным образом, в месторождениях Спасском, Центральном и Кадаинском в количествах 0,003—0,01%. На первый взгляд в Центральном месторождении наблюдается несколько парадоксальное явление, а именно, индием обогащены лимониты, образовавшиеся по скородитовым рудам. Объяснение этому явлению удалось найти в экспериментальных работах А. А. Шокол и А. Д. Пахомовой (1958), изучавших взаимодействие индия с ионами мышьяковой кислоты в отсутствие и при участии ZnO.

Было известно, что при гидролизе раствора сернокислого индия в присутствии ионов пятивалентного мышьяка образуется осадок, представляющий соединение типа  $5\text{In}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{As}_2\text{O}_5 \cdot x\text{H}_2\text{O}$ . Названные авторы уточнили условия осаждения индия в системе сульфат индия — арсенат натрия — серная кислота при различных значениях pH (от 2,1 до 3,5) и при различных количественных соотношениях индия и мышьяка. При pH, равном 2 и ниже, индий полностью осаждается в соединении с мышьяком в виде  $\text{InAsO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ , а при pH, равном 3—3,2 образуется тот же арсенат индия и его гидроокись. Избыток мышьяка может находиться в растворе. Полному осаждению мышьяка способствует присутствие ZnO. Экспериментом установлено, что при наличии ZnO количество мышьяка в осадке при pH = 2 возрастает в 1,5—2,5 раза, то есть наряду с образованием арсената индия допускается возможность химического взаимодействия ZnO и  $\text{H}_3\text{AsO}_4$ . При pH = 2,5—3,5 в растворе обнаружено более 20% индия, а в осадке находились арсенаты индия и цинка; при pH = 3,5 даже при четырехкратном избытке мышьяка последний в растворе отсутствовал.

Условия эксперимента Шокол и Пахомовой довольно близки к природным. В зоне окисления локально может возникнуть высокая концентрация серной кислоты, а значит может образоваться сульфат индия при окислении сфалерита или буланжерита. При гидролизе индий в отсутствие или при малых количествах цинка может взаимодействовать с мышьяком, а затем сохраняться в лимонитах, развитых по скородиту.

В зоне окисления, богатой цинком, при повышении щелочности среды индий частично может перемещаться, а на месте в результате реакции цинка с мышьяковой кислотой образуются такие минералы, как адамин, леграндит и другие, обычно встречаемые в зоне окисления.

Кадмий в первичных рудах встречается повсеместно и связан преимущественно со сфалеритом. С. С. Смирнов еще в 1944 г. отметил высокую кадмиеносность нерчинских сфалеритов. Здесь среднее содержание кадмия, рассчитанное на 100% цинка, составляет 0,83%. Им отмечено отсутствие какой-либо разницы в содержании кадмия в сфалеритах из месторождений различных генетических типов.

Содержания кадмия в сфалерите колеблются от 0,01—0,05 до 0,1—0,35%. Наиболее высокие концентрации (0,30—0,35%) установлены в частности в Октябрьском и Екатерино-Благодатском месторождениях.

При изменении сфалерита здесь же, на месте, образуются обогащенные кадмием монгеймиты или лимониты, а иногда и гидроокислы марганца. Таким образом, присутствие кадмия в окисленных рудах свидетельствует о приуроченности их непосредственно к участкам рудного тела. Кадмий или теряется растворами, испытывавшими некоторое перемещение, или, не переходя в раствор, тут же адсорбируется гидроокислами марганца либо железа. В месторождениях, представленных существенно цинковыми рудами, содержания кадмия в монгеймитах достигают: в Мальцевско-Килгинском 0,15—0,14%, Тайнинском — 0,34—0,36% и 0,24—0,25%. В литературе имеются указания на то, что кадмием обогащаются не тем-

ные железистые, а светлые скрытокристаллические разности смитсонита, причем в них содержание кадмия выше, чем в сфалерите; в переотложившем кристаллическом смитсоните кадмий обычно отсутствует (Бадалов, 1959).

Олово в полиметаллических месторождениях преимущественно связано со станнином, но проявляется также в виде касситерита. В окисленных рудах олово отмечается почти постоянно.

Галлий в месторождениях, залегающих в карбонатных породах, ассоциируется с цинком и входит в состав преимущественно раннего железистого сфалерита, содержащего иногда до 0,01% галлия (Октябрьское, Воздвиженское, Екатерино-Благодатское месторождения). Железистый сфалерит Кадаинского месторождения, по данным О. П. Поляковой, эпизодически содержит галлий лишь в тысячных долях процента.

В Покровском месторождении, согласно данным Н. А. Читаевой, галлий в больших количествах, чем в сфалерите, содержится в силикатах, возникших в результате гидротермального изменения вмещающих пород, в частности, в хлоритах. В зоне окисления галлий наблюдается в соконите. Присутствие галлия в соконите, вероятно, обусловлено изоморфизмом его с алюминием. Самостоятельные минералы галлия до сих пор не установлены. Наиболее высокие его содержания известны в сфалерите, мусковите, турмалине (по нашим данным, в разновидности турмалина — драгидите) и в других минералах. При окислении и разложении этих минералов он освобождается и фиксируется в зоне окисления одним из наиболее поздних минералов цинка — соконитом.

Галлий (0,003—0,03%) совместно с цинком (~0,1%) нередко последует и более поздними каолиноподобными образованиями, возникшими на месте цинковых окисленных руд, и каолинитами Мальцевско-Килгинского и Екатерининского месторождений.

Постоянное присутствие галлия особенно характерно для окисленных руд Мальцевско-Килгинского месторождения. Наиболее высокое содержание этого элемента в 0,08% установлено в своеобразной рыхлой породе, в значительной степени обогащенной драгидитом, внешне напоминающим каолиноподобные образования.

В Акатуевском месторождении галлий отмечается в оруденелом сланце. Содержание галлия, определенное химическим анализом, составляет 0,007%. Возможно, галлий входит в состав турмалина или других силикатов.

В ряде тонкодисперсных свинцовых охр зеленовато-желтого цвета, представленных главным образом плюмбоярозитом, миметезитом и бедантитом, спектральным анализом также обнаруживается присутствие галлия в количестве от 0,003 до 0,01%.

При изучении геохимии германия в зоне окисления месторождения Тэзубеб в юго-западной Африке Фрондель и Ито (Frondel a. Ito, 1957) установили связь этого элемента с пятивалентным мышьяком, обусловленную близостью размеров ионных радиусов того и другого ( $Ge^{4+} = 0,44 \text{ \AA}$ ,  $As^{5+} = 0,47 \text{ \AA}$ ). ими отмечена концентрация германия в каламине, объяснимая изоморфизмом Ge и Si. В первичных рудах этого месторождения германий присутствует в виде германита и в относительно больших количествах содержится в виде твердого раствора в энаргите, теннатите и рениерите. При высвобождении из этих минералов в зоне окисления германий редко и в ничтожных количествах выделяется в двухвалентном состоянии, замещая в этих случаях свинец в англезите и церуссите. Значительно чаще германий входит как четырехвалентный ион в арсенаты, такие, как миметезит, оливинит и особенно байльдонит, замещая пятивалентный мышьяк в тетраэдрах ( $AsO_4$ ). Минералы, распространенные

в верхней части зоны окисления, — смитсонит, церуссит, азурит и малахит, там показывают низкие содержания германия.

Германий не характерен для сульфидных руд Восточного Забайкалья.

Наличие германия особенно характерно для каламина, где он в виде изоморфной примеси входит в решетку минерала. Отмечено присутствие его и в лимонитах (0,028—0,025%). В мышьяксодержащих образованиях и минералах германий не встречен, возможно лишь потому, что там, где развиты мышьяковые руды, он отсутствует в первичных сульфидах. В Тайнинском же месторождении мышьяк не играет существенной роли.

Богатые марганцем охры Екатеринбургского месторождения существенно обогащены т а л л и е м, достигающим 0,18%. Свинец в них резко преобладает над цинком и сурьмой. В литературе имеются указания на связь таллия с поздними генерациями галенита, а также с свинцовыми сульфосолями (Гинзбург, 1957).

Совершенно невыявленным оказался источник иттрия, который установлен в Воздвиженском месторождении в марганецсодержащих обогащенных соконитом охрах. Здесь же иногда присутствует скандий.

Многие из окисленных руд полиметаллических месторождений могут оказаться промышленно интересными в недалеком будущем. В них отмечается удачное сочетание некоторых элементов, таких, как железо и мышьяк, алюминий и мышьяк, а также редких — индия и сурьмы, интерметаллические соединения которых (AlAs, As<sub>2</sub>Fe<sub>3</sub>, InSb и др.) оказались перспективными при развитии работ по стеклообразным полупроводникам (Петров, 1957).

В заключение авторы выражают благодарность А. А. Кухаренко и Н. М. Успенскому за ценные указания при просмотре рукописи. Авторы также благодарят аналитиков ВСЕГЕИ, выполнивших химические и спектральные анализы.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бадалов С. Т., Еникеев М. Р. К геохимии кадмия в Алмалыкском и Алтынтошканском рудных полях Карамазара.— Геохимия, № 4, 1959.
- Болгов Г. П., Розыбакиева Н. А. О розазите и его парагенезисе в зоне окисления.— Труды Казах. горнометаллург. ин-та, сб. 14, 1956.
- Гинзбург А. И. Генетические типы месторождений редких элементов.— Разведка недр, № 6, 1957.
- Горжевская С. А. Разновидности смитсонита. Львовское геол. об-во. Минер. сб., № 5, 1951.
- Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Пэлач Ч., Берман Г., Фрондель К. Система минералогии, т. I и II, 1 и 2 полутома. Изд-во иностр. лит-ры, 1954—1954.
- Дубилина В. Н. и Корнилович И. А. Сокоцит из Восточного Забайкалья. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, Минералогия. Материалы к минералогии месторождений полезных ископаемых, в. 26, 1959.
- Корнилович В. С. О замещении каламина смитсонитом.— Зап. Всес. мпн. об-ва, 2 серия, ч. 84, 1955.
- Кузнецов К. Ф. Редкие и рассеянные элементы в рудах некоторых полиметаллических месторождений Нерчинско-заводской группы (Восточное Забайкалье).— Труды ИМГРЭ, вып. 2, 1959.
- Кузнецов К. Ф., Мейтув Г. М., Читаева Н. А., Лизунов Н. В. Закономерности распределения редких элементов в полиметаллических месторождениях Восточного Забайкалья.— Труды ИМГРЭ, вып. 2, 1959.
- Петров Д. А. Развитие исследований в области полупроводниковых материалов.— Вестн. АН СССР, № 9, 1957.
- Проккопенко Н. М. Распространение индия в Забайкалье.— Докл. АН СССР, т. 31, № 9, нов. сер., 1941.
- Розыбакиева Н. А. К минералогии и геохимии цинка гипергенных зон некоторых месторождений Алтая.— Вестн. АН Казахск. ССР, № 3 (156), 1958.
- Смирнов С. С. Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья.— Труды ВГРО НКТП СССР, вып. 327, 1934.

- Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Изд-во АН СССР, 1955а.
- Смирнов С. С. К минералогии некоторых полиметаллических руд Забайкалья. Избр. труды. Изд-во АН СССР, 1955б.
- Сумин Н. Г. Розазит из месторождения Кзыл-Эспе.— Докл. АН СССР, т. 31, № 8, 1941.
- Шокол А. А. и Пахомова А. Д. О взаимодействии индия с ионами мышьяковой кислоты.— Журн. прикл. химии, т. XXXI, № 1, 1958.
- Эммонс В. Вторичное обогащение рудных месторождений. ОНТИ НКТП СССР. М.—Л., 1935.
- Boswell P. F. a. Blanchard R. Oxidation products derived from sphalerite and galena.— Econ. Geol., 22, N 419—453, 1927.
- Faust G. T. Thermal analysis and x-ray studies of sauconite and of some zinc minerals of the same paragenetic association.— Am. Min., 36, N 11—12, 1951.
- Fron del C. a. Jun Ito. Geochemistry of germanium in the oxidized zone of the Tsume, southwest Afrika.— Am. Min., 42, N 11—12, 1957.

Ю. Л. ОРЛОВ

**РАСТВОРЕНИЕ И КОРРОЗИЯ КРИСТАЛЛОВ АЛМАЗА  
В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ И АВТОМЕТАМОРФИЗМА  
АЛМАЗОНОСНЫХ ПОРОД**

Сравнительно редко встречаются кристаллы алмазов с обычными прямыми острыми ребрами и плоскими гранями, представляющими собой правильные, точно индицируемые плоскости. Обычно преобладают кристаллы с округлыми ребрами и округлыми гранями (гладкими или чаще сложно скульптурированными различными по характеру аксессуориями), имеющие сложный габитус, часто не поддающийся строгой идентификации с известными в геометрической кристаллографии многогранниками. На специфичность округлых кристаллов алмаза было обращено внимание давно. Уже в 1801 г. Гаюи (Haüy, 1801) впервые высказал предположение об образовании округлых кристаллов алмаза путем последовательного наложения убывающих слоев роста на гранях растущего кристалла.

Позднее эта точка зрения была поддержана и развита Скакки (Scacchi, 1863), Розе и Задебеком (Rose, Sadabeck, 1876—1877), Кокшаровым (1869), Еремеевым (1896), Федоровым (1901) и Ван дер Вееном (1913).

В 1911 г. В. Гольдшмидт и А. Е. Ферсман, тщательно исследовав характер поверхности кристаллов алмаза и их морфологические особенности (Fersman, Goldshmidt, 1911; Ферсман, 1955), пришли к выводу, что округлые кристаллы алмаза образуются в результате частичного растворения ранее созданных плоскогранных многогранников. С этого времени существуют две противоположные точки зрения на генезис округлых кристаллов алмаза и каждая из них имеет своих сторонников.

В 1932 г. вышла в свет получившая широкую известность монография А. Ф. Вильямса (Williams, 1932) о южно-африканских алмазах, в которой он не соглашается с выводами В. Гольдшмидта и А. Е. Ферсмана. Основываясь, главным образом, на том, что при искусственном травлении октаэдрических кристаллов алмаза в расплаве соды, селитры и других реагентах на их гранях образуются треугольные углубления, ориентированные согласно конфигурации грани (т. е. не так, как это обычно наблюдается на природных кристаллах алмаза), а также на изучении слоистости октаэдрических граней, А. Ф. Вильямс поддерживает мнение Ван дер Веена и других сторонников теории роста.

В 1937 г. В. Линдлей (Lindley, 1937), изучив в микроскопе шлифованные алмазы из южно-африканских месторождений, по зональному строению кристаллов установил, что формой роста алмазов является только октаэдр; округлые же грани, по его мнению, представляют собой поверхности растворения.



Разработав специальную методику измерения округлых кристаллов алмаза на гониометре и проведя исследование уральских алмазов. И. И. Шафрановский в 1948 г., в результате теоретического анализа полученных гониометрических данных, также пришел к выводу, что округлые кристаллы алмаза представляют собой формы растворения. В одной из своих недавних работ И. И. Шафрановский (1961), несмотря на многочисленные данные, свидетельствующие в пользу теории растворения, пишет, однако, что «алмазы образуются при огромных давлениях, в условиях, для которых особенности роста и растворения кристаллов пока еще слишком мало известны» и поэтому он склонен в настоящий момент относить округлые алмазы к формам еще невыясненного происхождения.

Большие и всесторонние исследования морфологических особенностей кристаллов алмаза были проведены А. А. Кухаренко (1946, 1954, 1955). Им составлен большой атлас уральских кристаллов алмаза, детально описаны скульптуры на их гранях и тщательно проанализированы результаты экспериментальных работ по искусственному растворению кристаллов алмаза в различных реагентах, проведенных им совместно с В. М. Титовой (Кухаренко, Титова, 1957).

В результате исследований А. А. Кухаренко пришел к выводу, что подавляющее большинство округлых кристаллов алмаза образуется в процессе растворения плоскогранных многогранников и лишь некоторые из них можно объяснить специфическими условиями медленного роста в медленно застывающих глубинных магматических телах (Кухаренко, 1954).

Несмотря на объективные и убедительные данные, приведенные в работах А. А. Кухаренко и других сторонников теории растворения, некоторые исследователи продолжают поддерживать противоположную точку зрения и объяснять происхождение округлых алмазов с позиции теории роста.

В последние годы О. М. Аншелес, основываясь главным образом на умозрительных теоретических представлениях, в ряде статей защищал и развивал теорию роста (Аншелес, 1954, 1955, 1957). К его мнению присоединились М. А. Гневушев, высказавший свою точку зрения в статьях (1955, 1957) и при описании алмазов в книгах «Алмазы Сибири» (1957) и «Алмазные месторождения Якутии» (1959), а также некоторые другие исследователи якутских алмазов.

В течение ряда лет, начиная с 1953 г., нами проводились исследования алмазов из уральских, сибирских и различных зарубежных месторождений. В процессе этих исследований получено много данных, которые свидетельствуют об образовании округлых кристаллов алмаза в процессе растворения. Некоторые из них были описаны в 1959 г. (Орлов, 1959).

При изучении характера форм растворения кристаллов различных минералов (топаза, берилла, кварца, шпинели, флюорита и др.) установлено, что в некоторых случаях они образуют округлые кристаллы, подобные алмазам. В процессе их растворения образуются сложно скульптурированные округлые поверхности и разнообразные формы вытравливания в виде каналообразных трещин, каверн, геометрически правильных рельефных фигурок и углублений.

Аналогичные формы вытравливания часто наблюдаются на кристаллах алмаза и свидетельствуют об интенсивном их растворении. Причем многие их детали показывают, что эти формы травления образуются одновременно с развитием на кристаллах алмаза округлых поверхностей. Это совершенно определенно свидетельствует об образовании округлых форм кристаллов алмаза в процессе растворения. Ниже приводятся данные.

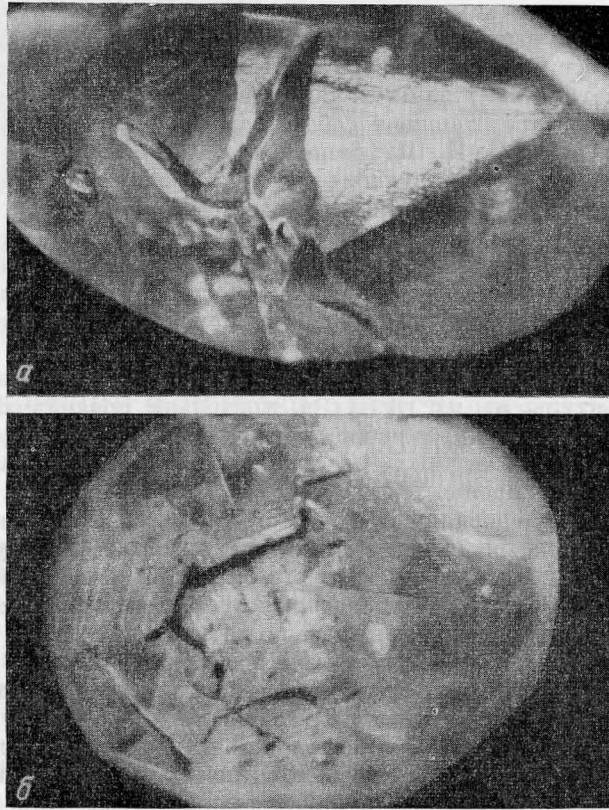


Рис. 1. Каналы травления на кристаллах алмаза

- а — ущелеобразные разветвляющиеся каналы травления на додекаэдронде. Видно появление двух ребер (гранных швов) с обеих сторон канала;  
 б — развитие каналов травления по спайности. Слева внизу видны округлые кромки канала, сливающиеся с округлыми гранями кристалла

доказывающие образование очень характерных скульптур и форм вытравливания на кристаллах алмаза в процессе растворения, происхождение которых неправильно объясняется или вовсе не рассматривается сторонниками теории роста.

Очень часто на кристаллах алмаза наблюдаются трещинообразные каналы травления. Они развиваются, обычно, по направлениям спайности или двойниковым швам и имеют вид длинных, прямых или изогнутых, ветвящихся трещин, глубоко проникающих внутрь кристалла. Внешний вид их различен: от едва заметных узких, сомкнутых трещин до широких зияющих ущелеобразных каналов (рис. 1, а). На некоторых кристаллах часто наблюдается целая серия параллельных или пересекающихся каналов, развитых по спайности (111), сильно разъедающих кристалл и разбивающих его на отдельные блоки (рис. 1, б). Интересны некоторые морфологические детали таких каналов. Кромки их часто округлены (как ребра на октаэдрических кристаллах), а в случае развития каналов на округлых гранях округлые поверхности кромок каналов совершенно органически сливаются с гранями кристалла. Когда каналы на округлых кристаллах развиваются у ребер, то последние обгибают их или разветвляются у канала. Это объясняется тем, что при развитии каналов травления появля-

ются новые ребра, которые представляют собой линии пересечения поверхностей растворения, развивающихся от каналов, с округлыми гранями кристалла (рис. 1, а).

Что служит доказательством образования таких каналов и трещин в процессе растворения? <sup>1</sup> Во-первых, это вполне очевидно из характера их развития: они разбивают на отдельные части выкристаллизовавшиеся как единое целое монокристаллы, пересекая и разделяя на части скульптурные элементы граней (например, пачки треугольных пластин на октаэдрических гранях). Во-вторых, часто трещины травления, развиваясь от поверхности грани с одной стороны кристалла, сужаясь, проникают глубоко внутрь него, а в некоторых случаях проходят через весь кристалл насквозь, образуя каверну или узкий вытянутый канал также и на поверхности грани с противоположной стороны кристалла. В-третьих, нередко каналы и трещины травления целиком «распиливают» кристалл, образуя оригинальные, как бы сложнотекстурированные формы кристаллов, представляющие собой часть кристаллов октаэдрической, кубической и другой формы. Стенки трещин травления, вскрытые в результате полного «распиливания» кристаллов, имеют характерные скульптуры, отличающие эти «осколки» кристаллов от механических осколков.

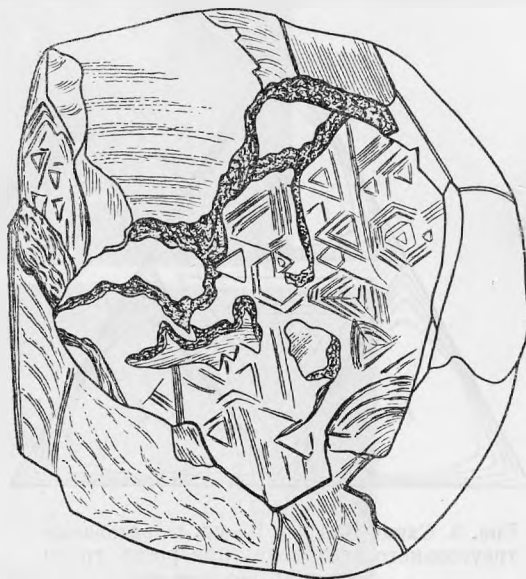


Рис. 2. Характер стенок каналов травления, вскрытых путем раздробления алмаза. Видна скульптура, аналогичная наблюдаемой на октаэдрических гранях кристаллов алмаза

В том случае когда трещины травления развиваются по направлению спайности, их стенки близки или соответствуют плоскостям октаэдра и на них образуются слоистость и треугольные углубления, аналогичные наблюдаемым на октаэдрических гранях кристаллов алмаза. Это хорошо видно на рис. 2, где приведена зарисовка одного из таких кристаллов, у которого нами вскрыта при раздроблении протравленная поверхность стенки трещины, глубоко проникавшей в глубь кристалла. Если трещины травления ветвистые и изогнутые, то вскрытые стенки представляют собой неровную поверхность, которая имеет вид сколов и раковистых выколов, со сложной штриховкой и скульптурой на их поверхности. Такого характера «выколы» часто наблюдаются на кристаллах алмаза; при описании их называют протоматематическими сколами. Некоторые исследователи, наблюдая на них скульптуры с множеством мелких треугольных углублений, подобных развивающимся на октаэдрических гранях, полагают, что это скульптуры роста, и считают протоматематические сколы регенерировавшимися сколами, образовавшимися в магматическом расплаве. На самом деле «сколы» на

<sup>1</sup> В книге «Алмазные месторождения Якутии» при описании алмазов каналы травления отнесены к формам невыясненного происхождения.

таких кристаллах представляют собой стенки трещин травления, разветвленных кристалл. Для генетических выводов имеет большое значение правильное понимание природы треугольных и четырехугольных углублений соответственно на октаэдрических и кубических гранях кристаллов алмаза, а также на стенках трещин травления. Образовались ли эти геометрически правильные ямки в процессе вытравливания или это скульптуры роста, образующиеся на гранях согласно схеме Ван дер Веена (рис. 3), которая

все время приводится в работах сторонников теории роста?

Образование единичных треугольных углублений на алмазах иногда происходит на октаэдрических гранях при их росте, когда они развиваются треугольными пластинами из нескольких центров или при параллельном срастании трех октаэдрических кристаллов и т. д. Такие углубления наблюдаются не только на кристаллах алмаза, но и других минералов: сфалерита, магнетита, шпинели, на пинокоидах кристаллов корунда, а также на искусственно выращенных кристаллах алюмо-калиевых кварцов и т. д. Однако эти одиночные углубления не могут

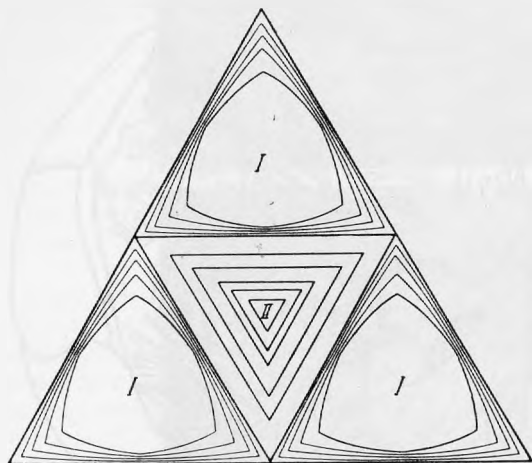


Рис. 3. Схема Ван дер Веена. Образование треугольного углубления при росте грани из трех центров

отождествляться с характерными скульптурами, развивающимися в связи с вытравливанием на поверхности граней кристаллов многочисленных геометрически правильных углублений. Последние образуются, как правило, на гранях кристаллов многих подвергнутого природному растворению минералов: топаза, берилла, кварца, аугелита и других, а также на искусственно растворенных кристаллах алюмо-калиевых квасцов, шпинели, куприта и т. д. При искусственном травлении самих алмазов на октаэдрических гранях их появляются многочисленные треугольные углубления, правда они ориентированы согласно конфигурации октаэдрических граней, а на природных кристаллах треугольные фигурки обычно ориентированы обратно конфигурации граней. Однако известно, что ориентировка фигурок вытравливания и даже их геометрическая форма зависит от химического состава и условий травления (Mollengraaf, 1888; Hettich, 1926; Royer, 1930; Фекличев, 1962 и др.).

Имеется много признаков, которые свидетельствуют о том, что наблюдаемые на природных кристаллах алмаза треугольные и четырехугольные углубления (соответственно на гранях октаэдра и куба) образуются в результате травления алмазов в процессе растворения. Обычно образование треугольных фигурок и характерной слоистости на октаэдрических кристаллах алмаза начинается с вершин и ребер, а также у трещин травления, развивающихся по спайности, двойниковым швам, плоскостям двойникового срастания полисинтетических микродвойников и обычных шпинелевых двойников. В некоторых случаях над протравленной поверхностью октаэдрических граней с многочисленными треугольными фигурками наблюдаются возвышающиеся реликты первоначальных граней, имеющие со-

вершенную зеркально гладкую поверхность. Контуры этих реликтов явно коррозионные, на их поверхности иногда при очень большом увеличении и косом освещении видны микроскопические треугольные углубления.

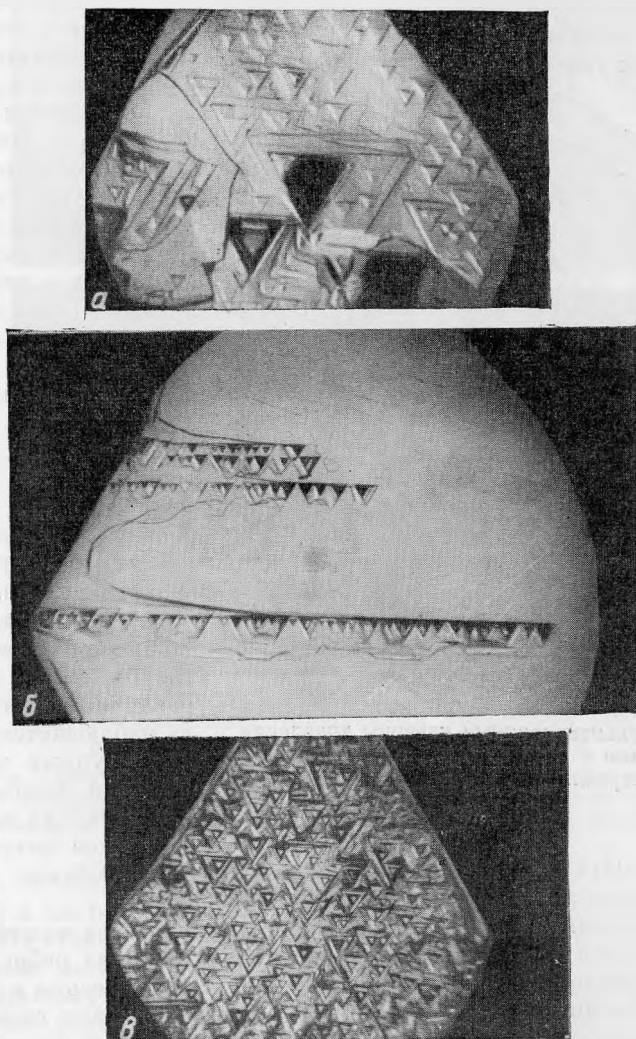


Рис. 4. Образование геометрически правильных фигурок вытравливания на плоскостях (111) кристаллов алмаза

- а — реликт первоначальной зеркально-гладкой поверхности октаэдрической грани, возвышающийся над протравленной частью грани с треугольными фигурками;
- б — цепочки треугольных фигурок, приуроченные к протравленным швам полисинтетических микродвойников на зеркально-гладких гранях (111);
- в — сильно изъеденная треугольными углублениями грань октаэдра на кристалле желтого алмаза

стенки которых представляют собой грани тригон-триоктаэдра. Это начало образования более крупных треугольных фигурок травления (рис. 4, а). Характерно, что кристаллы с совершенно прямыми острыми ребрами

и вершинами, а также пластинчатые кристаллы с треугольными слоями роста, не имеют на гранях подобных треугольных углублений, в то время как на кристаллах с округлыми ребрами и вершинами, как правило, наблюдаются на гранях треугольные фигурки. Это очень хорошо видно на некоторых октаэдрических кристаллах, на которых имеется только одна или две вершины с округлыми ребрами, а остальные — острые с прямыми ребрами: треугольные углубления и каналы или трещины травления

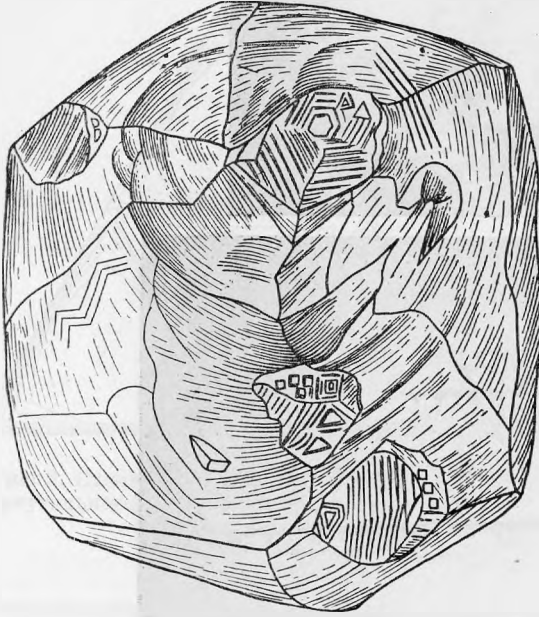


Рис. 5. Скульптурированные каверны травления с треугольными и четырехугольными фигурками вытравливания на стенках

по спайности в этих случаях по появляются на вершинах с округлыми ребрами. Причем обычно треугольные фигурки приурочены к каналам и трещинам травления и вытягиваются вдоль них в виде цепочки, которая часто переходит с одной грани на другую (рис. 4, б).

На комбинационных плоскогранно - округлых кристаллах так называемого типа О — Д (октаэдр — додекаэдрон), на которых ребра замещены широко развитыми округлыми поверхностями на плоскостях (111), как правило, развит очень характерный узор из треугольных углублений различного размера. Иногда наблюдается, как на более крупные треугольные фигурки наложен узор из очень мелких треугольничков более поздней генерации;

в некоторых случаях такие очень мелкие треугольные углубления развиты на каком-либо одном участке граней. Правда, травление октаэдрических кристаллов алмаза может произойти и без образования округлых поверхностей, замещающих ребра, т. е. в самом начале растворения. Например, обычно октаэдрические и кубические грани плоскогранных кристаллов желтых алмазов бывают сплошь покрыты многочисленными треугольными и четырехугольными (на гранях куба) углублениями явно коррозионного происхождения, так как они имеют самый различный размер и накладываются друг на друга, сильно изъедая грань (рис. 4, в). Представить себе образование такой скульптуры в процессе роста по схеме Ван дер Веена очень трудно, тем более, что в некоторых случаях на этих кристаллах наблюдаются возвышающиеся реликты граней с гладкой поверхностью, а на тех участках, где имеются многочисленные треугольные фигурки, как правило, развиваются ветвящиеся сложные трещинки травления.

Часто на гранях кристаллов алмаза образуются кавернообразные воронки, которые в некоторых случаях очень глубоко проникают внутрь кристалла и так же, как и трещины травления, иногда насквозь «просверливают» кристалл. На октаэдрических гранях эти каверны имеют треугольную или шестиугольную форму. На округлых кристаллах, если травление

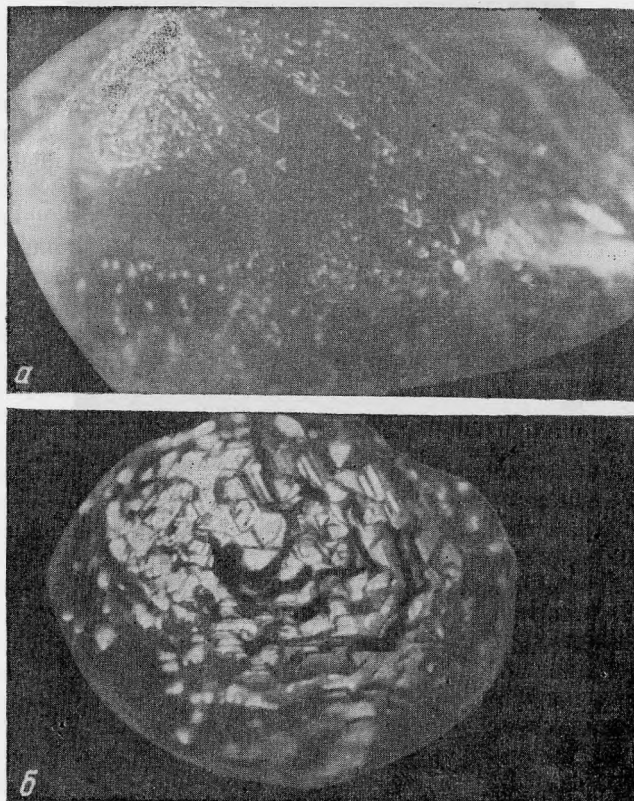


Рис. 6. Образование геометрически правильных фигурок на округлых гранях кристаллов алмаза

*a* — ямки травления на октаэдроиде желтого алмаза, имеющие треугольную форму; *б* — ямки травления на додекаэдрическом кристалле, имеющие треугольную и шестиугольную форму и образующие скульптуру, как на октаэдрических гранях

происходит в направлении оси третьего порядка, они приобретают такую же форму. На стенках и дне каверн наблюдаются характерные скульптуры, такие же, как на гранях куба или октаэдра (рис. 5). Образование таких скульптурированных каверн на округлом кристалле с совершенно гладкими гранями необъяснимо по схеме Ван дер Веена и с точки зрения теории роста округлых кристаллов алмаза. Особенно хорошо видно, что образование геометрически правильных углублений на кристаллах алмаза происходит в процессе травления, на округлых кристаллах додекаэдрической или другой формы.

Нередко на гранях округлых кристаллов наблюдаются небольшие и неглубокие ямки, которые при своем развитии обычно сливаются вместе, протравливая целые участки граней. Очень важно обратить внимание на характер этих ямок и скульптур, которые развиваются на протравленных участках граней.

Ямки бывают округлые, овальные, ограниченные изогнутыми и прямыми линиями, но в некоторых случаях, еще в самом начале травления, они имеют и правильные геометрические очертания.



Рис. 7. Образование черепитчатой скульптуры на округлых кристаллах алмаза

*a* — кристаллы с реликтами первоначальной поверхности гладких, блестящих округлых граней и мелкой черепитчатой скульптурой на протравленных участках; *b* — аналогичный кристалл с более крупной ясно выраженной черепитчатой скульптурой

На додекаэдроидах в центре граней ямки имеют форму квадратиков, удлиненных прямоугольников, ромбиков, а по направлению к вершинам осей третьего порядка приобретают форму треугольника (рис. 6, *a*). Иногда встречаются округлые кристаллы, на гранях которых, на отдельных участках или сплошь, в результате травления образовались многочисленные слившиеся вместе ямки, имеющие у вершин осей третьего порядка правильную треугольную форму. Строение этих углублений совершенно аналогично строению треугольных углублений, наблюдаемых на октаэдрических гранях. Сливаясь вместе, они протравливают грани на округлом



кристалле и на протравленной поверхности образуют скульптуру, совершенно тождественную скульптуре октаэдрических граней, хотя сам кристалл, в целом, сохраняет округлый габитус додекаэдроида (рис. 6, б). На протравленной поверхности такого кристалла видны останцы первоначальных округлых поверхностей граней. В некоторых случаях на протравленных участках додекаэдрических граней образуется так называемая черепитчатая скульптура. Останцы, возвышающиеся над протравленной поверхностью первоначальных блестящих граней определенно свидетельствуют о происхождении этой скульптуры в результате травления кристалла (рис. 7, а, б). Иногда блестящие грани додекаэдроида совершенно уничтожаются и поэтому по всему кристаллу, сохраняющему додекаэдрический габитус, развита черепитчатая скульптура. Возможно, что именно такие случаи убеждают некоторых исследователей в том, что черепитчатая скульптура является скульптурой роста.

Другой, редкой наблюдаемой скульптурой, которая относится некоторыми исследователями к оригинальным образованиям роста (Квоков, 1959), является так называемая дисковая скульптура (рис. 8, а).

Имеется ряд фактов, доказывающих, что образование дисковой скульптуры происходит в процессе травления.

Во-первых, на кристаллах с дисковой скульптурой встречаются иногда округлые грани, на которых наблюдаются мелкие, в виде точек, ямки травления, образующие правильные кольца. Эти ямки представляют собой самую начальную стадию образования дисковой скульптуры (рис. 8, б). Во-вторых, на кристаллах с дисковой скульптурой обычно сохраняются рельефно выступающие реликты первичных гладких округлых граней, на которых видны четкие ребра и гранные швы, тогда как на расположенных

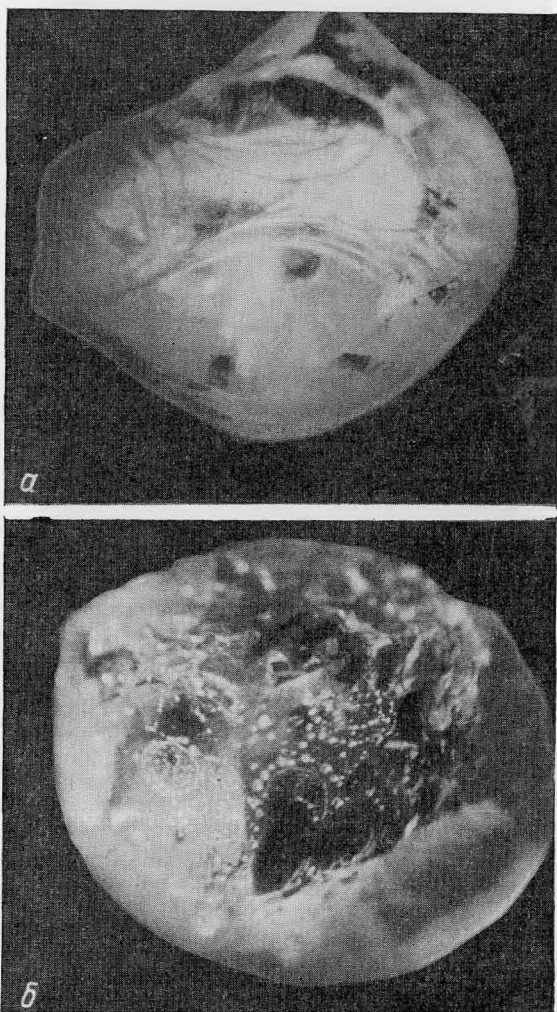


Рис. 8. Образование дисковой скульптуры на округлых кристаллах алмаза

- а — округлый кристалл алмаза с дисковой скульптурой на протравленных участках граней; внизу видны блестящие не протравленные грани и острые ребра.
- б — ямки травления, образующие правильные кольца на округлой поверхности кристалла алмаза с дисковой скульптурой (начальная стадия возникновения дисковой скульптуры)

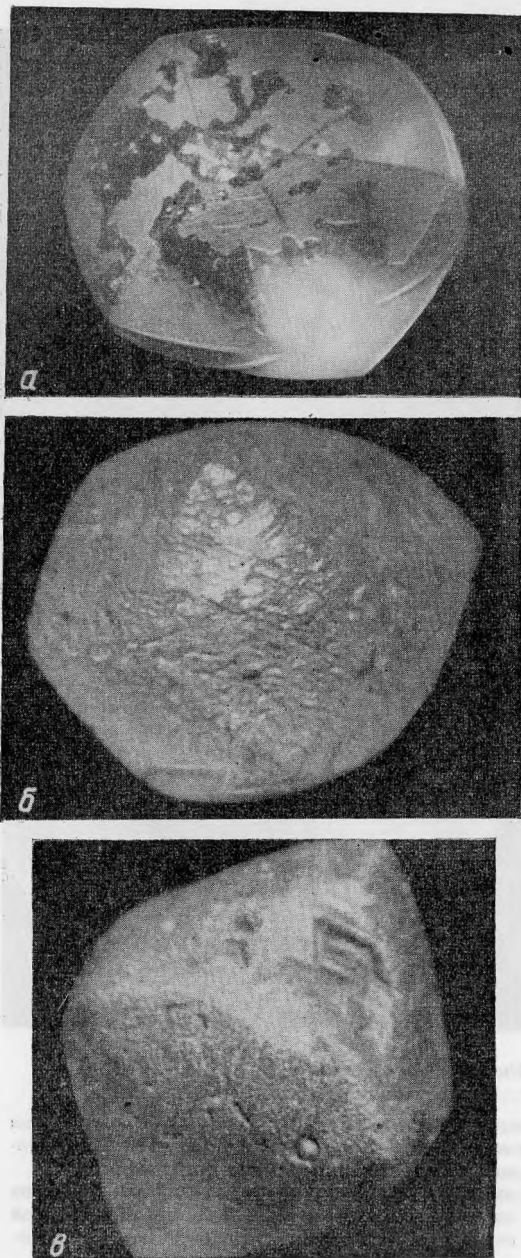


Рис. 9. Виды коррозии кристаллов алмаза при автометаморфизме алмазоносных пород  
 а — коррозионная матировка граней кристалла; видны останцы первоначальной блестящей поверхности; б — матовая, сильно корродированная поверхность кристалла с разведенной сеткой трещинок; в — шестиугольная округлая пирамидка, окруженная рвом, на округлой грани, сильно корродированного кристалла

ниже протравленных участках они уничтожены или имеют совсем другой характер.

На основании изучения разнообразных форм травления можно прийти к следующему выводу. При растворении плоскогранные формы кристаллов алмаза преобразуются в округлые и одновременно с этим происходит травление кристалла, в результате которого на плоских гранях, а также и округлых поверхностях появляются геометрически правильные фигурки вытравливания, форма и симметрия которых соответствуют структуре граней. При широком развитии этих фигурок образуются характерные скульптуры на октаэдрических и округлых гранях кристаллов. Кроме этого, на протравленных участках граней образуются своеобразные черепитчатая и дисковая скульптуры, а также каверны и трещины травления, развивающиеся по спайности, плоскостям двойниковых сростков и двойниковым швам.

Растворение и травление кристаллов алмаза происходит обычно со всех сторон, что свидетельствует о том, что процесс этот протекает в магматическом расплаве. Растворяются алмазы не в результате воздействия на них каких-либо компонентов, а, по всей вероятности, под влиянием падения концентрации углерода и изменения термодинамических условий в магме (Кухаренко, 1954).

Кимберлиты, являясь алмазоносными породами, обычно подвергаются различным преобразованиям в процессе автометаморфизма. Могут ли условия автометаморфизма как-либо воздействовать на кристаллы алмаза?

На кристаллах алмаза наблюдается коррозия поверхности граней, происхождение которой по всем признакам совер-

шенно иное, чем описанных выше форм травления. Коррозия начинается с развития на гранях кристаллов алмаза матовости.

Часто на матовой поверхности граней видны различной формы реликты блестящих граней (рис. 9, а). При более интенсивном травлении вся поверхность граней делается матовой, кристалл становится непрозрачным, теряет свой алмазный блеск. Часто при коррозии на поверхности округлых граней по спайности начинают развиваться трещинки, которые, пересекаясь, образуют своеобразную ромбическую сетку на поверхности граней (рис. 10). При дальнейшем травлении трещины разведаются, и гладкая поверхность кристалла становится неровной (рис. 9, б). Иногда на ней возникают своеобразные бугорки или шестигранные пирамидки, окруженные глубоким рвом (рис. 9, в), образовавшимся в результате травления по гексагональному контуру, как это показано на схеме (рис. 10). Часто такое травление происходит не по всему гексагональному контуру, поэтому образуются серповидные трещинки и углубления.

При коррозии трещины сильно разведаются вершины и ребра кристалла и при достаточно интенсивном процессе он теряет правильный кристаллографический облик, превращаясь в матовое зерно с шероховатой поверхностью. В некоторых случаях на кристаллах развиваются глубокие каверны, имеющие вид воронок с неровным ячеисто-пористым дном и стенками. Эти формы травления кристаллов алмаза легко воспроизводятся экспериментально. В. М. Титовой совместно с А. А. Кухаренко проведена большая работа по искусственному травлению различных морфологических типов кристаллов алмаза и получены исключительно интересные данные, которые приведены в их опубликованных работах (Титова, 1960; Кухаренко, Титова, 1957). Образование матовой коррозионной поверхности и ромбических трещинок на кристаллах алмаза вызывалось травлением их в расплаве NaOH при  $t = 700-850^\circ$ , в силикатном расплаве — при  $t = 900-920^\circ$ , а также при нагревании на воздухе при  $t = 700^\circ$ .

На природных кристаллах алмаза иногда очень сильная коррозия такого вида наблюдается только с одной стороны кристалла или даже на небольшом его участке. Можно предположить, что такая коррозия происходит уже тогда, когда алмазы заключены в твердую породу и от степени пористости породы или ее трещиноватости зависит локальное воздействие корродирующих агентов на кристалл. Исходя из этого и условий эксперимента, можно сделать вывод, что образование матовой коррозионной поверхности и сетки поверхностных трещинок на кристаллах алмаза происходит в результате воздействия на них раскаленных паров и газов при автотематоморфизме алмазосодержащих пород. Конечно, этот процесс протекает при более низких температурах, чем указанные температуры экспериментального травления кристаллов алмаза. Очевидно, большую роль играет длительность процесса, т. е. фактор времени. Если бы кристаллы алмаза подвергались травлению при столь же высоких температурах, как и при экспериментах, то они очень быстро бы уничтожались.

На кристаллах алмаза значительно реже, чем все описанные выше формы травления, наблюдается еще одна форма травления. Иногда в природных условиях октаэдрические кристаллы алмаза преобразуются в тригонтриоктаэдры. Процесс начинается с образования у ребер октаэдра тригонтриоктаэдрических поверхностей со штриховкой, перпендикулярной

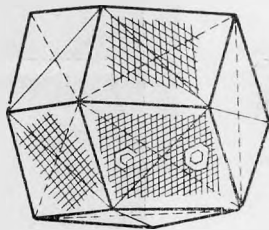


Рис. 10. Схема образования ромбической сетки трещинок, шестигранных пирамидок и серповидных углублений

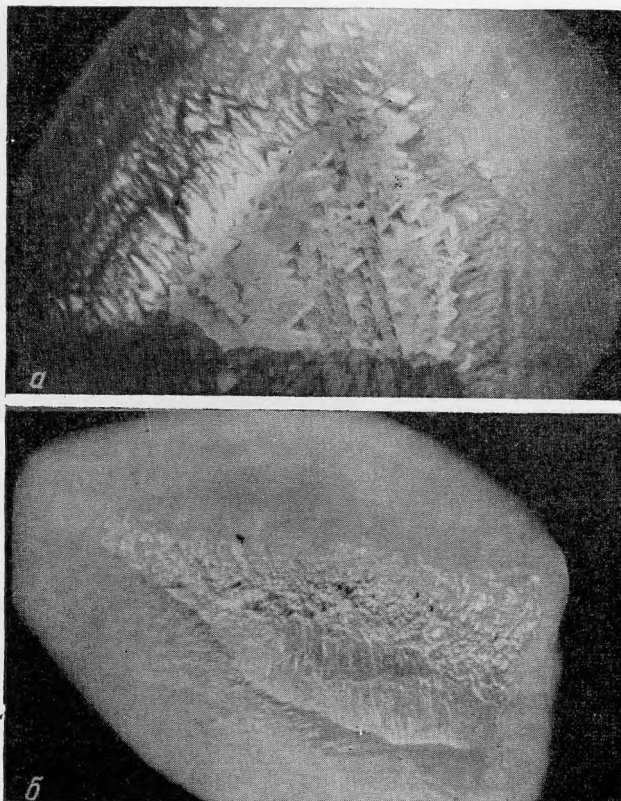


Рис. 11. Скульптуры на природных кристаллах, аналогичные получаемым при искусственном травлении алмазов в расплавах  $\text{NaOH}$  и др.

*a* — образованные на октаэдрах тригон-триоктаэдрических граней, с характерной скульптурой и согласно ориентированными треугольными углублениями на  $(111)$ ; *б* — округлый кристалл алмаза с характерной скульптурой из клиновидных холмиков, ориентированных к центру додекаэдрической грани

ребру октаэдра. На октаэдрических гранях появляются треугольные углубления, ориентированные согласно конфигурации октаэдрической грани, а также многочисленные пирамидки (рис. 11, *a*). На округлых кристаллах алмаза наблюдается образование ельчатой штриховки у ребер и оригинальной рельефной скульптуры (рис. 11, *б*). Сторонники теории роста описывают такие кристаллы, как единственные формы и виды растворения кристаллов алмаза, и противопоставляют их природным округлым кристаллам алмаза, относя последние к формам роста. Основанием для этого служит то, что эти формы и скульптуры кристаллов алмаза легко воспроизводятся путем искусственного травления их в расплаве  $\text{NaOH}$ ,  $\text{KHSO}_4$  и других веществ, это неоднократно было описано в ряде работ (Rose, 1872; Григорьев, Шафрановский, 1942; Рундквист, 1951; Кухаренко, Титова, 1957; и др.).

Однако условия искусственного травления кристаллов алмаза в расплаве селитры,  $\text{NaOH}$  и других реагентов несомненно с условиями, которые существуют на больших глубинах в магматическом расплаве. Трудно ожидать, чтобы процесс растворения кристаллов алмаза в расплавах раз-

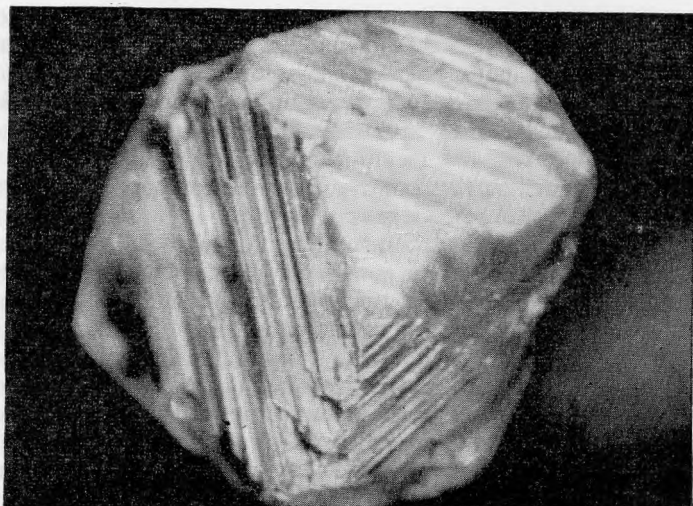


Рис. 12. Октаэдрический пластинчатый кристалл алмаза, растворенный с одной стороны вершины оси четвертого порядка. Окружная вторичная поверхность наследует все особенности исходной формы роста

личных веществ, применяемых при искусственном их травлении, при обычном давлении и сравнительно низких температурах протекал так же, как и в магматическом очаге. Выше мы описывали различные формы травления кристаллов алмаза при растворении их в магматическом расплаве. Они отличаются от тех форм, которые получаются при искусственном травлении алмазов. Доказательством же того, что в магматическом расплаве при растворении алмазов образуются не тригон-триоктаэдрические, а округлые формы, могут служить комбинационные кристаллы, растворение которых произошло неравномерно. На таких образцах хорошо видна первичная форма плоскогранного кристалла, подвергнутого растворению, и характер преобразования его в округлую форму. Такие алмазы были описаны нами ранее (Орлов, 1959), но для примера покажем один очень характерный образец этого типа кристаллов. На рис. 12 изображен комбинационный кристалл алмаза, который имеет форму октаэдра с пластинчатым строением граней, но с одной стороны вершины оси четвертого порядка у него образована округлая поверхность. Эта поверхность как бы вырезана из плоскогранного кристалла (она располагается гипсометрически ниже плоских граней и отделяется от них рельефным уступом). Округлая часть кристалла наследует особенности исходной плоскогранной формы: волнистость округлой поверхности по длинной диагонали ромбической грани додекаэдроиды соответствует прубопластинчатому строению граней октаэдра, микродвойниковая штриховка с октаэдрических граней переходит и на округлую поверхность, но здесь она имеет вид возвышающихся рубцов.

Все это, наряду с характером сочленения округлой и плоскогранной частей кристалла, а также конфигурацией октаэдрических граней по границе с округлой поверхностью, однозначно свидетельствует о вторичном характере округлых поверхностей на этом кристалле. Они образовались в результате растворения, которое наиболее интенсивно развивалось с одной стороны кристалла. Поскольку округлая поверхность на этом кристалле имеет характер, совершенно тождественный граням

широко распространенных округлых кристаллов алмаза, то естественно полагать, что последние представляют собой результат всестороннего растворения плоскогранных форм роста.

В рамках одной статьи невозможно привести весь большой фактический материал по морфологии кристаллов, свидетельствующий об образовании округлых поверхностей на кристаллах алмаза в результате частичного растворения плоскогранных многогранников роста. Многие факты приводились в работах А. А. Кухаренко (1954), И. И. Шафрановского (1948, 1961), Ю. Л. Орлова (1959).

Можно поставить следующие вопросы: почему алмаз должен кристаллизоваться, не подчиняясь обычным законам роста кристаллов, в то время как сингенетичные ему минералы, находящиеся в нем в виде включений, — оливин, пироп, хромшпинелид, диопсид и энстатит — развиваются в обычных для них кристаллографических формах? С другой стороны, почему кристаллы алмаза не могут закономерно растворяться с образованием округлых форм так же, как и кристаллы других минералов?

Существуют полные аналоги округлых кристаллов алмаза со многими скульптурными особенностями их граней среди форм растворения (природных и искусственных) других минералов (топаза, берилла, кварца, кальцита, шпинели, флюорита и др.), так же как и все разновидности плоскогранных кристаллов алмаза и характер строения их граней тождественны многогранникам роста ряда минералов и искусственных соединений (сфалерита, магнетита, алюмо-калиевых квасцов и др.). Совершенно логично сделать вывод, что алмазы подчиняются обычным законам роста кристаллов и что их округлые кристаллы образуются в процессе растворения, так как они не имеют себе аналогов среди форм роста, известных для всех других минералов.

Этот вывод подтверждается и морфологией кристаллов алмаза, полученных синтетическим путем. Кристаллы синтетических алмазов представляют собой остросереберные плоскогранные тетраэдры и комбинации их с кубом и ромбододэкаэдром. Их скелетные формы не отличаются от таковых форм, известных для других минералов, кристаллизующихся в кубической сингонии; часто наблюдается двойникование по шпинелевому закону и образование уплощенных и других форм, характерных и для природных плоскогранных кристаллов алмаза.

При просмотре несортированных кристаллов алмаза из различных месторождений, когда имеется возможность статистически установить распространенность тех или других кристаллических форм и других особенностей кристаллов алмаза, выявляется исключительно большое число кристаллов, подвергнутых растворению и травлению. Процессы эти настолько широко развиты, что они оставляют следы или существенно сказываются на морфологии подавляющего большинства кристаллов алмаза из всех месторождений. Это дает основание сделать вывод о постоянном изменении условий во вмещающей алмазы среде после их кристаллизации, что обусловлено, очевидно, определенной закономерностью в процессе формирования сложных по генезису коренных месторождений алмазов.

Исследования включений в кристаллах алмаза из различных месторождений Советского Союза и зарубежных стран (Футергендлер, 1960; Орлов, 1960; Гневушев и др., 1961) выявили постоянную характерную ассоциацию минералов, сингенетичных алмазу: оливин, пироп, хромшпинелид, энстатит и диопсид. Эта ассоциация убедительно свидетельствует о связи алмазов с сильно обогащенной MgO ультраосновной магмой и подтверждает точку зрения о связи алмазов с магмой перидотитового состава.

Алмаз очень легко реагирует на изменения физико-химических условий в расплаве: повышение температуры, активизация кислорода и лету-

чих, падение концентрации углерода — все эти факторы могут вызывать растворение и коррозию кристаллов алмаза. Следовательно, для сохранности алмазов имеют большое значение условия и время консолидации алмазоносного расплава, т. е. фациальные условия формирования интрузии.

Практически существует только один тип первичных коренных месторождений алмаза — кимберлиты, с которыми связаны все богатые его месторождения. Связь алмазов с глубинными перидотитовыми интрузиями (например, на Урале) нельзя считать установленной и вполне очевидной, хотя эти интрузии и считаются некоторыми исследователями источниками алмазов. Во всяком случае, богатые месторождения алмаза, связанные с глубинными перидотитовыми интрузиями, неизвестны, хотя эти интрузии имеют предпосылки для алмазоносности, так же как и кимберлиты, которые представляют собой другую фацию перидотитовой магмы. Очевидно, условия формирования кимберлитовых месторождений более благоприятны для консервации алмазов, по сравнению с условиями формирования глубинных перидотитовых интрузий типа лакколитов и батолитов.

Можно предположить, что в течение длительного процесса застывания глубинной интрузии в условиях закрытой системы происходит полное или почти полное уничтожение кристаллов алмаза. Возможно, что процессом растворения могут быть объяснены случаи падения концентрации алмазов с глубиной в некоторых кимберлитовых трубках.

Кроме кимберлитов, другими породами земной коры, в которых достоверно установлены алмазы, являются определенного типа эклогиты, находящиеся среди ксенолитов родственных пород в кимберлитах (Williams 1932; Бобривич и др., 1959). Как отмечается при описании алмазов и эклогитов, найденных в кимберлитах (как в Африке, так и в Сибири), они всегда представлены острыеберными плоскогранными октаэдрами. Этот факт очень интересен для решения вопроса об образовании округлых кристаллов: наличие в эклогитах только плоскогранных кристаллов представляет собой случай консервации кристаллов алмаза в формах роста, так как внедряющаяся перидотитовая магма захватывает в виде ксенолитов эклогиты, но не переплавляет их, и находящиеся в них алмазы сохраняются в той форме, в какой они выкристаллизовались. Открытие коренных месторождений алмазов в Советском Союзе дает возможность исследовать ряд вопросов: распространенность округлых и протравленных кристаллов алмаза в различных зонах коренных месторождений, характер кристаллов из различных кимберлитовых трубок и характер слагающих их пород и т. д. При этом правильное понимание генезиса различных морфологических типов кристаллов алмаза может помочь выявлению и объяснению ряда важных в научном отношении фактов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Алмазы Сибири. М., Госгеолтехиздат, 1957.  
Аншелес О. М. Вывод формы кристаллов алмаза на основе их атомного строения.— Докл. АН СССР, т. 101, № 6, 1955.  
Аншелес О. М. О природе округлых форм алмаза.— Уч. зап. ЛГУ. Кристаллография и кристаллохимия, вып. 4, № 173, 1954.  
Аншелес О. М. К теории роста кристаллов.— Уч. зап. ЛГУ, серия геол. наук, вып. 8, № 215, 1957.  
Бобривич А. П., Бондаренко М. И., Гневущев М. А., Красов Л. М., Смирнов Г. И., Юркевич Р. К. Алмазные месторождения Якутии. М., Госгеолтехиздат, 1959.  
Бобривич А. П., Смирнов В. Г., Соболев В. С. Ксенолит эклогита с алмазами.— Докл. АН СССР, т. 126, № 3, 1959.  
Гневущев М. А. О происхождении обратнопараллельных треугольных впадин на гранях алмаза.— Мин. сборн. Львовского геол. об-ва, № 9, 1955.

- Гневушев М. А. О следах травления на гранях алмаза.— Зап. ВМО, ч. 85, вып. 3, 1956.
- Гневушев М. А. Следы травления и растворения на якутских алмазах.— Мин. сборн. Львов. геол. об-ва, № 14, 1957.
- Гневушев М. А., Николаева Э. С. Твердые включения в алмазах месторождений Якутии. Алмазы Якутии.— Труды Якутского филиала Сибирского отделения АН СССР, 1961.
- Григорьев Д. П., Шафрановский И. И. Новые опыты по растворению алмаза.— Зап. Всерос. минер. об-ва, ч. LXXI, № 1—2, 1942.
- Еремеев П. В. Алмаз из платиновых россыпей Гороблагодатского округа.— Зап. СПб. минер. об-ва, ч. XXXIV, 1896.
- Квоков К. Г. Дисковая скульптура на алмазах и ее происхождение.— Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 88, вып. 3, 1959.
- Кокшаров Н. И. О происхождении закругленных граней у кристаллов алмаза.— Зап. СПб. минер. об-ва, ч. IV, 1869.
- Кухаренко А. А. О генезисе округлых кристаллов алмаза.— Докл. АН СССР, т. 50, № 8, 1946.
- Кухаренко А. А. Об округлых кристаллах алмаза.— Уч. зап. ЛГУ им. А. А. Жданова. Кристаллография и кристаллохимия, 1954.
- Кухаренко А. А. Алмазы Урала. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Кухаренко А. А., Титова В. М. Новые данные по растворению кристаллов алмаза.— Уч. зап. Ленингр. ун-та, № 215, серия геол. наук, вып. 8, 1957.
- Орлов Ю. Л. К вопросу о генезисе округлых кристаллов алмаза.— Труды Минер. музея, вып. 9, 1959.
- Орлов Ю. Л. Сингенетические и эпигенетические включения в кристаллах алмаза.— Труды Минер. музея, вып. 10, 1960.
- Рундквист Д. В. Новые опыты по оплавлению алмаза. Кристаллография.— Труды федоровской научной сессии. Углетехиздат, 1951.
- Титова В. М. Ромбический узор поверхностных трещин на округлых кристаллах алмаза.— Материалы по изучению алмазов и алмазоносных районов СССР. Л., ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 40, 1960.
- Федоров Е. С. Курс кристаллографии. СПб., 1901.
- Фекличев В. Г. Скульптуры растворения на гранях кристаллов берилла из камерных пегматитов Волыни и другие их свойства.— Мин. сб. Львов. геол. об-ва, № 16. В печати.
- Фекличев В. Г. Исследование зональных кристаллов берилла из занорышей пегматитов.— Труды ИМГРЭ, № 8, 1962.
- Ферсман А. Е. Кристаллография алмаза. Изд-во АН СССР, 1955.
- Футергендлер С. И. Исследование включений в алмазах методом рентгеноструктурного анализа.— Зап. ВМО, ч. 85, вып. 4, 1956.
- Футергендлер С. И. Рентгенографическое изучение твердых включений в уральских и якутских алмазах.— Материалы по изучению алмазов и алмазоносных районов СССР. Л., ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 40, 1960.
- Шафрановский И. И. Кристаллография округлых алмазов. Изд. Ленингр. ун-та, 1948.
- Fersmann A., Goldschmidt V. Der Diamant. Heidelberg, 1911.
- Hauy R. J. Traité de Mineralogie. Paris, 1801, 3.
- Hettich H. Über die äussere scheidbare Unsymmetrie d. Alkalihalogenide.— Z. Krist., 4, 1926.
- Lindley W. Wachstumserscheinungen am Diamant.— Fortschr. Miner. Krest. u. Petr., 21, I. Berlin, 1937.
- Mollengraaf G. Studien am Quarz.— Z. Krist., 14, 1888.
- Royer L. Sur la décroissance du cristal dans un milieu isotrop actif.— Livre jubilaire, Soc. Min. de France, I, 1930.
- Rose G., Sadebeck A. Über die Kristallisation d. Diamanten.— Abhandl. Könige. Akad. Wiss. Berlin, 1876—1877.
- Scacchi A. Mem. sulla policidria della face dei crist.— Mem. Ac. Torino. (2), 21, 1863.
- Van der Veen A. Die Symmetrie des Diamanten.— Z. Kryst., Miner., 51, 1913.
- Williams A. The genesis of Diamand. London, 1932.



В. П. РАХМАНОВ, Ф. А. ШУТЛИВ

### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Вопросам минералогии полиметаллических руд месторождений Восточного Забайкалья посвящена обширная литература.

Повышенный интерес к этой металлогенической провинции проявился еще в конце XVII и начале XVIII вв., когда в результате проведения опытных плавок выяснилась возможность получения из свинцово-цинковых руд серебра.

В XIX в. появляются обширные сводные описания по геологии и металлогении Восточного Забайкалья, в которых приводятся и сведения по минералогии отдельных рудных узлов и месторождений (Соколовский, 1836; Озерский, 1857 и др.).

После Великой Октябрьской социалистической революции начинается новый этап в изучении и промышленном освоении полиметаллических месторождений Приаргунья.

В 1925 г. к изучению этой обширной металлогенической провинции приступает С. С. Смирнов (1933, 1955 а, б), который в результате проведенных им исследований выделил различные типы полиметаллических месторождений в Восточном Забайкалье. Он впервые дал детальное описание как главных рудообразующих минералов (галенита, сфалерита, пирита и др.), так и второстепенных и редко встречающихся минералов, входящих в состав отдельных парагенетических ассоциаций, характеризующих различные типы полиметаллических месторождений.

С. С. Смирнов условно подразделил всю территорию Восточного Забайкалья на три больших рудоносных пояса, простирающихся с юго-запада на северо-восток: полиметаллических (юго-восточный), оловянно-вольфрамовый (центральный) и золото-молибденовый (северо-западный).

Работы С. С. Смирнова сыграли большую роль в проведении целеустремленных поисков на свинец и цинк, олово и вольфрам, золото и молибден.

Проводимые в послевоенное время геолого-поисковые и геолого-разведочные работы на территории Восточного Забайкалья дают новый фактический материал, который не только углубляет металлогеническую схему С. С. Смирнова, но и вносит в нее серьезные коррективы.

При написании настоящего минералогического очерка нами использовались результаты личных полевых наблюдений и камеральных исследований, а также работы других авторов по этому региону.

### ПРИУРОЧЕННОСТЬ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ К РАЗЛИЧНЫМ ПОРОДАМ, УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И ФОРМЫ РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Подавляющее большинство месторождений свинца и цинка в Восточном Забайкалье расположено в Приаргунье, которое С. С. Смирнов (1933) выделяет под названием полиметаллического пояса Восточного Забайкалья. Генетически эти месторождения связаны с карбонатными породами: известняками, доломитизированными известняками, доломитами и реже — кристаллическими сланцами. К числу их относятся такие широко известные месторождения, как Кличкинское, Кадаинское, Савинское № 5, Благодатское, Трехсвятительское, Почекуевское, Смирновское, Акатуевское и многие другие. Наряду с этим открыты и разведаны полиметаллические месторождения, приуроченные к андезито-дацитовым порфирирам, имеющие благоприятные перспективы увеличения запасов. Сюда следует отнести Ново-Широкинское, Ширинское, Козулинское и другие месторождения.

Однако за последнее время отчетливо выявляется новый тип полиметаллических месторождений. В морфологическом отношении и по ряду других признаков он может быть охарактеризован как штокверковый. Месторождения, характеризующие этот тип, являются комплексными, т. е. кроме сульфидов свинца и цинка, имеющих подчиненное значение, они содержат другие промышленно важные полезные компоненты, такие, как олово, вольфрам, молибден и т. д. В качестве примера здесь можно привести два наиболее характерных штокверковых месторождения: Шерлогогорское (оловянно-вольфрамовое) и Бугдаинское (молибденовое). Как в первом, так и во втором месторождении свинцово-цинковая минерализация приурочена к не карбонатным породам (кварцевым порфирирам, гранитам и др.).

Рудные тела, залегающие в карбонатных и не карбонатных породах, имеют много общих черт и будут рассмотрены нами совместно, с указанием их характерных особенностей.

Полиметаллические месторождения в известняках и доломитизированных их разновидностях часто на контакте с кристаллическими сланцами (кварцево-углисто-графитовыми, кварцево-серицитовыми и др.) характеризуются следующими формами рудных залежей:

а) гнездообразными и трубчатыми рудными телами сложной конфигурации (Благодатское, Трехсвятительское месторождение и др.);

б) жильными рудными телами, локализующимися в тектонических трещинах. По своему характеру они могут быть как пластовыми и послойными, так и секущими с углом падения от 60 до 90°. Галенит, сфалерит, пирит и пирротин часто заполняют мельчайшие тектонические трещинки в породе. Этот тип характерен для Кличкинского, Почекуевского, Акатуевского и ряда других месторождений;

в) пластовыми рудными телами (Екатерино-Благодатское, Смирновское месторождения и др.);

г) прожилково-вкрапленный тип оруденения (Ново-Широкинское, Козулинское и др.).

Для месторождений же, залегающих в гранитоидных и эффузивных породах (Бугдаинское, Шерлогогорское, Шахтаминское и др.), — штокверковый тип оруденения, характерны секущие трещинно-жильные рудные тела, в которых количественно галенит и сфалерит начинают уже преобладать над другими полезными компонентами (рис. 1). Породы, вмещающие жильные тела, часто сами бывают обогащены сульфидами свинца и цинка, представляя собой по существу полиметаллические руды вкрапленной тек-

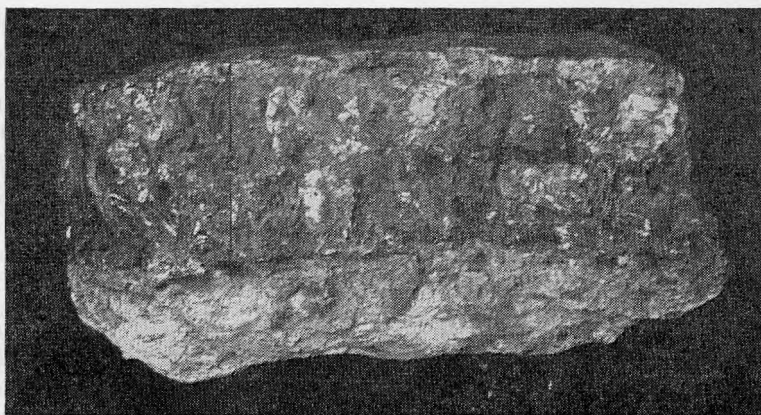


Рис. 1. Галенитовый прожилок с вкрапленностью сфалерита в гидротермально измененном, осветленном биотитовом граните. Бугдаинское месторождение, штольня № 1. Нат. вел. М — мощность прожилка

стуры. В большинстве своем месторождения, относимые к этому типу, имеют пониженные содержания свинца и цинка в рудах. Однако широко организованная массовая переработка рудных концентратов на заводах, по-видимому, допускает вполне рентабельное их извлечение из комплексных руд.

## ПЕРВИЧНЫЕ РУДЫ И ГЕНЕЗИС ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

### Минералогия и типы первичных руд

Минералогический состав руд в полиметаллических месторождениях Восточного Забайкалья довольно однообразен. Главными минералами являются галенит, сфалерит и пирит. К второстепенным и реже встречающимся минералам относятся арсенопирит и буланжерит; в числе примесей чаще всего находим пирротин, халькопирит и марказит.

Характер и парагенетические ассоциации нерудных минералов определяются составом вмещающих пород. Так, нерудные минералы в рудовмещающих карбонатных породах представлены в основном доломитом, анкеритом, кальцитом и реже кварцем, хлоритом и серицитом. В гранитоидных же и эффузивных породах встречаются плагиоклазы, К-полевой шпат, кварц, амфиболы, пироксены, слюды, представленные биотитом, мусковитом и серицитом.

По минеральному составу среди полиметаллических руд выделяются следующие типы:

I. Галенито-сфалерито-пиритовый. Преобладающим минералом в этом типе руд является галенит.

II. Пирито-сфалерито-галенитовый.

III. Арсенопиритовый. Сфалерит и галенит присутствуют в подчиненных количествах.

Выделяются также второстепенные типы руд, в которых широким развитием пользуются буланжерит и пирротин.

В полиметаллических рудах Акатуевского месторождения ряд исследователей выделяет: IV буланжеритовый (существенно) и V — пирротино-пиритовый типы руд.

Широкое распространение того или иного сульфидного минерала кладется в основу выделяемых типов руд, среди которых может быть ряд переходных разновидностей.

Данные наших исследований позволяют выделить на Бугдаинском молибденовом месторождении галенито-сфалеритовый тип руд, в котором главным рудным минералом является галенит. К второстепенным относятся сфалерит, пирит и арсенопирит. Халькопирит, ковеллин и другие сульфиды распространены незначительно.

### Текстурно-структурные особенности первичных руд

Изучение текстур первичных руд нередко помогает пространственно воссоздать картину (ход) формирования данного полезного компонента. Текстуры руд являются частичным отражением их генезиса. Так, по общепринятому мнению, метасоматическое замещение массивных и брекчированных доломитов и известняков в процессе рудообразования приводит к возникновению массивной, брекчиевидной и брекчиевой рудных текстур, — наиболее распространенных во всех полиметаллических месторождениях Приаргуныя. К часто встречающимся текстурам на месторождениях свинца и цинка, приуроченных к карбонатным породам, относятся также текстуры жильная, пересечения, полосчатая, разлома.

Текстуры жильные, пересечения и вкрапленные характерны для комплексных месторождений, залегающих в эффузивных и гранитоидных породах (Бугдаинское, Шерловогорское и др.).

В качестве редких видов текстур, встречающихся на месторождениях и приуроченных к различным породам (доломитам, известнякам, гранитам, кварцевым порфирирам и др.), относятся крустификационные и симметрично-полосчатые.

Структурные особенности полиметаллических руд также предопределяются условиями их образования из гидротермальных растворов в процессе метасоматического замещения карбонатных, эффузивных и гранитоидных пород и дальнейшей перекристаллизации рудных компонентов.

Подавляющее большинство свинцово-цинковых руд является среднезернистыми. Величина зерна их обычно не превышает 1,5—2 мм. Однако в одних и тех же штуфах наблюдаются участки, в которых зерна пирита, галенита, сфалерита и других сульфидов бывают и мелкими (менее 0,1 мм) и крупными (более 2,0 мм). Такие локальные участки в рудах образуют смешанные структурные разновидности от мелкозернистой до крупнозернистой.

С целью выявления внутреннего строения ряда минералов, входящих в состав полиметаллических руд, нами проводилось минераграфическое исследование (включая электроотравление) многочисленных полированных шлифов с месторождений, расположенных в Александровско-Заводском районе (Меркурьевское, Северо-Акатуевское и др.), результаты которого излагаются ниже.

Стадийность и динамометаморфизм при формировании полиметаллических месторождений накладывают свой отпечаток и на взаимоотношение рудных минералов. Нередко аллотриоморфнозернистые, гипидиоморфнозернистые и другие текстуры осложняются в процессе более поздних метаморфических преобразований полиминеральных зернистых агрегатов, из которых состоит руда. На динамометаморфизм, проявившийся после отложения галенита, сфалерита и пирита из гидротермальных рудоносных растворов, указывает, в частности, двойниковое строение сфалеритовых зерен, отчетливо выявляемое при травлении последних в аншлифах парами концентрированной соляной кислоты.

К минералам индикаторам, при помощи которых, по-видимому, можно судить о признаках метаморфизма в полиметаллических рудах, можно отнести и пириты.

В работах А. Н. Заварицкого (1943), С. Н. Иванова (1943, 1950) и Т. Н. Шадлуна (1950) по колчеданным месторождениям Южного и Среднего Урала отмечалась уже определенная связь между формой кристаллов и внутренним строением зерен пирита, с одной стороны, и динамометаморфизмом — с другой. Было подмечено, что в колчеданных месторождениях, неизмененных или слабо затронутых процессами динамометаморфизма, распространены кристаллы пирита главным образом в виде пентагондодекаэдров, которые при электролитическом травлении дают четкую зональную структуру. Месторождения же, претерпевшие динамический метаморфизм, содержат кристаллы пирита в форме кубов, которые, при действии на них кислотой и при пропускании электрического тока, иногда обнаруживают своеобразное реликтовое зональное внутреннее строение, часто указывающее на изменение первоначальных кристаллических форм минерала (пентагондодекаэдров на кубы) в процессе метаморфизма. По мере перехода от слабо метаморфизованных месторождений к более сильно метаморфизованным зональные фигуры в пиритах постепенно затушевываются, границы между зонами стираются и исчезают.

Макроскопическое изучение штуфов и микроскопическое исследование полированных шлифов полиметаллических руд, взятых с различных месторождений Восточного Забайкалья, позволили прийти к следующим выводам. На всех без исключения полиметаллических месторождениях встречается пирит. Вне зависимости от того приурочены ли полиметаллические руды к известнякам или доломитам, к эффузивным или интрузивным породам, в них отчетливо выделяются две генерации пирита: мелкозернистая и крупнозернистая (рис. 2 и 3).

Эти две генетические разновидности и различаются по своим морфологическим особенностям. Крупнозернистый пирит в процессе перекристаллизации образует кристаллы в форме кубов (гексаэдры), которые при электролитическом травлении обнаруживают зональность (рис. 4 и 5).

На приведенных фотоснимках протравленных полированных поверхностей пиритовых зерен в аншлифах различаются зерна зонального сложения (зоны роста) в виде многоугольников — пятиугольников, шестиугольников и неправильных геометрических фигур, которые не всегда соответствуют внешним ограничениям кристаллов. Геометрический анализ сечений кристаллов пирита различной формы, проведенный в свое время С. Н. Ивановым для колчеданных руд Урала (1950), показывает, что шестиугольники и пятиугольники в сечениях дают чаще всего пентагондодекаэдры, реже октаэдры и совсем редко гексаэдры. Несоответствие вытравленных геометрических фигур, полученных внутри зерен пирита, его внешним ограничениям свидетельствует о динамическом метаморфизме, который претерпели руды Акатуевского и других месторождений, а также о том, что в процессе перекристаллизации произошла замена одних кристаллических форм другими (пентагондодекаэдров кубами). Современная преобладающая форма кристаллов пирита на месторождении — куб.

А. Н. Заварицкий (1943) считает, что минералы, образующиеся при динамометаморфизме в горных породах, развиваются в простых кристаллических формах и с простейшими символами, в частности для пирита (100).

В отдельных аншлифах мы наблюдали протравленные кристаллы пирита с едва заметной зональностью, в которых зоны роста проявляются очень слабо, а порой и совсем отсутствуют. Это явление, по-видимому, имеет прямую связь с метаморфизмом, который приводил при перекристаллизации к исчезновению зон роста в пиритах.

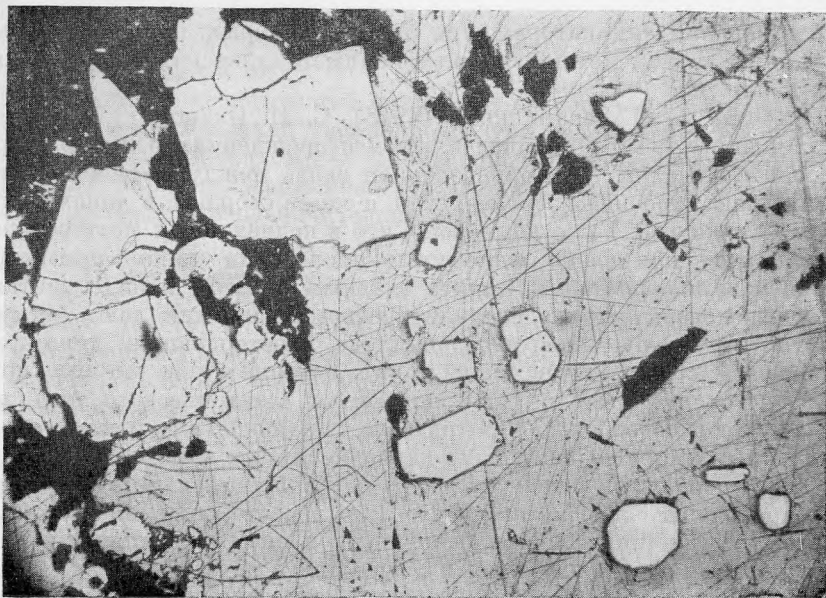


Рис. 2. Крупнозернистые идиоморфные кристаллы пирита на контакте галенита (светло-серое) и карбоната (черное). Мелкие зерна пирита заключены в галенитовом цементе. Месторождение Северо-Акатуевское. Полированный шлиф,  $\times 70$

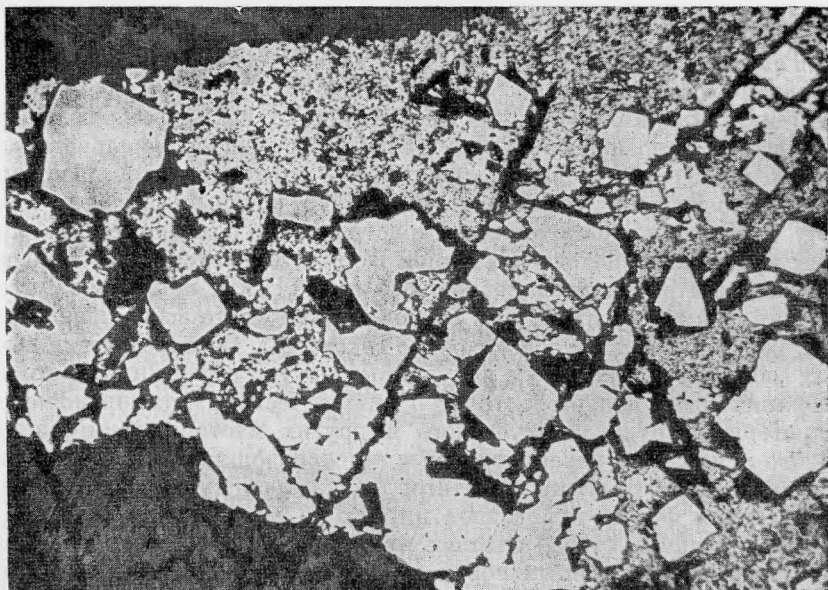


Рис. 3. Выделение пиритов двух генераций (крупно- и мелкозернистого) в известняке. Месторождение Северо-Акатуевское. Полированный шлиф,  $\times 70$

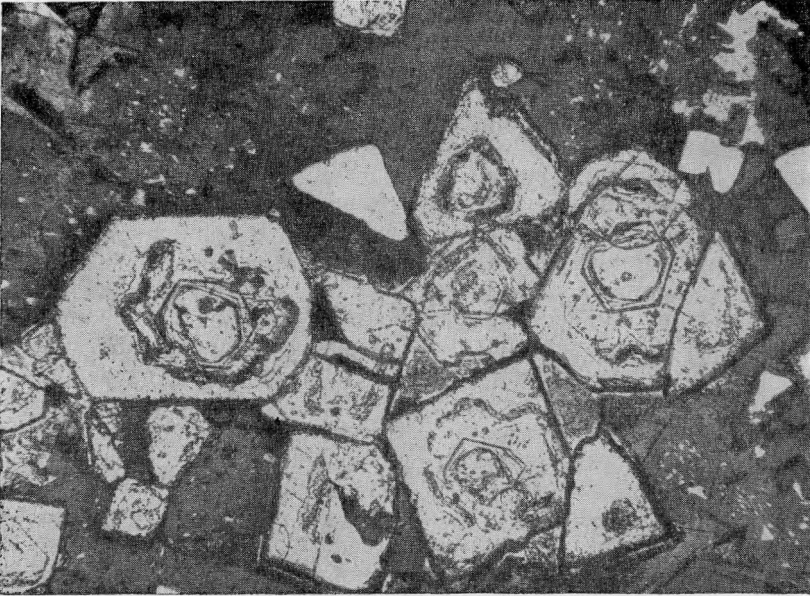


Рис. 4. Кристаллически-зональная внутренняя структура пирита. Месторождение Северо-Акатуевское. Полированный шлиф. Протравлено,  $\times 120$



Рис. 5. Кристаллически-зональная внутренняя структура пирита. Месторождение Северо-Акатуевское. Полированный шлиф. Протравлено,  $\times 120$

### Парагенезис и последовательность отложения минералов

В своих работах, посвященных исследованию полиметаллических руд Восточного Забайкалья, С. С. Смирнов выделил три стадии процесса рудоотложения: высокотемпературную, среднетемпературную и низкотемпературную. Каждая стадия такого процесса характеризуется определенной парагенетической ассоциацией в рудных залежах. В порядке последовательности отложения из гидротермальных растворов все основные рудные минералы располагаются в следующий ряд: арсенопирит, пирит, сфалерит, галенит и буланжерит. Так, например, наблюдаемые нами идиоморфные кристаллы арсенопирита и пирита в галенито-сфалеритовых рудах из полиметаллических месторождений Акатуевской группы (включая и Меркурьевское месторождение) своей хорошей кристаллической огранкой свидетельствуют о ярко проявленной в этом районе высокотемпературной стадии минералообразования (арсенопирито-пиритовой). Однако наличие скелетных и реликтовых структур арсенопирита, наблюдаемых в аншлифах (фиг. 6), предполагает существование и более поздних гидротермальных растворов, из которых отлагались кварц и карбонаты (сидерит, анкерит, доломит и кальцит), метасоматически замещающие ранее выделившиеся рудные минералы: арсенопирит и пирит.

Для этого рудного района нами выделяется семь главных этапов или стадий минералообразования: 1) карбонатно-кварцевая, 2) арсенопирито-пиритовая, 3) сфалеритовая, 4) пирротиновая, 5) галенитовая, 6) буланжеритовая, 7) карбонатно-кварцевая (эпигенетическая — низкотемпературная).

Такая закономерная последовательность в выделении главных рудообразующих минералов подтверждается и минераграфическими исследованиями. На признаки динамометаморфизма, которые претерпели руды

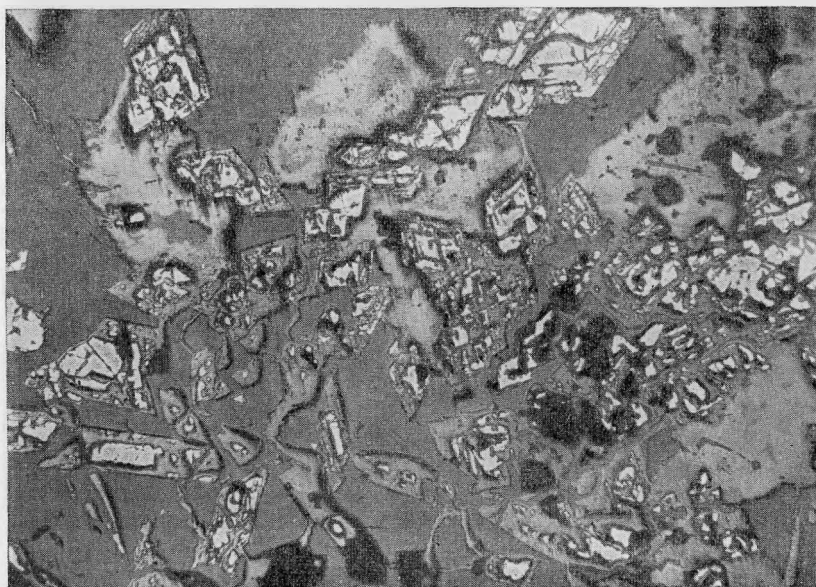


Рис. 6 Скелетная структура замещения арсенопирита кварцем. Месторождение Меркурьевское. Полированный шлиф,  $\times 70$



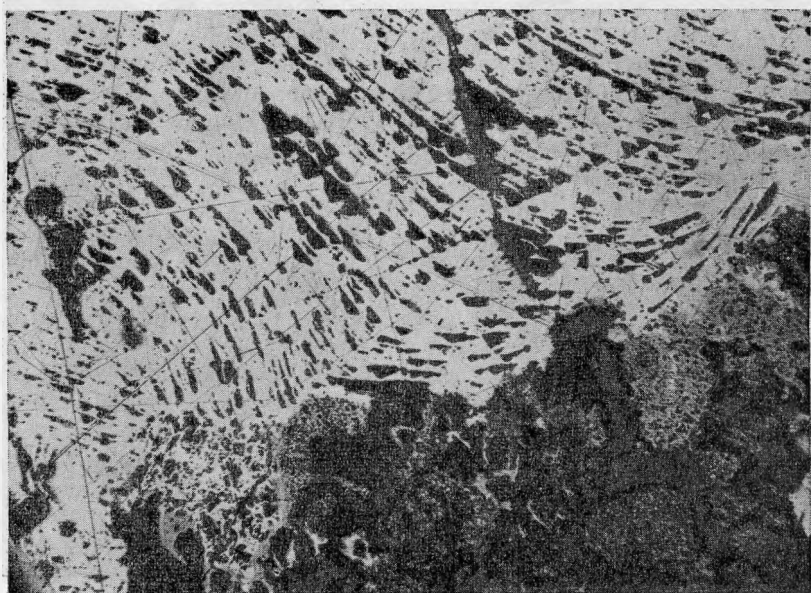


Рис. 7. Деформированный галенит (белое). Черные выбоины внутри него «треугольники выкращивания» (следы спайности). Месторождение Бугдаинское. Полированный шлиф,  $\times 70$

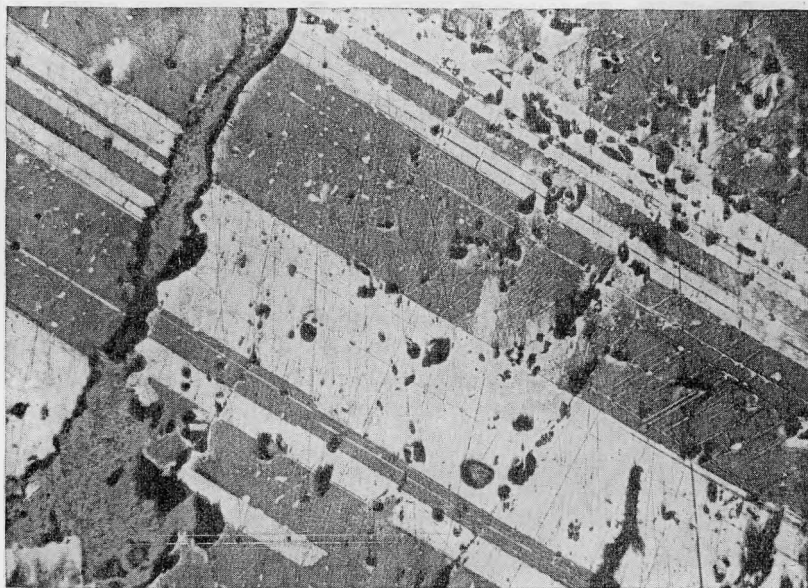


Рис. 8. Микробросы в полисинтетических двойниках сфалерита. Месторождение Северо-Акагуевское. Полированный шлиф. Протравлено,  $\times 70$

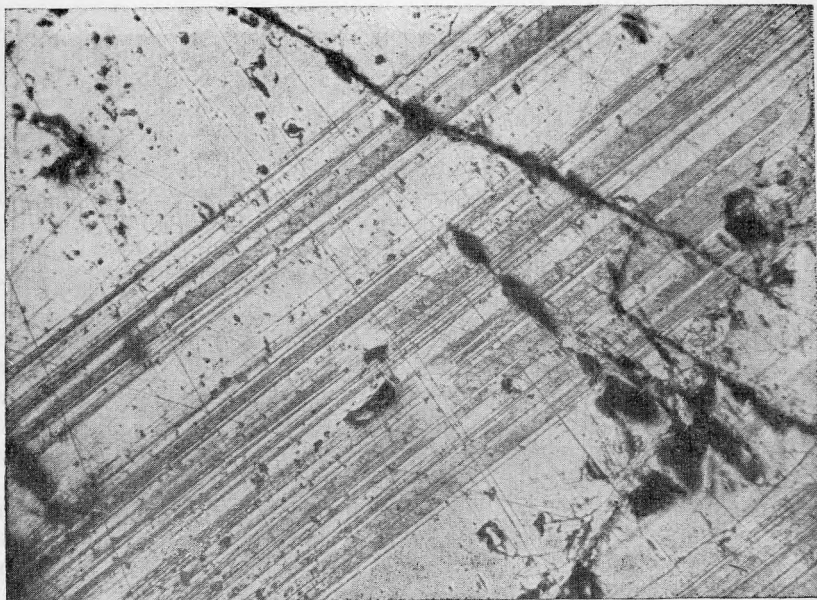


Рис. 9. Полисинтетические двойники сфалерита (чередование тонких белых и темных полосок). Месторождение Северо-Акатуевское. Полированный шлиф. Протравлено,  $\times 70$

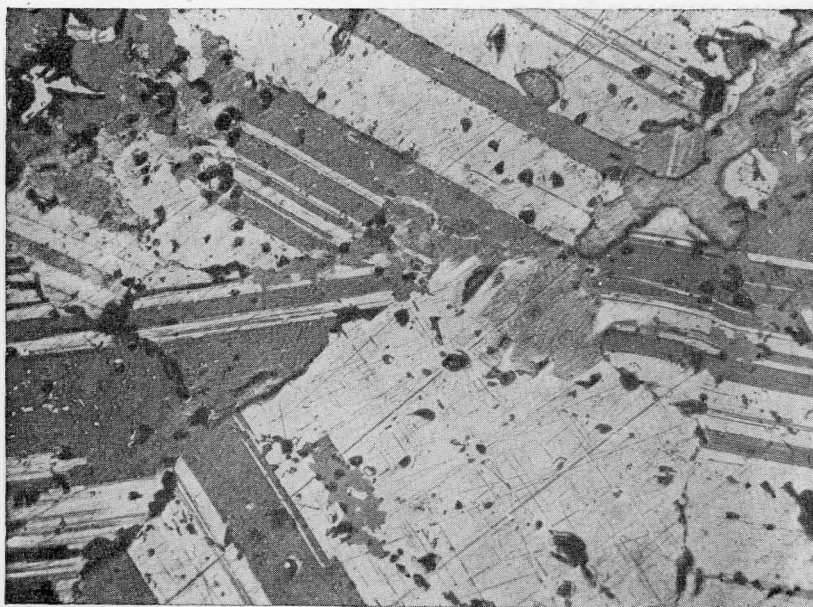


Рис. 10. Агрегат различно ориентированных и полисинтетически двойникованных зерен сфалерита. Месторождение Северо-Акатуевское. Полированный шлиф. Протравлено,  $\times 70$

после отложения пирита и арсенопирита, указывают и следы течения в галените (фиг. 7) и выявленная в процессе травления отчетливая полисинтетическая двойникованность кристаллов сфалерита (фис. 8, 9, 10). Микроскопы, наблюдаемые в полисинтетических двойниках сфалерита, двойникование сфалерита, следы течения в галените, — все это лишний раз говорит о том, что процесс формирования (рудоотложения) на полиметаллических месторождениях Восточного Забайкалья был сложным и сопровождался на всем протяжении то затухающим, то усиливающимся динамометаморфизмом.

Наблюдаемые типы руд на Северо-Акатуевском и других месторождениях часто свидетельствуют о сочетании различных минеральных парагенетических ассоциаций, генетически принадлежащих ко всем трем температурным стадиям единого свинцово-цинкового процесса рудообразования («к одному металлогеническому эпизоду» по С. С. Смирнову, 1955).

Так, в главных рудных залежах I, II и III участков Северо-Акатуевского месторождения встречаются типы руд, в которых основными рудными минералами являются галенит, сфалерит, арсенопирит и пирит (т. е. парагенетическая ассоциация минералов, характерная для высоко- и среднетемпературных стадий рудообразования); там же местными геологами специально выделяется и буланжеритовая зона (III участок), в которой галенит и сфалерит находятся в подчиненных количествах (низкотемпературная стадия). Кроме того, с темными известково-углистыми сланцами связано проявление существенного пирротинового оруденения; пирит, сфалерит, халькопирит и галенит в этих рудах встречаются в качестве второстепенных минералов (преобладание среднетемпературной стадии минералообразования). Среднетемпературная стадия рудообразования, во время которой произошло выделение из гидротермальных растворов галенита и сфалерита, является основной и широко развита на всех полиметаллических месторождениях Восточного Забайкалья и, особенно, в Приаргунье (Савинское № 5, Кадаинское, Смирновское, Благодатское, Акатуевское, Северо-Акатуевское и другие месторождения).

Некоторые исследователи, в частности, К. С. Талдыкина (1959), изучая руды Савинского № 5 полиметаллического месторождения, на котором достаточно полно проявлены почти все стадии минералообразования, выделяют 12 стадий минералообразования. Условия формирования Савинского № 5 полиметаллического месторождения (среди полиметаллических рудных узлов юго-восточной части Забайкалья) занимают промежуточное положение между ранними высокотемпературными процессами, для которых характерно проявление оловянно-вольфрамово-полиметаллического оруденения (Шерловогорское месторождение), с одной стороны, и среднетемпературными процессами, типичными для полиметаллических месторождений — с другой. В связи с этим минералогический состав этого месторождения, отличающийся значительной сложностью, характеризуется как высокотемпературными, так и среднетемпературными минералами.

### Генетические типы полиметаллических месторождений

В настоящее время ряд исследователей формирование полиметаллических месторождений сводит к четырем этапам рудообразования, выраженным в последовательной смене ранних высокотемпературных силикатных образований — мышьяково-колчеданными, колчеданными и свинцово-сурьмяными и просто сурьмяными рудопроявлениями.

Отличительной особенностью самого раннего гидротермального метаморфизма в некоторых полиметаллических узлах следует считать полевошпатовый этап, имеющий широкое развитие в месторождениях

кличкинской группы, приуроченных к гранитоидным породам. В Каменском и Мыльниково-Хоркиринском месторождениях интенсивно проявлена полевошпатизация (по исследованиям В. В. Архангельской), где она выражена в образовании зон альбитовых и микроклиновых пород, представленных альбитом, микроклином, карбонатом, серицитом и хлоритом.

Наиболее широко и полно представлен в юго-восточной части Забайкалья второй — сульфидный — этап, в течение которого были образованы полиметаллические месторождения. Этот этап характеризуется длительным, часто прерывающимся и пульсирующим процессом, когда было проявлено 8 стадий минералообразования. Для ранних стадий (сульфидного) этапа типичны пирит-арсенопиритовая и пирит-пирротиновая минерализация, хорошо выраженные в Запокровском рудном узле и отчасти в Кличкинском рудном поле (Почекуевское месторождение).

В этих месторождениях указанные стадии представлены массивными арсенопиритово-пиритовыми рудами. Пирит-пирротиновая стадия (этап II) имеет более значительное распространение в полиметаллических месторождениях Приаргунья и характеризуется следующим минералогическим составом: пирит, пирротин, кварц, широко проявленных в Запокровском, Гурулевском, Савинском № 5, Центральном, Ивановском, Михайловском и других полиметаллических месторождениях Забайкалья. Третий этап характеризуется более длительной историей формирования. Примерами могут служить многие полиметаллические месторождения (Нерчинско-Заводского, Кадаинского и Акатуевского рудных узлов). В этот этап в условиях частого приоткрывания рудовмещающих полостей (трещин) проявились четыре стадии: сфалеритовая, галенитовая, сфалерито-галенитовая и кварцево-арсенопиритовая. Последние, более поздние стадии сульфидного этапа характеризуются сульфо-антимонитовой и антимонитовой минерализацией. Для этих стадий минерализации характерно образование сложного комплекса сульфосолей свинца, меди и серебра, широко распространенных в полиметаллических месторождениях Нерчинско-Заводского, Алгачинского и Александрово-Заводского рудных узлов.

Четвертый, пострудный силикатно-карбонатный этап отражает собой заключительное звено верхнекиммерийской гидротермальной деятельности. Этот этап широко распространен в рудных полиметаллических узлах юго-западной части Приаргунья и в месторождениях, непосредственно залегающих в андезитовых порфиритах (Ново-Широкинское, Широкинское и др.). В пострудном этапе выделяются две стадии минерализации: кварцево-карбонатно-флюоритовая, с которой связано образование жил и прожилков кварца и карбоната, и вторая стадия, в которую образовались цеолиты в ассоциации с каолинитом. Эти минеральные ассоциации имеют органичное распространение в полиметаллических месторождениях юго-восточной части Забайкалья.

Из краткой характеристики отличительных особенностей процесса рудообразования можно сделать вывод, что в формировании полиметаллических месторождений юго-восточной части Забайкалья усматривается четкая направленность, выражающаяся в смене более ранних высокотемпературных образований мышьяково-колчеданными, колчеданными и свинцово-цинковыми рудами. В свинцово-цинковых рудах широко представлены низкотемпературные свинцово-сурьмяные и сурьмяные образования.

На основе исследований, проведенных за длительный срок изучения полиметаллических месторождений и месторождений комплексного состава юго-восточной части Забайкалья, в настоящее время мы выделяем семь генетических типов месторождений: оловянно-вольфрамо-полиметаллический (Шерловогорское месторождение), молибденово-полиметаллический (Бугдаинское месторождение), силикатно-колчеданно-полиметаллический

(Савинское № 5 месторождение), мышьяково-колчеданно-полиметаллический (Покровское, Запокровское и Гурулевское месторождения), колчеданно-полиметаллический (Ивановское, Благодатское, Трехсвятительское месторождение), собственно полиметаллический (Акатуевское, Кадаинское и другие месторождения) и полиметаллический с повышенным содержанием сульфосоей свинца (большинство месторождений Нерчинско-Заводской группы, Алгачинского рудного поля и другие месторождения).

В каждом из этих генетических типов имеются различия в геологическом строении рудоносных площадей, в глубине формирования месторождений, в характере проявления тектоно-магматизма и т. д., что позволяет выделить, на основе этих различий, отдельные районы со свойственными им структурно-металлогенетическими особенностями.

Сложность и многоэтапность формирования полиметаллических месторождений и месторождений комплексного состава позволяют представить этапы постмагматической минерализации в следующем виде (табл. 1).

Этапы минерализации	Оловянно-вольфрамово-полиметаллический	Молибденово-полиметаллический	Силикатно-колчеданно-полиметаллический	Мышьяково-колчеданно-полиметаллический	Колчеданно-полиметаллический	Полиметаллический	Полиметаллический с повышенным содержанием сульфосоей свинца
Минералы							
Кварц	■	■	■	■	■	■	■
Турмалин	■						
Касситерит	■						
Вольфрамит	■						
Молибденит	■	■					
Арсенопирит							
Пирит				■	■	■	■
Пирротин			■	■	■	■	■
Сфалерит			■	■	■	■	■
Галенит			■	■	■	■	■
Халькопирит			■	■	■	■	■
Карбонаты	■		■	■	■	■	■
Флюорит			■	■	■	■	■
Еуланжерит							■
Джемсонит							■
Элементы:							
Серебро							■
Золото							■

главные минералы      ————— примеси  
 второстепенные минералы      - - - - - примеси, встречающиеся более редко

### Окисленные руды

Свинцово-цинковые руды всех известных к настоящему времени полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья в приповерхностных своих частях окислены и выщелочены. Первичные сульфидные минералы в этой зоне разрушаются, давая начало новым окисленным, сульфатным, карбонатным и другим соединениям. Происходит концентрация одних и вынос других химических компонентов. Отмеченные процессы, происходящие в зоне гипергенеза, усиливались в местах, обнаженных эрозией, и в тектонически нарушенных участках. Изучение различных парагенетических ассоциаций минералов, развитых в коре выветривания полиметаллических месторождений, позволяет правильно подойти к решению вопроса о составе первичных сульфидных руд и тем самым целесообразно проводить поиски рудных залежей, скрытых на глубине.

В этом отношении заслуживают внимания интересные работы Кочина Г. Г. (1955), Дубининой В. Н. и Корнилович И. А. (1956) по изучению минералогии зон окисления полиметаллических месторождений, с учетом которых составлены приводимые схемы последовательного изменения минералов первичных сульфидных руд в гипергенных условиях.

Зона окисления от месторождения к месторождению имеет не одинаковую глубину распространения, которая зависит от ряда факторов: степени трещиноватости и пористости как рудных залежей, так и вмещающих пород, минералогического состава окисляющих сульфидных руд, уровня грунтовых вод и т. д. Еще С. С. Смирновым было отмечено, что наиболее мощные зоны окисления развиваются в полиметаллических рудах, содержащих значительные количества пирита и карбонатов, т. е. минералов, наиболее легко подвергающихся в приповерхностных условиях разложению и окислению.

Все эти причины в отдельности или же вместе взятые и обуславливают изменчивость глубины зоны окисления, развитой на том или ином полиметаллическом месторождении. Ниже приводится табл. 2, в которой ориен-

Таблица 2

Глубина зоны окисления на свинцово-цинковых месторождениях Восточного Забайкалья

Месторождение	Мощность зоны окисления, м
Екатерино-Благodatское (северное) Запокровское Гурулевское Смирновское	От 10 до 50
Тайнинское Трехсвятительское Екатерино-Благodatское (южное) Михайловское	От 50 до 100
Воздвиженское Акатуевское Благodatское Кадаинское	Свыше 100

гировочно указываются мощности зон окисления, развитых на некоторых свинцово-цинковых месторождениях Восточного Забайкалья.

Следует иметь в виду, что на одном и том же месторождении диапазон глубин зон окисления в рудных телах может изменяться в широких пределах.

### Схемы изменения главных рудообразующих минералов полиметаллических руд в зоне окисления

Все главные рудообразующие минералы в зоне окисления претерпевают существенные изменения.

Галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит, буланжерит, пирротин и другие минералы в этой зоне под действием поверхностных растворов, обогащенных кислородом, солями соляной, угольной кислот и другими компонентами и соединениями, образуют обильные окислы, гидроокислы,

Схема изменений галенита

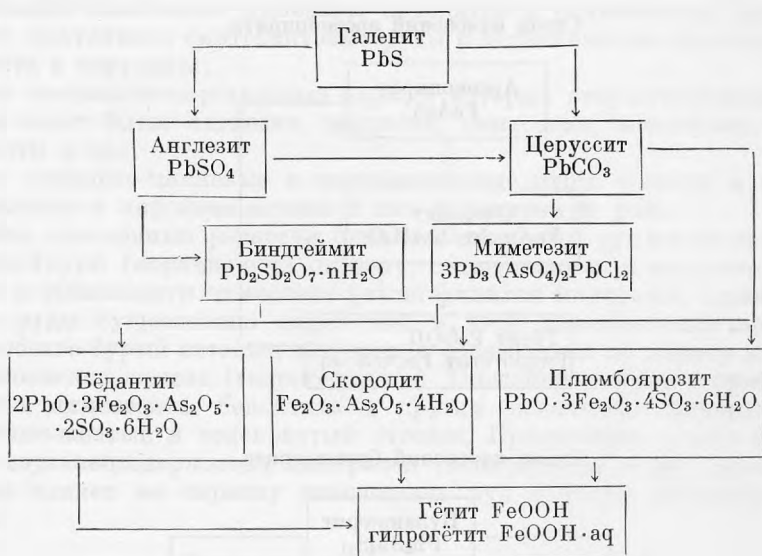
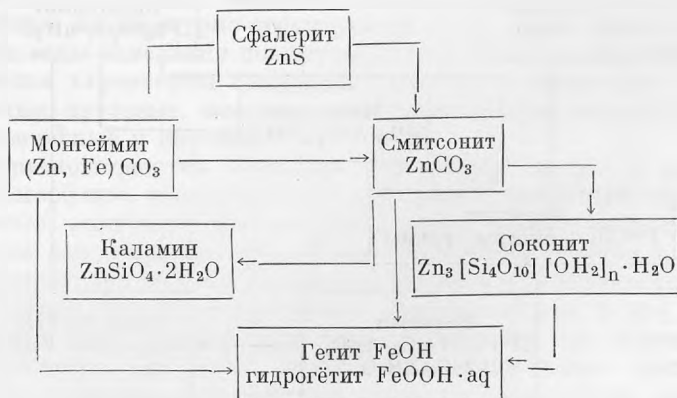
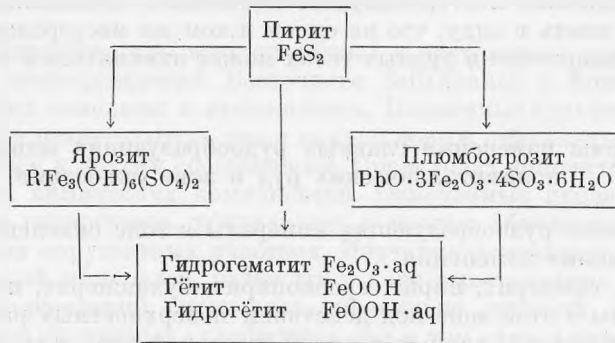


Схема изменений сфалерита



## Схема изменений пирита

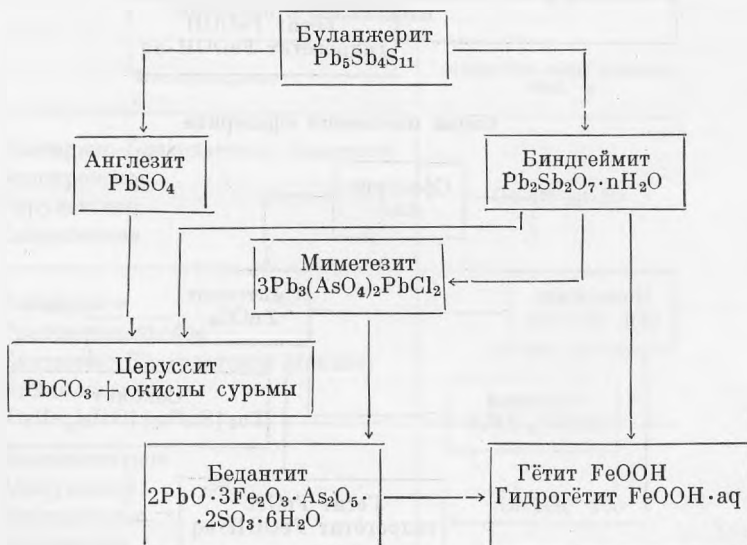


Примечание: вместо R в формуле ярозита может быть Na, K, Ag и др.

## Схема изменений арсенопирита



## Схема изменений буланжерита





сульфаты, карбонаты и реже другие соединения. Выше приводятся нами схемы изменений и примерной последовательности образования в зоне окисления главных рудообразующих минералов полиметаллических руд. При рассмотрении схем гипергенного изменения сульфидов свинца, цинка, мышьяка и железа следует иметь в виду, что появление, например, в схеме изменения галенита эпигенетических минералов, содержащих As, Sb и Fe, а в схеме изменения пирита — Pb и других элементов объясняется сложным полиминеральным составом сульфидных руд. Последние, подвергаясь разрушению в зоне окисления, насыщают грунтовые воды многочисленными взаимодействующими между собой подвижными компонентами в виде катионов и анионов (As, Sb, Fe, SO<sub>4</sub>, HCO<sub>3</sub>, Cl и др.), сложных комплексных соединений и т. д., которые при определенных физико-химических условиях среды дают начало различным свинцово-сурьмяным (биндгеймит), свинцово-мышьяковистым (миметезит) и другим соединениям (см. схемы).

Среди окисленных разностей свинцово-цинковых руд могут быть выделены:

а) англезит-церусситовые руды, в которых смитсонит и другие Zn-содержащие экзогенные минералы находятся в подчиненных количествах;

б) монгеймито-смтсонитовые руды с подчиненными количествами англезита и церуссита;

в) железисто-марганцевые охры, в которых второстепенными минералами могут быть: англезит, церуссит, смтсонит, монгеймит, скородит, ярозиты и др.;

г) свинцово-цинковые и мышьяковистые охры. Окислы и гидроокислы железа и марганца играют в них подчиненную роль.

Все окисленные разности свинцово-цинковых руд имеют характерную желто-бурую (коричневую) окраску, интенсивность и цвет которой меняются в зависимости от состава разлагающихся минералов первичных руд. Так, руды существенно пиритовые в коре выветривания приобретают красновато-бурый оттенок, вследствие образования по пириту маловодных гидроокислов железа (гидрогематита). Окисленные руды с примесью скородита, миметезита, бедантита и других экзогенных минералов имеют лимонно-желтый и зеленоватый оттенок. Присутствие в коре выветривания марганецсодержащих минералов (псиломелана и др.) также существенно влияет на окраску окисленных руд (черные и буровато-черные тона).

### Тектурно-структурные особенности

Процессы окисления и выщелачивания, особенно интенсивные в поверхностных участках свинцово-цинковых месторождений, налагают свой отпечаток на тектурно-структурный облик окисленных руд.

Для руд зоны окисления полиметаллических месторождений Восточно-Забайкалья характерны следующие текстуры: землистые, порошковатые, ящичные, друзовые, жеодовые, кавернозные, брекчиевидные, брекчиевые, колломорфные и другие.

Среди разновидностей структур отмечались: мелко- и среднезернистые, колломорфные, концентрически-зональные, скелетные, краевых каемок, сетчатые, концентрически-скорлуповатые, радиально-лучистые и др.

Приведем ряд примеров образования различных текстур и структур в месторождениях окисленных свинцово-цинковых руд Приаргунья (Акатуевском, Мальцевском, Екатерининском, Воздвиженском и др.). Ящичные, кавернозные и пористые текстуры часто образуются при замещении галенита церусситом, при этом сохраняется реликтовая прямоугольная спайность в галените. Аналогичные текстуры образуются также и при

замещении галенита пльомбоярозитом, сфалерита монгеймитом и т. д. Массивные текстуры, как правило, возникают при замещении доломитизированных известняков смитсонитом и монгеймитом.

Друзовые текстуры образуются при выполнении пустот сростками хорошо ограниченных смитсонитовых, каламиновых и других кристаллов.

Образование колломорфных, концентрически-зональных, концентрически-скорлуповатых и подобных им структур происходит при перекристаллизации рудного материала с последующим переотложением его. Указанные структуры могут образовываться при растворении и переотложении англезита, смитсонита, монгеймита, скородита, при замещении гидроокислами железа вторичных свинцовых и цинковых минералов в коре выветривания.

Радиально-лучистые структуры в окисленных рудах характерны для выделений арагонита и каламина.

Часто в одном и том же окисленном рудном теле встречаются многочисленные типы и разновидности текстур и структур, которые часто налагаются друг на друга, указывая на сложные физико-химические процессы формирования, происходившие в коре выветривания свинцово-цинковых месторождений.

### Изменение боковых пород при рудообразовании

Околорудные изменения боковых пород в процессе формирования сульфидных месторождений из гидротермальных растворов могут служить одним из поисковых признаков. Карбонатные породы, в которых локализуется большинство полиметаллических месторождений Забайкалья (известняки, доломитизированные известняки и доломиты), в зоне контакта с рудными телами бывают часто силицифицированы. В шлифах, отобранных из этих зон по месторождениям Акатуевского рудного поля, наблюдалось окварцевание известняков, выразившееся в развитии среди них отдельных прожилков, гнезд и небольших линз кварца. Силицификации частично могут подвергаться и доломитизированные разности известняков. Привнос гидротермальными растворами Mg, Fe и, при достаточно высоком парциальном давлении, углекислоты в растворах приводили к доломитизации чистых разностей известняков и частичной (менее выраженной) их анкеритизации. Наряду с окварцеванием известняков и доломитов происходила и их пиритизация, наличие которой во вмещающих породах С. С. Смирнов (1955) связывает с первыми порциями рудоносных растворов. Меньшим развитием в гидротермально измененных карбонатных породах пользуются слюды, амфиболы, пироксены, турмалины и другие минералы.

В комплексных месторождениях штокеркового типа (Бугдаинское, Шерловогорское и др.), где вмещающими породами являются преимущественно биотитовые граниты и кварцевые порфиры, наиболее ярко проявляются процессы окварцевания и серицитизации при незначительном развитии карбонатизации, пиритизации и хлоритизации.

Важным поисковым признаком служит и осветление гидротермально измененных гранитоидных пород, распознавание которых может помочь в выборе перспективных участков под разведку. Так, на комплексном молибденовом Бугдаинском месторождении биотитовые граниты при формировании рудных залежей в зоне действия гидротерм были значительно осветлены и разрыхлены. Выветрелые граниты приобретают характерный серовато-желтый, иногда чуть зеленоватый оттенок. Наиболее типичными вторичными минералами здесь являются серицит, железистый хлорит и в меньшей мере каолинит и гидроокислы железа (гидрогётит). Два по-

следних минерала могли развиваться уже и в экзогенных условиях в результате деятельности нисходящих поверхностных вод, циркулировавших по тектонически ослабленным и выщелоченным зонам в гранитах.

### О ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ ОРУДЕНЕНИЯ С ИНТРУЗИВНЫМИ ПОРОДАМИ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Согласно существующим в настоящее время представлениям (Смирнов, 1933; Кочин, 1955 и др.) возраст свинцово-цинкового оруденения для большинства полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья определяется как послевержнеюрский. Устанавливается определенная парагенетическая связь между верхнекеммерийскими интрузиями (кварцевыми порфиритами, лампрофирами) и галенито-сфалеритовыми рудами. Так, на полиметаллических месторождениях Акатуевского рудного поля наблюдается локализация рудных тел близ даек лампрофиров и порфиристов, залегающих в одних и тех же трещинах и имеющих одну и ту же ориентировку. Однако сами дайки не являлись поставщиком рудоносных растворов. Формирование свинцово-цинковых залежей и самих дайкообразных интрузивных тел происходило из гидротермальных растворов, отщепление которых происходило от каких-то магматических очагов, расположенных на глубине. Повышенные содержания в рудах таких компонентов, как СаО, MgO и СО<sub>2</sub>, объясняются значительным насыщением ими поднимающихся снизу рудоносных растворов при их прохождении по трещиноватым зонам карбонатных пород (известняков и доломитов). Интересные исследования по установлению парагенетических связей различного рода оруденений с определенным типом интрузивных пород, развитых на территории Восточного Забайкалья, провел сотрудник ВСЕГЕИ А. В. Рабинович (1957). В пределах полиметаллической, молибденовой и олово-вольфрамовой металлогенических зон рудных районов он отбирал образцы гранитоидных пород и изучал их акцессорные минералы. Было установлено:

1) для олово-вольфрамовых гранитоидов характерны апатит-монацитовый или же флюорит-монацитовый тип;

2) для молибденоносных магматических комплексов характерны: в более древних образованиях комплекса и в более молодых разностях (гранодиоритах, гранит-порфирах) устанавливается титанитовый тип. В кварцевых порфирах Бугдаинского и в порфиритах Шахтаминского месторождений — цирконовый тип;

3) в интрузивных комплексах гранитоидных пород, связанных с полиметаллическим оруденением, четко устанавливаются два типа: а) титанитовый или циркон-монацитовый для древних гранитоидов; б) цирконовый тип для интрузий молодого возраста.

Приуроченность различных акцессорных минералов, установленная А. В. Рабиновичем, к строго определенным комплексам гранитоидных пород, распространенных в той или иной металлогенической провинции или зоне, может являться одним из важных признаков при поисках того или иного вида оруденения.

Резюмируя сказанное выше (с учетом предполагаемого возраста свинцово-цинкового, молибденового и олово-вольфрамового оруденения), можно констатировать:

1) цирконовый тип гранитоидных пород характеризует полиметаллическое оруденение;

2) титанитовый тип — молибденовое оруденение;

3) апатит-монацитовый и флюорит-монацитовый типы — олово-вольфрамовое оруденение.

### РЕДКИЕ И РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУДАХ

Замечательной особенностью забайкальских сульфидных руд является их комплексность, определяемая тем, что помимо содержания основных рудных элементов — свинца, цинка, вольфрама, олова и молибдена в них широким распространением пользуются редкие и рассеянные элементы: мышьяк, галлий, серебро, кадмий, индий, сурьма, теллур, золото, таллий, висмут и ряд других.

Все эти элементы встречаются в тех или иных количествах и в свинцово-цинковых рудах ряда полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья, причем многие из них могут попутно извлекаться при переработке свинцово-цинковых концентратов на заводах цветной металлургии.

Распространению редких и рассеянных элементов в свинцово-цинковых месторождениях этой металлогенической провинции посвящены работы многих исследователей (Смирнова, 1933; Прокопенко и Лизунова, 1952; Кузнецова, 1959 и др.).

Было подмечено, что в свинцово-цинковых рудах некоторых месторождений в значительных количествах присутствует индий, и в связи с этим произведено выделение индиевой геохимической провинции.

Исследованиями установлено, что в большинстве полиметаллических месторождений Забайкалья индий концентрируется в сфалеритах и лишь в Смирновском полиметаллическом месторождении он связан с касситеритом и сульфо-станнатами свинца; таллий наиболее часто и в повышенных количествах встречается в галенитах и галенито-сульфо-антимонитовых рудах.

Установлено, что юго-восточная часть Забайкалья является важной индиево-таллиевой геохимической провинцией с весьма благоприятными перспективами промышленного использования этих элементов.

Даже при слабой изученности распределения редких и рассеянных элементов как в собственно полиметаллических, так и в комплексных по составу месторождениях Восточного Забайкалья устанавливается, что несмотря на некоторые качественные различия изученных месторождений по минералогическому составу руд и их геологическому положению, поведение основных элементов-примесей в процессе рудообразования остается постоянным.

Руды ранних стадий минерализации содержат весьма ограниченный комплекс элементов-примесей: золото и мышьяк, связанные со стадией кварцево-арсенопиритово-пиритовой минерализации.

Средним стадиям рудного процесса, с которыми связано образование свинцово-цинковых руд, соответствует ряд редких и рассеянных элементов: индий, галлий, олово, а также незначительные количества таллия, серебра и висмута.

В более позднюю стадию свинцовой минерализации выделилась большая часть таллия и серебра и значительные количества олова и сурьмы. В заключительную стадию минерализации, для которой характерно развитие сульфосолей меди, свинца и серебра, выделился комплекс малых, редких и рассеянных элементов, типичных для нерчинских полиметаллических руд (таллий, серебро, индий, кадмий и др.). Исследованиями установлено (Кузнецов, 1959 и др.), что главными носителями редких и рассеянных элементов в полиметаллических рудах являются сфалерит, галенит и сульфосоли свинца (табл. 3).

Как видно из табл. 3 и 4, в сфалеритах содержится основная часть индия, кадмия и галлия. Галенит является одним из главных носителей

Таблица 3

## Распределение элементов-примесей между главными рудообразующими минералами

Минерал	Элементы-примеси	
	Главные	Второстепенные
Пирит . . . .	Bi, As	Ag, Sb
Пирротин . .	Bi, As	Ag, Sb
Сфалерит . . .	In, Cd, Ga, Sn	Ag, Sb, As
Галенит . . . .	Ag, Tl, Sn, Sb, Cd	Zn, Ga, As, Bi
Буланжерит .	Ag, Tl, Sn, Zn, Cd	As, Ga
Менегинит . .	Ag, Tl, Sn	As, Bi, Cd
Геокропит . .	Ag, Tl, Sn	In, Cd

серебра и таллия, олова, сурьмы, а также незначительных количеств кадмия, индия и висмута. В сульфосолях свинца в основном концентрируются те же элементы, что и в галенитах.

Таблица 4

## Обобщенные данные полуколичественного спектрального анализа отдельных минералов из Акатуевского месторождения

Минерал	Число анализов	Содержание элементов-примесей					
		Единицы	Десятые >0,5% 0,1—0,5%	Сотые >0,05% 0,01—0,05%	Тысячные >0,005% 0,001—0,005%		Десятитысячные >0,0005% 0,0001—0,0005%
Галенит	15	Zn	Ag	As, Sb	Bi, Sn, Cd	Cu	
Сфалерит	13	Pb		Cd		Cu, Ga	Ag
Пирит	9		As, Pb	Cu, Zn		Ag, Ga	V, Mo
Пирротин	7			Pb, V		Cu, Zn, Co	Mo
Лимонит	41	As, Pb, Zn		Sb	Ag	Ni, Cr Sn, Cu Mo, Ba	V
							Be

Таким образом, в полиметаллических рудах намечается отчетливая связь элементов-примесей с определенными стадиями гидротермального процесса и минеральными комплексами.

Мы подвергли спектральному исследованию некоторые образцы пород, руд и отдельных минералов с Акатуевского, Бугдаинского и Шерловогорского месторождений. Приводимые таблицы результатов этих исследований выполнены спектральной лабораторией сектора минерально-сырьевых ресурсов СОПС'а (Н. П. Сечиной и Е. А. Каратаевой) — см. табл. 4 и 5. Кроме того, в единичных пробах кварцевых порфиров и гранитов с рудной вкрапленностью был обнаружен Cd (0,0п —) — обр. 99, Co (0,00 п) — обр. 39-а, Ni (0,00п +) — обр. 39-а, Bi (0,0п —) — обр. 106-а и Sc (0,00п) — обр. 39 и 39-а.

В результате изучения полиметаллических руд Восточного Забайкалья, наряду с «чисто» полиметаллическими рудами выявлены руды комплексного состава штокверкового характера оруденения. Содержащиеся в них полиметаллические руды — бедные, однако при массовой переработке рудных концентратов, по-видимому, возможно вполне рентабельное их извлечение.

Таблица 5

Обобщенные данные полуколичественного спектрального анализа руд и вмещающих их гранитоидных пород с Бугдаинского и Шерловогорского месторождений

Порода	Число анализов	Содержание элементов-примесей								
		Единицы	Десятые >0,5% 0,1—0,5%	Сотые >0,05% 0,01—0,05%	Тысячные >0,005% 0,001—0,005%	Десятитысячные >0,0005% 0,0001—0,0005%				
Кварцевый порфирит с сульфидами *	5	As	Zn	Sn, V	Sb	Cu	Pb, Ag, Ga, Cr		Mo	
Кварцевый прожилок с сульфидами	5	Mo			Ba	Sb	Pb, Cu, V			
Биотитовый гранит	5				Pb, W, Zr, V, Ba	Mo	Cu, Ga, Cr		Be, Sn	
То же с сульфидами	5	Pb, As, Cu	Sb, Ag				Mo		Cr, V	
Гидротермально измененный гранит	5				Pb, Zr, V, Ba		Cu, Mo, Ga		Sn, Cr	
То же с сульфидами	7	Pb	Zn, Mo	Zr, Ba	As, Sb	Ag, V	Ga	Sn	Be	

\* Шерловогорское месторождение.

## ЛИТЕРАТУРА

- Билибин Ю. А. Основные черты мезозойской эндогенной металлогении Восточного Забайкалья. Материалы по эндогенной металлогении Советского Союза. Госгеолиздат, 1953.
- Дубинина В. Н. и Корнилович И. А. Минералогия зоны окисления полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья. Части I и II. Рукопись. Фонды ВСЕГЕИ, Ленинград, 1956.
- Заварицкий А. Н. О некоторых особенностях колчеданных месторождений Блява, Сибай, Учалы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1943.
- Иванов С. Н. Новые данные о генезисе колчеданных месторождений Среднего Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1943.
- Иванов С. Н. Изучение зон роста зерен пирита в колчеданных месторождениях Урала.— Зап. Всес. минералог. общ., ч. 79, вып. 2, 1950.
- Козеренко В. Н. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Изд. Львовского ун-та, 1956.
- Козеренко В. Н. О некоторых основных вопросах геологического строения Восточного Забайкалья.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1956.
- Кочин Г. Г. Свинцово-цинковые месторождения Акатуевского рудного поля Восточного Забайкалья (дисс.). Фонды Читинского геол. упр., 1955.
- Кузнецов К. Ф. Редкие и рассеянные элементы в рудах некоторых полиметаллических месторождений Нерчинско-Заводской группы. В кн.: «Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов». Изд-во АН СССР, 1959.
- Озерский А. Д. Очерк геологии, минеральных богатств и горного промысла Забайкалья, 1857.
- Плигина Д. В. Окончательный отчет о разведке месторождения Акатуевского рудного поля с подсчетом запасов свинца и цинка на 1.07.1957 г. (Рукопись). Фонды Читинского геол. упр. Чита, 1957.

- Прокопенко Н. М. и Лизунов Н. В. Редкие и рассеянные элементы в свинцово-цинковых месторождениях Восточного Забайкалья. Рукописный отчет. Фонды ИГЕМ АН СССР, 1952.
- Рабьянович А. В. Характер распределения и форма нахождения свинца и молибдена в различных геологических формациях главнейших рудных районов Восточного Забайкалья. (Рукопись). Фонды ЧГУ, 1957.
- Смирнов С. С. Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья.— Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 327. Гос. научно-техн. горно-геол. нефт. изд-во, 1933.
- Смирнов С. С. К минералогии некоторых полиметаллических руд Забайкалья. Избр. труды. Изд-во АН СССР, 1955а.
- Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955б.
- Соколовский А. Д. Взгляд на серебряное производство Нерчинских заводов, 1836.
- Талдыкина К. С. Стадии минералообразования в полиметаллическом месторождении Савинское № 5.— Вестн. Ленингр. ун-та, № 6. Серия геол. и геогр., вып. 1. Ленинград, 1959.
- Францкая Е. В. К вопросу о внутреннем строении пиритов золоторудного месторождения в Восточном Забайкалье.— Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 85, вып. 2, 1956.
- Шадлуи Т. Н. Некоторые особенности внутреннего строения зерен пирита в колчеданных залежах.— Минералог. сб. Львовского геол. об-ва, № 4, 1950.
- Шутлив Ф. А. Перспективы расширения рудно-сырьевой базы полиметаллической промышленности в Восточном Забайкалье (Приаргунье). М., СОПС АН СССР, 1958.
- Шутлив Ф. А. Природные богатства востока — на службу Родине.— Природа, № 10. Изд-во АН СССР, 1957.
- Шутлив Ф. А. Развитие металлогенических исследований.— Природа, № 8, Изд-во АН СССР, 1959.
- Юшко С. А. Изучение явлений динамометаморфизма в сульфидных рудах.— Труды ИГН АН СССР, серия рудн. местор., № 19, 1940.
- Юшко С. А. Явления двойникования в рудных минералах как результат динамометаморфизма.— Труды ИГН АН СССР, серия рудн. местор., № 5, 1941.

А. С. СЕРГЕЕВ, Л. Г. ФЕДОРОВА

**СПЕКТРЫ ПОГЛОЩЕНИЯ ПИРОХЛОРОВ В ИНФРАКРАСНОЙ  
ОБЛАСТИ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА  
ЭТИХ МИНЕРАЛОВ**

Положение воды и «водных групп» ( $\text{OH}^-$ ,  $\text{H}_3\text{O}^+$ ) в кристаллических структурах минералов относится к числу вопросов, сравнительно мало освещенных в специальной минералогической литературе. Наиболее систематические сведения в этой области имеются лишь для слоистых силикатов, в частности для глинистых минералов (Сеткина, 1959) и кристаллогидратов солей различных кислот. Относительно малочисленны исследования, посвященные гидроокислам металлов и другим природным соединениям, содержащим в своем составе воду. Такое положение вызвано недостаточным использованием методов молекулярной спектроскопии в комплексе минералогических исследований. Между тем изучение инфракрасных спектров поглощения минералов может оказаться полезным при решении вопроса о характере содержащихся в них «водных групп» и, следовательно, вопросов химического строения, систематики и диагностики минералов (Ахманова, 1959; Рудницкая, 1956; Боровик, 1950; Григорьев, 1948 и др.).

Следует отметить, что до настоящего времени сведения по инфракрасным спектрам поглощения минералов обширного класса тантало-титано-ниобатов в литературе отсутствуют. В настоящей статье приводятся результаты исследования минералов группы пирохлора — микролита.

Пирохлор и многочисленные представители группы кубических тантало-ниобатов структурного типа  $A_2B_2X_7$  характеризуются весьма сложным и переменным составом. Это обусловлено широко проявленным и далеко идущим изоморфизмом, затрагивающим как катионную, так и анионную часть структуры пирохлоров. В идеальном случае состав пирохлора выражается формулой  $\text{NaCa}(\text{Nb,Ta})_2\text{O}_6(\text{OH,F})$ . Усложнения в эту формулу вносятся как изоморфными замещениями элементов, относящихся к кристаллохимической группе *A* (катионы восьмерной координации:  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{TR}^{+3}$ ,  $\text{Y}^{+3}$ ,  $\text{Ba}^{+2}$ ,  $\text{Sr}^{+2}$ ,  $\text{U}$  в окисной и закисной форме,  $\text{Th}^{+4}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mn}^{+2}$ ,  $\text{Fe}^{+2}$ ), так и к группе *B* (катионы шерстеровой координации:  $\text{Nb}^{+5}$ ,  $\text{Ta}^{+5}$ ,  $\text{Ti}^{+4}$ ,  $\text{Zr}^{+4}$ ,  $\text{Sn}^{+4}$ ,  $\text{Fe}^{+3}$ ,  $\text{Al}^{+3}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{Sb}^{+5}$  и др.). Не остается постоянным и состав анионной группы *X*, где возможны значительные вариации в содержании  $\text{OH}^-$  и  $\text{F}^-$ , причем известны как бесфтористые гидроксилпирохлоры, так и разновидности, содержащие только фтор. Следует отметить, что некоторые исследователи (Пятенко, 1959) допускают возможность дефицита кислорода в анионной части структуры.

До настоящего времени не вполне ясна роль воды, часто присутствующей в пирохлорах в значительном количестве. В ряде случаев количество

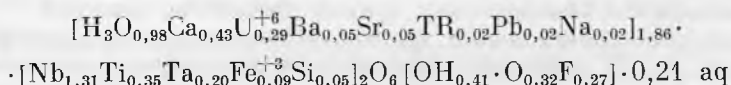


воды в этих минералах достигает 5—7 и даже более 10%, что значительно превышает ее количество, требуемое формулой гидроксил-пирохлора (2,3% H<sub>2</sub>O) и тем более фторсодержащих его разновидностей. При этом характерно, что пирохлоры, содержащие наибольшее количество воды (гачтетолиты, эльсвортиты и др.), как правило, лишены щелочей, обогащены ураном и частично или полностью метамиктны. Обычно вхождение «избыточной» воды объясняют абсорбцией ее метамиктным веществом минерала. Однако при нагревании таких гидратированных пирохлоров значительная доля воды может быть удалена при 250—300° и более высоких температурах, что свидетельствует о ее конституционном характере.

Л. С. Бородин и И. И. Назаренко (1957<sub>1,2</sub>) указали, что при расчете кристаллохимических формул пирохлоров количество атомов в группе А может быть существенно меньше 2, что, по мнению этих исследователей, отражает «дефектность» структуры таких пирохлоров. Они полагают, что дефицит катионов группы А вызывается как вхождением высоковалентных ионов (TR, U, Th), так и выщелачиванием Na и Ca в процессах позднейшего изменения пирохлора. Уменьшение суммарного заряда катионной части структуры влечет за собой, согласно указанным авторам, замены части атомов кислорода на группы OH<sup>-</sup>. Однако, как показывают расчеты, количество воды, входящей в анионную часть структуры при «дополнительной гидратации», в общем невелико и значительно меньше того количества «высокотемпературной» воды, которое дается химическим анализом.

Одним из авторов настоящей работы была описана особая разновидность пирохлора, характеризующаяся весьма высоким содержанием воды, входящей, как показали предварительные исследования, в кристаллическую структуру этого минерала (Сергеев, 1961). При этом вода входит как в катионную часть структуры — в виде ионов оксония (H<sub>3</sub>O<sup>+</sup>), изоморфно замещающих здесь ионы Na<sup>+</sup>, так и в анионную ее часть в виде групп OH<sup>-</sup>. Небольшая доля воды, установленной химическим анализом, является абсорбционной. Такое заключение о наличии трех различных форм воды сделано на основании тензиметрических измерений, которыми четко устанавливается ступенчатый характер дегидратации оксониевого пирохлора. Последний содержит 8,3% H<sub>2</sub>O, из которых 0,9% удаляется при нагревании минерала до 100—110° С, а 7,4% — после некоторой паузы — от 250 до 960° С. Природный материал метамиктен; реставрация кристаллической структуры совершается достаточно быстро уже при 500° С. Одной из особенностей состава оксониевого пирохлора является присутствие Ba и Sr, а также высокое содержание окисного урана (19,66% UO<sub>3</sub>).

На основании данных химического анализа, с учетом замещения натрия оксонием, была выведена следующая кристаллохимическая формула минерала:



Для проверки правильности сделанных выводов о характере водных групп в структуре минерала было проведено изучение поглощения оксониевого пирохлора в инфракрасной области. Был исследован также обычный пирохлор из карбонатитов того же массива, где среди фенитов экзоконтактного ореола был встречен оксониевый пирохлор.

Пирохлор из карбонатитов химически охарактеризован лишь частными определениями. По-видимому, он близок или идентичен пирохлору, анализ которого приведен в статье Л. С. Бородина и И. И. Назаренко (1957<sub>2</sub>,

в табл. 1, анализ № 4). Исследованный нами материал содержит 0,99%  $H_2O$ , из которых при высокой температуре удаляются лишь 0,16%. Минерал содержит 0,30% Th и 0,02% U; изотропизирован незначительно. Термограмма описываемого пирохлора характеризуется плавной экзотермической реакцией в интервале 200—700° С и незначительной эндотермической реакцией, протекающей при 780° С.

Поскольку основной задачей исследования являлось выяснение характера конституционной воды в пирохлоре, получались и сравнивались спектральные кривые поглощения как для природного материала, так и для дегидратированных пирохлоров, предварительно нагретых до 980—1000° С. Методика, применявшаяся для получения спектральных кривых поглощения пирохлоров, изложена ниже.

Образцы для съемки готовились по методу порошков. Чистый, предварительно отобранный минерал тщательно растирался в агатовой ступке до состояния пудры. Часть растертого материала прокаливалась в муфельной печи при 980—1000° С в течение двух часов и в дальнейшем использовалась для приготовления препаратов.

Как прокаленный, так и непрокаленный материал в количестве 0,5 г помещался в стеклянный цилиндр, содержащий 25—30 мл специально обезвоженного этилового спирта. Какие-либо антикоагулирующие добавки не применялись. После взбалтывания и отстаивания в течение 30 мин. пипеткой из верхнего слоя жидкости, содержащей частицы размером 1—5  $\mu$ , отбиралась часть взвеси, которая наносилась на предварительно нагретую до 30—40° С чистую пластинку из NaCl. Операция нанесения повторялась несколько раз до получения оптимальной толщины поглощающего слоя. Толщина слоя считалась оптимальной, если образец обладал максимальным пропусканием вне измеряемой области поглощения. Плотность покрытия колебалась от 0,2 до 0,8 мг/см<sup>2</sup>.

Спектральные кривые поглощения получались на отечественном двухлучевом инфракрасном спектрометре ИКС-14 в области 5—14  $\mu$  с призмой NaCl и в области от 2 до 5  $\mu$  с призмой LiF.

Спектрометр ИКС-14, благодаря специальному автоматическому устройству, меняющему ширину щели в зависимости от величины падающего потока, давал непосредственную запись кривой, которая характеризует процентную величину пропускания образца. Спектры поглощения, полученные на других инфракрасных спектрометрах (ИКС-12, ВИКС-1), оказались аналогичными.

При съемке спектра поглощения в зоне основных колебаний в качестве эталона для сравнения использовалась чистая пластинка NaCl. При съемке в области водных полос в качестве эталона для сравнения использовалась пластинка NaCl с покрытием из прокаленного образца того же пирохлора. Условия, при которых производились измерения, обеспечивали точность определения положения полосы поглощения в спектре  $\pm 0,01 \mu$ . Воспроизводимость спектральных кривых достаточно хорошая.

Рассмотрение спектральных кривых поглощения исследованных пирохлоров (рис. 1 и 2) позволяет установить их значительное различие.

На кривой поглощения пирохлора из карбонатитов отсутствуют сколько-нибудь заметные полосы поглощения в области основных колебаний водных групп. Более длинноволновая часть спектра характеризуется раздвоенной полосой поглощения в области 8,62—9,65  $\mu$ , с максимумами при 9,0  $\mu$  и 9,35  $\mu$ , а также слабой полосой в области 11,0—11,5  $\mu$ . Характер спектральной кривой для прокаленного и непрокаленного образцов почти полностью идентичен.

Спектральная кривая поглощения оксидного пирохлора (рис. 2) резко отлична от вышеописанных. Прежде всего, для природного образца

в зоне поглощения воды характерно присутствие двух четких полос: с максимумом при  $3,05 \mu$  и второй, более широкой полосы в области от  $6$  до  $8 \mu$  с максимумом при  $7,14 \mu$  и небольшим поглощением при  $6,1 \mu$ . В более длинноволновой области (в зоне основных колебаний) присутствует нерельефная полоса с максимумами при  $9,0 \mu$  и  $9,35 \mu$ , а также полоса  $11,1$ — $11,5 \mu$  с максимумом  $11,4 \mu$ .

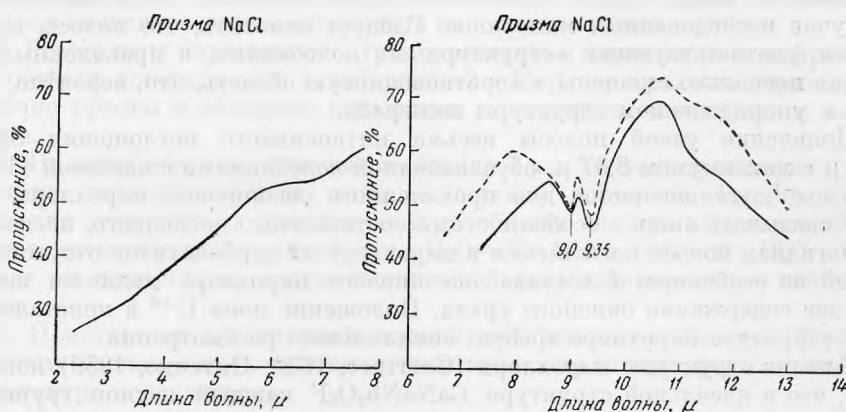


Рис. 1. Спектральная кривая поглощения безуранового фтор-пирохлора из карбонатов

Сплошная линия — непрокаленный образец, пунктирная — прокаленный

При нагревании минерала полоса  $11,1$ — $11,4 \mu$  становится более рельефной, полоса  $8,5$ — $9,8 \mu$  сглаживается, но возникает узкая полоса интенсивного поглощения  $8,62$ — $8,74 \mu$ . Полосы поглощения  $3,05 \mu$ ,  $6,1 \mu$  и  $7,14 \mu$  в прокаленном образце отсутствуют.

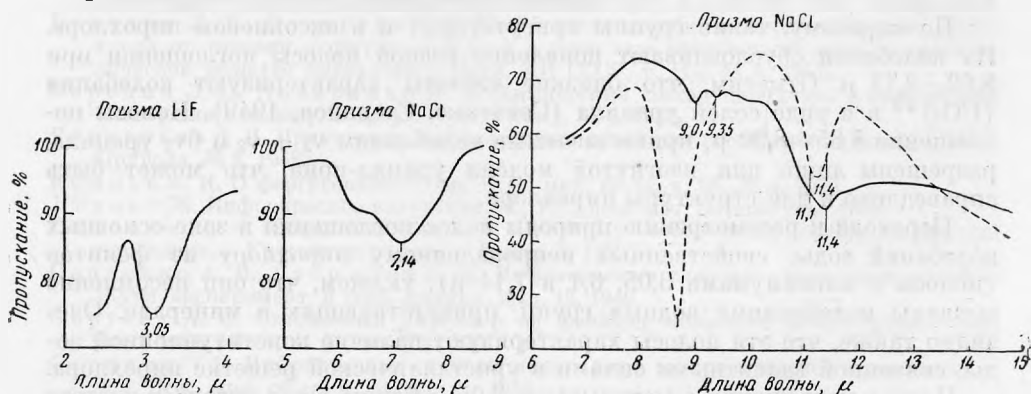


Рис. 2. Спектральная кривая поглощения оксидного пирохлора из фенитов. Сплошная линия — непрокаленный образец, пунктирная — прокаленный

При попытке интерпретации спектров поглощения следует иметь в виду, что в связи с недостаточной разработкой теории инфракрасных спектров твердых тел и отсутствием данных для сходных минералов, не представляется возможным однозначно приписывать происхождение той или иной полосы поглощения колебаниям определенных атомных группировок в кристаллической структуре пирохлора. Кажется, однако, вероятным, что колебания с частотой  $870$ — $909 \text{ см}^{-1}$  ( $11,5$ — $11,0 \mu$ ) и  $1036$ —

1160  $\text{см}^{-1}$  (9,65—8,65  $\mu$ ), проявленные с различной интенсивностью в спектрах обоих изученных образцов, являются колебаниями «основных структурных единиц» пирохлора. Ими могут быть комплексные анионы типа  $[\text{Nb}_2\text{X}_7]^{-2}$ , подобные островным анионам  $[\text{NbO}_4]^{-3}$ , установленным А. И. Комковым в фергусоните (Комков, 1957). Однако в зависимости от типа пирохлора, по-видимому, может происходить перераспределение интенсивности между двумя указанными выше полосами, что и наблюдается в случае исследованных минералов. Следует отметить, что полосы поглощения, соответствующие «структурным» колебаниям, в прокаленных образцах несколько смещены в коротковолновую область, что, вероятно, связано с упорядочением структуры минерала.

Появление узкой полосы весьма интенсивного поглощения 8,62—8,37  $\mu$  с максимумом 8,67  $\mu$ , обусловленной колебаниями с частотой 1160—1145  $\text{см}^{-1}$ , установленной для прокаленного оксониевого пирохлора, следует связывать лишь с особенностями состава этого последнего, поскольку аналогичная полоса поглощения в пирохлоре из карбонатов отсутствует. Одной из особенностей состава оксониевого пирохлора является значительное содержание окисного урана. Положение иона  $\text{U}^{+6}$  в кристаллической структуре пирохлора требует специального рассмотрения.

Анализ структуры пирохлора (Gaertner, 1930; Пятенко, 1959) показывает, что в идеальной структуре  $\text{CaNaNb}_2\text{O}_6\text{F}$  каждый катион группы А располагается в окружении 6 атомов кислорода со средним расстоянием катион — кислород 2,53 Å и двух атомов фтора со средним расстоянием 2,24 Å. Таким образом, размер координационного полиэдра оказывается слишком большим уже для  $\text{Na}^+$  ( $r_i = 0,98$  Å), что и вызывает неустойчивое положение последнего в структуре, а тем более для  $\text{U}^{+6}$ , имеющего  $r_i = 0,80$  Å (по Ahrens, 1952).

Стабилизация иона  $\text{U}^{+6}$  в структуре пирохлора может осуществляться при большем, чем для других катионов группы А, сближении двух ионов кислорода (или фтора) и образовании ураниловых групп  $(\text{UO}_2)^{+2}$ .

По-видимому, такие группы присутствуют и в оксониевом пирохлоре. Их колебания обуславливают появление резкой полосы поглощения при 8,62—8,73  $\mu$ . Отметим, что близкие частоты характеризуют колебания  $(\text{UO}_2)^{+2}$  и в ряде солей уранила (Севченко, Степанов, 1949). Полосы поглощения 8,85—8,30  $\mu$ , приписываемые колебаниям  $\nu_3 + \nu_2$  и  $6\nu_2$  уранила, разрешены лишь для изогнутой модели уранил-иона, что может быть справедливо и для структуры пирохлора.

Переходя к рассмотрению природы полос поглощения в зоне основных колебаний воды, свойственных непрокаленному пирохлору из фешитов (полосы с максимумами 3,05, 6,1 и 7,14  $\mu$ ), укажем, что они несомненно вызваны колебаниями водных групп, присутствующих в минерале. Очевидно также, что эти полосы характеризуют наличие конституционной воды, связанной валентными силами в кристаллической решетке пирохлора.

Полоса поглощения с максимумом 3,05  $\mu$  ближе всего отвечает частоте валентных колебаний групп  $\text{OH}^-$ . Однако, как это установлено многими исследованиями (Lecomte, 1953; Леконт, 1958; Hunt, 1950 и др.), присутствие независимых групп  $\text{OH}^-$  проявляется в спектре поглощения в виде полосы с максимумом 2,7—2,8  $\mu$ . Взаимодействие между группами  $\text{OH}^-$ , возникающее при их сближении за счет водородной связи или присутствие в соединении положительно заряженного протона (образование оксония), приводит к смещению максимума полосы поглощения в длинноволновую часть спектра (Techn. rep. 148, Mass. Inst, 1960; Ахманова, 1959). Таким образом, потеря ионом  $\text{OH}^-$  своей индивидуальности, вследствие наличия обменных связей, очевидно, имеет место и в рассматриваемом случае.

Аналогичное объяснение, как нам кажется, можно дать и для появления полосы  $7,14 \mu$ , которая отличается от характерной полосы кристаллизационной воды ( $6,1 \mu$ ) меньшей частотой. Обменная связь с участием протона обуславливает в данном случае наличие как иона оксония ( $H_3O^+$ ), играющего роль катиона в структуре пироксидов, так и появление метастабильных молекул воды, присутствие которых фиксируется слабым поглощением при  $6,1 \mu$ .

Все изложенное позволяет сделать некоторые выводы.

1. Результаты изучения спектров поглощения пироксидов в инфракрасной области показали, что в интервале  $2-15 \mu$  спектральные кривые достаточно просты и обладают небольшим количеством четких полос поглощения.

2. Наличие полос поглощения в области  $3 \mu$  и  $7 \mu$  свидетельствует о присутствии конституционной воды в составе минерала. Вместе с тем смещение этих полос в длинноволновую область обусловлено возникновением обменных связей типа  $H_2O-N-OH$  и  $H_2O-N-H_2O$  и указывает на присутствие в кристаллической решетке пироксидов ионов оксония.

3. Присутствие характерной полосы поглощения в спектре богатого окисным ураном пироксидов свидетельствует о наличии ураниловой связи в структуре последнего.

4. Некоторые полосы поглощения в спектре пироксидов возможно приписывать колебаниям сложных анионных групп, что свидетельствует в пользу солеобразного характера минералов класса тантало-титано-ниобатов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ахманова М. В. Инфракрасные спектры поглощения минералов.— Усп. химии, т. 28, вып. 3, 1959.
- Боровик С. А. О применении некоторых молекулярных спектров для диагностики минералов.— Докл. АН СССР, т. 75, № 5, 1950.
- Бородин Л. С., Назаренко И. И. Об отступлениях минералов группы пироксидов от типовой формулы  $A_2B_2X_7$  и о роли конституционной воды в кристаллической решетке пироксидов.— Докл. АН СССР, т. 115, № 4, 1957.
- Бородин Л. С., Назаренко И. И. Химический состав пироксидов и изоморфные замещения в молекуле  $A_2B_2X_7$ .— Геохимия, № 4, 1957.
- Григорьев Д. П. Применение инфракрасных лучей для исследования минералов.— Природа, № 8, 1948.
- Комков А. И. О фергусоните.— Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 86, № 4, 1957.
- Лекопнт Ж. Инфракрасное излучение. М., ГИЗ физ.-мат. литературы, 1958.
- Пятенко Ю. А. О кристаллохимии и некоторых особенностях минералов группы пироксидов.— Кристаллография, т. 4, вып. 3, 1959.
- Севченко А. И., Степанов Б. И. Инфракрасные спектры ураниловых солей.— Журн. эксперимент. и теор. физики, вып. 12, 1949.
- Сергеев А. С. Оксониевый пироксид из фенитов Кольского полуострова.— Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 90, вып. 4, 1961.
- Сеткина О. Н. Инфракрасные спектры минералов и их практическое применение.— Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 88, вып. 1, 1959.
- Ahrens L. H. The use of ionisation potentials. Part I.— Ionic radii of the elements. Geochim. et Cosmochim. Acta, 12, N 3, 1952.
- Bernal J. D. Le role de l'eau dans les substances cristallisées.— Journ. de chim. phys., 50, N 7-8, 1953.
- Gaertner H. K. Die Kristallstrukturen von Loparit und Pyrochlor.— N. S. fur Min., Geol., Pal., 61, Abt. A, 1930.
- Hunt G. M., Wisherd M. P., Bonham L. C. Infrared absorption spectra of minerals and other inorganic compounds.— Analyt. Chem., 29, N 12, 1950.
- Lecomte G. Le spectre infrarouge et l'etude de l'eau dans les solides.— Journ. de Chim. phys., 50, N 9, 1953.
- Technical report 148 Laboratory for insulation research. Resolvement of the dickite structure and some remark of polymorphism in Kaolin minerals.— Mass. Inst. of Technol., 1960.

Н. А. СОЛОДОВ

## АЛЬБИТОВЫЕ ПЕГМАТИТЫ И ИХ ГЕНЕЗИС

Одним из важнейших вопросов генезиса редкометалльных гранитных пегматитов является выяснение хронологической последовательности и способа образования альбитовых и слюдяных зон. С этими зонами пространственно и парагенетически тесно связана основная масса редкометалльных минералов, поэтому правильное решение данного вопроса важно не только для теории, но и для практики разработки пегматитовых месторождений. Вопрос о времени и способе образования альбитовых и слюдяных зон наиболее эффективно может быть рассмотрен на примере альбитового типа редкометалльных гранитных пегматитов, жилы которого почти пацело слагаются этими зонами.

Альбитовые пегматиты, генетически связанные с обычными щелочно-земельными гранитами, давно привлекали внимание исследователей. Еще в конце прошлого века Кросби и Фаллер (Crosby a. Faller, 1897) подробно охарактеризовали одну из таких жил, выделив ряд конкретных зон в ее внутреннем строении. Интересные описания альбитовых пегматитов дали Лакруа (Lacroix, 1922), Пекора и Фейхи (Pecora a. Fahey, 1949), Е. Камерон и др. (1951), В. И. Кузнецов (1955), Паулос (Paulose, 1957), Суперчану (Superchanu, 1957), С. Г. Шавло (1958) и многие другие. Нами альбитовые пегматиты изучались с 1950 г. на ряде пегматитовых полей Европейской части СССР и Азии.

А. Е. Ферсман (1940) отнес альбитовые пегматиты к первому подтипу V натро-литиевого типа своей классификации. А. А. Беус (1951) выделяет их в виде мусковито-альбитового подтипа, замещенного типа своей систематики. В классификации А. И. Гинзбурга (1955) они представлены типом альбитизированных и грейзенизированных пегматитов, а согласно другой его классификации (Гинзбург, 1957), они названы тантало-бериллиевыми пегматитами. По классификации К. А. Власова (1961), альбитовые пегматиты относятся к IV редкометалльно-замещенному типу. Среди других редкометалльных гранитных пегматитов альбитовый тип имеет весьма определенное положение, располагаясь между альбит-микроклиновым и альбит-сподуменовым типами (Солодов, 1959<sub>2</sub>, 1961). От альбит-микроклиновых пегматитов альбитовые пегматиты отличаются не только значительно меньшим распространением микроклина, но и совершенным отсутствием таких практически ценных и типоморфных минералов, как поллуцит, лепидолит, рубеллит, воробьевит, кунцит, розовый мусковит, а также геохимическими свойствами и рядом других особенностей. От альбит-сподуменовых пегматитов они отличаются весьма малым развитием, а зачастую и совершенным отсутствием сподумена, мелкими размерами пегматитовых тел, их четкой зональностью и другими чертами.

## ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ

Альбитовые пегматиты обычно представлены сравнительно мелкими телами типично жильной формы с раздувами и пережимками. Реже встречаются линзообразные тела. Размер их, как правило, не превышает первых сотен метров в длину и нескольких метров по мощности, лишь в отдельных случаях мощность их достигает 15—25 м.

Для выявления внутреннего строения альбитовых пегматитов нами было составлено около двух десятков крупномасштабных геологических планов и разрезов по жилам этого типа. Часть данного картографического материала приведена на рис. 1—4.

Все пегматитовые жилы описываемого типа, как правило, хорошо дифференцированы и характеризуются наиболее отчетливой зональностью из всех типов редкометалльных пегматитов. В пегматитах этого типа некоторые зоны мощностью всего несколько дециметров прослеживаются непрерывно на сотни метров. Границы между всеми зонами настолько отчетливы и резки (рис. 5), что их нередко можно картировать с точностью до сантиметра, чего нельзя сделать в пегматитах ни одного другого типа.

Как видно из геологических планов и разрезов, в сложении альбитовых пегматитов выделяются шесть зон (в порядке их расположения от зальбандов к осевым частям жилы):

1) апографическая кварц-альбитовая зона; 2) зона сахаровидного альбита; 3) зона клевеландита; 3а) кварц-клевеландит-сподуменовая зона; 4) зона чешуйчатого (или мелколистоватого) мусковита; 5) зона блокового микроклина; 6) зона блокового кварца.

Основной объем пегматитовых тел занимают первые три существенно альбитовые зоны, которые, совместно с кварцевым ядром, составляют не менее 85—90% объема любой жилы этого типа, почему он и называется альбитовым. Зоны блокового микроклина и чешуйчатого мусковита никогда не занимают более 5—10% объема пегматитовых тел. Лишь на верхних горизонтах некоторых жил в отдельных сечениях наблюдается сильное развитие зоны мелколистоватого мусковита (рис. 2). Однако с учетом нижних горизонтов мусковитовая зона обычно занимает не более 5%.

Необходимо отметить, что зона клевеландита и кварц-клевеландит-сподуменовая никогда не встречаются совместно в одном и том же пегматитовом теле и заменяют одна другую. В связи с этим тип альбитовых пегматитов можно подразделить на два подтипа:

1-й подтип — альбитовые пегматиты без сподумена; 2-й подтип — альбитовые пегматиты со сподуменом;

Ниже приводится краткая геолого-минералогическая характеристика выявленных зон.

1. Апографическая (или мелкозернистая) кварц-альбитовая зона, как правило, слагается крупнозернистым, реже таблитчатым альбитом № 5—10, очень редко альбит-олигоклазом. Отношение альбита к кварцу сравнительно постоянно и близко 2,5:1. В небольшом количестве присутствуют чешуйки и мелкие листы мусковита (до 3%), сине-черный турмалин (до 5%), графат, апатит, изредка микроклин-пертит, колумбит и др. (рис. 6). Текстура зоны массивная, местами извилисто-полосчатая, структура апографическая или зернистая. Окраска обычно светло-серая, реже темно-серая (когда альбит темно-серого цвета).

Зона развита почти во всех жилах и всегда располагается на контакте с вмещающими породами и их ксенолитами, образуя непрерывный пояс. Реже она встречается в виде отдельных участков в зоне сахаровидного альбита. Мощность описываемой зоны сравнительно выдержанная и всегда небольшая, 0,3—0,8 м, причем с глубиной несколько возрастает.

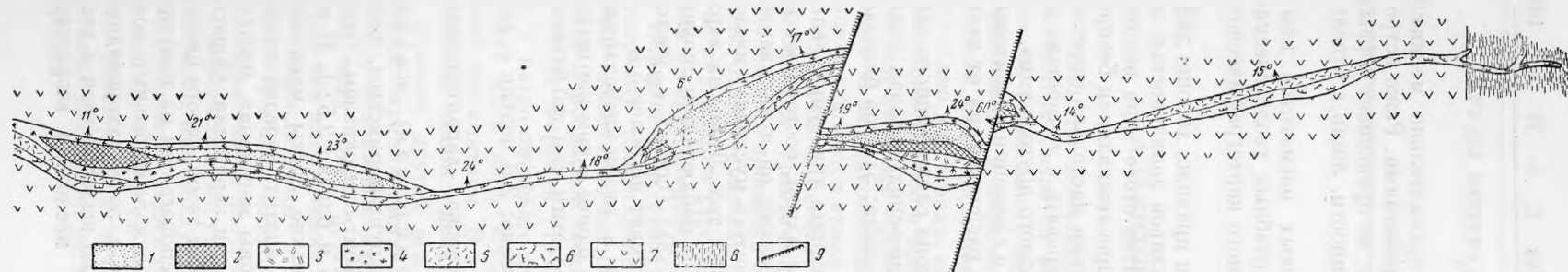


Рис. 1. План жилы альбитового пегматита 1-го подтипа

1 — зона блокового кварца; 2 — зона блокового микроклина; 3 — зона чешуйчатого мусковита; 4 — зона клевеландита; 5 — зона сахаровидного альбита; 6 — апографическая кварц-альбитовая зона; 7 — габбро; 8 — кварц-биотитовые сланцы; 9 — тектонические нарушения

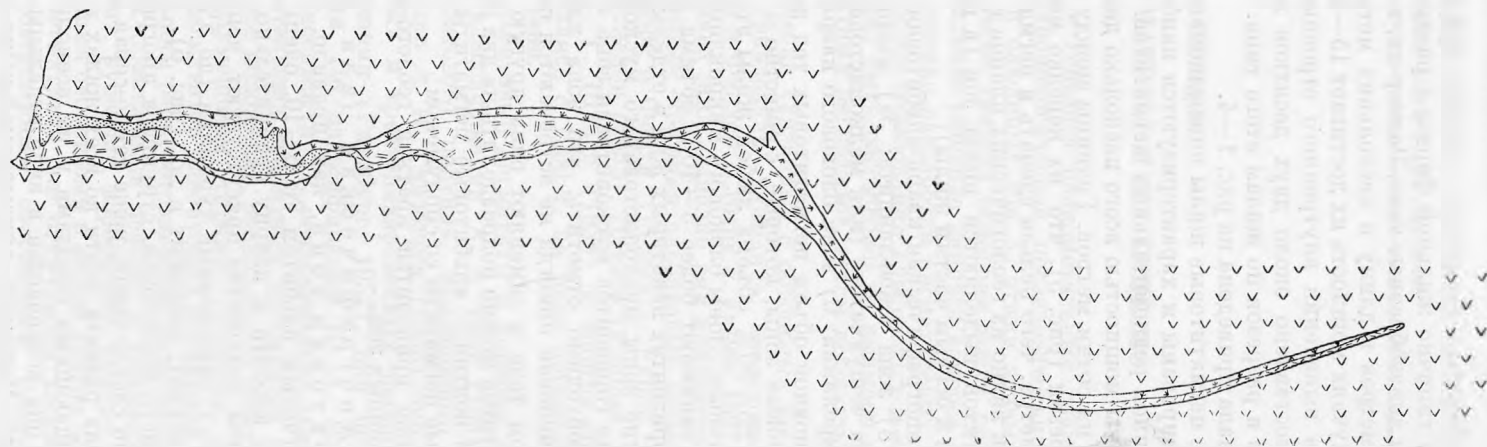


Рис. 2. Разрез по жиле альбитового пегматита 1-го подтипа, Усл. обозн. см. на рис. 1



В пологопадающих жилах мощность у всячего бока меньше или зона здесь отсутствует совсем.

С вмещающими породами зона имеет резкий контакт. В эндоконтакте пегматитовых тел обычно располагается маломощная кварц-мусковитовая оторочка, обогащенная сине-черным турмалином. Экзоконтакт жил, как

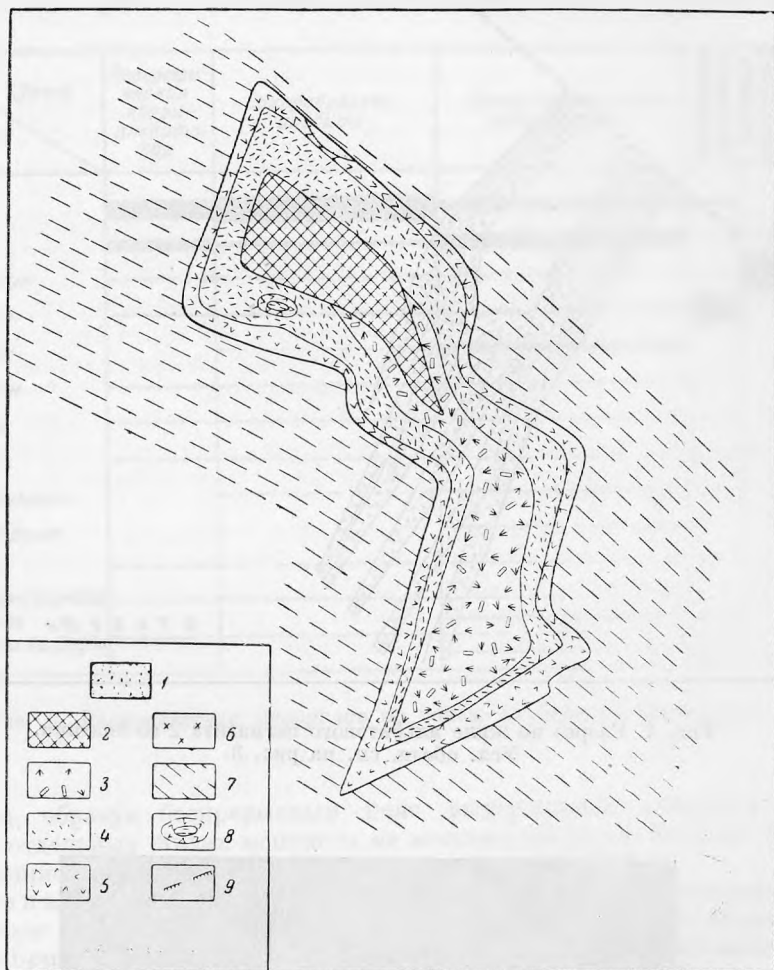


Рис. 3. План жилы альбитового пегматита 2-го подтипа

1 — блоковый кварц; 2 — зона блокового микроклина; 3 — кварц-клевеландит-сподуменовая зона; 4 — зона сахаровидного альбита; 5 — апографическая кварц-альбитовая зона; 6 — нерасчлененный пегматит; 7 — амфиболиты; 8 — ксенолит амфиболита, окруженный краевой зоной; 9 — тектонические нарушения.

правило, интенсивно биотитизирован. Биотитизация особенно интенсивна, когда пегматит залегает в габбро и амфиболитах. В этом случае значительные изменения пород прослеживаются до 2 м и более от контакта.

2. Зона сахаровидного альбита складывается главным образом сахаровидным, реже тонкопластинчатым альбитом № 3—8. Постоянно присутствуют мелкие зерна кварца, чешуйки мусковита, тонкораспыленный гранат, апатит, игольчатый сине-черный турмалин. Встречаются арсенопирит и другие сульфиды, колумбит, в некоторых случаях сподумен

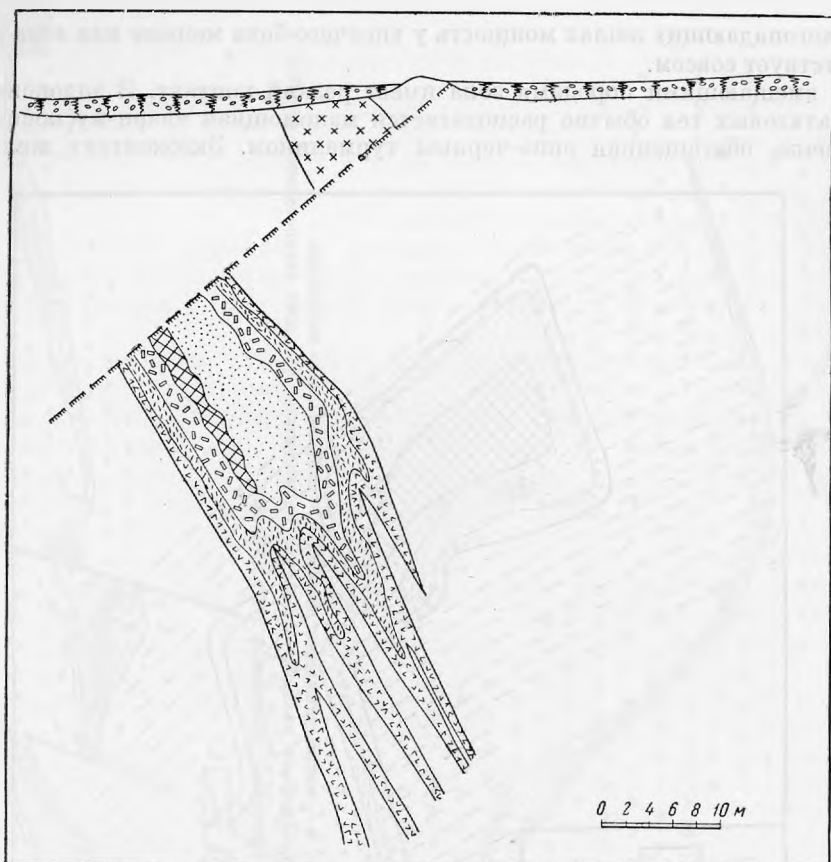


Рис. 4. Разрез по жиле альбитового пегматита 2-го подтипа.  
Усл. обозн. см. на рис. 3.



Рис. 5. Резкая граница между зоной сахаровидного альбита (1) и кварц-клевеландит-сподуменовою зоной (2). Глыба пегматита

и др. Окраска зоны белая, а иногда буровато-розовая за счет большого количества тонкорассеянного граната. Текстура зоны массивная или извилисто-полосчатая.

Зона широко развита во всех жилах данного типа и обычно располагается после апографической кварц-альбитовой зоны, с которой часто имеет резкий контакт (рис. 5), или непосредственно на контакте с вмещающими

Зона Минерал	Апографическая кварц- альбитовая	Сахаровидного альбита	Кварц-клевеландит- сподуменовая	Чешуйчатого мусковита	Блокчатого макроклина // плакватового кварца
Альбит	■	■	■		
Кварц					■
Микроклин					■
Мусковит				■	
Сподумен			■		
Турмалин					
Апатит					
Гранат					
Литиофиллит					
Монтебразит					
Берилл					
Танталит-колумбит					
Микролит					
Сульфиды As, Cu, Fe					

Рис. 6. Распределение минералов по зонам альбитовых пегматитов

породами, образуя непрерывный пояс выдержанной мощности 0,3—0,6 м (в отдельных жилах мощность ее местами достигает 2—3 м). С глубиной мощность зоны всегда возрастает.

3. Зона клевеландита в основном слагается голубоватым клевеландитом № 2—7 с подчиненным количеством мусковита и кварца. Постоянно присутствуют берилл, танталит-колумбит, крупные изометричные выделения литиофилита, гранат, апатит, микролит и др. Окраска зоны белая. Текстура массивная. Структура крупнопластинчатая.

Зона развита почти во всех жилах первого подтипа и обычно располагается после зоны сахаровидного альбита, а в пологопадающих пегматитах часто находится непосредственно на контакте с вмещающими породами со стороны висячего бока (рис. 1, 2), образуя непрерывный пояс выдержанной и небольшой мощности — 0,3 — 0,6 м. С глубиной распространенность зоны уменьшается, и она обогащается кварцем и мусковитом, постепенно превращаясь в мусковит-кварц-клевеландитовую зону.

4. Кварц-клевеландит-сподуменовая зона слагается примерно равными количествами сливного кварца, голубоватого клевеландита (редко крупнозернистого альбита) и крупнокристаллического белого сподумена.

Кроме зонообразующих минералов постоянно присутствует мусковит (3—5%), а также берилл, танталит-колумбит, монтебразит, микроклин,

литнофилит, апатит, гранат, сине-черный, реже зеленый турмалин и др. (рис. 6).

Зона развита во всех жилах второго подтипа. Обычно она располагается после зоны сахаровидного альбита, образуя непрерывный пояс мощностью до 10 м. По падению прослеживается на десятки метров, причем роль ее нередко с глубиной заметно возрастает, а иногда она появляется только на нижних горизонтах.

4. Зона мелколистчатого (или чешуйчатого) мусковита складывается главным образом различно ориентированными мелкими листами или чешуйками ярко-зеленого мусковита. В переменном количестве присутствуют альбит или клевеландит (5—15%, местами до 40%). Встречаются кварц, гранат, апатит, берилл, танталит, флюорит и др.

Зона хорошо проявлена лишь в редких жилах и обычно представляет собой гнезда и гнездообразные линзы, расположенные возле кварцевого ядра, причем в пологопадающих пегматитах всегда со стороны его лежащего бока. Мощность гнезд достигает 3 м. По падению гнезда быстро уменьшаются в размерах и обычно исчезают на протяжении первых десятков метров от поверхности. Поэтому широкое распространение этой зоны является надежным признаком верхов жил.

5. Зона блокового микроклина<sup>1</sup> практически мономинеральна. Лишь иногда в ней можно встретить кристаллы сподумена (часто включенные непосредственно в микроклин) и отдельные блоки кварца. Структура зоны типично блоковая.

Зона обычно представлена линзами или отдельными блоками микроклина и всегда занимает очень небольшой объем в пегматитовых телах, хотя ее мощность в отдельных жилах достигает нескольких метров. Блоковый микроклин всегда приурочивается к центральным частям раздувов жил, и в пологопадающих телах альбитовых пегматитов располагается, как правило, под кварцевым ядром (рис. 1—3).

6. Зона блокового кварца в альбитовых пегматитах иногда обладает значительным распространением, занимая в отдельных жилах до 15% их объема. Такого большого развития кварцевые ядра не имеют ни в одном другом типе пегматитов. Зона образует линзовидные ядра мощностью до 3—4 м. В крутопадающих жилах ядра приурочены к центру тел, а в пологопадающих всегда смещены к висящему боку.

Как явствует из приведенного описания, все зоны имеют строго закономерное положение в пегматитовых телах. При этом основной закономерностью их пространственного размещения в крутопадающих телах является определенная последовательность смены зон от зальбандов к центру жил, а именно: краевая кварц-альбитовая зона в направлении к оси пегматитовых тел сначала сменяется зоной сахаровидного альбита, затем зоной клевеландита или кварц-клевеландит-сподуменовой зоной и еще ближе к центру — зоной чешуйчатого мусковита, блокового микроклина и кварцевым ядром.

Отдельные зоны в некоторых жилах могут отсутствовать или объединиться с соседними, но это не нарушает указанной последовательности их смены. Наиболее часто отсутствуют центральные зоны чешуйчатого мусковита, блокового микроклина и кварца либо краевая кварц-альбитовая зона. Центральные зоны даже в хорошо зональных жилах обычно развиты только в раздувах. Объединение также наиболее характерно для цен-

<sup>1</sup> Как было показано ранее (Солодов, 1959, 1962), в редкометалльных граничных пегматитах развиты две зоны блокового микроклина I и II. В альбитовых пегматитах, как правило, распространена лишь зона блокового микроклина II.

тральных зон, которые в сущности пространственно разграничены лишь в пологопадающих пегматитах.

В пологопадающих пегматитах пространственное положение зон прертерпевае характерные и закономерные изменения. Такие тела всегда характеризуются асимметрией всего строения. Асимметрия обуславливается выпадением некоторых зон только с одной стороны пегматитового тела, причем чаще у висячего бока. Это выпадение подчиняется следующему правилу: развитая у лежачего бока краевая зона (или даже две внешние зоны) в пологопадающих жилах нередко совсем отсутствует со стороны висячего бока, где на ее месте сразу у контакта с вмещающими породами располагается следующая зона альбитового типа. Например, если у лежачего бока находится аюграфическая кварц-альбитовая зона, то со стороны висячего бока на контакте с вмещающими породами появляется следующая за ней зона сахаровидного альбита, или даже зона клевеландита (см. рис. 1). Если же у лежачего бока находится зона сахаровидного альбита, то со стороны висячего — на контакте с вмещающими породами появляется следующая за ней зона клевеландита (см. рис. 2).

Особенно чувствительны к элементам залегания центральные зоны блокового микроклина и чешуйчатого мусковита, которые даже в сравнительно круто падающих пегматитах, как правило, располагаются только под кварцевым ядром (см. рис. 4). В результате в некоторых жилах над кварцевым ядром иногда находится всего одна-две зоны, а под кварцевым — три — пять зон. Ядро жилы за счет этого обычно смещено к висячему боку.

Не останавливаясь на описании вертикальной зональности альбитовых пегматитов, поскольку этому вопросу посвящена специальная работа (Солодов, 1961<sub>2</sub>), отметим, что с глубиной во всех изученных жилах центральные зоны постепенно выклиниваются, и корни пегматитовых тел оказываются сложенными лишь одной-двумя внешними зонами. В некоторых изученных нами пегматитах 1-го подтипа (без сподумена) с глубиной появляется кварц-сподуменовая или кварц-клевеландит-сподуменовая зона, т. е. пегматит 1-го подтипа переходит во 2-й подтип. Аналогичные случаи вертикальной зональности отмечались и в литературе (Камерон и др., 1951).

Важно подчеркнуть, что по падению описываемые жилы остаются существенно альбитовыми до самых корней и в них не только не наблюдается уменьшения количества альбита, но даже зачастую происходит увеличение его содержания. Наоборот, распространение микроклина и мусковита (в сумме) всегда книзу уменьшается.

#### МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Альбитовые пегматиты в основном слагаются альбитом и кварцем, суммарное количество которых составляет не менее 85% любого пегматитового тела данного типа. Как показывают тщательные количественно-минералогические подсчеты и пересчеты химических анализов представительных проб, отобранных по характерным жилам альбитовых пегматитов, количество микроклина в них не превышает 10%, что отличает данный тип от альбит-микроклиновых пегматитов, в которых количество калиевого полевого шпата составляет 25—45%. Аналогично и содержание сподумена даже во 2-м подтипе альбитового типа, оно обычно не превышает 3—7% и лишь в очень редких жилах достигает 10% (на весь объем пегматитового тела). Этим альбитовые пегматиты отличаются от альбит-сподуменовых пегматитов, в которых количество сподумена на всю жилу колеблется в пределах 20—30%.

Кроме названных минералов, в описываемых пегматитах постоянно присутствуют светло-зеленоватый и ярко-зеленый мусковит, сине-черный и очень редко зеленый турмалин, апатит, гранат, берилл, литиофилит с продуктами его изменения (сиклерит, пурпурит и др.), танталит-колумбит, иногда амблигонит-монтебразит, цеталит, микролит, арсенопирит и другие минералы.

Интересно отметить совершенное отсутствие таких минералов, как поллуцит, лепидолит, воробьевит, рубеллит, кунцит, розовый мусковит, которые развиты лишь в богатых цезием альбит-микроклиновых пегматитах. Особенно любопытно отсутствие лепидолита, несмотря на значительное содержание в жилах лития и наличие зоны чешуйчатого мусковита, являющейся аналогом (по месту в пегматитовом процессе) зоны чешуйчатого лепидолита. Видимо, появление лепидолита определяется не только литием, но и цезием, так как эта слюда характеризуется постоянно повышенным содержанием данного элемента и встречается только в богатых цезием пегматитах (Гинзбург, 1949). Однако кристаллохимически определяющая роль цезия в лепидолите не совсем ясна.

В геохимическом отношении по сравнению с другими типами (табл. 1)

Таблица 1

Обычное содержание щелочных и редких элементов в альбитовых и смежных типах редкометалльных пегматитов  
(в %)

Компоненты	Микроклиновые пегматиты	Микроклин-альбитовые пегматиты	Альбитовые пегматиты	Альбит-сподуменные пегматиты
Li <sub>2</sub> O	(0,01—0,05)	0,1—0,6	0,1—0,9	1,10—1,50
Na <sub>2</sub> O	2,70—3,50	3,0—4,0	3,0—4,0	Около 4,5
Na <sub>2</sub> O/Li <sub>2</sub> O	Около 100	40—7	30—5	4—3
K <sub>2</sub> O	10,10—5,50	4,0—3,0	2,0—1,0	Около 2,0
Rb <sub>2</sub> O	Примерно 0,10	0,70—0,30	0,30—0,08	0,19—0,12
Cs <sub>2</sub> O	Примерно 0,005	0,450—0,100	0,044—0,009	0,006—0,004
K <sub>2</sub> O/Rb <sub>2</sub> O		5—10	8—12	13—18
K <sub>2</sub> O/Cs <sub>2</sub> O		7—30	50—150	400—550
Rb <sub>2</sub> O/Cs <sub>2</sub> O		1,6—3	7—12	25—40
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	3,3—2	Около 1	0,5—0,3	Около 0,5
BeO	0,005—0,010	0,040—0,080	0,100—0,240	0,035—0,012
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,025—0,010	0,020—0,008	0,010—0,004
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,020—0,009	0,015—0,010	0,012—0,010
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> + Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Примерно 0,010	0,035—0,024	0,035—0,022	0,022—0,014
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Более 1	3—0,9	1,3—0,7	0,8—0,4

Примечание. Подчеркнуто — содержание элементов, которые в настоящее время добываются из пегматитов данного типа.

альбитовые пегматиты характеризуются резким преобладанием натрия над калием и литием (Солодов, 1959<sub>2</sub>). Из редких элементов для них исключительно типоморфен бериллий, который достигает здесь наивысшей концентрации из всех типов (до 0,2% и более BeO). Не менее характерны также тантал и ниобий, среднее содержание суммы пентаоксидов которых обычно составляет 0,020—0,035%, причем отношение этих элементов обычно близко к единице. Наоборот, рубидий и особенно цезий обладают резко пониженным содержанием в альбитовых пегматитах.

Пространственное распределение редких элементов и редкометалльных минералов в альбитовых пегматитах подчиняется строгим закономерностям.

Бериллий присутствует в мусковитовой и во всех альбитовых зонах, но особенно высокой концентрации достигает в зоне клевеландита (1-й подтип) или заменяющей ее кварц-клевеландит-сподуменовый зоне (2-й подтип). Здесь содержание бериллия всегда во много раз выше, чем в других зонах (табл. 2). При этом в самой зоне клевеландита содержание бериллия

Таблица 2

## Среднее содержание редких элементов в зонах альбитового пегматита 2-го подтипа

Зона (в порядке расположения от зальбандов к центру жилы)	Содержание редких элементов, %				
	Li <sub>2</sub> O	BeO	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta/Nb
Апографическая кварц-альбитовая зона сахаровидного альбита . . . . .	0,3	0,027	0,012	0,025	0,5
Кварц-альбит-сподуменовая . . . . .	1,4	0,130	0,025	0,015	1,7
Чешуйчатого мусковита . . . . .	0,53	0,025	0,070	0,012	5,8
Блокового кварца . . . . .	0,1	0,00	0,00	0,00	—
Среднее по жиле . . . . .	0,74	0,080	0,019	0,016	1,2

в общем случае возрастает с удалением от зальбанда, о чем можно судить по распределению берилла, основная масса которого находится на границе зоны клевеландита и зоны блокового кварца (рис. 7). Так, например, детальными подсчетами, проведенными по одной из альбитовых жил первого подтипа, установлено следующее распределение рудоразборного берилла по зонам в процентах от его общего количества в жиле (зоны перечислены в порядке их расположения от висячего к лежащему боку):

Зона	%
Клевеландита . . . . .	92
В том числе: на границе зоны клевеландита с центральными зонами блокового кварца, микролина и мелколистоватого мусковита	75
Блокового кварца . . . . .	0
Блокового микролина . . . . .	0
Мелколистоватого мусковита . . . . .	5
Сахаровидного альбита . . . . .	3

С глубиной содержание берилла, а следовательно, и бериллия, в жилах довольно быстро понижается (табл. 3) из-за выклинивания по падению основной бериллосодержащей зоны клевеландита (или кварц-клевеландит-сподуменовый зоны). Так, например, в одной жиле первого подтипа среднее содержание рудоразборного берилла по мере удаления от поверхности уменьшалось следующим образом: 10 м — 1,25%, 40 м — 0,87%, 65 м — 0,20%, 125 м — 0,08%.

Не менее закономерно распределение в жилах тантала и ниобия. Эти элементы в большом количестве присутствуют в мусковитовой и всех альбитовых (или альбитсодержащих) зонах. При этом содержание тантала постепенно возрастает от 0,010—0,015% в краевой апографической зоне до 0,040—0,070% в центральной мусковитовой зоне. Содержание ниобия.

наоборот, в этом направлении уменьшается от 0,015—0,025 до 0,010—0,015%. Поэтому и отношение тантала к ниобию от зальбандов к центру возрастает от 0,5 до 5 (см. табл. 2). Характер изменения тантала и ниобия по мощности альбитовых пегматитов полностью аналогичен их распределению по мощности в редкометалльных пегматитах других типов (Солодов, 1959<sub>1</sub>).

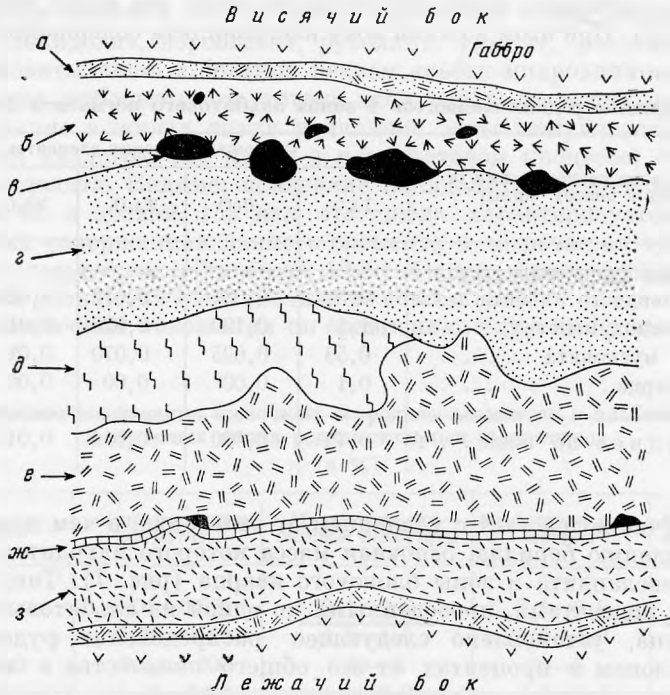


Рис. 7. Местоположение берилла в текстуре пологопадающего пегматита

а — кварц-мусковитовая оторочка; б — зона клеветандита; в — берилл; г — зона блокового кварца; д — зона блокового микроклина; е — зона мелколистового мусковита; жс — щеточка клеветандита; з — зона сахаровидного альбита

По падению содержание тантала уменьшается, а ниобия возрастает (табл. 3), что вполне понятно, поскольку с глубиной выклиниваются обогащенные танталом промежуточные и центральные зоны, а богатые ниобием внешние зоны получают относительно большее развитие.

Основная масса лития в виде сподумена во 2-м подтипе приурочивается к кварц-клеветандит-сподуменово-й зоне (см. табл. 2). В 1-м подтипе глав-

Таблица 3

Изменение содержания редких элементов с глубиной в альбитовом пегматите 2-го подтипа

Расстояние от поверхности, м	Содержание редких элементов, %				
	Li <sub>2</sub> O	BeO	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta/Nb
0	0,76	0,080	0,015	0,011	1,4
20		0,074	0,015	0,012	1,2
100	0,40	0,015	0,006	0,012	0,5



ная масса лития в виде трифилин-литофилиита находится соответственно в зоне клевеландита. Этот минерал, как и берилл, в основном приурочивается к границе этой зоны с центральными зонами, где он образует крупные выделения изометричного облика размером до 40 см и более. С глубиной содержание лития во 2-м подтипе уменьшается (табл. 3) из-за выклинивания сподуменсодержащей зоны. В 1-м подтипе иногда наблюдается обратная картина, т. е. появление на глубине кварц-клевеландит-сподуменовоной зоны. Однако возрастания валового содержания лития в этом случае может и не происходить, так как на верхних горизонтах иногда широко распространены литиевые фосфаты.

### ГЕНЕЗИС

Подавляющее большинство исследователей полагают, что альбит и мусковит образуются посредством замещения ранних минералов. При этом Хесс (Hess, 1925), Шаллер (Schaller, 1927), Ландес (Landes, 1933), В. Д. Никитин (1955) и некоторые другие считают, что метасоматирующие растворы привносились из магматического очага дополнительно, накладываясь на уже затвердевшее пегматитовое тело, тогда как А. Е. Ферсман (1940), К. А. Власов (1946, 1952), А. А. Беус (1951), А. И. Гинзбург (1955) и многие другие полагают, что компоненты, вызывающие замещение, изначально содержались во внедренном пегматитовом расплаве, из которого образовалось все пегматитовое тело. В ходе кристаллизации пегматита растворы, обогащенные легколетучими и легкоплавкими соединениями, постепенно накапливались в центральных частях жил, откуда на последней стадии процесса отжимались в промежуточные и периферические зоны, где и производили замещение. Наиболее четко такое представление изложено в работах К. А. Власова, относящего все метасоматические процессы к самой последней, четвертой стадии гидротермального замещения.

Надо сказать, что А. Е. Ферсман оставлял гораздо более широкие пределы для времени образования альбита (да и мусковита), полагая, что основная масса его образуется в надкритическую стадию пегматитового процесса (фазы F, G), а частично он выпадает в гидротермальную (фаза H) и даже пегматоидную стадию (фазы D, E). Точно так же, по А. Е. Ферсману, основная масса мусковита образуется в пегматоидную и надкритическую стадии.

Анализ приведенного в настоящей статье фактического материала позволяет констатировать, что из всех названных выше исследователей наиболее правильно к решению вопроса о времени образования альбита и мусковита подходил А. Е. Ферсман. Описанные закономерности внутреннего строения альбитовых пегматитов не могут быть удовлетворительно объяснены ни с позиций последующего наложения растворов из магматического очага, ни исходя из представлений об их отжимании на последней стадии процесса из центральных частей жил, поскольку в этих случаях пространственное положение альбитовых и слюдяных зон не могло быть закономерным. Поэтому приходится предположить, что хронологическая последовательность образования зон полностью соответствует их пространственной смене от зальбандов к центру жил.

В связи с этим нельзя не напомнить, что именно последовательная смена зон в микроклиновых пегматитах в свое время послужила основанием для заключения, признанного всеми исследователями, независимо от их генетических представлений, что зоны образуются в порядке расположения от зальбандов к центру жил, т. е. сначала графическая кварц-микроклиновая зона, затем пегматоидная кварц-микроклиновая зона, зона

блокового микроклина и, наконец, зона блокового кварца. А поскольку закономерности пространственного положения зон в альбитовых пегматитах полностью аналогичны таковым в микроклиновых пегматитах (Солодов, 1959, 1961), то вполне логично заключить, что и в описываемом типе последовательность образования зон совпадает с их сменой от альбандов к центру тел.

Имеются и прямые свидетельства в пользу указанного порядка образования зон в альбитовых пегматитах. Довольно часто можно наблюдать

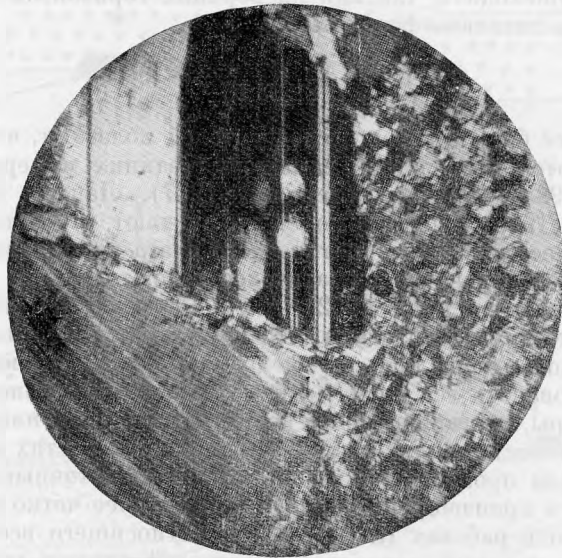


Рис. 8. Замещение сахаровидным альбитом таблитчатого альбита краевой зоны

непосредственные пересечения или замещения внутренними зонами внешних. Так, например, альбит из зоны сахаровидного альбита нередко весьма интенсивно замещает краевую апографическую кварц-альбитовую зону, что отчетливо наблюдается как макроскопически, так и под микроскопом (рис. 8). Наблюдались случаи пересечения кварц-альбитовой зоны поздними зонами клевеландита, блокового микроклина, мусковита и кварца (рис. 9, 10). Часто зона клевеландита в свою очередь пересекается прожилками кварца, отходящими от кварцевого ядра (рис. 11). Сливной кварц нередко цементирует брекчию клевеландита (рис. 12).

Обратных возрастных соотношений зон в альбитовых пегматитах нам не приходилось наблюдать. В частности, в хорошо зональных жилах не случалось отмечать прожилков альбита, отходящих в кварцевые ядра из окружающих альбитовых зон. Лишь в пегматитовых телах, образующихся в весьма неспокойной тектонической обстановке, в кварцевых ядрах иногда появляются прожилки альбита, по всей вероятности, выдавленные из соседних раздувов, оказавшихся еще не полностью законсолированными к моменту тектонических подвижек или поступивших из магматического очага с дополнительными порциями пегматитового расплава-раствора. Если последовательность формирования зон определяется вполне однозначно, то выяснение способа образования слагающих зоны минералов и, в частности, самого распространенного из них — альбита, представляет большие затруднения. Сложность этого вопроса состоит в том, что в на-

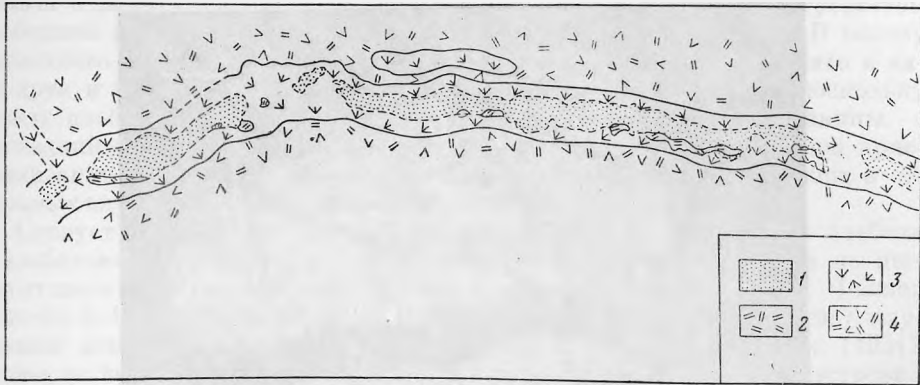


Рис. 9. Зональное трещинное заполнение мусковит-кварц-клевеландитового состава в кварц-альбитовом пегматите (по Камерону и др., 1951)

1 — блоковый кварц; 2 — мусковит; 3 — клевеландит; 4 — кварц-альбитовая зона с мусковитом

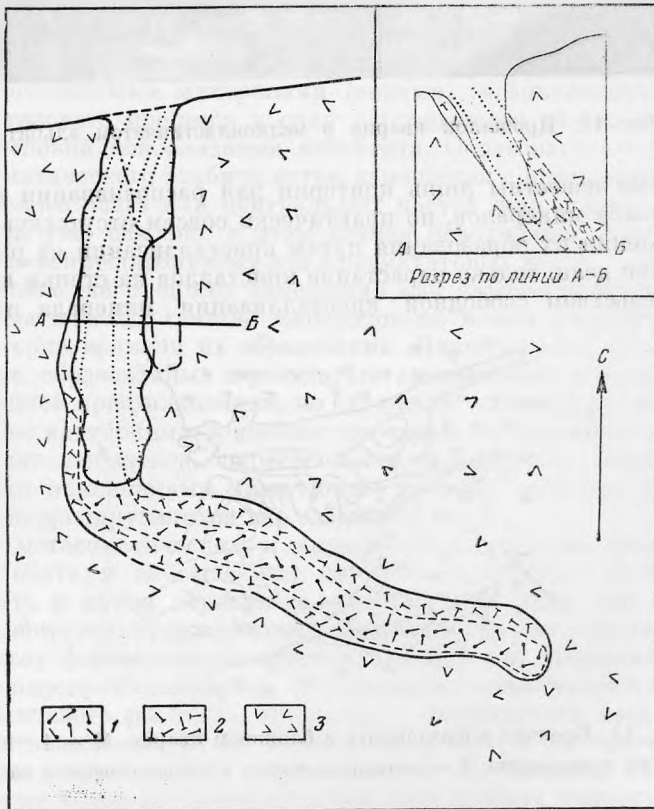


Рис. 10. Зональное трещинное заполнение кварц-микротинового состава в кварц-альбитовом пегматите (по Камерону и др., 1951)

1 — блоковый кварц с блоками микротинового; 2 — кварц клевеландитовый комплекс с микротином; 3 — кварц-альбитовая зона

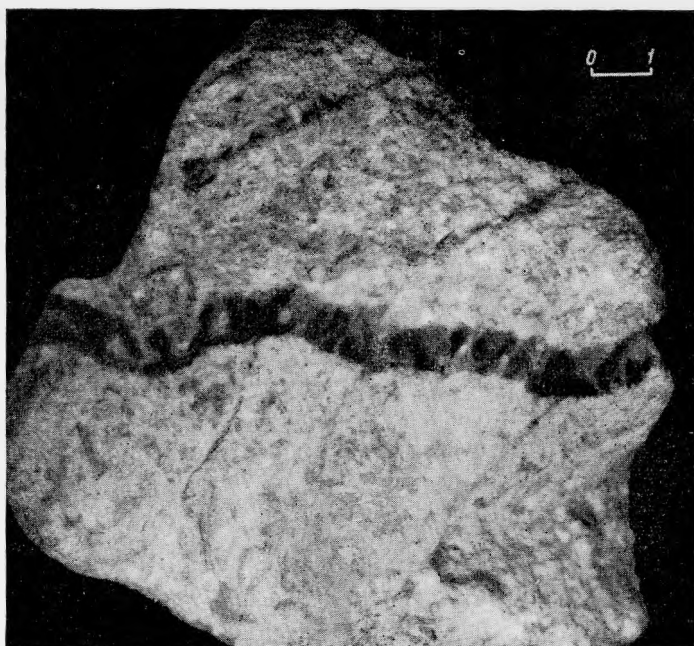


Рис. 11. Прожилоч кварца в мелкопластинчатом альбите

стоящее время известны лишь критерии для распознавания метасоматического генезиса минералов, но практически совсем отсутствуют критерии для установления их образования путем кристаллизации из расплава-раствора. По сути дела, только нарастание кристаллов на стенки пустот является свидетельством свободной кристаллизации минерала из раствора.

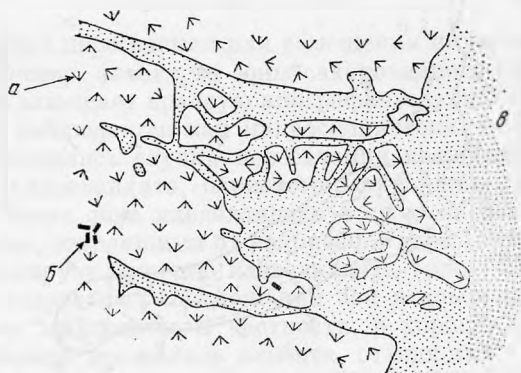


Рис. 12. Брекчия клевеландита в блоковом кварце. М = 1 : 10

а — зона клевеландита; б — танталит-ниобит; в — зона блокового кварца

Однако такие пустоты в интродуцированных пегматитах редки, в связи с чем и этот единственный критерий «кристаллизационного» генезиса в большинстве случаев не может быть использован.

Изучение структурно-генетических соотношений минералов со всей определенностью свидетельствует о том, что какая-то часть альбита в описываемых пегматитах образуется метасоматическим путем. В то же время

нельзя отрицать возможности образования другой части его посредством свободной кристаллизации из пегматитового расплава-раствора. В пользу последнего предположения говорит наличие альбита — клевеландита в виде друз и щеток на стенках миароловых пустот. Кроме того, поскольку между альбитом и олигоклазом нет никакой существенной разницы, а последний обычно считается образующимся в результате свободной кристаллизации из расплава, то естественно предположить, что и альбит в отдельных случаях может образовываться таким способом.

Следует отметить, что к выводу о возможности образования альбита в альбитовых пегматитах посредством свободной кристаллизации из пегматитового расплава-раствора в свое время пришли Кросби и Фаллер (Crosby a. Faller, 1897), а также В. А. Корнетова (устное сообщение), изучавшая альбитовые пегматиты Средней Азии. Камерон и другие (1951) также не видели какой-либо разницы в способе образования существенно альбитовых и существенно микроклиновых зон гранитных пегматитов. Показательно, что К. А. Власов (1961) в последней работе также указывает на возможность образования части альбита путем непосредственной кристаллизации из расплава-раствора.

Однако в подавляющем большинстве случаев трудно установить однозначно способ образования альбита, равно как и других минералов. Но это и не имеет существенного значения. Анализ фактического материала показывает, что замещение альбитом в подавляющей массе происходит в результате автometасоматической реакции пегматитового расплава-раствора с уже образованными минералами (зонами), возникающей на любой стадии пегматитового процесса в силу непрерывного изменения физико-химических условий консолидации пегматита. Образование подавляющей массы метасоматического альбита путем замещения с привнесом растворов из магматического очага или центральных частей жил допустить трудно, поскольку, как уже сказано, в этом случае невозможно понять закономерное расположение альбитовых зон в пегматитовых телах.

При трактовке же процесса замещения как автometасоматической реакции метасоматический генезис минералов не может рассматриваться в качестве критерия времени их образования. Иначе говоря, время выделения минералов, образованных в результате автometасоматической реакции и путем свободной кристаллизации, по сути дела, должно определяться одними и теми же критериями, а именно: пространственным положением минералов в теле пегматита, парагенезисом, взаимными пересечениями, закономерными изменениями химического состава, особенно изменением соотношений коррелирующихся пар элементов и т. п.

Наряду с метасоматическим и «кристаллизационным» способами образования альбита в описываемых пегматитах частично этот минерал мог возникнуть и путем перекристаллизации. При этом, как и явления замещения, собирательную перекристаллизацию следует считать сингенетичной процессу формирования соответствующих зон. Поровые растворы, вызывающие перекристаллизацию, по-видимому, заимствуются из того же самого пегматитового расплава, из которого формируется весь пегматит, как это представлял себе Н. М. Успенский (1945), а не привносятся из магматического очага, как это предполагает В. Д. Никитин (1955).

Приведенные выше рассуждения о генезисе альбита полностью применимы ко всем остальным гипогенным минералам альбитовых пегматитов. Даже мусковит, обычно считающийся заведомо метасоматическим минералом, в зоне мелколистчатого мусковита, возможно, частично или полностью образуется путем свободной кристаллизации из расплава-раствора. Вероятность такого генезиса подтверждается тем, что мусковит иногда свободно нарастает на стенках пустот.

Суммируя сказанное, можно сделать вывод, что альбитовые пегматиты образуются в результате кристаллизационной дифференциации обогащенного натрием пегматитового расплава-раствора, причем в процессе консолидации пегматита происходят не только свободная кристалли-

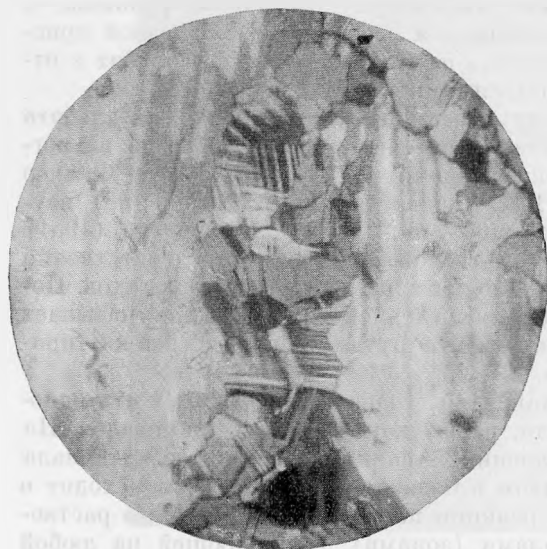


Рис. 13. Прожилочек тонкозернистого микроклина в альбите. Ник. +, ув. 25

зация, но и разнообразные явления автотомасоматической реакции и сингенетической перекристаллизации. С этих позиций легко объясняются все закономерности внутреннего строения альбитовых пегматитов и, в частности, асимметрия пологопадающих жил. Минерализаторы, обладающие способностью замедлять кристаллизацию минералов, накапливаются в наклоннопадающих телах у всячего бока и тем самым создают здесь замедленные условия образования. Иногда концентрация минерализаторов настолько велика и замедляющее действие их становится таким сильным, что со стороны всячего бока вместо ранней зоны сразу формируется следующая более поздняя зона. Известно также, что минерализаторы способствуют образованию крупных кристаллов. Поэтому не случайно, что зона сахаровидного альбита обычно находится у лежащего бока, тогда как более крупнозернистая зона клевеландита — со стороны всячего (см. рис. 2). С точки зрения наложенного метасоматоза этот факт совершенно необъясним.

Одной из главных проблем происхождения пегматитов является генезис редкометальной минерализации. Время образования редкометальных минералов в пегматитовом процессе по-существу определяет их пространственное размещение в теле пегматитов, а следовательно, имеет громадное практическое значение для решения разнообразных вопросов, связанных с оценкой, разведкой и разработкой редкометальных месторождений. Поэтому далеко не случайно, что данный вопрос усиленно обсуждается в литературе.

Хесс (Hess, 1925), Шаллер (Schaller, 1927), Ландес (Landes, 1933) и другие считали, что редкометальная минералогия не связана непосредственно с пегма-

тата, но и разнообразные явления автотомасоматической реакции и сингенетической перекристаллизации.

С этих позиций легко объясняются все закономерности внутреннего строения альбитовых пегматитов и, в частности, асимметрия пологопадающих жил. Минерализаторы, обладающие способностью замедлять кристаллизацию минералов, накапливаются в наклоннопадающих телах у всячего бока и тем самым создают здесь замедленные условия образования. Иногда концентрация минерализаторов настолько велика и замедляющее действие их становится таким сильным, что со стороны всячего бока вместо ранней зоны сразу формируется следующая

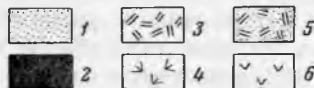
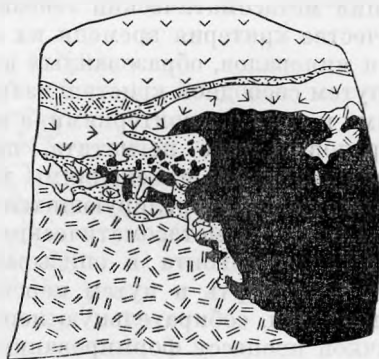


Рис. 14. Брекчия берилла в блоковом кварце

1 — сливовой кварц; 2 — берилл; 3 — мелкокошпчатый мусковит; 4 — клевеландит; 5 — кварц-мусковитовая оторочка; 6 — габбро

титовым процессом, а накладывается совместно с альбитизацией на уже сформированный пегматит, будучи привнесена какими-то порциями растворов из магматического очага. Однако в этом случае невозможно объяснить описанные выше закономерности пространственного распределения редких элементов в пегматитовых телах. Например, невозможно понять, чем вызывается возрастание отношения тантала к ниобию по мере приближения к центру жил. Нельзя же допустить, что богатые ниобием растворы всегда циркулируют по периферии жил, а обогащенные танталом — в их центре. Еще более крайнюю точку зрения развивают в последнее время В. Д. Никитин (1955, 1957, 1959) и некоторые другие исследователи, которые считают, что редкометальная минерализация привносится из магматического очага даже после альбитизации. Однако такое представление, не устраняя противоречий предыдущих авторов, в то же время совершенно не объясняет описанной выше четкой парагенетической связи редкометальных минералов с определенными зонами, например, приуроченности основной массы берилла к зоне клевеландита, а сподумена — к кварц-клевеландит-сподуменово-зоне.



Рис. 15. Брекчия пластинчатого кристалла колумбита, сцементированная альбитом

В подтверждение привноса редких элементов В. Д. Никитин, по сути дела, приводит лишь сам факт метасоматического генезиса редкометальных минералов и наличие струйчатого, щепочечного расположения их в породообразующих минералах (зонах). Однако явление, хотя и совершенно достоверное, замещения редкометальными минералами других минералов гораздо проще объяснить аутометасоматической реакцией. Случаи же струйчатого расположения минералов также вероятнее всего объясняются отщеплением в ходе процесса различных легколетучих (и, в частности, редкометальных) компонентов из еще не затвердевшего пегматитового расплава-раствора и внедрением их в уже твердые участки пегматита. Это тем более вероятно, что, во-первых, такие струйки в обычных случаях не превышают нескольких дециметров в длину. Во-вторых, известны струйки и прожилки любых других гипогенных минералов и в том числе кварца, микроклина (рис. 13), альбита, турмалина, мусковита. Но отсюда не следует, что все эти минералы тоже привнесены, так как в этом случае пегматитовый процесс превратился бы в невероятный калейдоскоп наложений. Мы уже не говорим о том, что зачастую наблюдаются случаи замещения и пересечения самих редкометальных минералов породообразующими минералами, а также брекчии берилла (рис. 14), колумбита (рис. 15), сподумена и других, цементированные кварцем или альбитом.

Все сказанное заставляет нас прийти к заключению, полностью подтверждающему точку зрения А. Е. Ферсмана (1940), К. А. Власова (1952, 1961), А. И. Гинзбурга (1955) и других, что редкие элементы сохранились изначально в самом пегматитовом расплаве-растворе и по мере эволюции процесса переходили в твердую фазу.

## ВЫВОДЫ

1. Альбитовые пегматиты образуют самостоятельный тип, отчетливо выделяющийся среди других редкометалльных пегматитов и занимающий промежуточное положение между альбит-микроклиновым и альбит-сподуменовым типами.

2. Типическими чертами альбитовых пегматитов являются: мелкие размеры тел; типично жильная форма; отчетливое зональное строение; отсутствие гранитной и графической структур; резкое преобладание альбита (и кварца) над микроклином и сподуменом; широкое развитие из редкометалльных и типоморфных минералов берилла, трифилин-литиофилита и танталит-колумбита при совершенном отсутствии поллуцита, лепидолита, рубеллита, розового мусковита, воробьевита, кунцита; резкое преобладание натрия над всеми остальными щелочами; самое высокое из всех редкометалльных пегматитов содержание бериллия при почти кларковых количествах рубидия и цезия; значительное и примерно равное содержание тантала и ниобия.

3. Во внутреннем строении альбитовых пегматитов различаются следующие шесть самостоятельных зон: 1) апографическая кварц-альбитовая, 2) сахаровидного альбита, 3) клевеландита (или кварц-клевеландит-сподуменовая), 4) мелкочешуйчатого мусковита, 5) блокового микроклина, 6) блокового кварца. Пространственное положение этих зон в пегматитовых телах подчиняется строгим закономерностям. Отдельные зоны выпадают или объединяются с соседними зонами, но их смена от зальбандов к центру жил всегда происходит в одной и той же последовательности, а именно в порядке их перечисления. Внутренние зоны могут давать апофизы во внешние зоны или замещать их. Обратных структурно-генетических соотношений в отчетливо зональных альбитовых пегматитах, образующихся в относительно спокойной тектонической обстановке, не наблюдалось.

4. Пространственное распределение редкометалльной минерализации в альбитовых пегматитах строго закономерно. Максимальное содержание берилла и литиевых минералов наблюдается в зоне клевеландита или заменяющей ее кварц-клевеландит-сподуменовой зоне. Причем в зоне клевеландита в общем случае оно постепенно возрастает к центру жилы и достигает максимума на границе с центральными зонами. Содержание тантала к центру жил увеличивается, а ниобия — падает.

5. Альбитовые пегматиты образуются в процессе кристаллизационной дифференциации обогащенного натрием пегматитового расплава-раствора.

6. Хронологическая последовательность формирования зон совпадает с их пространственной сменой от зальбандов к центру жил.

7. Все гипогенные минералы альбитовых пегматитов могут образовываться как посредством свободной кристаллизации из расплава-раствора, так и путем автотасоматической реакции с ранее образованными минералами (зонами) или путем сингенетической перекристаллизации.

8. Редкометалльные минералы, независимо от способа образования, в подавляющей своей массе сингенетичны заключающим их зонам.

## ЛИТЕРАТУРА

- Беус А. А. О зональности гранитных пегматитов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1951.
- Власов К. А. Тектурно-генетическая классификация гранитных пегматитов.— Докл. АН СССР, т. 36, № 3, 1946.
- Власов К. А. Тектурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1952.
- Власов К. А. Принципы классификации гранитных пегматитов и их тектурно-парагенетические типы.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1961.



- Гинзбург А. И. Поисковые признаки редкометалльных пегматитов.— Разведка недр, № 3, 1949.
- Гинзбург А. И. Минералого-геохимическая характеристика литиевых пегматитов.— Труды Минер. муз. АН СССР, вып. 7, 1955.
- Гинзбург А. И. Генетические типы месторождений редких элементов.— Разведка и охрана недр, № 6, 1957.
- Камерон Е., Жанс Р. и др. Внутреннее строение гранитных пегматитов. Изд-во иностр. лит-ры, 1951.
- Кузнецов В. И. Развитие трещин и отношение к ним пегматитовых жил на одном из месторождений гранитных пегматитов.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 162, 1955.
- Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов.— Зап. ЛГИ, т. 30, вып. 2, 1955.
- Никитин В. Д. Особенности редкометалльной минерализации в пегматитовых жилах.— Зап. Всес. мнн. об-ва, т. 86, № 1, 1957.
- Никитин В. Л. и др. Природа ниобо-танталовой минерализации в редкометалльных пегматитах.— Зап. ЛГИ, т. 35, вып. 2, 1959.
- Солодов Н. А. Некоторые закономерности распределения редких элементов в отчетливо зональных гранитных пегматитах.— Геохимия, № 4, 1959.
- Солодов Н. А. К геохимии редкометалльных гранитных пегматитов.— Геохимия, № 7, 1959.
- Солодов Н. А. Главные типы редкометалльных гранитных пегматитов.— Труды ИМГРЭ АН СССР, вып. 5, 1961.
- Солодов Н. А. Зональность редкометалльных гранитных пегматитов. Труды ИМГРЭ АН СССР, вып. 8, 1962.
- Успенский Н. М. О генезисе пегматитов Золотой горы.— Сов. геол., № 4, 1945.
- Ферман А. Е. Пегматиты, т. I, 1940.
- Шавло С. Г. Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта. Изд. АН Казах. ССР, 1958.
- Crosby W. O. a. Fuller M. L. Origin of pegmatite.— Amer. Geologist, 19, 147—180, 1897.
- Hess F. L. The natural history of the pegmatites.— Eng. a. Min. Journ. Press. (Aug. 22), 120, N 8, 289—298, 1925.
- Lacroix A. Mineralogie de Madagascar, 2, Paris, 1922.
- Landes K. K. Origin and classification of pegmatites.— Amer. Miner., 18, 33—56, 95—103, 1933.
- Paulose G. V. The Odara pegmatite. Econ. Geol., 52, N 6, 1957.
- Pesora W. T. a. Fahey I. I. The Corredo Frio pegmatite.— Minas Gerais, Amer. min., 34, p. 83—92, 1949.
- Schaller W. Mineral replacemente in pegmatites.— Amer. Min., 12, N 3, 59—63, 1927.
- Superchanu C. Minerale rare in pegmatitele granitice din Banat Rev. minerol., 8, N 3, 1957.

Т. И. ТИМЧЕНКО, ЛИ ЧЖАО-ЛИН

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ БЕРИЛЛИЯ  
В ПЕГМАТИТАХ

В настоящей статье приведены результаты изучения распределения бериллия в породах и минералах пегматитовых жил одного из месторождений Сибири.

В литературе имеются главным образом обобщенные цифры по содержанию бериллия в породах и минералах.

Данные по отдельным месторождениям по этому вопросу немногочисленны (Беус, 1955; Ибадуллаев, 1958; Слепнев, 1959; Ситниц, 1960), поэтому нам представлялось интересным изучение рассеяния бериллия в гранитных породах и в минералах пегматитов с различной минерализацией на конкретном участке.

Изучение гранитов месторождения показало (табл. 1), что содержание бериллия в гранитах главной интрузивной фазы ниже кларка по А. А. Беусу для гранитов СССР и незначительно ниже среднего содержания бериллия для биотитовых и роговообманковых гранитов (Беус, 1959). В более поздних интрузивных фазах изучаемого района и, особенно, в их жильных

Таблица 1

Содержание бериллия в гранитах месторождения \*

Порода	Число проб	Участок	Содержание в 10 <sup>-4</sup> %
Биотитовые граниты главной интрузивной фазы . . . . .	2	Первый	3,7
Мусковитовые плагиограниты поздней интрузивной фазы . . . . .	2	Второй	14,0
То же . . . . .	5	Третий	7,2
» . . . . .	10	Четвертый	5,8
Жильные мусковитовые плагиограниты . . . . .	2	Пятый	12,0
Граниты поздней интрузивной фазы	17		9,7**
Граниты (Беус, Сажина, 1956) . . . . .	—		5,0**
Биотитовые и роговообманковые граниты (Беус, 1959) . . . . .	130		4,0**

\* Определение бериллия производилось количественным спектральным методом, аналитики — И. Д. Розенберг и И. Л. Движанинова (спектральная лаборатория кафедры минералогии МГУ).

\*\* Среднее содержание.

образованиях содержание бериллия увеличивается (табл. 1). Наиболее высокие содержания бериллия в гранитах второго участка объясняются наличием в них мелкокрапленного берилла в микропегматоидных выделениях, в то время как в остальных гранитах берилл находится главным образом в пегматоидных шпировых и жильных выделениях.

Интересные данные по распределению бериллия были получены в биотит-кварцевых сланцах. В районе пегматитового поля содержание бериллия в сланцах оказалось выше приводимого А. А. Беусом (1960) для сланцев и несколько ниже среднего содержания бериллия в сланцах из бериллоносных районов США (табл. 2). Содержание бериллия в сланцах из района непосредственного развития замещенных пегматитовых жил повышается в 1,7 раза (табл. 2).

Таблица 2

## Содержание бериллия в биотит-кварцевых сланцах

Порода	Число проб	Содержание в $10^{-4}$ %
Сланцы в районе пегматитового поля изучаемого месторождения . . . . .	7	4,4
Сланцы в районе распространения замещенных пегматитовых жил изучаемого месторождения . . . . .	5	7,6
Сланцы из различных районов Забайкалья (Беус, 1960) . . . . .	10	3,5
Метаморфические сланцы из бериллоносных районов США (Беус, 1960) . . . . .	40	5,00

При изучении содержания бериллия вблизи пегматитовых жил было выяснено, что ореол рассеяния бериллия наблюдается только на контакте с замещенными пегматитовыми жилами, вблизи же незамещенных пегматитовых жил рассеивания бериллия в биотит-кварцевых сланцах практически не происходит (табл. 3). Рассеивание наблюдается в большей степени у висячего контакта жил и ореол его в этих участках несколько больше (см. рис. 1).

Таблица 3

## Содержание бериллия в биотит-кварцевых сланцах на контакте с пегматитовыми жилами

Характеристика жилы	Расстояние от контакта, см	Содержание Be в $10^{-4}$ %
1. Незамещенные пегматитовые жилы:		
Висячий контакт . . . . .	5—10	3,0
То же . . . . .	5—10	4,0
2. Замещенные пегматитовые жилы:		
Висячий контакт . . . . .	5—10	16,0
То же . . . . .	50	8,0
Лежачий контакт . . . . .	5—10	9,0
То же . . . . .	50	5,0

Изучение микроклинов пегматитовых жил месторождения показало, что в микроклинах из различных групп пегматитовых жил содержание бериллия почти одинаковое (табл. 4) и в среднем равно  $3-4 \cdot 10^{-4}$  %

(рис. 2). Эти данные совпадают в общем с данными, приводимыми А. А. Беусом (1960) для кварц-микроклиновых и мусковит-альбитовых пегматитов, и резко отличаются от среднего значения, выведенного для



Рис. 1. Распределение бериллия в биотит-кварцевых сланцах на контакте с пегматитовой жилой альбитового состава

микроклинов пегматитовых жил вообще (табл. 4) (Беус, 1955). Одинаковое содержание бериллия в микроклинах из различных по степени замещения и редкометальной минерализации групп жил может свидетельствовать об одинаковом составе пегматитовых жил до развития в них стадии замещения.

Изучение примесей бериллия в кварцах из пегматитовых жил показало, что в блоковом кварце в большинстве случаев бериллий не обнаружен.

Таблица 4

Содержание бериллия в полевых шпатах месторождения  $n 10^{-4}$  %

Группы жил	Число проб	Микроклин-блоковый	Число проб	Альбит-пластинчатый (клеве-ландит + таблитчатый)	Число проб	Альбит-сахаровидный	Число проб	Альбит (пластинчатый + сахаровидный)
I. Слабо замещенные жилы кварц-микроклинового состава . . . . .	4	2,7	4	5,0	1	6,0	5	5,2
II. Замещенные жилы микроклин-альбитового состава . . . . .	5	3,7	8	4,9	4	5,0	12	4,1
III. Сильно замещенные жилы альбитового состава . . . . .	1	4,0	4	2,7	2	2,0	6	2,82
Среднее содержание . . . . .	10	3,4	16	4,4	7	4,3	23	4,38
Мусковит-микроклиновый пегматит с бериллом и колумбит-тапталитом (Беус, 1960) . . . . .	1	5,0	1	7,0	1	4,0		
Среднее содержание бериллия в микроклинах и альбитах из пегматитовых жил, содержащих бериллиевые минералы (Беус, Федорчук, 1955) . . . . .	19	8,0					29	18,0

В кварце из кварц-мусковитового комплекса в жилах микроклин-альбитового состава, в которых устанавливаются высокие концентрации берилла, содержание бериллия  $0,00025\%$  в сильно замещенных жилах с меньшим содержанием берилла —  $0,00020\%$  (табл. 5).

Таким образом, устанавливается, что в минералах ранней стадии кристаллизации пегматитов (блоковом кварце и микроклине) рассеяние бериллия незначительное и одинаковое для минералов из различных групп пегматитовых жил.

Для изучения распределения бериллия в мусковитах месторождения исследовались две его главные генерации: а) мусковит пегматондный и мусковит кварц-мусковитового комплекса (объединенные ввиду отсутствия в



Рис. 2. Распределение бериллия в полевых шпатах пегматитовых жил  
 а — микроклин; б — таблитчатый альбит; в — сахаровидный альбит  
 3—7 — слабозамещенные жилы кварц-микроклинового состава; 9—15 — замещенные жилы микроклин-альбитового состава; 17—19 — сильнозамещенные жилы альбитового состава

них четкого различия); б) так называемый «грейзеновый» мусковит, образующийся после стадии альбитизации. Средние значения содержания бериллия в мусковитах этих двух генераций приблизительно одинаковы

Таблица 5

Содержание бериллия в кварце из пегматитовых жил  $n \cdot 10^{-4} \%$

Группы жил	Число проб	Кварц блоковый	Число проб	Кварц из кварц-мусковитового комплекса
I. Слабо замещенные жилы кварц-микроклинового состава . . . . .	2	Не обнаружен	2	<3,0
II. Замещенные жилы микроклин-альбитового состава	2	Не обнаружен	2	2,5
III. Сильно замещенные жилы альбитового состава . . .	—	—	2	2,0

(табл. 6). Однако поведение бериллия в мусковитах этих генераций в различных группах жил месторождения значительно отличаются. Так, содержание бериллия в мусковитах первой генерации постепенно увеличивается от слабо замещенных жил к сильно замещенным (рис. 3), причем особенно сильно оно возрастает в жилах с литиевой минерализацией (жилы № 18, 19). «Грейзеновый» мусковит в группе слабо замещенных жил кварц-микроклинового состава практически отсутствует. В замещенных жилах микроклин-альбитового состава содержание бериллия в «грейзеновом» мусковите довольно постоянно и равно в среднем  $16,0 \cdot 10^{-4} \%$ . Из этой закономер-

Таблица 6

Содержание бериллия в мусковитах месторождения  $\times 10^{-4}$  %

Группы жил	Число проб	Мусковит пегматоидный и мусковит кварц-мусковитового комплекса	Число проб	Грейзеновый мусковит	Число проб	Мусковит грейзеновый и мусковит кварц-мусковитового комплекса
I. Слабо замещенные жилы кварц-микроклинного состава . . . . .	8	13	—	—	8	13
II. Замещенные жилы микроклин-альбитового состава	7	17	6	18	13	16,8
III. Сильно замещенные жилы альбитового состава	7	24	4	19	11	22,2
Среднее содержание . . . . .	22	18	10	18,2	22	18
Мусковит из микроклинных пегматитов с бериллом и колумбит-танталитом (Беус, 1966) . . . . .					1	26
Среднее содержание бериллия в мусковитах из пегматитов, содержащих бериллиевые минералы (Беус, Федорчук, 1955) . . . . .					21	56,00

ности выпадает более высокое содержание бериллия в «грейзеновом» мусковите жилы № 11 ( $27,0 \cdot 10^{-4}$  %). Этот факт, по-видимому, объясняется тем, что жила № 11 располагается в крыле куполовидной складки, где были более благоприятные условия для концентрации летучих, в то время как остальные жилы этой группы выполняют сколовые трещины, часто



Рис. 3. Распределение бериллия в слюдах пегматитовых жил

а — мусковит пегматоидный и мусковит кварц-мусковитового комплекса; б — мусковит грейзеновый; 1—7 — слабозамещенные жилы кварц-микроклинного состава; 8—16 — замещенные жилы микроклин-альбитового состава; 17—19 — сильнозамещенные жилы альбитового состава

подновлявшиеся. В сильно замещенных жилах альбитового состава содержание бериллия в «грейзеновом» мусковите, так же как и в первой генерации, увеличивается в жилах с литиевой минерализацией (№ 18,19). Если в замещенных жилах микроклин-альбитового состава содержание бериллия в первой и второй генерациях приблизительно одинаково, то в сильно замещенных жилах альбитового состава содержание бериллия в грейзено-

вом мусковите приблизительно в 1,3 раза ниже, чем в мусковитах первой генерации.

При изучении альбитов месторождения оказалось, что они содержат в общем больше бериллия, чем микроклины (табл. 4). Если же рассматривать поведение бериллия в альбитах из различных групп жил, то можно отметить, что наиболее высокие содержания бериллия наблюдаются в альбитах из слабо замещенных и замещенных пегматитовых жил, т. е. из жил, содержащих наиболее высокие концентрации берилла. В альбитах из жил с меньшей концентрацией берилла (жилы альбитового состава) содержание бериллия уменьшается, причем более поздние генерации альбита (сахаровидный) являются более «стерильными» по отношению к бериллию.

К приведенным цифрам ближе всего данные по содержанию бериллия в мусковит-микроклиновых блоковых и полидифференцированных пегматитах, приводимые А. А. Беусом (1960) (см. табл. 4).

Таким образом, на ранних стадиях пегматитового процесса при формировании кварц-микроклиновых пегматитов рассеивание бериллия очень небольшое и одинаковое во всех группах пегматитовых жил. В стадию замещения, начинающуюся образованием как пегматоидного мусковита, так и мусковита кварц-мусковитового комплекса, уже сказываются различия в составе мусковитов из различных групп жил. С увеличением роли летучих

Таблица 7

## Содержание бериллия в минералах пегматитовых жил

Минерал	Характеристика жил	Генерация	Число проб	Ве $n \cdot 10^{-4}$ %
Турмалин (шерл)	Кварц-микроклиновые пегматиты	В блоковом пегматите	4	6,8
То же	Альбитовые пегматиты	То же	2	8,0
»	Кварц-микроклиновые пегматиты	В сахаровидном альбите	2	Не обн.
»	Микроклин-альбитовые пегматиты	То же	2	Не обн.—0,4
»	Альбитовые пегматиты	»	2	Не обн.—0,3
Биотит	Кварц-микроклиновые пегматиты	В кварц-микроклиновом пегматите	1	<0,3
Гранат	То же	В блоковом микроклин	1	Не обн.
»	Микроклин-альбитовые пегматиты	Среднезернистый альбитизированный пегматит	1	4,0
»	Кварц-микроклиновые пегматиты	В сахаровидном альбите	1	4,0
Апатит	Альбитовые пегматиты	В блоковом микроклин	1	2,9
»	То же	В пустотах	1	2,7
Сподумен	»	В кварц-сподуменовом комплексе	1	13,0
Циматолит спло-дистый	»	То же	1	10,0
Циматолит аль-битовый	»	»	1	6,0
Касситерит	Микроклин-альбитовые пегматиты	В кварц-мусковитовом комплексе	2	5,7
Эсфорит	Альбитовые пегматиты	В пустотах	1	61,0

и степени замещения жил содержание бериллия в мусковитах увеличивается. Наибольшее рассеивание наблюдается в жилах с литиевой минерализацией (рис. 3, № 18 и 19). Главная масса берилла выделяется в стадию образования кварц-мусковитового комплекса и несколько раньше. В жилах, содержащих большее количество берилла, количество бериллия в ассоциирующих с бериллием слюдах увеличивается. Однако на рассеивание бериллия сильное влияние оказывает наличие летучих, а также редких щелочей, — в частности, лития. Поэтому в сильно замещенных жилах с литиевой минерализацией, содержащих меньшие концентрации берилла, рассеивание бериллия в слюдах резко возрастает (жилы № 18 и 19). В альбитах, формирующихся после образования кварц-мусковитового комплекса, содержание бериллия в сильно замещенных жилах с малой концентрацией берилла падает по сравнению с альбитами остальных жил почти в два раза. На более поздних стадиях пегматитового процесса (стадия образования «грейзенового» мусковита) содержание бериллия в слюдах также увеличивается в жилах с литиевой минерализацией. Однако количество бериллия в «грейзеновом» мусковите меньше, чем в слюдах первой генерации в этих же жилах. Это свидетельствует о том, что главная масса берилла выделяется до образования прейзенового мусковита.

По распределению бериллия в остальных минералах пегматитовых жил месторождения получены следующие данные.

В турмалинах из блоковых частей жил кварц-микроклинового состава содержание бериллия в среднем равно  $6,8 \cdot 10^{-4}\%$ , в жилах альбитового состава оно несколько повышается до  $8,0 \cdot 10^{-4}\%$ . В турмалинах, ассоциирующих с сахаровидным альбитом, в слабо замещенных жилах бериллий не обнаружен, в жилах же остальных групп содержание его колеблется от 0,00 до  $3-4,0 \cdot 10^{-4}\%$ . Интересно распределение бериллия в сподумене и циматолитах (табл. 7). В то время как в неизменном сподумене содержание бериллия равно  $13,0 \cdot 10^{-4}\%$ , в слюдистых циматолитах он снижается до  $10,0 \cdot 10^{-4}\%$ , в альбитовых циматолитах — до  $6,0 \cdot 10^{-4}\%$ .

Следовательно, бериллий из сподумена, возможно, выносятся вместе с литием.

В остальных минералах (кроме поздних фосфатов) содержание бериллия не выше  $n \cdot 10^{-4}\%$ . Интересно повышенное содержание бериллия в эсфорите, где он, вероятно, замещает алюминий.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Б е у с А. А. Закономерности распределения бериллия в изверженных горных породах. — Труды Геохимического симпозиума, Изд-во АН СССР, 1959.
- Б е у с А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Б е у с А. А., С а ж и н а Л. И. О кларке бериллия в кислых магматических породах СССР. — Докл. АН СССР, т. 109, № 4, 1956.
- Б е у с А. А., Ф е д о р ч у к С. Ю. О кларке бериллия в гранитных пегматитах. — Докл. АН СССР, т. 104, № 1, 1955.
- И б а д у л л а е в С. И. О натровом берилле одного из пегматитовых полей. — Узбекск. геол., журн., № 2, 1958.
- С и т н и н А. А. Распределение редких элементов в амазонитовых гранитах Этыкинского массива (Восточное Забайкалье). — Геохимия, № 4, 1960.
- С л е п н е в Ю. С. Особенности распределения некоторых редких элементов в метаморфических породах, гранитах и редкометалльных пегматитах Саян. — Геохимия, № 3, 1959.



Т. П. ТИМЧЕНКО

ПРОЦЕССЫ ИЗМЕНЕНИЯ ТРИФИЛИНА  
ИЗ ПЕГМАТИТОВ СИБИРИ

Минералы группы трифилина — литиофилита встречаются довольно часто в альбитизированных пегматитах. Характерной особенностью этих минералов является их неустойчивость в гипергенных условиях, где по ним интенсивно развиваются вторичные фосфаты.

Процессы изменения трифилина из пегматитов были впервые в СССР описаны А. И. Гинзбургом (1951). Им же были впервые отмечены измененные трифилины.

В нашей статье приводятся результаты изучения измененных трифилинов из пегматитов Сибири. Процессы изменения их несколько отличаются от процессов изменения трифилина, описанных А. И. Гинзбургом.

В отличие от трифилина Калбинского хребта, в изученных нами пегматитах трифилин встречается лишь в виде небольших выделений (от  $0,5 \times 1$  см до  $1,5 \times 3$  см). Располагается он обычно в нацело альбитизированных пегматитовых жилах и приурочен, большей частью, к таблитчатому альбиту.

Вместе с трифилином встречаются многочисленные вторичные фосфаты — эосфорит, фэйрфильдит, рокбриджит, мораезит и др.

Выделения трифилина имеют обычно вытянутую (линзовидную), реже изометричную форму. Хорошо образованные кристаллы не встречены. Тесные сростания трифилина с альбитом, столь характерные для стадии альбитизации в пегматитах Калбинского хребта отсутствуют.

Цвет трифилина от грязно-зеленого до темно-синего. Окраска неравномерная, пятнистая. По краям кристаллов наблюдается густоокрашенная голубая до темно-синей каемка. Под лупой ясно видно, что окрашивающий его вивианит располагается по трещинам спайности в виде прожилков и неправильной формы пятен. В мелких осколках неизмененный трифилин водян-но-прозрачен, бесцветен.

В шлифах трифилин характеризуется хорошей спайностью в двух направлениях, отсутствием окраски и плеохроизма. Минерал оптически двуосен, положительн, дисперсия сильная,  $r > v$ . Показатели преломления, измеренные в иммерсионных жидкостях:  $N_g = 1,691 \pm 0,002$ ,  $N_m = 1,688 \pm 0,002$ ,  $N_p = 1,685 \pm 0,002$ ,  $N_g - N_p = 0,006$ .

Судя по кривой зависимости показателей преломления от состава трифилина (Винчелл, 1953), описываемый трифилин является средним членом ряда трифилин — литиофилит с содержанием 50—55% молекулы трифилина. Это подтверждается и химическим анализом. Содержание FeO в изучаемом минерале равно 27,12%, MnO = 22,89%. Отношение FeO : MnO = 1,2. По соотношению FeO и MnO изучаемый трифилин близок

к трифилину из Варутреска, Швеция (Mason, 1941). От трифилинов Калбинского хребта (Гинзбург, 1951) изучаемый трифилин отличается более высоким содержанием марганца (табл. 1).

Таблица 1

Содержание окислов железа и марганца в трифилинах  
(в %)

Местонахождение и автор	FeO	MnO	FeO : MnO
Трифиллин, Калбинский хребет (Гинзбург, 1951) . . . . .	27,25	16,50	1,65
Трифиллин, пегматиты Сибири . . . . .	27,21	22,89	1,18
Трифиллин, Варутреск, Швеция (Mason, 1941) . . . . .	24,33	18,95	1,28
Трифиллин, месторождение Графтон Нью-хемпшир (Mason, 1941) . . . . .	26,23	18,21	1,44

Трифиллины, не затронутые процессами замещения, в пегматитовых жилах Сибири не встречены. Слабо замещенный трифилин наблюдается только на глубине 20—30 м от поверхности. В верхних же горизонтах пегматитовых жил трифилин, как правило, замещен различными вторичными фосфатами. Часты также нацело выщелоченные кристаллы трифилина, пустоты от которых выполнены гидроокислами железа и марганца. В кристаллах трифилина, не полностью подвергшихся процессам замещения, центральная часть представлена трифилином, пронизанным по тонким трещинам вивианитом, реддингитом и фэйрфильдитом. Количество прожилков этих минералов ближе к периферии кристаллов увеличивается (особенно резко возрастает роль фэйрфильдита). По периферии же кристаллов обычно наблюдается тонкозернистая каемка (толщиной 1—2 мм) фэйрфильдита и даллита. Эта каемка часто характеризуется полосчатым строением, обусловленным субпараллельным расположением прожилков даллита. В случае ассоциации трифилина со сфалеритом, при дальнейшем выщелачивании, в пустотах на фэйрфильдит и даллит нарастают мелкие кристаллы шольцита.

Изучение шлифов показало, что замещение трифилина начинается с появления в нем тонких прожилков реддингита. Выделения последнего приурочены к трещинам спайности трифилина (рис. 1). Реддингит характеризуется хорошо выраженной спайностью в одном направлении и менее ясно выраженной в другом, почти перпендикулярном первому. В проходящем свете минерал бесцветный, не плеохроирует. Оптически изученный минерал двуосный, положительный, угол  $2V$  большой. Дисперсия слабая,  $r > v$ . Угол погасания  $Ng$  со спайностью равен  $10—12^\circ$ . Показатели преломления, измеренные в иммерсионных жидкостях:  $Ng = 1,680 \pm 0,002$ ,  $Np = 1,648 \pm 0,002$ , двупреломление  $Ng - Np = 0,032$ . По описанным свойствам данный минерал может быть определен как реддингит. Провести какие-либо анализы его не удалось, так как он обнаружен только в шлифах. По периферии выделений реддингита развивается, в небольшом количестве, вивианит. Часто наблюдается выполнение одних и тех же прожилков реддингитом и вивианитом.

В более измененных трифилинах, кроме указанных минералов, в прожилках встречается бесцветный радиально-лучистый фэйрфильдит. Он ассоциирует с реддингитом, интенсивно замещая последний. Ближе к периферии кристаллов трифилина фэйрфильдит образует самостоятельные

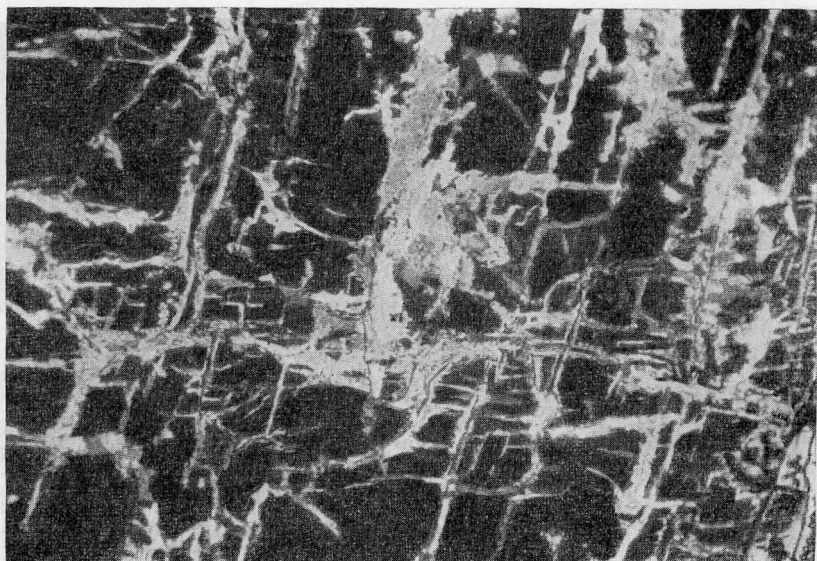


Рис. 1. Прожилки реддингита (серое) в трифилине (черное).  
Центральная часть кристалла трифилина. Ув.  $3,7 \times 8$ . Ник.  $\pm$

выделения. Агрегаты его слагают описанную выше полосчатую каемку по контакту трифилина с альбитом (рис. 2). Описываемый минерал макроскопически белого цвета, прекрасно растворяется во всех кислотах, не дает реакции на сульфат-ион и цинк. В шлифах данный минерал, при одном николе, бесцветный, без плеохроизма, характеризуется радиально-лучистым строением, отдельные зерна имеют «метельчатую» структуру (рис. 3). Удлинение минерала положительное. Погасание агрегатов неравномерное, облачное. Минерал двусный, положительный, угол  $2V$  большой.

Оптические исследования показывают, что показатели преломления фэйрфильдитов, образующихся по трифилину, колеблются в небольших пределах. Так, фэйрфильдит, располагающийся в виде каемки по границе измененного трифилина и альбита, отличается более высокими показателями преломления:  $N_g = 1,664 \pm 0,002$ ,  $N_m = 1,648 \pm 0,002$ ,  $N_p = 1,644 \pm 0,002$ . Данный фэйрфильдит можно сравнить с фэйрфильдитом из Полаанда (штат Мэн, США), характеризующимся содержанием  $FeO = 4,75\%$ ,  $MnO = 14,82\%$  (табл. 2). Однако большинство изученных нами фэйрфильдитов, слагающих псевдоморфозы по трифилину, обладают более низкими показателями преломления ( $N_g = 1,653 - 1,656$ ) и по оптическим свойствам более близки к фэйрфильдиту из пегматитов Туркестанского хребта (табл. 2), где он впервые был обнаружен на территории СССР (Гинзбург, 1952).

Рентгенограмма изучаемого фэйрфильдита идентична с рентгенограммами фэйрфильдита из пегматитов Туркестанского хребта и месторождения Бакфилд, штат Мэн, США (табл. 3).

Спектральным анализом в фэйрфильдитах из пегматитовых жил Сибири обнаружены следующие элементы:  $P > 10\%$ ,  $Ca > 10\%$ ,  $Mn > 10\%$ ,  $Fe \approx 5\%$ ,  $Si$ ,  $Sr$ ,  $Al \approx 0,5\%$ ,  $Be \approx 0,6-0,9\%$ ,  $Mg \approx 0,1-0,3\%$ .

При изменении фэйрфильдита окраска его меняется от желтовато-белой до темно-желтой и зеленовато-желтой. Показатели преломления зеленовато-желтого фэйрфильдита значительно выше (до 1,694). Под микро-

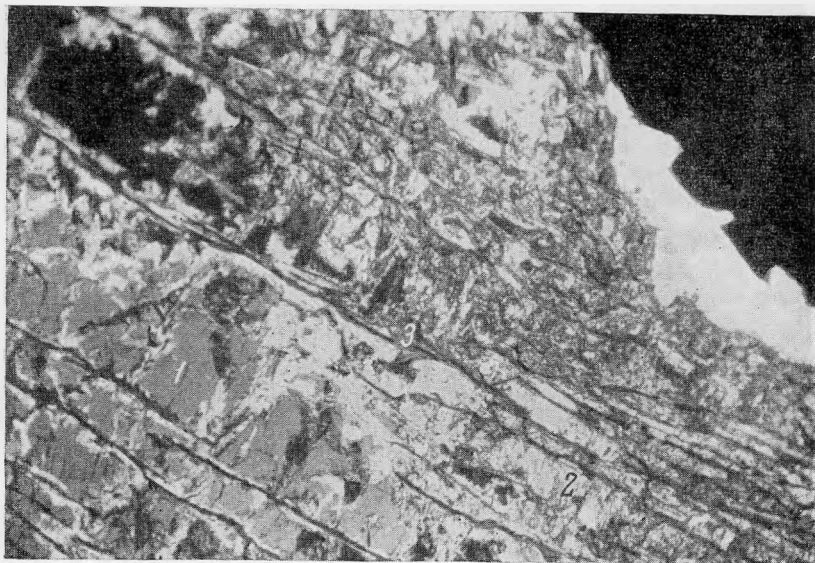


Рис. 2. Красная часть кристалла трифлина  
1 — трифлин; 2 — фэйрфильдит; 3 — даалит. Ув.  $3,7 \times 8$ , Ник. +

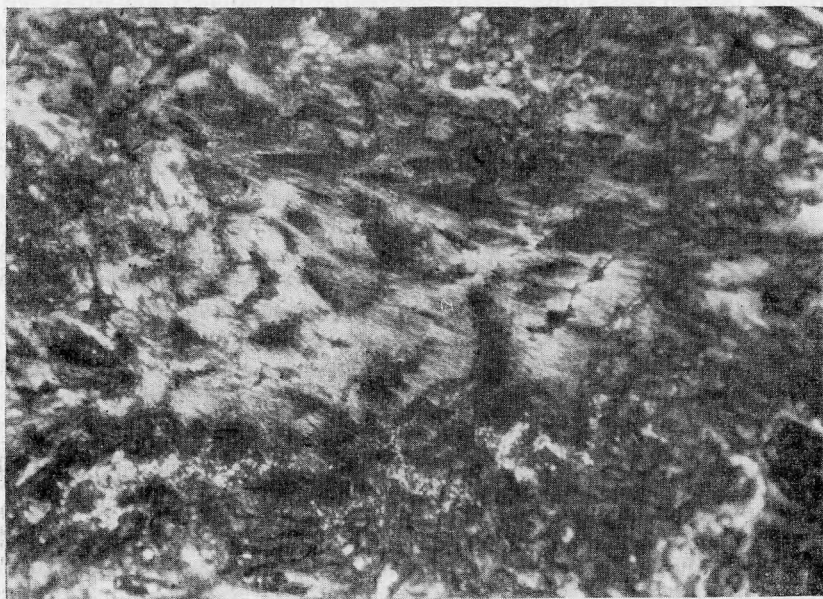


Рис. 3. Радиально-лучистый фэйрфильдит, образовавшийся по трифлину.  
Ув.  $8 \times 8$ . Ник. +

Таблица 2

## Оптические свойства фэйрфильдитов

Характеристика минерала	Цвет	Ng*	Nm*	Np*
В псевдоморфозах по трифилину, Сибирь	Белый, желтовато-белый	1,653	1,645	1,635
То же	То же	1,656	1,640	1,637
»	»	1,664	1,648	1,644
Частично окисленный, Сибирь	Зеленовато-желтый	1,694		1,675
Из пегматитов Туркестанского хребта, СССР (Гинзбург, 1952)	Белый, желтовато-белый	1,654	1,644	1,638
Поланд, шт. Мэн, США (Verman, Gonyer, 1930) FeO = 4,75%; MnO = 14,82%	Белый	1,660	1,650	1,640
Бренчвилл, шт. Коннектикут, США (FrondeU, 1955) FeO = 3,42%, MnO = 17,40%	»	1,654	1,644	1,636

\* Ошибка определения показателей преломления везде равна  $\pm 0,002$ .

скопом видно, что по бесцветным зернам фэйрфильдита с низкой интерференционной окраской образуется минерал, характеризующийся индиговыми синими аномальными интерференционными окрасками. В проходящем свете минерал имеет светло-желтый цвет. Показатели преломления его:  $Ng = 1,694 \pm 0,002$ ;  $Np = 1,675 \pm 0,002$ . У темно-желтой разности измененного фэйрфильдита показатели преломления увеличиваются до  $Ng = 1,712 \pm 0,002$ ;  $Np = 1,704 \pm 0,002$ . В отличие от обычного фэйрфильдита, минерал оптически отрицателен, характеризуется аномальными интерференционными окрасками, наличием плеохроизма ( $Ng$  — желтый,  $Np$  — бесцветный). Рентгеновское изучение показало, что данный минерал является ксантоксенитом  $Ca_2Fe^{3+}(PO_4)_2(OH) \cdot 1,5H_2O$  (табл. 4). Таким образом, мы имеем случай окисления фэйрфильдита и перехода его в ксантоксенит. Теоретически возможность этого перехода указывалась А. И. Гинзбургом (1954). Описываемый минерал по оптическим свойствам (табл. 5) и рентгеновским данным близок к ксантоксениту из Палермо, Ньюхемшир (FrondeU, 1949).

Можно предположить, что минерал с показателями преломления  $Ng = 1,694$ ,  $Np = 1,675$  является промежуточным между ксантоксенитом и фэйрфильдитом и содержит как двухвалентное, так и трехвалентное железо. Колебания показателей преломления этой переходной разности, вероятно, зависят от соотношения  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$ .

Вивианит образует прожилки по спайности трифилина. Он часто ассоциирует в прожилках с реддингом, выделяясь несколько позже него. Реже вивианит встречается в виде самостоятельных выделений. Кристаллы вивианита собраны в радиально-лучистые агрегаты.

Минерал характеризуется хорошо выраженной спайностью в одном направлении. Удлинение пластинок положительное. Плеохроизм от светлоголубого ( $Np$ ) до бесцветного ( $Ng$ ). Минерал оптически двуосный, положительный, угол  $2V$  большой, порядка  $70-80^\circ$ . Дисперсия ясная,  $v > r$ . Показатели преломления колеблются в пределах:  $Ng = 1,630 - 1,646 \pm 0,002$ ;  $Np = 1,580 - 1,593 \pm 0,002$ .

Таблица 3

## Межплоскостные расстояния фэйрфильдита

Фэйрфильдит*, Туркестан- ский хр., СССР		Фэйрфиль- дит**, Сибирь		Фэйрфиль- дит***, В. Бак- филд, шт. Мэн. (Frondeil, 1955)		Фэйрфильдит*, Туркестан- ский хр., СССР		Фэйрфильдит, Сибирь		Фэйрфиль- дит, В. Бак- филд, шт. Мэн. (Frondeil, 1955)	
I	d <sub>α</sub>	I	d <sub>α</sub>	I	d <sub>α</sub>	I	d <sub>α</sub>	I	d <sub>α</sub>	I	d <sub>α</sub>
				2	7,06					3	1,934
		3	6,54	9	6,40	3	1,922	4	1,922	5	1,928
		5	6,25	—						1	1,902
		1	5,02	6	5,08			1	1,825	4	1,828
		3	4,43	5	4,53					6	1,801
		2	4,27	6	4,33	9	1,790	3	1,785	3	1,744
				1	3,06			3	1,729	5	1,730
				6	3,60	4	1,716	2	1,707	5	1,722
		3	3,51	3	3,48	8	1,692	4	1,686	6	1,690
				2	3,34					2	1,672
				10	3,23			1	1,645	2	1,657
10	3,16	10	3,16	7	3,20			2	1,614		
9	3,02	5	2,99	8	3,03			2	1,553		
				7	2,86	5	1,517	4	1,504		
5	2,81	4	2,83	5	2,84			1	1,474		
9	2,66			2	2,80	3	1,426	5	1,418		
4	2,55	9	2,59	3	2,57			3	1,367		
2		2	2,51	4	2,52	3	1,323	3	1,322		
7	2,46	6	2,44	7	2,46			1	1,281		
		3	2,28	5	2,30			4	1,262		
				3	2,24			2	1,183		
		3	2,21	2	2,21			2	1,169		
		2	2,14	4	2,17	4	1,157	8	1,153		
		1	2,12	5	2,13	9	1,095	8	1,094		
7	2,10	2	2,07	6	2,10	7	1,067	7	1,058		
		5	2,03	7	2,04			3	1,047		
				1	1,986			7	1,029		
		1	1,964	3	1,963			3	1,011		

\* Fe-изл., 2R = 57,9 мм, d = 0,06.

\*\* Fe-изл., 2R = 57,3 мм, d = 0,06.

\*\*\* Fe-изл., Mn-фильтр.

При окислении  $Fe^{2+}$  в  $Fe^{3+}$  густота окраски минерала увеличивается до темной оливково-зеленой (по Nr) и бурой. Вероятно, вивианит переходит в β-керченит и оксикерченит.

Темно-зеленый минерал приурочен обычно к периферии кристаллов трифилина и развивается по вивианиту. Минерал образует тонковолокнистые, радиально-лучистые агрегаты. В проходящем свете характеризуется зеленой окраской и резким плеохроизмом: от светло-зеленого по Nr до темно-зеленого по Ng. Удлинение минерала положительное. Интерференционная окраска высокая, порядка 0,025—0,030. Минерал оптически двуосный, положительный. Показатели преломления колеблются в пределах: Ng = 1,890—1,897; Nr = 1,870—1,875. По периферии агрегатов

Таблица 4

Межплоскостные расстояния ксантоксенита

Ксантоксенит*, Сибирь		Ксантоксенит**, Палермо, Ньюхемпшир (FrondeU, 1949)		Ксантоксенит, Сибирь		Ксантоксенит, Палермо, Ньюхемпшир (FrondeU, 1949)	
<i>I</i>	<i>d<sub>α</sub></i>	<i>I</i>	<i>d<sub>α</sub></i>	<i>I</i>	<i>d<sub>α</sub></i>	<i>I</i>	<i>d<sub>α</sub></i>
5	6,18	5	6,24	8	1,645	1	1,65
4	4,85	4	4,94	3	1,564	1	1,57
2	4,30			8	1,527	3	1,53
3	3,76			3	1,480		
8	3,47	7	3,48	3	1,459		
7	3,20	8	3,22	4	1,437	1	1,44
6	3,11	2	3,12	3	1,410	1	1,41
10	3,02	10	3,05	3	1,390	1	1,36
4	2,97	1	2,96	5	1,365		
10	2,70	9	2,73	1	1,322		
2	2,66	2	2,68	5	1,301	1	1,30
3	2,63	4	2,60	1	1,262		
5	2,44	2	2,46	2	1,234		
1	2,38	1	2,36	4	1,227		
4	2,29	2	2,30	1	1,211		
7	2,21	6	2,23	3	1,180		
6	2,07	1	2,08	2	1,153		
1	2,03	1	2,01	1	1,139		
2	1,995			3	1,117		
1	1,934			2	2,106		
3	1,877			1	1,084		
3	1,830	1	1,84	1	1,067		
4	1,738			2	1,043		
8	1,716	2	1,72	2	1,036		
				3	1,018		

\* Fe-изл., 2R = 57,3 мм, d = 0,06.

\*\* Fe-изл., Mn-фильтр.

— главные линии ксантоксенита.

..... линии фэйрфилдита (по Д. Ж. Фишеру, 1958).

Таблица 5

Оптические свойства ксантоксенита

	Ng	Nm	Np
Из пегматитов Сибири . . . . .	1,712±0,002		1,704±0,002
Из Палермо, Ньюхемпшир (Fron- dell, 1949) . . . . .	1,724±0,003	1,715±0,003	1,704±0,003

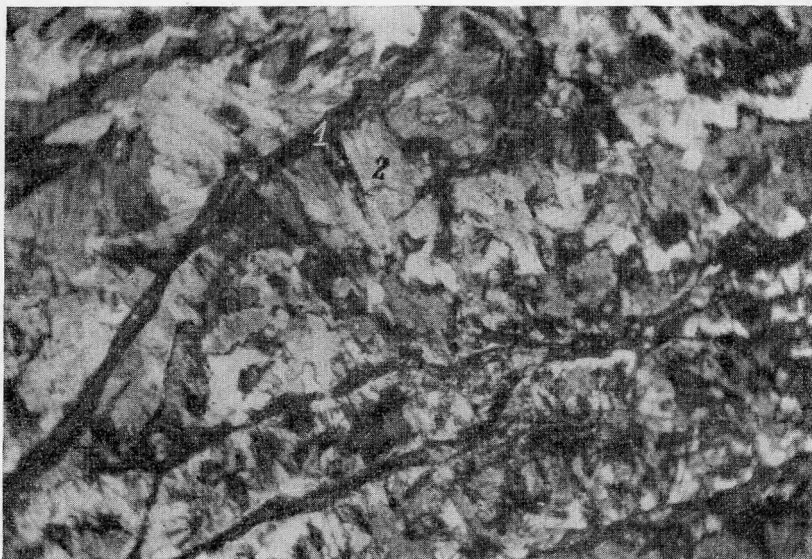


Рис. 4. Прожилки даллита (1) в файрфильдите (2). Псевдоморфоза по трифилипу. Ув.  $20 \times 8$ . Ник. +

темно-зеленого минерала образуются мелкие изометричные выделения черного цвета, непрозрачные в проходящем свете, вероятно, гидроокислы марганца.

По описанным выше свойствам темно-зеленый минерал относится скорее всего к группе рокбриджита-фронделита.

В некоторых случаях по периферии кристаллов измененного трифилина располагаются выделения темно-бурого минерала. В минерале сохраняется направление спайности трифилина. Кроме остатков трифилина, минерал содержит большое количество непрозрачных черных включений (по-видимому, гидроокислов марганца). В проходящем свете цвет минерала темно-бурый, плеохроизм отсутствует. В скрещенных николях минерал почти изотропный, но местами слабо просвечивает бурым цветом. От известных продуктов изменения трифилина (сиклерита, рокбриджита, гетерозита) он отличается отсутствием плеохроизма. Возможно, что этот минерал является измененным сиклеритом, частично превращенным в гетерозит.

Все описанные выше минералы, особенно слагающие краевые части кристаллов трифилина, — файрфильдит, сиклерит (?), рокбриджит (?), секутся многочисленными прожилками позднего апатита типа даллита или карбонатистого фтор-апатита (рис. 4). Сферолиты даллита выполняют многочисленные трещины, совпадающие главным образом с направлением спайности трифилина, создавая сетку с прямоугольными ячейками (рис. 2). Внутри этих ячеек располагаются остатки измененного трифилина, файрфильдит, рокбриджит и другие минералы. Количество даллита резко увеличивается в периферических частях кристаллов трифилина, особенно на границе их с альбитом. Часто кристаллы измененного трифилина с поверхности окружены пленкой халцедоноподобного вида, состоящей из сферолитов даллита. Прожилки последнего по тонким трещинкам проникают и в альбит, окружающий измененный трифилин.



В сферолитах даллита зонами располагаются непрозрачные темные включения; обычно наблюдается чередование (в крупных сферолитах) концентрических участков без включений с участками, содержащими большое число их. Оптический знак сферолитов отрицательный. Показатели преломления колеблются в пределах:  $N_o = 1,613 - 1,616 \pm 0,002$ ;  $N_e = 1,605 - 1,609 \pm 0,002$ ;  $N_o - N_e = 0,008 - 0,007$  (табл. 6). Согласно показателям преломления описанный апатит является промежуточным по составу между даллитом и карбонатистым фтор-апатитом (А. Н. Винчелл, Г. Винчелл, 1953; Дж. Д. Дэна и др., 1954).

Рентгеновский анализ подтвердил принадлежность данного минерала к группе апатита.

Таблица 6

## Оптические свойства даллитов, образующихся по трифилину

Местонахождение	$N_o$	$N_e$
Пегматиты из Сибири . . . . .	1,613—1,616	1,605—1,609
Пегматиты Калбинского хр. (сферолиты)*	1,623	1,617
» » » (волокна)* .	1,618	1,614

\* Гинзбург, 1951.

В некоторых шлифах измененного трифилина среди радиально-лучистых сферолитовых агрегатов даллита наблюдались небольшие выделения кальция.

Во многих случаях каемки, сложенные радиально-лучистым даллитом, покрываются тонкой пленочкой смеси гидроокислов железа и марганца. В случае образования пустот на месте измененного трифилина иногда появляются натечные образования гидрогётита и псиломелана.

Трифиллин почти всегда ассоциирует с выделениями сфалерита (марматита). Последний находится или в виде мелких включений в периферических частях кристаллов трифилина, или в виде крупных образований, контактирующих с кристаллами последнего. Во всех случаях, когда трифиллин достаточно изменен, в выщелоченных участках трифилина, в пустотах, появляются друзы очень мелких кристаллов шольцита (Тимченко, Сидоренко, 1962) — кальциевого фосфата цинка. Кристаллы шольцита нарастают на измененный трифиллин, замещенный фэйрфильдитом, даллитом и др. Иногда они частично слагают каемку измененного трифилина на контакте его со сфалеритом.

В некоторых случаях, при полном выщелачивании трифилина, в пустотах от него, наблюдаются довольно крупные (0,3—0,2 см) кристаллы бледно-голубого фоссофиллита (Тимченко, Сидоренко, 1962). Кристаллы шольцита и фоссофиллита могут находиться в пустотах, расположенных в одном и том же образце. В некоторых случаях наблюдались корочки кристаллов шольцита на выделениях фоссофиллита.

Описанные процессы изменения изучаемого трифилина в общей схеме сводятся к следующему (табл. 7).

1. Гидратация трифилина, приводящая к выносу лития и частичному выносу ( $PO_4$ ). В результате этого образуются водные фосфаты железа и марганца — реддингит и виванит.

2. Образование кальциевых фосфатов, например фэйрфильдита, в условиях привноса кальция и наличия свободной фосфорной кислоты, освободившейся при гидратации трифилина. Эти минералы развиваются

главным образом по реддингиту. В некоторых случаях отмечается образование фэйрфильдита по реддингиту и вивианиту.

3. Окисление фосфатов, образовавшихся по трифилину, в условиях доступа атмосферного кислорода. Процесс выражается в появлении фосфатов, в которых часть или все железо становится трехвалентным. При окислении фэйрфильдита и вивианита образуются ксантоксенит, рокбриджеит и псиломелан.

4. Образование позднего апатита в условиях привноса  $\text{CO}_2$  (возможно, из атмосферного воздуха или из прунтовых вод). Одновременно с этим процессом происходит полное окисление ранее образованных фосфатов и вынос ( $\text{PO}_4$ ).

5. Образование фосфатов цинка при наличии сфалерита. Фосфорная кислота, поступившая в раствор после образования даллита и гидроокислов железа и марганца, взаимодействует со сфалеритом с образованием шольцита и фосфобиллита.

Процессы окисления вторичных фосфатов, образующихся по трифилину, развиваются стадийно, что было установлено для фосфатов С. П. Поповым (1938), В. Мэзоном (1944), А. И. Гинзбургом (1951, 1952, 1954). Эта стадийность выражается в образовании ряда фосфатов, содержащих вначале  $\text{Fe}^{2+}$ , затем —  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ , и наконец, на последних стадиях — только  $\text{Fe}^{3+}$ .

Изменения трифилинов из пегматитов Сибири и Калбинского хребта, в отношении стадийности, протекают идентично. Характерными особенностями процессов изменения трифилина из пегматитов Сибири являются следующие.

1. Появление большого количества кальциевых фосфатов, в особенности фэйрфильдита.

Схема процессов изменения три

Стадия	Исходные минералы		Взаимодействующий раствор	
I	$6\text{Li}(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{PO}_4)$ трифилин	+	$13\text{H}_2\text{O}$	=
II	A. $(\text{Mn}, \text{Fe})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ реддингит	+	$6\text{Ca}(\text{OH})_2 + 4\text{H}_3\text{PO}_4$	=
	B. $(\text{Mn}, \text{Fe})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O} + (\text{Fe}, \text{Mn})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ реддингит вивианит	+	$12\text{Ca}(\text{OH})_2 + 8\text{H}_3\text{PO}_4$	=
III	A. $4\text{Ca}_2(\text{Mn}, \text{Fe}^{2+})(\text{PO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ фэйрфильдит	+	$4\text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$	=
	B. $5(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn})_3(\text{PO}_4) \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ вивианит	+	$12\text{O}_2$	=
IV	$5\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}(\text{PO}_4)_2(\text{OH}) \cdot 1,5\text{H}_2\text{O} +$ ксантоксенит $+ (\text{Fe}^{2+}, \text{Mn})\text{Fe}_2^{3+}(\text{PO}_4)_3(\text{OH})_5 +$ рокбриджеит		$\text{H}_2\text{CO}_3 + 2\text{H}_2\text{O}$	=
V	$24\text{ZnS} + \text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{CO}_3 +$ сфалерит даллит $+ (\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}) + (\text{MnO} \cdot \text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}) +$ гидрогётит псиломелан		$18\text{H}_3\text{PO}_4 + 24\text{H}_2\text{O}$	=

2. Вынос лития из трифилина на ранних стадиях и небольшая роль сиклерита среди продуктов изменения трифилина.

3. Слабое изменение сульфидов по сравнению с ассоциирующим с ним трифилином. Как известно на примере Калбинских пегматитов (А. И. Гинзбург, 1951), изменение сульфидов начинается уже при процессах частичного окисления  $Fe^{2+}$  в  $Fe^{3+}$  в фосфатах, образующихся по трифилину. В нашем же случае наблюдались ассоциации неизмененного сфалерита с трифилином, уже нацело замещенным агрегатом фэйрфильдита, ксантоксенита и даллита. В этих псевдоморфозах по трифилину, в пустотках, располагаются мелкие кристаллы шольцита. Таким образом, сфалерит в пегматитах Сибири начинает изменяться только после конечных стадий изменения трифилина (появление даллита и фосфатов, содержащих  $Fe^{3+}$ ).

Описанные процессы изменения трифилина (особенно на первых стадиях) отмечаются многими авторами. Так, Браш и Дэна (Brush и Dana, 1879) описывают фэйрфильдит из Бренивиля (шт. Коннектикут, США) как продукт изменения литиофилита. На месторождении Хагендорф (Müllerbauer, 1925), а также на месторождениях Обершфельцер и Бауершпен Вальдес в Германии (Laubmann и Н. Steinmetz, 1920) фэйрфильдит является продуктом изменения трифилина. А. Шольцем (Scholz, 1924) фэйрфильдит описан в тесной ассоциации с фосфоферритом (группа реддингита — фосфоферрита), где фэйрфильдит образуется позже и нарастает на фосфоферрит, так же как и в изучаемых пегматитах.

В заключение автор считает своим приятным долгом выразить благодарность А. И. Гинзбургу за многочисленные консультации в процессе обработки материала.

Таблица 7

филина из пегматитов Сибири

Образующиеся минералы		Оставшийся раствор
$(Mn, Fe)_3(PO_4)_2 \cdot 2H_2O$ реддингит	+	$3Li_2O + 2H_3PO_4$
$(Fe, Mn)_3(PO_4)_2 \cdot 2H_2O$ виванит	+	
$3Ca_2(Mn, Fe)(PO_4)_2 \cdot 2H_2O$ фэйрфильдит	+	$8H_2O$
$6Ca_2(Mn, Fe)(PO_4)_2 \cdot 2H_2O$ фэйрфильдит	+	$22H_2O$
$4Ca_2Fe^{3+}(PO_4)(OH) \cdot 1,5H_2O$ ксантоксенит		
$2(MnO \cdot MnO_2 \cdot nH_2O)$ псиломелан		
$3(Fe^{2+}, Mn)Fe_4^{3+}(PO_4)_3(OH)_5$ рокбриджит	+	$25H_2O + H_3PO_4$
$6(MnO \cdot MnO_2 \cdot nH_2O)$ псиломелан		
$5(Fe_2O_3 \cdot nH_2O)$ гидрогётит	+	$7H_3PO_4$
$Ca_{10}(PO_4)_6CO_3$ даллит		
$10CaZn_2(PO_4)_2 \cdot 2H_2O$ шольцит	+	$H_2CO_3 + 24H_2S + 2O_2$ $H_2S + 4O_2 = H_2SO_4$
$2Zn_2(Fe, Mn)(PO_4)_2 \cdot 4H_2O$ фосфофиллит		

## ЛИТЕРАТУРА

- Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. Изд-во иностр. лит-ры, 1953.
- Гинзбург А. И. Трифилин в пегматитах Калбинского хребта и процессы его изменения. — Труды Минер. муз. АН СССР, вып. 3, 1951.
- Гинзбург А. И. О фосфатах в гранитных пегматитах. — Труды Минер. муз. АН СССР, вып. 4, 1952.
- Гинзбург А. И. Файрфильдит из пегматитов Туркестанского хребта. Там же.
- Гинзбург А. И. О процессах окисления фосфатов железа в гранитных пегматитах. — Тр. Минер. муз. АН СССР, вып. 6, 1954.
- Дж. Д. Дэна и др. Система минералогии. Изд-во иностр. лит-ры. т. II. полутом 2, 1954.
- Попов С. П. Минералогия Крыма. Изд-во АН СССР, 1938.
- Тимченко Т. И., Сидоренко Г. А. Находки цинковых фосфатов в пегматитах Забайкалья. — См. в этом же выпуске раздел «Минералогические заметки».
- Berman H., Gonger F. Pegmatite minerals of Poland, Maine. — Amer. Miner., 15, p. 374, 1930.
- Brush G. J., Dana E. S. On the mineral locality at Branchvill Connecticut. — Amer. Journ. Sci., 17, p. 359, 1879.
- Fisher D. J. Pegmatite phosphates and their problems. — Amer. Miner., 43, p. 181—207, 1958.
- Fisher D. J. Addendum to the pegmatite phosphates. — Amer. Miner., 43, p. 609—610, 1958.
- FrondeU Cl. Wolfeite, xanthoxenite and whitlock from the Palermo Mine, New Hampshire. — Amer. Miner., 34, p. 692, 1949.
- FrondeU Cl. Neomesselite and beta-roselite: Two new members of the fairfieldite group. — Amer. Miner., 40, p. 828—833, 1955.
- Laubmann H., Steinmetz H. Phosphatführende Pegmatite des Oberpfälzer und Bayerischen Waldes. — Zeitschr. Kryst., 55, p. 523, 1920.
- Mason B. Some iron-manganesephosphate minerals and their alteration products, with special reference to material from Varuträsk. — Geol. Fören. Förhände, 63, II, 2, 1941.
- Müllerbauer F. Die Phosphatpegmatite von Hagendorf, Bayern. — Zeitschr. Kryst., 61, p. 318—337, 1925.
- Scholz A. Untersuchungen über Mineralführung und Mineralgenese der Bayerischen Pegmatite. — Bericht. des Naturwissenschaft. vereines zu Regensleurg. II. XVII, 1924.

## МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ЗАМЕТКИ

Г. П. БАРСАНОВ, Х. К. САРСЕМБАЕВА

О ЛЮМИНЕСЦЕНТНЫХ СВОЙСТВАХ ИСЛАНДСКОГО  
ШПАТА

Широко известно, что большое количество минералов обладает свойством люминесцировать под воздействием различного рода источников возбуждения: ультрафиолетового света, катодных и рентгеновских лучей, частиц большой энергии, а также при нагревании. Основная часть люминесцирующих минералов относится к естественным кристаллофосфорам.

Люминесцентные свойства любого кристаллофосфора в основном определяются химической природой активатора и его количественным содержанием. Кроме того, известно, что на люминесцентные свойства кристаллофосфора значительное влияние оказывает еще валентность (Грум-Гржимайло, 1955; Осико, 1960), координационное число (Грум-Гржимайло, 1955; Константинова-Шлэзингер, 1949; 1951) и форма (Риль, 1946) вхождения иона-активатора в кристаллическую решетку. Вхождение иона-активатора в решетку минерала, в свою очередь, зависит от определенного соответствия размеров внедряющегося атома и параметров кристаллической решетки (Москвин, 1949).

Изучение люминесцентных свойств естественных кристаллофосфоров, установление какой-либо закономерности в их свечении гораздо сложнее, чем изучение искусственных кристаллофосфоров, так как один и тот же минерал может образоваться при различных геохимических условиях. В связи с чем состав примесей в нем может оказаться различным. Из внешних факторов, помимо геохимических условий образования, на люминесцентные свойства минералов также влияют дальнейшие условия нахождения их в недрах Земли после кристаллизации — температура, давление, действие радиоактивных излучений, а также геологический возраст. О зависимости люминесцентных свойств минерала от геохимических условий его образования часто упоминается в литературе (Барсанов, 1955; Богословский и др., 1938). Так, например, Г. П. Барсанов и Н. А. Круглова (1955) отмечают, что при общей закономерности в свойствах люминесценции минералов одного класса один и тот же минеральный вид из различных месторождений может обладать специфическими особенностями, зависящими от условий образования. Как было отмечено (Барсанов, Круглова, 1955), из класса карбонатов люминесцентные свойства особенно сильно отличаются у кальцита, имеющего различное происхождение. В связи с этим нами была поставлена задача — изучить характер люминесценции оптического кальцита из ряда месторождений, приуроченных к траппам Сибирской платформы.

Для исследования были отобраны наиболее характерные образцы<sup>1</sup> из этих месторождений и несколько образцов кальцита, для сравнения, из месторождения Тетюхе (коллекция Минералогического музея). При предварительном визуальном просмотре было обнаружено, что большинство образцов исландского шпата исследованных месторождений обладает фотолюминесценцией. Свечение при фотовозбуждении имело цвет от голубовато-зеленого до красно-розового. Кристаллы исландского шпата обладали также термолюминесценцией и рентгенолюминесценцией. При этом спектральный состав видимого свечения исследованных нами образцов в том и другом случае был почти одинаков (свечение оранжевое с максимумом около 600 мμ) и довольно устойчив для всех изученных нами образцов из сибирских месторождений.

Кристаллы кальцита из Тетюхе обладали красной фотолюминесценцией и не термолюминесцировали. Кристаллы, которые фотолюминесцировали в красно-розовых тонах, не имели послесвечения, тогда как у кристаллов с голубовато-зеленым свечением появлялось заметное послесвечение. Для определения основного состава примесей в исследуемых образцах исландского шпата было сделано большое количество спектральных анализов (табл. 1). Как видно из табл. 1, все образцы исландского шпата из трапш

Таблица 1

№ образца	№ месторождения	Mn	Pb	Cu	Zn	Ti	Mg	Si	Al	Fe	Sr
Ш <sub>1</sub>	9	0,000n <sup>+</sup>	—	—	—	—	0,000n	0,00n	0,00n	0,000n	—
Ш <sub>2</sub>	9	0,000n <sup>+</sup>	—	0,000n <sup>-</sup>	—	—	0,00n	0,0n	0,00n	0,000n	—
Ш <sub>3</sub>	9	0,000n <sup>+</sup>	—	—	—	—	0,00n	0,00n	0,00n	0,000n	—
Н <sub>1</sub>	6	0,0n	—	0,000n	—	—	0,000n	0,00n	0,00n	0,000n	—
Н <sub>2</sub>	6	0,0n	—	—	—	0,00n	0,000n	0,00n	—	0,000n	—
Н <sub>3</sub>	6	0,00n	—	—	—	—	0,000n	0,00n	—	—	—
И <sub>2</sub>	5	0,0n <sup>+</sup>	0,000n	—	—	—	0,0n	0,00n <sup>+</sup>	0,00n	0,000n	—
А <sub>1</sub>	1	0,00n <sup>+</sup>	—	—	—	—	0,00n <sup>+</sup>	0,00n	0,00n	0,0005	—
А <sub>2</sub>	1	0,00n <sup>+</sup>	—	0,000n	—	0,00n	0,00n	0,00n	—	—	—
А <sub>3</sub>	1	0,00n	—	—	—	—	0,000n <sup>+</sup>	0,00n	0,00n	0,000n	—
Е <sub>1</sub>	7	0,000n <sup>+</sup>	—	0,000n	—	0,00n	0,000n	0,00n <sup>+</sup>	0,00n	0,000n	—
Е <sub>2</sub>	7	0,000n <sup>-</sup>	—	0,000n	—	—	0,00n	0,00n	0,00n	0,000n	—
Е <sub>3</sub>	7	0,000n <sup>-</sup>	—	0,000n	—	0,00n	0,000n	0,00n	—	0,000n	—
56723	Тетюхе	0,0n <sup>+</sup>	—	—	—	—	0,00n	0,00n <sup>+</sup>	0,00n	0,000n	—
41533	»	0,0n <sup>+</sup>	—	—	—	—	0,0n	0,00n	0,00n	0,00n	—

содержат Mn, концентрация которого колеблется в пределах от  $\sim n \cdot 10^{-4}$  до  $\sim n \cdot 10^{-1}\%$ . Кальциты из Тетюхе, по сравнению с кальцитами из других сибирских месторождений, содержат повышенное количество Mn. Некоторые авторы (Пшибрам, 1959; Schulman a. oth., 1947) считают, что свечение кальцита вызвано присутствием редких земель. Некоторые кристаллы исландского шпата и кальцита, исследованные нами, были отданы на рентгеноспектральный анализ. Однако редкоземельные элементы не были обнаружены ни в одном из исследованных образцов.

<sup>1</sup> Авторы выражают признательность дирекции ВНИИП за предоставление большого количества образцов исландского шпата для исследования и возможности проведения некоторой экспериментальной части работ в лаборатории института.

В литературе отмечается (Schulman a. oth., 1947), что красное свечение кальцита при фотовозбуждении появляется в тех случаях, когда, помимо Mn, в кристалле присутствуют еще другие сенсибилизаторы, например Pb. Как видно из табл. 1, изученные кристаллы исландского шпата не содержат свинца, несмотря на то, что некоторые из них обладают красной фотолюминесценцией. Следовательно, можно считать, что в изученных нами кристаллах кальцита и исландского шпата активатором служат ионы марганца.

Сравнение характера фотолюминесценции с количественным содержанием активатора показывает, что с увеличением концентрации Mn преобладающим становится красное свечение. Например, все кристаллы кальцита из Телюхе, которые содержат Mn в сравнительно большом количестве ( $\sim n \cdot 10^{-1}\%$  и больше), фотолюминесцируют только в красных тонах и не обнаруживают послесвечения. Кристаллы кальцита, в которых концентрация Mn незначительна, фотолюминесцируют в голубовато-зеленых тонах. По-видимому, такой различный характер свечения кальцита обусловлен неодинаковым характером вхождения активатора Mn в кристаллическую решетку кальцита.

О зеленом свечении кальцита, когда активатором является марганец, присутствующий в незначительном количестве в минерале, часто упоминается в литературе. В работах Грум-Гржимайло (1955), Шультман (Schulman, 1946), а также Линвуда и Уея (Linwood, Weye, 1942) указывается, что двухвалентный Mn в четверной координации дает зеленое свечение. Из литературы (Риль, 1946) известно также, что послесвечение вызывается только в том случае, когда атомы активатора находятся в решетке минерала в межатомном пространстве. Поэтому, исходя из экспериментальных наблюдений и литературных данных, мы предполагаем, что при малой концентрации основная часть ионов марганца находится в кристаллической решетке  $\text{CaCO}_3$  в межатомном пространстве, в связи с чем им проявляется зеленое свечение с заметным послесвечением. С увеличением концентрации ионов активатора марганца некоторая часть ионов  $\text{Mn}^{++}$ , очевидно, входит в узлы кристаллической решетки  $\text{CaCO}_3$ , заменяя ионы  $\text{Ca}^{++}$ . Координационное число иона  $\text{Mn}^{++}$  в узлах решетки  $\text{CaCO}_3$  равно шести, а как известно из некоторых работ (Грум-Гржимайло, 1955; Linwood, 1942), двухвалентный Mn в шестерной координации дает красное свечение. Возможно, с дальнейшим ростом концентрации Mn доля иона-активатора в узлах решетки растет, в связи с чем максимум свечения кристалла  $\text{CaCO}_3$  перемещается в длинноволновую сторону.

В настоящее время твердо установлено, что термолюминесценция естественных минералов вызывается действием радиоактивных излучений, энергия которых постепенно (в течение всего геологического периода существования минерала) накапливается в виде светосуммы и может быть извлечена только при достаточном нагревании минерала. Естественные кристаллофосфоры очень богаты различными примесями, вхождение которых в кристаллы и является одной из основных причин появления микродефектов кристаллической решетки. Из теории искусственных кристаллофосфоров известно, что подобные микродефекты, нарушая периодичность кристаллической решетки и создавая локальные уровни захвата различной глубины в запрещенной полосе энергии, обуславливают различные иерционные свойства кристалла, в частности, запасание светосуммы.

Среди минералов класса карбонатов самая интенсивная термолюминесценция обнаруживается у кальцита. Явление термовысвечивания кальцита обсуждается в работах ряда авторов (Комовский и др., 1959; Даниельс и др., 1953; Пшибрам, 1959). Однако результаты, полученные ими, несколько противоречивы. Сопоставляя термолюминесценцию кальцита и диломита, и Левис (Lewis, 1956) пришел к выводу, что из трех максиму-

мов (120, 240 и 310°), которые были обнаружены им, два последних связаны с доломитизацией кальцита. В другой работе (Пшибрам, 1959) отмечается наличие двух максимумов термовысвечивания кальцита: первый — в интервале температур 60 и 180°, второй — при 300° С. Комовский и другие в работе (1953), посвященной термолюминесценции минералов, приводят только один максимум термовысвечивания облученного рентгеновскими лучами кальцита.

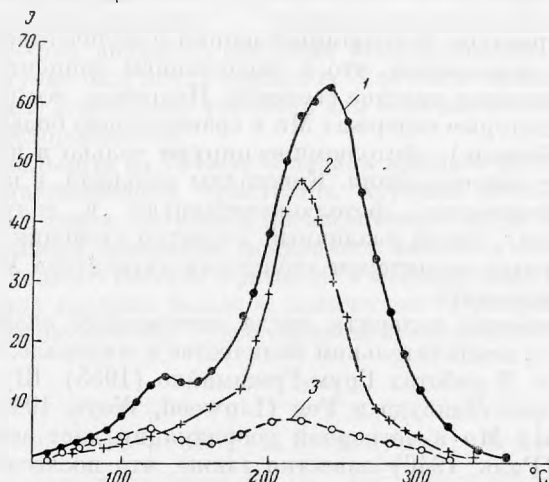


Рис. 1. Кривые термолюминесценции кристаллов исландского шпата из одного месторождения

1 — кристаллы «Н<sub>1</sub>»; 2 — кристаллы «Н<sub>2</sub>»;  
3 — кристаллы «Н<sub>3</sub>»

Ниже приведены некоторые экспериментальные данные, полученные нами при исследовании термолюминесценции кристаллов исландского шпата из месторождений Сибирской платформы. Мы исследовали желтые, иногда светло-желтые или бесцветные кристаллы исландского шпата.

Исследование термолюминесцентных свойств минерала производилось при помощи фотоэлектронного умножителя ФЭУ-19. Термовысвечивание кристаллов исследовалось в интервале температур от комнатной до 400° С, при равномерном нагревании. Исследованные нами кристаллы исландского шпата начинают светиться при температуре 60—70° С и продолжают светиться до 250—400° С. Исключение составляют лишь некоторые кристаллы из месторождения № 7 (табл. 1).

На кривой термовысвечивания почти всех кристаллов исландского шпата обнаружены два максимума в области температур между 100 и 300° С, независимо от густоты окраски.

Форма кривых термовысвечивания кристаллов кальцита из одного месторождения совпадает, хотя интенсивность свечения может резко меняться от образца к образцу (рис. 1, 2). Кристаллы исландского шпата из месторождения № 7 начинают светиться при более высокой температуре (~ 120—150° С), и свечение продолжается до 350—400° С. Исследованные нами кристаллы этого месторождения имеют только один слабый высокотемпературный максимум при ~ 230—240° С. Следует отметить, что термолюминесценция кристаллов этого месторождения намного слабее, чем у кристаллов из других месторождений.

Что касается кристаллов кальцита из Тетюхе (в которых концентрация Mn достигает от 0,1 до ~ 1%, а содержание Mg еще больше), то они вообще не обладают ни флюоресценцией, ни термолюминесценцией. При дости-



жении температуры  $400^{\circ}\text{C}$  во всех кристаллах исландского шпата высвечивается вся запасенная светосумма. Способность к термовысвечиванию может быть восстановлена путем искусственного возбуждения (облучение рентгеновскими лучами и др.).

Несколько кристаллов исландского шпата, предварительно прокаленных до  $400^{\circ}\text{C}$  в течение часа, были подвергнуты облучению рентгеновскими лучами (50 kV, 12mA, рентгеновская трубка с вольфрамовым антикатодом).

Все кристаллы, которые подверглись облучению, светились под действием рентгеновских лучей,

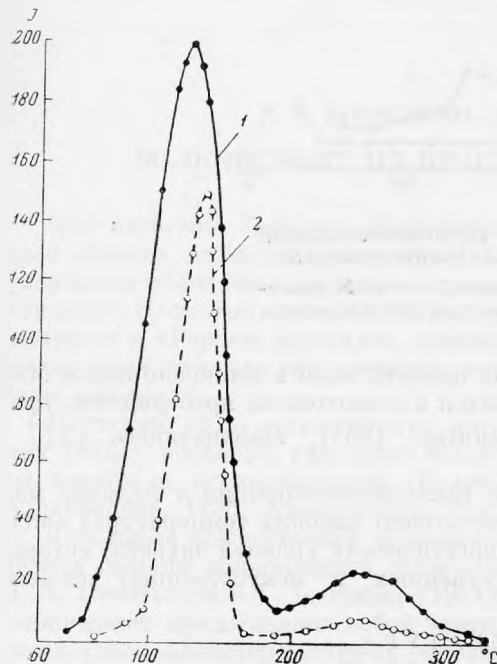


Рис. 2. Кривые термолюминесценции кристаллов исландского шпата из месторождения № 7

1 — кристаллы «Ш»; 2 — кристаллы «Ш»»

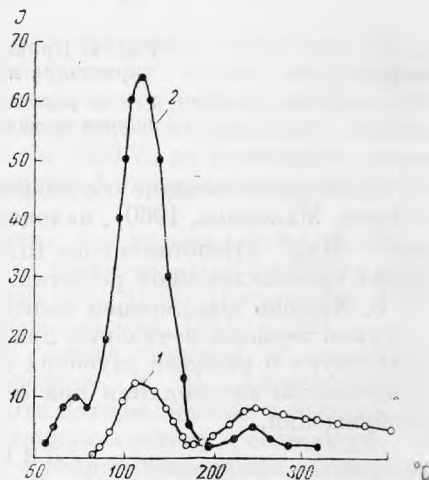


Рис. 3. Кривые термолюминесценции кристаллов исландского шпата  $\text{U}_2$

1 — до рентгенизации; 2 — после рентгенизации прокаленного до  $400^{\circ}\text{C}$  кристалла

причем послесвечение некоторых из них продолжалось в течение 14 час.

Термолюминесценция облученных рентгеновскими лучами кристаллов начинается при более низкой температуре и, соответственно, кончается гораздо раньше, чем у естественно возбужденных. Из рис. 3 видно, что при искусственном возбуждении восстанавливается и усиливается первый максимум термовысвечивания, а также появляется еще небольшой новый максимум при еще более низкой температуре. Кристаллы исландского шпата, из месторождения № 7, которые обладают слабой естественной термолюминесценцией (при относительно высокой температуре), при искусственном возбуждении не восстанавливают способность к термовысвечиванию (рис. 4).

Результаты, полученные нами при исследовании термолюминесценции оптического кальцита, отличаются от данных, приведенных в опубликованных работах. Подобное несоответствие опытных данных объясняется тем, что объектом исследования разных авторов служили кристаллы кальцита различного генезиса.

На основе полученных нами опытных данных можно сделать следующие предположения, которые будут относиться к характеристике люминесцентных свойств исландского шпата из месторождений Сибирской платформы.

1. Люминесценция исландского шпата представляет собой зеленую и оранжево-красную полосы или их сумму. Центром свечения во всех случаях служат двухвалентные ионы активатора марганца, которые входят в кристаллическую решетку  $\text{CaCO}_3$ , располагаясь в узлах и межатомном пространстве.

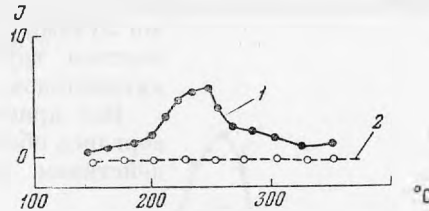


Рис. 4. Кривые термолюминесценции кристалла исландского шпата «Е»

1 — до рентгенизации; 2 — после рентгенизации прокаленного до  $400^\circ\text{C}$  кристалла

2. Зеленое свечение обусловлено присутствием в минерале ионов  $\text{Mn}_{(4)}^{+2}$  (Осико, Максимов, 1960), находящихся в межатомном пространстве, красное —  $\text{Mn}_{(6)}^{+2}$  (Константинова-Шлэзингер, 1951), замещающего  $\text{Ca}_{(4)}^{+2}$  в узлах кристаллической решетки.

3. Хорошо выраженное явление термолюминесценции и наличие максимумов термовысвечивания при достаточно высоких температурах свидетельствуют о наличии глубоких энергетических уровней захвата, которые неодинаково заполняются при естественных и искусственных условиях возбуждения.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Барсанов Г. П., Круглова Н. А. Опыт фотометрического изучения спектров люминесценции минералов класса карбонатов. — Труды Минералог. муз. АН СССР, вып. 6, 1955.
- Богословский М. Г., Савицкая И. В., Соломкина С. Г. Люминесцирующие минералы. — Сов. геология, т. 8, № 10, 1938.
- Грум-Гржимайло С. В., Толстихина К. И., Рудницкая Е. С. Об исследовании люминесценции минералов. — Зап. Всес. минер. об-ва, сер. 2, ч. 84, вып. 4, 1955.
- Осико В. В., Максимов Г. В. О валентности активатора марганца в кристаллофосфорах. — Оптика и спектроскопия, т. 9, вып. 4, 1960.
- Константинова-Шлэзингер М. А. Люминесцентные свойства кристаллофосфоров и их химическая структура. — Изв. АН СССР, сер. физ., т. 13, № 1, 1949.
- Константинова-Шлэзингер М. А. К вопросу о природе центров люминесценции. — Журн. теоретич. и эксперимент. физики (ЖТЭФ), т. 24, вып. 2, 1951.
- Ивлипенко П. П. Опыт изучения минералов в ультрафиолетовом свете. — Труды МГРИ им. Орджоникидзе, т. I, 1936.
- Комовский Г. Ф., Никольский В. С., Ложникова О. Н. Термолюминесценция минералов. — Сб. научных трудов Гиредмета, т. II, 1959, Гос. научно-техн. изд-во лит-ры по черн. и цветн. металлургии.
- Даниельс Ф., Бойд Ч., Саундерс Д. Термолюминесценция как средство научного исследования. — Усп. физич. наук (УФН), т. 51, вып. 2, 1953.
- Риль Н. Люминесценция. Гостехиздат, 1946.
- Москвин А. В. Катодолюминесценция. Гостехиздат, 1949.
- Пшибрам К. Окраска и люминесценция минералов. Изд-во иностр. лит-ры, 1959.
- Lewis D. The thermoluminescence of Dolomite and Calcite — J. Phys. Chem., v. 60, № 5, 1956.
- Linwood S. and Weye W. The fluorescence of Manganese in Glasses and crystals — J. Opt. Soc. America, v. 32, 8, 1942.
- Schulman I. Luminescence of  $(\text{Zn}, \text{Be})_2\text{SiO}_4$  — Mn and other Manganese — activated Phosphors. — J. Appl. Phys., 17, 11, 1946.
- Schulman I., Evands L., Ginter R. and Murata K. The sensitized Luminescence of Manganeseactivated Calcite — J. Appl. Phys., v. 18, 8, 1947.

Е. Н. БОРИСЕНКО, Л. Ф. БОРИСЕНКО

## ВОЛКОНСКОИТ ИЗ КРАСНОЦВЕТОВ ПРИКАМЬЯ

Как известно, Западное Приуралье, и, в частности, территория Пермской области, является уникальным местом, где в толще пестроцветов (пермские отложения, юговская свита) встречается редкий минерал волконскоит. Несмотря на то, что первое упоминание о волконскоите, опубликованное в «Горном журнале», относится к 1830 г., до настоящего времени остается спорным ряд вопросов, связанных с минералогией и генезисом этого минерала.

Изучению этого «загадочного» минерала, как называл его А. Е. Ферсман (1922), посвящен ряд работ. Наиболее значительными являются работы советских исследователей (Крыжановский, 1928; Пустовалов, 1928; Александров, 1936; Александров, Игнатьева, Кюбьяк, 1941, и др.).

Детальные исследования химического состава, термике и некоторых других свойств волконскоита были проведены В. В. Александровым, Н. А. Игнатьевой и Г. Г. Кюбьяк (1941). Эти авторы пришли к выводу, что волконскоит представляет собой «гетерогенную систему, состоящую из смеси хромо-алюмокремниевых гидратов с гидрогелями хрома, алюминия, кремния и железа, с наличием адсорбированных Са, Mg и незначительного количества закислого железа». В. П. Иванова (1937) отмечает, что волконскоит неоднороден и содержит «мелкие точечные включения  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ».

Д. С. Сердюченко (1933), пересчитав анализы различных авторов, отнес волконскоит к минералам бейделлит-нонtronитового ряда, допуская «существование природного соединения состава  $\text{Cr}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  в изоморфной смеси с аналогичными соединениями  $\text{Fe}^{3+}$  и Al или самостоятельно». Однако в более поздней работе (1936) он указывал, что «волконскоит объединяет в себе хромсодержащие глинистые вещества типа аллофана, каолинита, нонtronит-бейделлита, монтмориллонита и кеффекилита, образующих скопления или самостоятельно, или в смеси между собою».

С другой стороны, В. И. Вернадский (1937) рассматривал волконскоит, как «каолин, в котором большая часть глинозема замещена  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ». И. Ш. Гинзбург и И. А. Рукавишникова (1951), используя в основном аналитические данные В. П. Ивановой (1937) и В. А. Александрова (1941), указывали на «монтмориллонитовую природу волконскоита».

Таковы основные аспекты на минералогию волконскоита.

Нами исследовался волконскоит из окрестностей д. Самосадки. Полевой материал был собран Е. Н. Борисенко на горе Каравашик.

Волконскоит приурочен к толще желтовато-серых и желто-бурых песчаников, полимиктовых мелко- и среднезернистых с включениями гравия и крупной гальки алевролитов и глин (так называемых вашпов). Волконскоит встречается в виде линз и более мелких включений. Максимальные размеры изученных нами линз, вскрытых в стелке карьера, достигают на горе Каравашик  $40 \times 10$  см. Песчаники на контакте с волконскоитом ожелезнены и имеют ржаво-бурый цвет. Волконскоит плотный, сочного зеле-

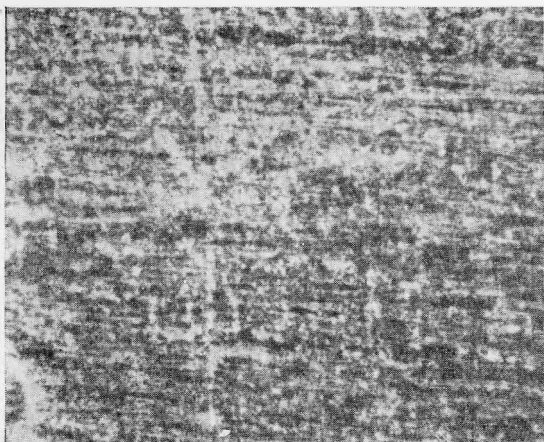


Рис. 1. Характер полосчатости волконскоита (прозрачный шлиф),  $\times 17$

ного цвета; у нижнего контакта линзы — темно-зеленый, почти черный. Довольно легко разбивается на крупные желваки с плоскораковистым изломом. Поверхность свежего излома матовая, легко полируется ногтем. Внутри желваков волконскоита иногда наблюдаются мелкие кусочки карбонатизированной древесины. Удельный вес самосадкинского волконскоита 2,36 (определен Г. Г. Прохоровой).

Под микроскопом цвет волконскоита изумрудно-зеленый (или светло-зеленый); не плеохроирует. Часто в шлифе видна довольно четко выраженная подосчатая окраска минерала, заключающаяся в чередовании более темных и более светлых зеленых полос (рис. 1). По отношению к полосчатости минерала наблюдаются продольные, поперечные и косонаправленные трещинки (от волосовидных до 0,5 мм). Некоторые из этих трещин выполнены более поздним волконскоитовым веществом. В проходящем свете они выделяются среди основного зеленого поля в виде однотонных бледноокрашенных зеленых полос с резко выраженными очертаниями.

При большем увеличении (480 раз) видно, что минерал состоит либо из отдельных вытянутых волокон, расположенных параллельно друг другу и имеющих положительное удлинение и слабо волнистое или косое угасание, либо микрочешуйчатых агрегатов. На некоторых участках чередование различно окрашенных полос напоминает строение древесины в продольном разрезе. Показатели преломления самосадкинского волконскоита, измеренные методом иммерсионных жидкостей, составляют:  $Ng' = 1,569$ ,  $Np' = 1,560$ ;  $Ng' - Np' = 0,009$ .

В работе В. П. Ивановой (1937) указывается, что после предварительного нагревания волконскоита до  $800^{\circ}C$  ей удалось наблюдать под оптическим микроскопом кристаллы шестигранной формы. Эти шестигранники она рассматривает как вновь образовавшуюся фазу  $Cr_2O_3$ . Во всех остальных опубликованных работах об этом минерале форма отдельных частиц волконскоита не описывается.

Электронно-микроскопические исследования самосадкинского волконскоита, проведенные Л. Ф. Борисенко, показали, что в приготовленных препаратах даже без предварительного нагревания наблюдаются шестигранники, часто неправильной формы. Хотя температура исследуемого объекта несколько повышается под пучком электронного микроскопа, она при нормальных условиях работы прибора обычно не превышает  $50-200^{\circ}$ . Большое количество просмотренных образцов волконскоита не показало сколько-нибудь ощутимых изменений формы отдельных частиц минерала, находящихся под действием пучка.

Самосадкинский волконскоит был исследован методом суспензий и отпечатков. Объекты, приготовленные методом суспензии, позволили нам наблюдать частицы минерала, имеющие форму шестигранника с несколькими туманными краями (рис. 2).

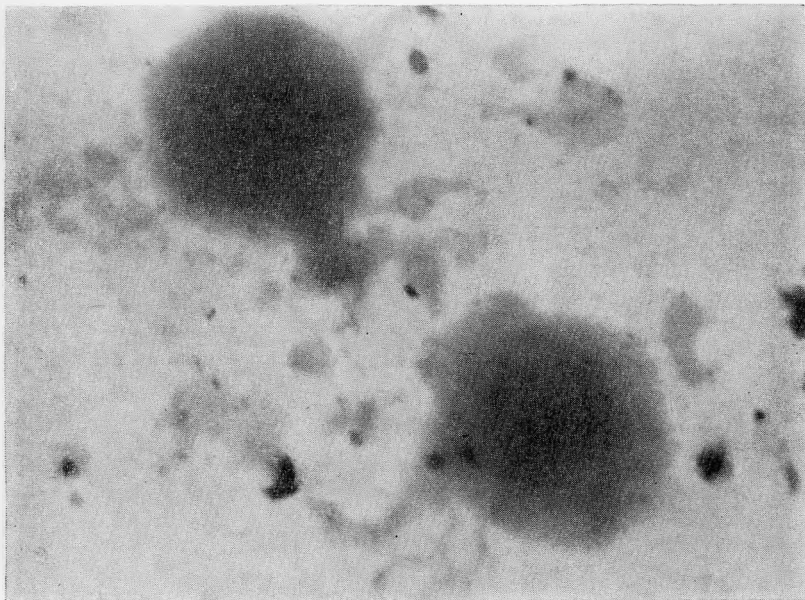


Рис. 2. Частицы волконскоита под электронным микроскопом,  $\times 50\,000$

Более четкие формы шестигранников наблюдались на объектах волконскоита, отщепленных хромом (рис. 3).

Сравнение формы отдельных частиц волконскоита с формами частиц других глинистых минералов показало, что частицы исследованного минерала своей, зачастую несколько неправильной шестигранной формой напоминают каолинит (Грицаенко, 1957; Лукьянович, 1960; Bates, 1955; Suito, 1960) или монтмориллонит (Чухров, 1955).

Исследование поверхности самосадкинского волконскоита под электронным микроскопом позволило обнаружить многочисленные червеобразные «следы». В ряде мест наблюдаются также мелкие короткие «шпалочки». Нами было снято около десятка коллодиевых реплик с поверхности различных образцов волконскоита и во всех случаях наблюдалась одна и та же картина (рис. 4).

На кривой нагревания самосадкинского волконскоита, полученной в лаборатории А. И. Цветкова, обнаружены три эндотермические остановки и один экзотермический эффект, при  $1000^\circ$ , связанный с фазовым превращением (рис. 5). Общая потеря воды при нагревании составляет  $\sim 23\%$  первоначального веса образца.

Первая эндотермическая остановка начинается около  $30^\circ$  и заканчивается при  $170^\circ$ . Она связана с потерей гигроскопической воды, которая составляет, по данным обезвоживания,  $\sim 77,5\%$  общего количества воды, содержащейся в минерале (табл. 1). Вода, связанная с поглощенными основаниями, теряется в интервале  $220\text{--}230^\circ$ . Ее количество по сравнению с гигроскопической значительно меньше. Кроме того, наблюдаются еще слабовыраженная эндотермическая остановка при  $590\text{--}610^\circ$ . Кривая нагревания исследованного нами волконскоита обнаруживает наибольшее сходство с кривыми нагревания, полученными В. В. Александровым (1941), в особенности с кривой нагревания образца № 69. Если же сравнить полученную нами кривую нагревания самосадкинского волконскоита с кривыми нагревания других глинистых минералов, то оказывается, что

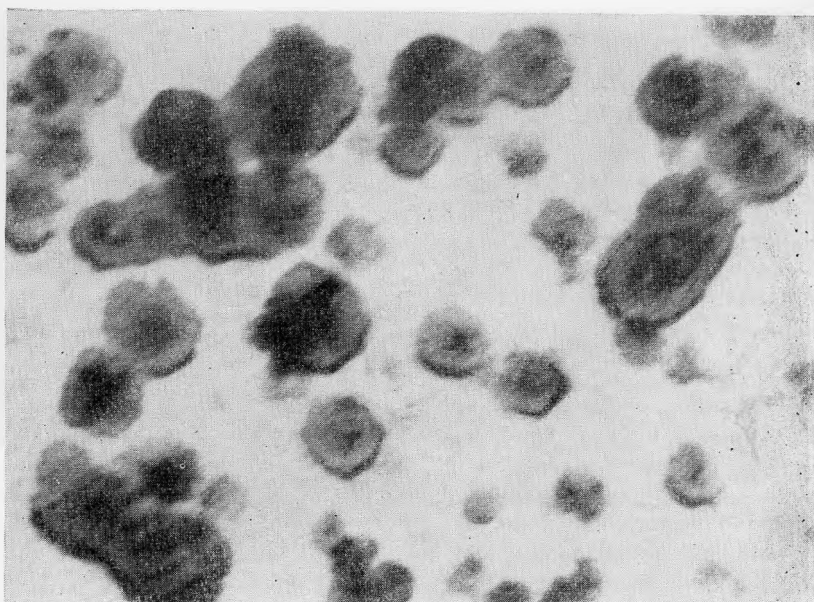


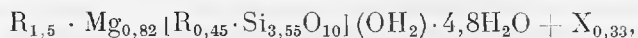
Рис. 3. Частицы волконскоита, оттененные хромом, под электронным микроскопом,  $\times 30\ 000$

она подобна кривым для бейделлита (Сердюченко, 1952; Семенов, 1959). Результаты обезвоживания волконскоита, полученные в кабинете К. М. Феодотьева (табл. 1), характерны для минералов группы монтмориллонита, у которых также более половины всей воды теряется при температурах ниже  $100^\circ$ .

На дебаеграмме самосадкинского волконскоита, полученной С. И. Берхин (табл. 2), наиболее ярко выражены линии № 3 (4,40) и 5 (1,512). Эти интенсивные линии также характерны и для других монтмориллонитовых минералов (Семенов, 1959).

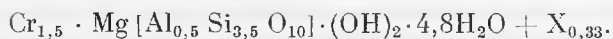
Результаты химического анализа самосадкинского волконскоита приведены в табл. 3. Кроме того, методом полуколичественного спектрального анализа были установлены следующие элементы: до 0,05% Ti; до 0,01% Co и Cu; до 0,005% Zr и Sc; до 0,003% Be; до 0,001% Ga и  $\sim 0,0005\%$  Sr; из них присутствие V, Co, Zr, Sc, Be, Ga отмечается для волконскоита впервые (определено Н. В. Лизуновым и И. П. Тоюшевым).

Пересчет результатов химического анализа волконскоита приводит к следующим соотношениям элементов:



где в состав поглощенных оснований (X) входят Na, K и Ca. Отношение  $R_2O_3 : SiO_2 = 1 : 3,66$ .

В несколько преобразованном виде структурная формула минерала будет выглядеть следующим образом:



Таким образом, результаты исследований самосадкинского волконскоита, полученные различными физическими и химическими методами, позволяют нам подтвердить вывод И. И. Гинзбурга, что этот минерал

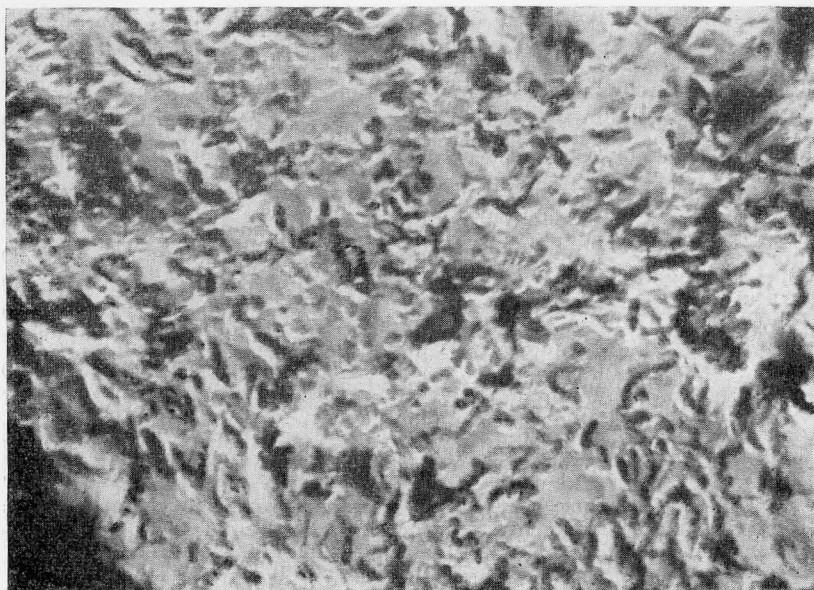


Рис. 4. Поверхность свежего скола волконскоита под электронным микроскопом (двухступенчатая реплика),  $\times 24\ 000$

относится к группе монтмориллонита. По-видимому, наиболее близок волконскоит к бейделлиту. С этим минералом волконскоит имеет сходные термические свойства, дебаеграмму, а также близкие структурные формулы. Если провести сравнение суммы окислов  $R_2O_3$  ( $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Cr_2O_3$ ) нашего волконскоита с хромовым бейделлитом и бейделлитом (Сердюченко, 1952), то окажется, что она составляет во всех этих минералах около 25—28% (табл. 3). При этом максимального значения  $Al_2O_3$  достигает в бейделлите ( $\sim 24\%$ ), а минимального — в волконскоите ( $\sim 5\%$ ). Хромовый бейделлит содержит промежуточное количество  $Al_2O_3$  ( $\sim 16\%$ ). Недостаток  $Al_2O_3$  компенсируется за счет  $Cr_2O_3$  и, возможно, частично  $Fe_2O_3$ . По всей вероятности, волконскоит является крайним членом ряда хромсодержащих бейделлитов, в котором ионы Al находятся в основном в тетраэдрических позициях, а ионы Cr — в октаэдрических.

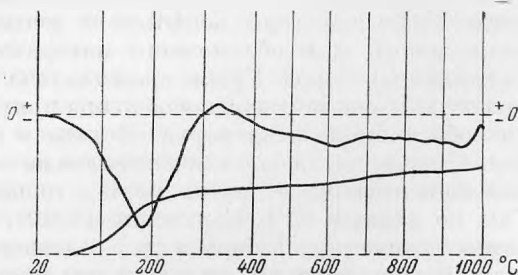


Рис. 5. Кривая нагревания самосадкнского волконскоита

Обращаясь к генезису волконскоита, следует отметить, что он является явно эпигенетическим минералом по отношению к вмещающим песчаникам и конгломератам. Во многих случаях минерал выстилает полости, оставшиеся после разрушения древесных остатков. Иногда отпечатки формы этих остатков хорошо различимы на волконскоите невооруженным глазом. Специфическое строение древесины, сохранившееся в волконскоитовом веществе, наблюдается также под микроскопом.

Материалом для образования волконскоита, как отмечалось В. В. Александровым (1941), вероятнее всего, послужили продукты разрушения

Таблица 1

## Результаты обезвоживания волконскоита

Температура (°С)	Абсолютная потеря H <sub>2</sub> O (вес. %)	Относительная потеря H <sub>2</sub> O (вес. %)	Температура (°С)	Абсолютная потеря H <sub>2</sub> O (вес. %)	Относительная потеря H <sub>2</sub> O (вес. %)
30	0	0	230	18,00	1,47
35	12,85	12,85	440	18,00	0,00
40	12,85	0,00	460	19,46	1,46
50	14,69	1,84	590	19,46	0,00
80	14,69	0,00	600	20,93	1,47
90	16,53	1,84	780	20,93	0,00
220	16,53	0,00	790	21,30	0,37

Таблица 2

## Межплоскостные расстояния, измеренные по дебаграмме самосадкинского волконскоита

№ линии	<i>l</i>	<i>d</i>	№ линии	<i>l</i>	<i>d</i>
1	4	14,9	4	4	2,56
2	3	10,6	5	10	1,512
3	7	4,40	6	1	1,302

Условия съемки: K<sub>2</sub>Fe; 2R = 57,3 мм; 2r = 0,6 мм.

ультраосновных и основных пород Урала. Присутствие в волконскоите Sr, а также V, Ti, Sc и некоторых других элементов, содержащихся в повышенных количествах (по сравнению с кларком) в ультраосновных и основных породах, говорит в пользу данного предположения. В пермское время, когда Уральские горы испытывали неоднократное поднятие, происходил интенсивный спус обломочного материала. Так как существенная часть интрузивных пород Урала представлена ультраосновными и основными разностями, формировавшаяся толща приуральских красноцветов испытала на себе влияние этих пород. И хотя в изученном нами разрезе (район дер. Самосадки) железо-магнезиальные минералы почти не встречаются, они фиксируются в других местах толщи верхнепермских красноцветов. Так, по данным С. Г. Саркисяна (1959), в породах юговской свиты Прикамья (район дер. Таборы и др.) содержатся оливинины, пироксены и амфиболы. В поверхностных условиях эти минералы относительно легко разрушаются с образованием каолинита, нонтронита, бейделлита. Содержащиеся в первичных минералах катионы (R<sup>+1</sup>, R<sup>+2</sup>, R<sup>+3</sup>) могут частично выноситься в растворенном состоянии, а частично сорбироваться вновь образованным глинистым материалом. Как было показано И. И. Гинзбургом (1951), в процессе выветривания продукты изменения ультраосновных пород обогащаются в основном железом и хромом. Однако хром обладает большей подвижностью, чем железо, и, следовательно, имеет возможность перемещаться на большое расстояние. Поэтому в отдельных случаях наблюдаются участки с вторичным обогащением хромом. Такими участками, например, являются проявления волконскоита. Как показали результаты наших исследований, песчаники, вмещающие волконскоитовые тела, харак-



Таблица 3

## Результаты химического анализа волконскоита и бейделлита

Компоненты	Волконскоит, дер. Самосадка		Хромовый бейделлит, р. Малга		Бейделлит, р. Малга	
	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
SiO <sub>2</sub>	41,38	0,690	43,14	0,719	47,08	0,785
TiO <sub>2</sub>	—	—	0,96	0,012	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,36	0,043	16,07	0,153	24,18	0,237
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,81	—	4,70	0,029	Сл.	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,05	0,144	5,02	0,033	0,44	0,003
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	0,001	—	—	—	—
FeO	—	—	0,61	0,008	3,88	0,054
MnO	—	—	0,21	0,003	Нет	—
NiO	—	—	0,30	0,004	0,74	0,010
MgO	6,85	0,159	3,45	0,086	2,35	0,058
CaO	3,24	0,058	1,46	0,026	0,50	0,009
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,001	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	0,05	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	12,96	0,720	16,66	0,925	15,68	0,871
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7,38	0,410	7,34	0,407	4,64	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	—	0,01	—	Нет	—
S	—	—	0,15	0,005	0,26	0,008
Сумма	100,54	—	100,08	—	99,75	—
Аналитик	Е. П. Нактивас		Л. П. Венеровская		К. П. Благородова	
Автор	Е. П. и Л. Ф. Борисенко		Д. П. Сердюченко, 1952		Д. П. Сердюченко, 1952	

геризуются повышенным содержанием хрома (до 1%). Кроме того, в заметных количествах в них содержится: V до 0,1%, Ti до 0,5% (определено Н. В. Лизуновым и И. П. Тоюшевым).

Приуроченность волконскоитовых тел к водопроницаемым породам (песчаники и конгломераты), которые заключены между водоупорными породами (глинами, аргиллитами и глинистыми алевролитами), позволяет говорить о возможности образования волконскоита в стадию катагенеза в местах древнего водоносного горизонта. Воды, циркулировавшие в толще верхнепермских красноцветов, имели, вероятно, содовый состав.

Характерной особенностью содовых вод является то, что в них приобретает высокую миграционную способность ряд химических элементов (Cu, Be, Sc, Zr, элементы иттриевой группы TR), обычно малоподвижных в других условиях (Перельман, 1958). Когда содовые воды встречались с участками водоносного горизонта, обогащенными CaCO<sub>3</sub>, в результате реакции обмена происходило осаждение привнесенных катионов.

На повышенную способность волконскоита к катионному обмену указывал И. И. Гинзбург (1951): при насыщении волконскоита ионами натрия происходит вытеснение кальция, минерал диспергирует и дает бледно-зеленый золь с отрицательными зарядами коллоидных частиц. Вероятно, при образовании волконскоита могло иметь место и обратное явление, когда привнесенный золь осаждался при взаимодействии с CaCO<sub>3</sub>. Действительно, как изученный нами самосадкинский волконскоит, так и волконскоито-

вые тела деревень Ефимята (Александров, 1941) и Божьки (Енцов, Игнатъева, Старков, 1952) приурочены к скоплениям заизвесткованных древесных остатков. Кроме того, в разрезах с волконскоитом у дер. Самосадки встречаются заизвесткованные участки песчаников, так называемые «каравашки». Таким образом, вероятнее всего, что волконскоит образовался не за счет разрушения органической составляющей древесины, а в результате замещения волконскоитовым веществом  $\text{CaCO}_3$ . Доказательством того, что древесные остатки послужили лишь местом для волконскоита, а не материалом для его образования, являются иногда наблюдаемые на горе Каравашик маломощные прожилки (0,8—0,5 см) волконскоита, отходящие от основного волконскоитового тела и вытянутые вдоль пластовования пород на расстояние до 50 см и более (с постепенным выклиниванием). Кроме того, в песчаниках горы Каравашик нами наблюдался мелкозернистый волконскоит, не связанный непосредственно с захороненными древесными остатками.

В заключение авторы пользуются случаем, чтобы выразить свою благодарность за ценные советы Л. И. Земляновой, О. С. Пшенко и А. М. Ляшиной.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Александров В. В. Химические и физико-химические исследования волконскоита Частинского района Свердловской области.— Уч. зап. Перм. гос. ун-та, т. II, вып. 4, 1936.
- Александров В. В., Игнатъева Н. А., Кобяк Г. Г. Волконскоит Прикамья.— Уч. зап. Перм. гос. ун-та им. А. М. Горького, т. IV, вып. 3, 1941.
- Вернадский В. И., Курбатов С. М. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. 4-е изд., ОНТИ, 1937.
- Гизбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд-во АН СССР, 1951.
- Грицаенко Г. С., Горшков А. И. Электронно-микроскопическое изучение минералов.— Зап. Всесоюз. минер. об-ва, ч. 86, № 1, 1957.
- Енцов Г. И., Игнатъева Н. А., Старков П. П. К геолого-петрографической характеристике волконскоитовых месторождений Прикамья.— Зап. Всесоюз. минер. об-ва, вторая серия, ч. 81, вып. 3, 1952.
- Иванова В. П. Физико-химическое исследование волконскоита.— Труды второго совещ. по эксперимент. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1937.
- Крыжановский В. И. Месторождения волконскоита Вятской и Пермской губ.— Труды ИПМ, вып. 36, 1928.
- Лукьянович В. М. Электронная микроскопия в физико-химических исследованиях. Изд-во АН СССР, 1960.
- Перельман А. И. Некоторые вопросы геохимии катагенеза в осадочных месторождениях типа «медистых песчаников». — Труды ИГЕМ, вып. 28, 1958.
- Пустовалов Л. В. Волконскоит.— Труды И. П. М., вып. 36, 1928.
- Саркисян С. Г. Петрографо-минералогические исследования верхнепермских и триасовых пестроцветных отложений Приуралья. Изд-во АН СССР, 1959.
- Семенов Е. И. Минералы группы монтмориллонита в щелочных массивах.— Труды ИМГРЭ, вып. 2, 1959.
- Сердюченко Д. П. Хромовые нонтрониты и их генетические отношения к змеевикам.— Зап. Всес. минер. об-ва, вторая серия, ч. 62, 1933.
- Сердюченко Д. П. О некоторых минералах глин.— Уч. зап. Ростов. н/Д гос. ун-та.— Труды кафедры минер. и петрогр., вып. VII, 1936.
- Сердюченко Д. П. Минералы коры выветривания на змеевиках реки Малки. Кора выветривания, вып. 1, Изд-во АН СССР, 1952.
- Ферсман А. Е. Геохимия России, вып. 1, Петроград, 1922.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955.
- Bates T. F. Electron microscopy as a method of indentifying clays. Clays and clay technology. Proceedings of the first national conference on clays and clay technology. San Francisco.— Bull., 169, 1955.
- Suito E. The World through the Electron Microscope.— Chemistry, Tokyo, 1960,

И. В. ГИНЗБУРГ, В. М. НЕКРАСОВА

МАГНЕЗИАЛЬНЫЙ ГАСТИНГСИТ И АКТИНОЛИТ  
ИЗ МЕТАГАББРО-АНОРТОЗИТОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ  
КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В литературе имеется много указаний о замещении зеленой роговой обманки бесцветным актинолитом. В ряде работ дается сопоставление их оптических свойств, при этом исходят как из теоретического состава (Vose, 1959, и др.), так и из разрозненных анализов этих минералов (Сердюченко, 1960, и др.). В метагаббро-анортозитах северо-востока Кольского полуострова превращения роговой обманки в актинолит непосредственно не наблюдалось. Это амфиболы сопоставляются здесь по результатам их химических анализов и ряду других данных.

Кристаллохимические формулы<sup>1</sup>, изоморфные замещения, оптические и физические константы актинолита и роговой обманки, представленной магнезиальным гастингситом<sup>2</sup> (табл. 1—4), указывают на принадлежность их к разным подгруппам группы амфиболов. Меньшее содержание  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  в актинолите привело к исчезновению плеохроизма и отразилось на значениях  $n_{Ng}$  и  $2V$  у этих амфиболов не обнаруживая связи с изменением содержания  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ . Таким образом, связь «состав — свойства» проявлена только между содержанием ( $Fe^{2+} + Fe^{3+}$ ), плеохроизмом и показателями преломления. Следует иметь в виду, что таким изменениям подвержены как актинолиты, так и роговые обманки, и, следовательно, по одним оптическим свойствам нельзя уверенно судить о принадлежности светло-зеленого в шлифе амфибола к роговой обманке, а бесцветного — к актинолиту.

Оба эти минерала точно диагностируются по структурному типу порошкограмм (Гинзбург, Сидоренко, Рогачев, 1961). Они отличаются и по величинам параметров ячейки: меньшее  $a_0$  и  $b_0$  у актинолита обязано меньшему содержанию  $Fe^{2+}$ , а большее  $c_0$  — выходу Al из тетраэдров. Изменение линейных параметров сопровождается изменением углового параметра  $\beta$ .

Роговая обманка и актинолит распознаются и по характеру инфракрасного спектра в области колебаний Si — O тетраэдра (соответственно образцы № 5 и 2 — Гинзбург, Юхневич, 1962): у актинолита, не содержащего Al в тетраэдрах, спектр четкий с узкими линиями, а у роговой обманки,

<sup>1</sup> Химические анализы приведены дальше в табл. 5. Образцы обоих минералов находятся в Минералогическом музее АН СССР.

<sup>2</sup> До специального изучения этого светло-зеленого в шлифе амфибола, по оптическим константам он назывался актинолитом, или роговой обманкой, близкой к актинолиту, или, по предложению Соболева (1950), актинолитовой роговой обманкой.

<sup>3</sup> Уменьшение ( $Fe^{2+} + Fe^{3+}$ ) почти вдвое вызвало понижение примерно вдвое магнитной восприимчивости.

Таблица 1

Формула амфиболов\* (расчет И. В. Гинзбург по способу Борнеман-Старынкевич, 1960)

Структурные	группы позиции	X <sub>2-3</sub>						Y <sub>5</sub>					Z <sub>6</sub>			O <sub>22</sub>	OH <sub>2</sub>			Осно- ва рас- чета	Делитель	100	
		A					M <sub>4</sub>		M <sub>1</sub> , M <sub>2</sub> , M <sub>3</sub>								O	OH					
		H <sub>3</sub> O	K	Na	Ca	Mg	Ca	Mg	Mg	Fe <sup>2+</sup>	Al	Fe <sup>3+</sup>	Mn	Si	Al	Ti	O	O	OH				F
Магнезиальный гас- тингсит		0,60	0,08	0,27	0,05	0,00	1,95	0,05	2,76	1,18	0,78	0,22	0,06	6,80	1,16	0,04	22,0	0,89	1,11	0,00	$\frac{O, OH}{24}$	$\frac{27738}{1156}$	5
Актинолит . . . . .		0,11	0,02	0,09	0,05	0,53	2,00	0,00	3,77	0,71	0,44	0,06	0,02	8,00	0,00	0,00	22,0	1,88	0,11	0,01	$\frac{Si}{8}$	$\frac{9204}{1150,5}$	2

\* Здесь дано другое возможное положение Ti (у роговой обманки), Mn, части Ca и Mg (у актинолита), чем ранее (Гинзбург, Юхневич, 1962, соответственно обр. 5 и 2).

Таблица 2

Расчет изоморфных замещений (по Гинзбург, 1961)

Магнезиальный гас- тингсит	$Si_{1,00}^{4+} \rightarrow Al_{1,00}^{3+}$ $Mg_{1,00}^{2+} \rightarrow (Al_{0,78}^{3+} Fe_{0,22}^{3+})_{1,00}$	$Si_{0,16}^{4+} \rightarrow Al_{0,16}^{3+}$ $[\ ] \rightarrow Na_{0,16}^{1+}$	$OH_{0,29}^{1-} \rightarrow O_{0,29}^{2-}$ $[\ ] \rightarrow (Na_{0,11}^{1+} K_{0,08}^{1+} Ca_{0,05}^{2+})_{0,29}$	$OH_{0,60}^{1-} \rightarrow O_{0,60}^{2-}$ $[\ ] \rightarrow H_3O_{0,60}^{1+}$
Актинолит . . . . .	$Fe_{0,06}^{2+} \rightarrow Fe_{0,06}^{3+}$ $OH_{0,06}^{1-} \rightarrow O_{0,06}^{2-}$	$Mg_{0,44}^{2+} \rightarrow Al_{0,44}^{3+}$ $OH_{0,44}^{1-} \rightarrow O_{0,44}^{2-}$	$OH_{1,27}^{1-} \rightarrow O_{1,27}^{2-}$ $[\ ] \rightarrow (Na_{0,09}^{1+} K_{0,02}^{1+} Ca_{0,05}^{2+} Mg_{0,53}^{2+})_{1,27}$	$OH_{0,11}^{1-} \rightarrow O_{0,11}^{2-}$ $[\ ] \rightarrow H_3O_{0,11}^{1+}$

содержащей Al в тетраэдрах, спектр с наложенными широкими линиями, образующими некоторую область поглощения.

Таким образом, отличить актинолит от роговой обманки можно по структурному типу порошкограмм или по инфракрасному спектру Si — O тетраэдров, или по вычисленным из анализов формулам минералов, или же тремя этими путями. Оптические константы могут ввести в заблуждение.

В классификации амфиболов, предложенной В. С. Соболевым (1949), формула роговой обманки дана с Al в тетраэдрах и, подобно формуле актинолита, без него. Теперь представляется возможным четко разграничить эти минералы: роговой обманки без Al в тетраэдрах не бывает, а актинолит иногда может содержать до 0,50—0,75 Al в тетраэдрах.

Название «роговая обманка» применяется:

1) как синоним амфибола; 2) как групповое обозначение Ca-Mg-Fe-силикатных и алюмосиликатных амфиболов, 3) только Ca-Mg-Fe-алюмосиликатных амфиболов и 4) как разновидность последних. Правильное употребление этого термина лишь в значении Ca-Mg-Fe-алюмосиликатных амфиболов.

Описанная нами роговая обманка является магнезиальным гастингситом или маггастингситом. Такое название было ранее использовано для роговой обманки плагиоамфиболита (Белянкин, Лаврова, 1939).

Некоторые особенности состава и структуры описанных амфиболов позволяют оттенить различие физических условий их образования. Так, отсутствие Al в тетраэдрах актинолита, видимо, отражает образование его при более низком давлении, чем образование маггастингсита. Такое заключение было сделано ранее (Miyashiro, 1957) при сравнении глаукофана и рибекита. Далее, согласно опытам с искусственными щелочными амфиболами (Ernst, 1958), меньшее содержание  $Fe^{3+}$  в актинолите указывает на относительно более низкое парциальное давление кислорода при его образовании, чем в период образования маггастингсита. Вместе с тем, большее содержание O на месте OH в актинолите — показатель более высокой насыщенности системы кислородом при его кристаллизации, чем при кристаллизации маггастингсита. У актинолита очень мало OH, но тем не менее минерал не окислен.

Рассмотренный маггастингсит входит в состав метагаббро-анортозитов, а актинолит (рис. 1) слагает в нем мономинеральный участок.

Метагаббро-анортозиты, образованные при региональном метасоматозе из первичноинтрузивных габбро-анортозитов, сохранили местами таблитчатую форму зерен плагиоклаза и грубополосчатое строение с полосами, обогащенными плагиоклазом (Гинзбург, 1959). Пироксены (и оливины?) в этих условиях разрушались. Устойчивый с ними битовнит-лабрадор (№ 80—55) остался в виде реликтов в лабрадор-андезине (№ 55—30), имеющем прежнюю таблитчатую форму, или в неправильных зернах среди мелкозернистого андезина (№ 45—30). Плагиоклаз № 55—30 находится в парагенезисе с маггастингситом, судя по показателям преломления, имеющим разное содержание  $FeO + Fe_2O_3$ , причем с более железистым амфиболом находится более натриевый плагиоклаз (рис. 2). В шлифах видно развитие маггастингсита по плагиоклазу. Следовательно, можно принять, что в состав маггастингсита вошли не только Ca, Mg и Fe первичных пироксенов (Mg и Fe оливинов?), но Al и Ca, освобождающиеся при замене более кальциевого плагиоклаза более натриевым. Очевидно, преобразование габброанортозитов в породы амфиболовой фации регионального метасоматоза сопровождалось повышением активности щелочей и воды.

Актинолит был встречен внутри тела метагаббро-анортозитов на глубине 80 м от дневной поверхности, но в керне не было видно ни нижнего, ни верхнего контакта, так как они выкрошились при бурении. Из-за

## Свойства химически

	Плеохроизм			Ng	Nm	Np	Ng-Np
	Ng	Nm	Np				
Маггастингсит	Светло-голубовато-зеленый	Светло-зеленый	Светло-зеленовато-желтый	1,662	1,651	1,636*	0,026
Актинолит	Отсутствует			1,653	1,637	1,623*	0,030

\* Светопреломление определено В. В. Колесниковой методом хроматической вариации на игле Колотушкина в Na свете с  $\lambda$  589 м $\mu$ ; cNg и 2V определены И. В. Гинзбург в белом свете; ввиду прозрачности у актинолита яркие интерференционные окраски типа мусковитовых.

\*\* Определена В. А. Амелиной на весах Вестфали.

Таблица 4

## Значения межплоскостных расстояний амфиболов

Маггастингсит						Актинолит					
d/n *	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
8,79	4	1,811	4	1,124	1	8,17	9	1,861	2	1,158	1
8,11	4	1,746	4	1,114	1	4,85	3	1,810	3	1,125	1
4,92	3	1,687	3	1,097	2	4,47	3	1,734	3	1,111	1
4,50	2	1,648	7	1,080	5ш	4,23	2	1,686	3	1,106	1
3,72	1	1,617	4	1,061	1	3,86	2	1,645	6	1,081	6
3,61	1	1,582	7	1,048	7ш	3,35	5	1,611	2	1,060	1
(3,41)	4	1,553	1	1,040	1	3,25	4	1,571	6	1,051	2
3,26	3	1,533	2	1,029	5ш	3,12	9	1,547	1	1,047	8
3,10	9	1,515	4	1,013	1	2,99	2	1,527	2	1,037	1
2,99	3	1,503	4	1,008	2	2,94	3	1,508	5	1,030	2
2,93	3	1,469	3	1,003	2	2,80	1	1,498	5	1,028	5
2,84	1	1,452	1	0,985	4	2,70	10	1,465	1	1,023	1
2,79	2	1,437	9	0,982	3	2,58	3	1,431	9	1,011	1
2,709	10	1,363	5	—	—	2,53	6	1,397	1	1,007	3
2,595	5	1,338	4	—	—	2,38	1	1,358	6	1,001	3
2,541	6	1,322	1	—	—	2,32	7	1,333	4	0,992	1
2,380	1	1,309	5	—	—	2,27	1	1,318	1	0,982	6
2,339	6	1,295	5	—	—	2,21	1	1,305	5	0,979	5
2,284	2	1,279	2	—	—	2,15	7	1,293	6	—	—
2,160	7	1,268	1	—	—	2,04	1	1,277	3	—	—
2,045	2	1,228	1	—	—	2,00	6	1,264	2	—	—
2,013	5	1,197	5	—	—	1,958	1	1,227	1	—	—
1,888	2	1,170	1	—	—	1,934	1	1,197	6	—	—
1,862	2	1,162	2	—	—	1,878	2	1,191	1	—	—

## Условия съемки:

Минерал	D	d	Экспоз.	Излучен.	Аналитик
Маггастингсит . .	66 мм	0,5 мм	34 часа	Fe	Д. Л. Рогачев
Актинолит . . .	57,3	0,4 мм	1,5 часа	Fe	Г. А. Сидоренко

\* Значения d/n даны в kX

Таблица 3

## анализированных амфиболов

cNg	(-) $2V$	Уд. вес	Средняя магнитная восприимчивость***	Структурный тип****	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\beta$
$14^\circ \pm 2^\circ$	$80^\circ \pm 3^\circ$	—	$9,42 \cdot 10^{-6}$ см <sup>3</sup> /г	гастингсита	9,91	18,12	5,31 Å	$73^\circ 50'$
$15^\circ 30' \pm 30'$	$78^\circ \pm 1^\circ$	2,85**	$4,94 \cdot 10^{-6}$ см <sup>3</sup> /г	актинолита	9,80	18,02	5,39 Å	$74^\circ 53'$

\*\*\* Найдена Г. Л. Адян.

\*\*\*\* Установлен Г. А. Сидоренко по порошкограммам; параметры на основе порошкограмм вычислены для маггастингсита Д. Л. Рогачевым, для актинолита Г. А. Сидоренко.

отсутствия наблюдений над контактами метагаббро-анортозитов и актинолитита, генезис актинолитита остался неясным. Не исключена, однако, возможность образования актинолитита за счет метагаббро-анортозита. Такое предположение основывается на отличии актинолитита от других, на первый взгляд близких к нему пород изученного района, ассоциирующих с метагаббро-анортозитами: 1) от бесплагноклазовых амфиболитов, в которых амфибол (судя по порошкограмме и светопреломлению) является гастингситом; 2) от метаперидотитов, содержащих (судя по оптике) тремолит черный в зернах, который присутствует в качестве примеси в серпентиновых или хлорит-серпентиновых породах.

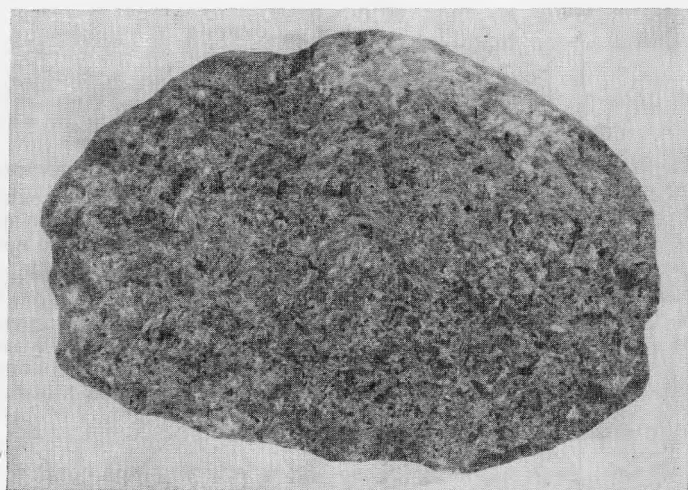


Рис. 1. Внешний вид актинолитита, М. 1 : 1

Генезис существенно актинолитовых пород в настоящее время трактуется не однозначно. Так, тремолит-актинолитовые породы Западного Приазовья относятся к продуктам изменения ультрабазитов; они считаются образованиями высокотемпературной амфиболовой фации, одновременными с амфиболитизированными базитами (Усенко, 1960). На Таймыре актинолитовые породы рассматриваются как среднетемпературная фация зеленых

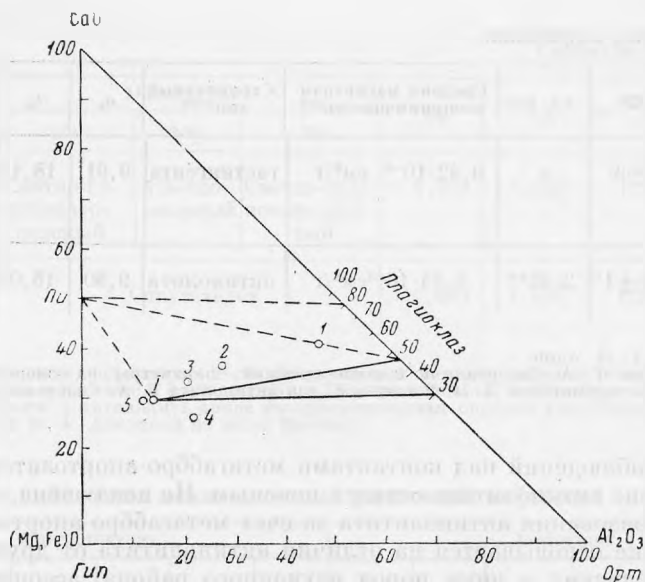


Рис. 2. Диаграмма состав — парагенезис метагаббро-анортозитов. Точки 1—5 — разновидности габбро-анортозитов (соответствуют № 1—5 анализов табл. 2 в статье Гинзбург, 1959), точка I соответствует анализу 1 табл. 5 настоящей статьи

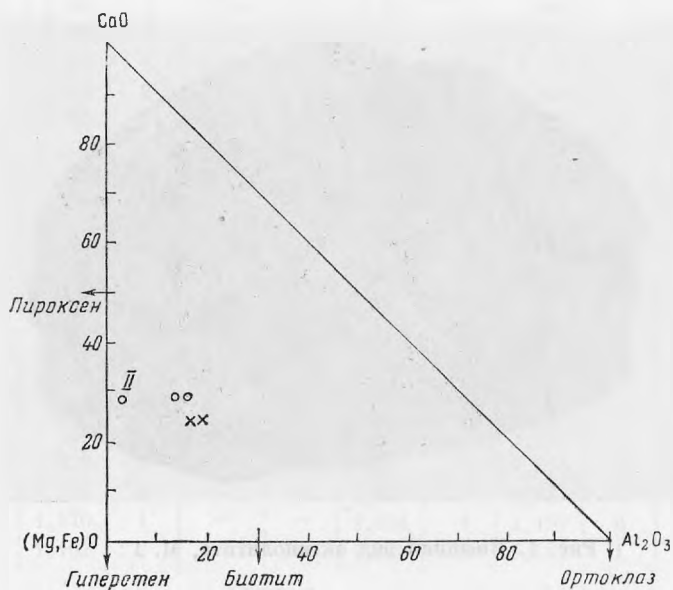


Рис. 3. Положение точки актинолита (II) в системе CaO — (Mg, Fe)O — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (см. табл. 5, анализ 2 настоящей статьи). Для сравнения показаны: точками — роговая обманка из плагиоамфиболитов, крестиками — роговая обманка из гранитоидов



сланцев, возникшая при метаморфизме эффузивов среднего и основного состава (Равич, 1961). На Алдане появление актинолитовых пород связывается с более поздним преобразованием ранее существовавших пород типа амфиболовой фации (Сердюченко, 1960).

Если верно наше предположение о развитии чистейшего актинолитита (рис. 3) в результате преобразования метагаббро-анортозитов, то химизм процесса (табл. 5) может выглядеть следующим образом. Возникновение актинолитита (анализ 2) связывается с изменением содержания окислов в системе за счет относительного привноса и выноса: уменьшением  $Al_2O_3$ ,

Таблица 5

**Химический состав некоторых пород и минералов массива метагаббро-анортозитов (Кольский п-ов)**

Окислы	1		2		3	
	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
SiO <sub>2</sub>	47,30	7861	55,28	9204	48,69	811
TiO <sub>2</sub>	0,43	54	Следы	—	0,32	4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,51	1129	2,57	252	18,49	181
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,00	125	0,59	37	4,88	30
FeO	9,78	1361	5,85	814	4,41	61
MgO	13,12	3252	20,02	4964	6,99	174
MnO	0,49	69	0,14	20	Следы	—
CaO	13,00	2318	13,22	2357	13,00	232
Na <sub>2</sub> O	0,98	158	0,32	51	2,88	47
K <sub>2</sub> O	0,42	45	0,10	11	0,17	2
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> }	1,70	943	0,08	4	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> }			1,96	1087	0,70	—
F	—	—	0,06	32	—	—
Сумма	99,73	—	100,19	—	100,53	—

1 — маггастингсит, извлеченный из метагабброанортозита (ан. 3).

2 — актинолит. Анализ этого минерала практически соответствует анализу породы, содержащей, помимо актинолита, сотые доли % бесцветной слюды, сфена и гидроокислов железа.

3 — метагаббро-анортозит.

Аналитики: 1, 2 — В. М. Некрасова, 3 — Е. В. Кульчицкая.

В анализах 1 и 2 молекулярные количества вычислены по молекулярным весам, приведенным у Гровса (1953), в ан. 3 — взяты из таблиц Заварицкого 1941 г.

Элементы-примеси: ан. 1 — Cu, Ni, V, Ga, Co, Cr, Ba; ан. 2 — Cu (аналитик С. И. Егорова). Эти данные отражают известное явление очищения минералов при метасоматозе.

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O (TiO<sub>2</sub>, CaO) и увеличением SiO<sub>2</sub>, MgO, FeO, MnO, по сравнению с исходной породой, содержащей поровну плагиоклаз и маггастингсит (анализ 3).

По сравнению с существенно амфиболитовыми разновидностями пород (которым близок анализ 1) должно произойти уменьшение FeO, а по сравнению с существенно плагиоклазовыми — увеличение FeO, в обоих случаях сопровождаемое накоплением MgO и SiO<sub>2</sub>. Образование актинолитита из существенно амфиболовых или плагиоклаз-амфиболовых разностей представляется более вероятным, так как требовало меньшего количества привнесенных и вынесенных веществ. Пренебрегая присутствием плагиоклаза, рассмотрим баланс элементов при превращении

маггастингсита в актинолит, исходя из цифр их кристаллохимических формул (табл. 1):

Mg (+) 1,54	Fe <sup>2+</sup> (-) 0,47	K (-) 0,06
Al (-) 1,50	Si (+) 0,20	Ca (+) 0,05
OH (-) 1,00	Na (-) 0,18	Mn (-) 0,04
O (+) 0,99	Fe <sup>3+</sup> (-) 0,16	Ti (-) 0,04
H <sub>2</sub> O (-) 0,49		F (+) 0,01

Отсюда следует наибольшая подвижность Mg, Al, O, OH, Fe<sup>2+</sup>, меньшая — щелочей и Fe<sup>3+</sup> и практически инертность Ca.

Если процесс образования актинолитита действительно происходил так, как здесь предполагается, то он был метасоматическим. Мономинеральность актинолитита служит тому подтверждением.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Д. С., Лаврова М. А. Кристаллические горные породы района города Онеги.— Труды Геол. музея АН СССР, т. 8, 1939.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. Химическая формула минералов. IV. Амфиболы.— Зап. Всес. минерал. об-ва, ч. 89, вып. 2, 1960.
- Гинзбург И. В. О признаках магматического происхождения пород амфиболитового комплекса свиты Воронья — Поросозеро (Кольский п-ов).— Сов. геол., № 6, 1959.
- Гинзбург И. В. Гастингсит зоны щелочногранитного метасоматоза и изоморфизм в моноклинных амфиболитах.— Труды Минерал. музея АН СССР, вып. 10, 1961.
- Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А., Рогачев Д. Л. О зависимости между главными изоморфными замещениями и некоторыми параметрами кристаллической структуры амфиболов.— Труды Минерал. музея АН СССР, вып. 11, 1961.
- Гинзбург И. В., Юхневич Г. В. О ионе гидроксония в амфиболах.— Геохимия, № 1, 1962.
- Гровс А. В. Анализ силикатов. Изд-во иностр. лит-ры. М., 1953.
- Равич М. Г. Анализ парагенезиса минералов в протерозойских метаморфических породах Таймыра. В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Изд-во АН СССР, т. I, 1961.
- Сердюченко Д. П. Амфиболы из магнетитовых и флогопитовых месторождений Алдана. Сб. «Железные руды южной Якутии». Изд-во АН СССР, 1960.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовского гос. ун-та, 1949.
- Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и.....— Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 4, 1950.
- Усенко И. С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. Изд-во АН УССР, Киев, 1960.
- Bose M. K. A note on «bleached hornblende».— Min. Mag., 32, № 245, 1959.
- Ernst W. G. Alkali amphiboles. Carnegie institution of Washington (1957—1958 jb.), 1958.
- Miyashiro A. The chemistry, optics and genesis of alkali amphiboles.— J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. 2, 11, pt. 2, 1957.

Е. И. ГУРЕНОВА, Т. А. ЯКОВЛЕВСКАЯ

ПОВЕЛЛИТ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИСЛАНДСКОГО ШПАТА  
НА НИЖНЕЙ ТУНГУСКЕ

Повеллит,  $\text{CaMoO}_4$ , обычно считается типичным вторичным минералом, возникающим при изменении молибденита, часто с образованием псевдоморфоз. Молибденовые месторождения и, следовательно, повеллит, в основном генетически связаны с кислыми интрузивными породами, гранитами и гранодиоритами. Однако за последнее время появляется все больше фактов, которые свидетельствуют о гидротермальном происхождении повеллита в некоторых месторождениях. Такой повеллит был описан из пегматитов Ильменского заповедника (Барсанов, 1949), из миндалинов в диабазово-траштовой толще Сибири (Корнетова, 1954). В последней работе уже указывается необычная генетическая связь повеллита с основными породами. Цвет минерала также необычный — темно-синий, почти черный.

Одним из авторов (Е. И. Гуреновой) на Нижней Тунгуске был найден повеллит в виде отдельных черных кристаллов в основных эффузивных породах.

Река Нижняя Тунгуска в среднем течении пересекает в широтном направлении южную краевую часть обширного лавового поля, сложенного многочисленными лавовыми покровами и, в меньшей мере, прослоями туфогенных отложений. Эти породы входят в состав нидымской и кочечумской свит тунгусского комплекса. Возраст их датируется как нижнетриасовый.

Лавовые покровы сложены базальтами, переходящими в верхней своей части в мандельштейны. В нижней части покровы, относящиеся к нидымской свите, часто содержат линзы шаровых лав. Мощность покровов, в среднем, составляет 10—15 м. Туфогенные отложения представлены туфитами и туфопесчаниками, в меньшей мере пепловыми туфами. Мощность отдельных прослоев колеблется от долей метра до 30 м. Породы лежат почти горизонтально, обнаруживая лишь слабую волнистость.

С лавовыми покровами в этом районе связаны месторождения исландского шпата, которые приурочены к их нижней части (если они представлены шаровыми лавами) либо к верхней, мандельштейновой. Месторождения представлены типичной низкотемпературной ассоциацией гидротермальных минералов. Среди них встречены: кальцит, халцедон, кварц, цеолиты (морденит, гейландит, томсонит, десмин, ломонит и др.), апофиллит, анальцит, хлориты, гиrolит, барит, монтмориллонит, сульфиды (пирит, халькозин, халькопирит и др.) и т. п. Минералы образуют гнезда или прожилки различной мощности.

На одном из крупнейших месторождений исландского шпата наблюдался повеллит в прожилке, сложенном в основном светло-серым халцедо-

ном, мощностью до 3—4 см и протяженностью до 25 см. Прожилки приурочены к одному из базальтовых покровов в 1,5 м по высоте от его основания.

В центральной части прожилка наблюдалась узкая полость, стенки которой были инкрустированы кристалликами повеллита и кварца (последний кристаллизовался позже). Ряд мелких щелевидных пустот у зальбандов прожилка также был выполнен более мелкими кристалликами повеллита, полусферическими агрегатами морденита и мелкокристаллическим кальцитом (рис. 1).

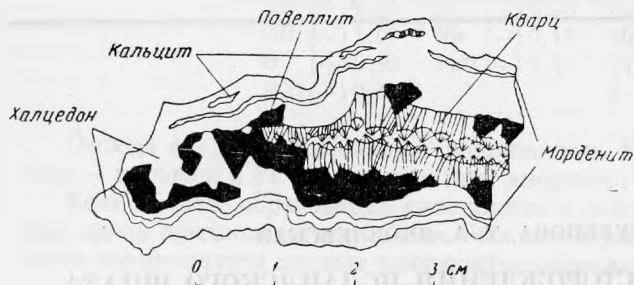


Рис. 1. Пустота в базальтовом покрове с кристаллами повеллита

Повеллит имеет черный цвет, с зеленоватым оттенком в тонких сколах. Удельный вес минерала 4,24 (определен методом гидростатического взвешивания в спирте). Кристаллы повеллита дипирамидальные, образованы гранями  $e$  (112),  $v$  (201) и  $w$  (323) (рис. 2). Грани  $e$  (112) инстрихованы параллельно ребрам  $e:w$ . Кристаллы повеллита были измерены на двукружном гониометре Гольдшмидта. Результаты измерения приведены в табл. 1. В результате измерений вычислено отношение осей  $a:c = 1:2,181$ .

Нами была рассчитана дебаеграмма повеллита, приведенная в табл. 2, выполненная в рентгеновской лаборатории ИГЕМ АН СССР. Согласно пересчету,  $a_0 = 5,33 \text{ \AA}$ ,  $c_0 = 11,41 \text{ \AA}$ ,  $a_0:c_0 = 1:2,178$ . Значения  $a_0$  и  $c_0$  несколько отличаются от параметров, приводимых в литературе (Михеев, 1957; Вегард, 1926), что, вероятно, связано с необычными условиями образования минерала. Согласно Михееву, для искусственного повеллита  $a_0 = 5,22 \text{ \AA}$ ,  $c_0 = 11,49 \text{ \AA}$ ,  $a_0:c_0 = 1:2,201$ . По Вегарду  $a_0 = 5,24 \text{ \AA}$ ,  $c_0 = 11,46 \text{ \AA}$ ,  $a_0:c_0 = 1:2,187$ .

Под микроскопом повеллит в проходящем свете травяно-зеленый с резким плеохроизмом: по Ne — травяно-зеленый с желтым оттенком, по No — серовато-голубоватый до бесцветного.

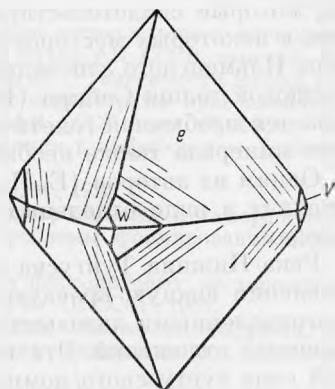


Рис. 2. Кристалл повеллита

Символы и координаты граней повеллита

Таблица 1

Символы	Число измерений	Колебания измерений		Средние данные измерений		Вычисленные	
		$\varphi$	$\rho$	$\varphi$	$\rho$	$\varphi$	$\rho$
$v$ (201)	4	89°48'	77°00'— —90°03'	90°00'	77°03'	90°00'	77°05'
$e$ (112)	8	44°53'	56°58'— —45°10'	45°00'	57°02'	45°00'	57°02'
$w$ (323)	8	56°02'	69°02'— —56°20'	56°16'	69°10'	56°18'	69°07'

Таблица 2

## Межплоскостные расстояния повеллита

Fe-излучение, $2R = 57,3$				Fe-излучение, $2R = 57,3$			
№	I	d/n	hkl	№	I	d/n	hkl
1	3	13,35		17	3	(1,387)	316 $\beta$
2	5	10,08		18	3	1,360	323
3	3	7,12		19	3	1,341	226; 108
4	5	4,73	101	20	4	1,308	400
5	3	(3,43)	112 $\beta$ ; 103 $\beta$	21	10	1,250	316
6	10	3,08	112; 103	22	7	1,206	119; 413; 332
7	5	2,85	004	23	7	1,189	404
8	4	2,61	200	24	7	1,170	420
9	5	2,29	211	25	6	1,130	
10	8	1,928	204	26	7	1,092	
11	6	1,851	220	27	8	1,082	
12	7	1,692	116	28	3	1,062	
13	4	1,637	222	29	6	1,035	
14	9	1,594	303; 312	30	3	1,021	
15	6	1,548	206	31	10	1,008	
16	4	1,435	008; 314				

$n_e = 1,985$ ,  $n_o = 1,973$ ,  $n_e - n_o = 0,010$  (показатели преломления были измерены в высокопреломляющих фосфорных иммерсионных жидкостях).

При спектральном анализе, кроме основных элементов — Mo и Ca, обнаружены сотые доли Sr, Fe, W, тысячные доли Mg и Ti.

Из приведенного выше описания геологического положения и парагенетической ассоциации несомненно гидротермальное происхождение повеллита и его генетическая связь с основными эффузивными породами. Таким образом, эта находка еще раз подтверждает, что повеллит не обязательно имеет гипергенное происхождение, он может образоваться иногда и в гидротермальных условиях. Также необязательна связь исключительно с кислыми породами и их дериватами.

## ЛИТЕРАТУРА

- Барсанов Г. П. Повеллит — Powellite. Сб. «Минералы Ильменского заповедника». Изд-во АН СССР, 624, 1949.
- Корнетова В. А. Повеллит из миндалинов в диабазах.— Труды Минер. музея, вып. 6, 1954.
- Михеев В. И. Рентген. определитель минералов. Госгеолтехиздат, 544, 1957.
- Vegard L. Results of crystal analysis space lattices and atomic dimensions.— Norske Vid. Akad. Oslo. Skr., Math.-Nat. Kl., № 11, 1925; Phil. Mag., 1, 1151, 1926.

Е. И. ДОЛОМАНОВА

ЦЕОЛИТЫ ШЕРЛОВОГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Цеолиды довольно широко распространены на месторождении сопки Большой и в других местах. Площадь месторождения сложена диоритовыми порфиритами, плагиогранитами, песчанико-сланцевыми породами варисского возраста и гранитами, кварцевыми порфирами, фельзитами, туфовидными кварцевыми порфирами, туфами предположительно верхнеюрского возраста. Перечисленные породы пересечены несколькими крупными тектоническими нарушениями: северо-восточным древним разломом и молодыми северо-восточным и меридиональными сбросами. Тектонические движения по этим нарушениям происходили неоднократно. В результате образовались сложные штокверковые зоны, вмещающие касситерито-полиметаллическое оруденение.

Рудные тела формируются в течение шести стадий минералообразования. Последняя из них — кварц-цеолит-кальцитовая — завершает рудоотложение на месторождении. Из рудных минералов в ней обнаружены только мелкие кристаллы пирита в форме пентагондодекаэдра и куба. Многочисленные прожилки и маломощные жилки, сложенные минералами шестой стадии, располагаются на более или менее глубоких горизонтах штокверковых тел. В этих прожилках обнаружены стильбит (десмин), шабазит (рис. 1), натролит. Из них первый резко преобладает.

Особняком от этих цеолитов встречается стеллерит в прожилках пятой стадии минерализации — турмалин-кварц-касситерит-сульфидной (рис. 2).

Первая группа цеолитов располагается в зальбандах прожилков и жил и, чередуясь с преобчтым кварцем, образует оторочки в виде щеток. На них нарастает белый кальцит, образующий часто довольно крупные (несколько см) пластинчатые кристаллы (паширшат), ориентированные в различных направлениях. Грани этих кристаллов усеяны мелкозернистым агрегатом тех же цеолитов, кальцита, кварца и пирита. Все эти минералы корродируют крупные кристаллы кальцита. Более редко гнезда и шпрожилки цеолитов секутся тонкими прожилками кальцита.

Из цеолитов стильбит имеет наиболее широкое распространение. Кристаллы его мелкие (до 2—3 мм), призматические, плоские. Некоторые из них сдвойничкованы, зональные, иногда срастаются в лучистые агрегаты.  $N_g$  колеблется в пределах 1,503—1,495  $\pm$  0,002;  $N_p$  1,498—1,487  $\pm$  0,002;  $N_g - N_p$  от 0,005 до 0,010, чаще последнее. Двусный отрицательный.  $2V = -33 - 36^\circ$ .

Натролит очень редок и встречается вместе со стильбитом. Внешне оба цеолита очень сходны.  $N_g$  колеблется от 1,487 до 1,494  $\pm$  0,002;  $N_p$  от 1,483 до 1,487  $\pm$  0,002.  $N_g - N_p$  от 0,004 до 0,007. Двусный положительный.



Рис. 1. Крystalлы стильбита (с) и шабазита (ш) в прожилке, секущем порфириты. Обр. 836, ув. 15. Штольня № 3

Рентгенограммы цеолитов

Таблица

Название минерала	Стильбит						Стильбит с натролитом		Стильбит		Натролит		Шабазит						Стеллерит			
	46		93		83		68						445		836		Эталон		1064			
№ образца																						
Место нахождения	Скв. 1181, глубина 86—91 м		Скв. 1206, глубина 163,2—164,2 м		Скв. 1079, глубина 48,5—4,86 м		Скв. 1079, глубина 494,9—499 м		Эталоны лабораторий ИГЕМ АН СССР				Скв. 1079, глубина 494,9—499 м		Штольня № 3		В. М. Михеева, 1957		Штольня № 3		Месторождения 5-е Савинское и Букукинское в Вост. Забайкалье. Материал прислан В. Ф. Барановым*	
Название породы, из которой взят минерал	Прожилки в кварц-биотит-полевоплатовых роговиках		Прожилки в плагиофельзит-порфирах		Прожилки в милонитизированных плагиогранитах		Прожилки в милоните (по плагиограниту)						Прожилки в милоните (по плагиограниту)		Прожилки в порфири-тах						Турмалин-биотитовые прожилки в порфирите	
Окраска	Кремовая		Светло-желтая		Розоватая		Бесцветный, прозрачный						Розовая		Белая				Белая			
	I	d <sub>α</sub>	I	d <sub>α</sub>	I	d <sub>α</sub>	I	d <sub>α</sub>	I	d <sub>α</sub>	I	d <sub>α</sub>	I	d <sub>α</sub>	I	d <sub>α</sub>	I	d <sub>α</sub>	I	d <sub>α</sub>	I	d <sub>α</sub>
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	9,09	9	10,17
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	8,87	10	8,94
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	5,38	4	5,20
8	9,17	7	9,10	7	9,10	7	9,17	90	9,1	—	—	9/10	9,288	—	—	10	9,3	4	5,38	8	4,61	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	4,70	6	4,41
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1/2 p	7,675	—	—	—	—	—	4	4,52	6	4,41
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	6,915	—	—	4	6,9	4	4,30	6	4,23	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	6,61	—	—	10	4,05	10	4,04
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	3,77	6	3,70
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	6,07	—	—	6	3,39	7 ш	3,36
—	—	—	—	—	—	—	8	5,51	20	5,4	8	5,86	—	—	—	—	—	—	5	3,21	6	3,17
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9	3,03	9	3,01
3	5,18	—	—	—	—	—	1	5,11	—	—	—	—	4	5,552	5	5,51	6	5,6	9	3,03	1	2,87
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7	2,78	7	2,79
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,73	1	2,70
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	2,58	4	2,56
8	4,71	9	4,69	9	4,69	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2,49	2	2,47
2	4,50	4	4,50	4	4,50	8	4,28	30	4,30	8	4,36	—	—	—	—	—	—	—	2	2,36	3	2,35





Название минерала	Стильбит						Стильбит с натролитом		Стильбит		Натролит	
	46		93		83		68					
№ образца												
Место нахождения	Скв. 1181, глубина 86—91 м		Скв. 1206, глубина 163,2—164,2 м		Скв. 1079, глубина 48,5—4,86 м		Скв. 1079, глубина 494,9—499 м		Эталоны лабораторий ИГЕМ АН СССР			
Название породы, из которой взят минерал	Прожилки в кварц-биотит-полевошпатовых роговиках		Прожилки в плагиофельзитпорфирах		Прожилки в милонитизированных плагиогранитах		Прожилки в милоните (по плагиограниту)					
Окраска	Кремовая		Светло-желтая		Розовая		Бесцветный, прозрачный					
	I	$d_{\alpha}$	I	$d_{\alpha}$	I	$d_{\alpha}$	I	$d_{\alpha}$	I	$d_{\alpha}$	I	$d_{\alpha}$
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	1,707
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	1,680	3	1,675	3	1,675	1	1,668	—	—	4	1,657	—
—	—	—	—	—	2	1,641	—	—	—	—	—	—
5	1,598	4	1,592	4	1,592	4	1,587	20	1,60	1	1,607	—
4	1,558	3	1,557	3	1,557	5	1,552	20	1,56	2	1,574	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7	1,530
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,515
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	1,462
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,452
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,439
2	1,449	2	1,443	2	1,443	—	—	—	—	—	4	1,420
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	1,389

Таблица (око нчанне)

Шабазит						Стеллерит			
445		836		Эталон		1064			
Скв. 1079, глубина 494,9—499 м		Штольня № 3		В. И. Михеева, 1957		Штольня № 3		Месторождения 5-е Савинское и Букукинское в Вост. Забайкалье. Материал прислан В. Ф. Варбановым*	
Прожилки в милоните (по плагнограниту)		Прожилки в порфири-тах				Турмалин-биогитовые прожилки в порфирите			
Розовая		Белая				Белая			
I	$d_{\alpha}$	I	$d_{\alpha}$	I	$d_{\alpha}$	I	$d_{\alpha}$	I	$d_{\alpha}$
—	—	—	—	—	—	4	1,092	3	1,092
1/2	1,698	1	1,696	2	1,69	1	1,064	3	1,065
1/2	1,676	2	1,667	4	1,65	3	1,054	—	—
2	1,641	4	1,643	2	1,61	2	1,044	1	1,045
1/2p	1,587	1	1,594	—	—	3	1,029	1	1,034
2	1,560	5	1,560	4	1,566	3	1,013	3 III	1,015
—	—	—	—	—	—	2	0,999	4	0,999
1	1,520	3	1,517	4	1,526				
—	—	—	—	—	—				
1/2	1,488	3	1,484	2	1,498				
—	—	1	1,452	2	1,458				
1/2	1,448	4	1,425	4	1,422				
1	1,418	4	1,410	—	—				
1	1,407	—	—	—	—				



Стильбит и натролит окрашены в кремовый, белый и редко розоватый цвета или бесцветные.

Ш а б а з и т от предыдущих цеолитов отличается формой кристаллов и более часто наблюдаемой розовой окраской. Одни кристаллы ромбовидные, по форме близки к кубу; другие пластинчатые треугольной формы. Последние срастаются один с другим и узкой стороной прикрепляются к стенкам трещин в породах. Размер кристаллов измеряется долями миллиметра.

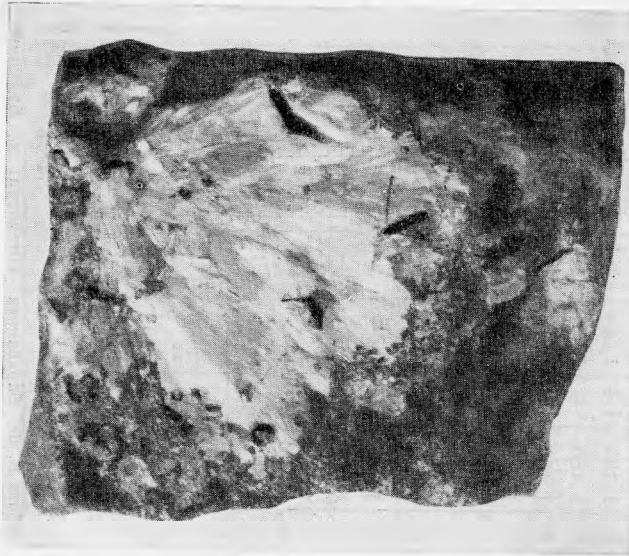


Рис. 2. Стеллерит (белое) в турмалино-биотитовом прожилке, секущем порфирит. Обр. 1064, nat. вел. Штольня № 3

Окраска розовая и белая. В шлифах бесцветный.  $n_g$  розового шабазита равно  $1,497 \pm 0,002$ ;  $n_p = 1,488 \pm 0,002$ ;  $n_g - n_p = 0,009$ ;  $n_g$  белого шабазита  $1,490 \pm 0,002$ ;  $n_p = 1,484 \pm 0,002$ ;  $n_g - n_p = 0,006$ . Двусный отрицательный. Встречается более редко, чем стильбит, но чаще, чем натролит.

Все цеолиты в шлифах бесцветные с совершенной спайностью.

Стеллерит образует наиболее крупные (до 3—3,5 см) пластинчатые белые и бесцветные полупрозрачные кристаллы, собранные в радиальнолучистые пучки в альбит-флюорит-хлоритовых прожилках.

Вместе с ним наблюдаются касситерит, голубой турмалин, клиноцоизит, кварц.  $n_g = 1,496$ ;  $n_p = 1,487$ ;  $n_g - n_p = 0,009$ . Двусный положительный.  $2V = (-) 44^\circ$ . Удельный вес 2,142. В рудных телах встречается редко.

Рентгенограммы цеолитов приведены в таблице.

Спектральные анализы показали, что все цеолиты первой группы содержат железо, марганец, магний, медь и стронций; последние не обнаружены лишь в одном случае. Титан и барий отсутствуют в цеолитах, залегающих в плагиогранитах и плагиофельзит-порфирах. Ванадий и хром присутствуют только в цеолитах, образующих прожилки в амфиболовых порфиритах, а никель — в цеолитах, секущих прожилками серпентиниты, образовавшиеся по пироксеновым и амфиболовым порфиритам. Олово, свинец, цинк, серебро, мышьяк, висмут, молибден, германий, галлий отмечаются часто, но не во всех цеолитах.

Для этих элементов не намечается какой-либо связи с составом вмещающих пород. Минералы этих элементов в кварц-цеолит-карбонатных прожилках не обнаружены. Вероятно, в составе растворов, из которых образовались упомянутые прожилки, последние находились в ничтожно малой концентрации.

В отличие от цеолитов шестой стадии минерализации, стеллерит содержит только медь, серебро, свинец, висмут, марганец, железо, бериллий, магний, стронций, натрий.

Е. И. ДОЛОМАНОВА, Ю. С. НЕСТЕРОВА, Г. А. АРАПОВА

**БЕДАНТИТ Тl- и Sn-СОДЕРЖАЩИЙ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОПКИ БОЛЬШОЙ ШЕРЛОВОЙ ГОРЫ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)**

Площадь месторождения сопки Большой сложена кварцевыми порфирами, фельзитами, туфовидными кварцевыми порфирами и туфами, сцементированными и интенсивно замещенными рудоносным кварц-турмалиновым агрегатом. Перечисленные породы слагают жерло вулкана, располагавшегося на пересечении двух крупных тектонических нарушений — северо-восточного древнего разлома и меридионального сброса. Кварцевые порфиры, по данным П. Т. Белова и В. А. Гуццина, образуются в виде усеченного конуса, обращенного широкой стороной к поверхности. На глубине их сменяют порфириты. Кварцевые порфиры прорывают порфириты, которые располагаются также к северу, западу и югу от них. С восточной стороны кварцевые порфиры контактируют с плагногранитами и также прорывают их. Порфириты и плагнограниты относятся к герцинскому тектоно-магматическому циклу, а кварцевые порфиры — к мезозойскому. Единого мнения о возрасте кварцевых порфиров нет, но большинство геологов считает их верхнеюрскими образованиями.

Рудный штокверк приурочен к месту пересечения упомянутых выше тектонических нарушений и сопровождающих их многочисленных, различных по масштабу, трещин оперения.

Зона окисления в пределах рудного штокверка сопки Большой достигает глубины 60 м. В этой зоне все сульфиды и отчасти турмалин окислены и превращены в ряд вторичных минералов, а полевые шпаты, топаз и слюды интенсивно каолинизированы. Многие минералы частично выщелочены. В результате всех этих процессов образовалась сильно пористая порода. Истинная пористость достигает 10% и более и превышает более чем в три раза пористость неизмененного кварцевого порфира. К пустотам, порам и трещинам разнообразного размера и формы приурочена главная масса минералов зоны окисления.

По данным Ф. В. Чухрова и Н. Н. Смольяниновой, зона окисления сложена лимонитом, гидрогематитом, бедантитом, азурином, малахитом, фармакосидеритом, ярозитом, оливенитом, монгеймитом, псиломелан-вадом, скородитом, кальцитом, каолинитом, галлуазитом, халцедоном, опалом. А. Г. Теремецкой установлены еще самородная медь, ковеллин, базовисмутит. Н. В. Иониным — церуссит, халькантит, англезит. Нами — халькозин, аннабергит, гринокит, миметезит, самородное серебро, монтмориллонит, иллит.

Бедантит имеет широкое распространение на месторождении. Ф. В. Чухров и Н. Н. Смольянинова выделяют две разновидности бедантита: 1) сплошной рыхлый или плотный, землистый, образует тонкие смеси с

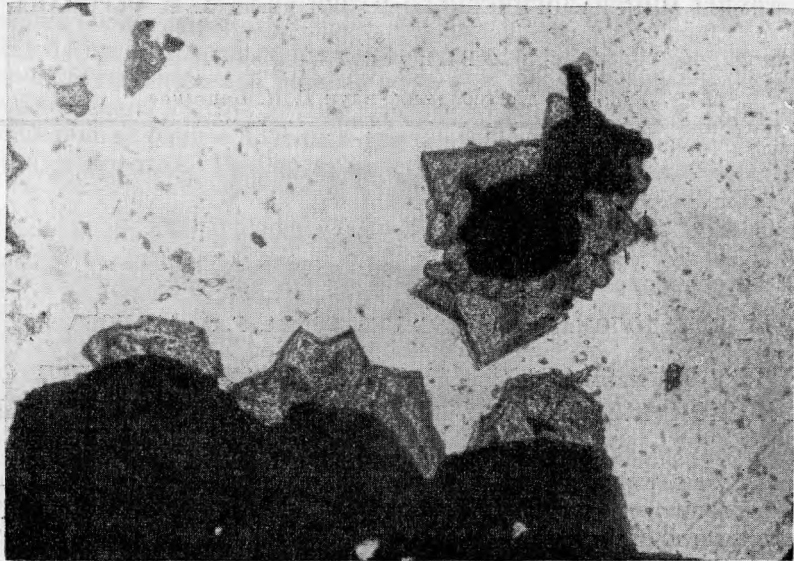


Рис. 1. Бедантит (серое) нарастает на гидроокислы железа (черное). Шлиф 1288, ув. 90, без анализатора

ярозитом и скородитом. Окраска варьирует от зеленовато-желтой до светло-зеленой; 2) мелкочешуйчатый бедантит, образующий тонкие корочки. Окраска меняется от зеленовато-желтой до желтой. Никаких других сведений о бедантите нет.

По нашим данным, на месторождении четко проявлены три разновидности бедантита: 1) ромбовидные кристаллы, то сильно вытянутые, то укороченные, близкие по форме к кубу, образующие тонкие (0,1 мм) корочки в пустотах и трещинах пород; 2) длиннопризматические и игольчатые кристаллы, обычно собранные в сферолиты, инкрустирующие обломки пород, нарастающие на стенки пустот и трещин; 3) землистые плотные и рыхлые массы, иногда имеющие тонкоскорлуповатое колломорфное строение. Обе разновидности бедантита, выделенные Ф. В. Чухровым и Н. Н. Смольяниновой, можно отнести к этой группе.

Ромбовидные кристаллы окрашены в ярко-зеленый, желтовато-зеленый, зеленовато-желтый и золотисто-желтый цвета. Блеск алмазный и стеклянный. Размер кристаллов не превышает 0,5 мм. Эти кристаллы бедантита в виде «щеток» нарастают на стенки трещин в туфобрекчии кварцевого порфира, кристаллизуются в пустотах и порах темно-бурых и темно-коричневых гидроокислов железа, имеющих колломорфное строение. В пустотах кристаллы бедантита нарастают на стенки и один на другой, образуя небольшие друзы и скопления (рис. 1).

Сферолиты бедантита (рис. 2) распространены более широко, чем ромбовидные кристаллы. Они окрашены в желтовато-зеленый и яблочно-зеленый цвета и очень тесно ассоциируют с бурыми гидроокислами железа колломорфного строения. Сферолиты заполняют поры и пустоты в гидроокислах железа и нарастают на них или, чередуясь с ними и каолинитом, слагают полосы, корочки и скопления различной величины и формы (рис. 3). Толщина корочек не превышает 2—3 мм. В крупных пустотах сферолиты, последовательно нарастая один на другой, образуют столбчатые агрегаты в виде «сталактитов» и «сталагмитов» до 1,5 см длиной и до

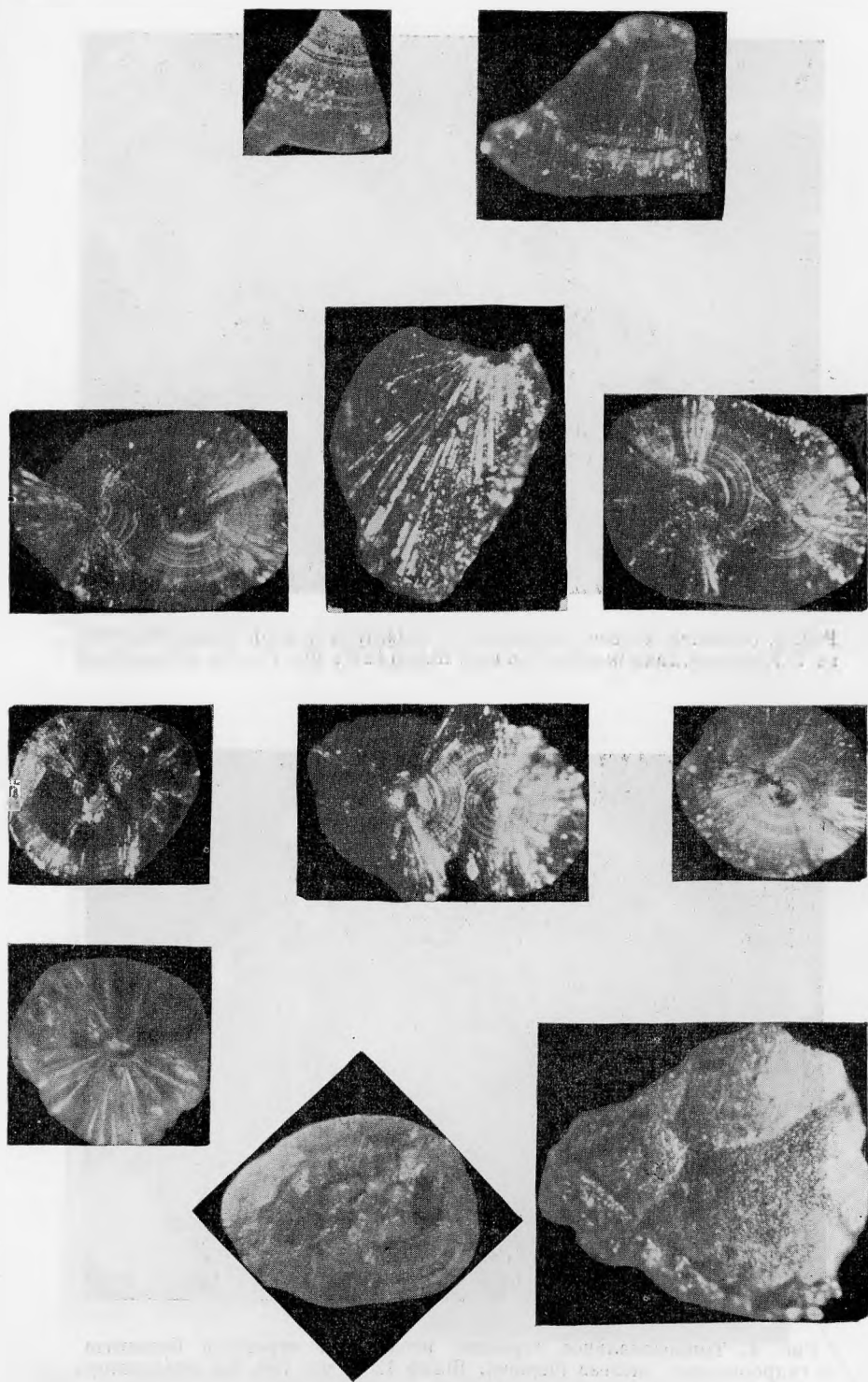


Рис. 2. Сферолиты бедангита. Ув. 35



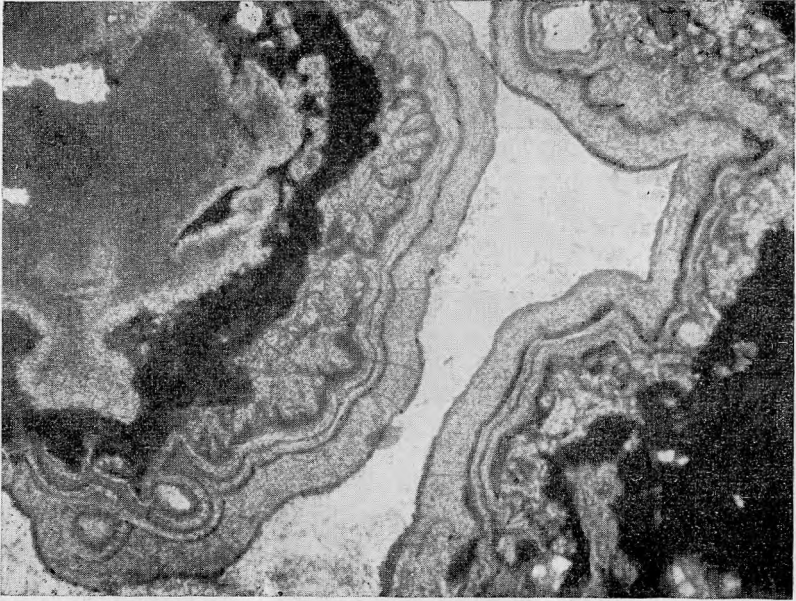


Рис. 3. Строение корочек игольчатого бедантита (серое), перемежающихся с гидроксидами железа (черное). Шлиф 1291, ув. 75, без анализатора

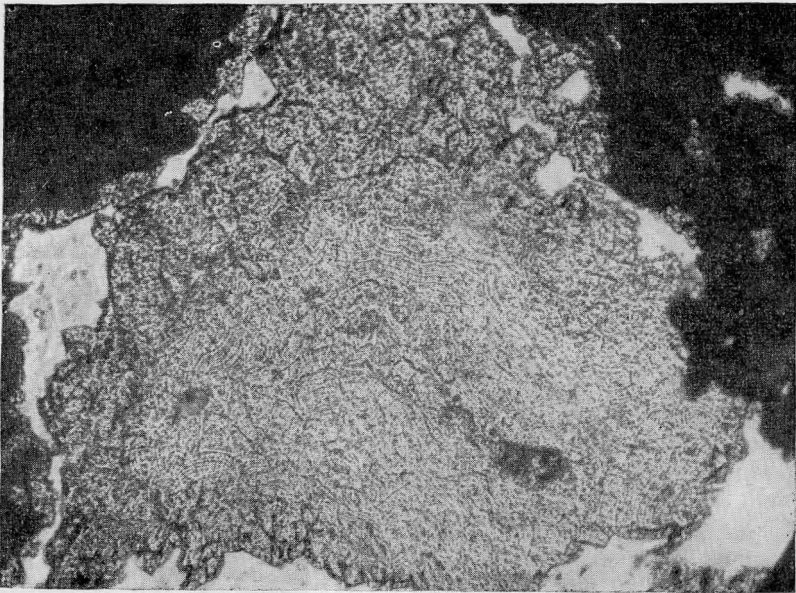


Рис. 4. Тонкозональное строение игольчатых агрегатов бедантита в гидроксидах железа (черное). Шлиф 1288, ув. 150, без анализатора

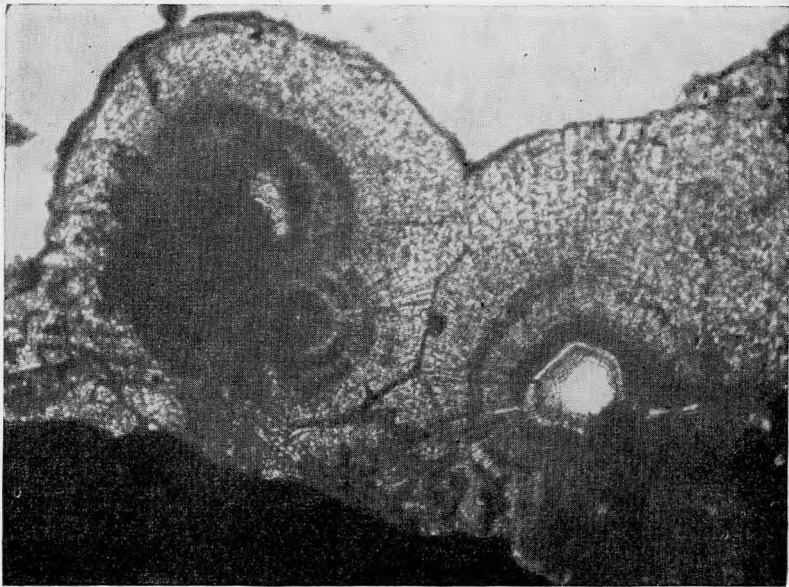


Рис. 5. Зоны криптоигольчатого бедантита (серое) в сферолитах чередуются с зонами тонкодисперсного (темно-серое) бедантита и гидроокислами железа (черное). Шлиф 1291, ув. 150, без анализатора



Рис. 6. Сферолиты бедантита имеют несколько ядер, заключенных в одну общую оболочку. Они нарастают на гидроокислы железа (черное), а на них кристаллизуется тонкоигольчатый бедантит в виде сплошной корочки. Шлиф 1291, ув. 150, без анализатора



Рис. 7. Сферолиты тонкоигольчатого (слева) и длиннопризматического (справа) бедантита (серое) в гидроокислах железа (черное). Шлиф 1287, ув. 75, николи полускрещены

2 мм в диаметре. Снаружи такие образования бывают покрыты темно-коричневатой или бурой тонкой пленкой гидроокислов железа или розовато-коричневатой корочкой каолинита, легко отделяющихся от сферолитов. По строению и размерам сферолиты очень разнообразны. Диаметр наиболее крупных из них не превышает 1—2 мм. Длина отдельных кристаллов не более 0,1—0,2 мм.

Различается несколько типов сферолитов: 1) сферолиты, сложенные криптоигольчатым бедантитом, имеющим аномальное двупреломление в ярко-зеленых, синих и реже розовато-красных тонах (рис. 4); 2) сферолиты, у которых тонкоигольчатое и зональное строение обнаруживается лишь при скрещенных николях. В проходящем же свете они кажутся однородной зеленовато-желтой, желтовато-зеленой или желтой массой; 3) сферолиты, состоящие из чередующихся узких (0,0п — 0,00п мм) зон криптоигольчатого зеленовато-желтого бедантита и тонкодисперсного почти не поляризующего агрегата, зеленовато-бурого и коричневатого цвета (рис. 5). Число зон колеблется от 2 до 8. Центральная часть — ядро — всегда сложена тонкодисперсным бедантитом. Количество ядер также непостоянно — одно, два и более. Они заключены в одну общую оболочку бедантита (рис. 6); 4) нередки сферолиты, в которых чередуются зоны игольчатого зеленовато-желтого бедантита с тончайшими зонами бурых гидроокислов железа; 5) встречаются сферолиты, отдельные зоны которых состоят из хорошо раскристаллизованного тонкоигольчатого бедантита (рис. 7). Зоны отличаются разным аномальным двупреломлением — синим, зеленым, красным, оранжево-красным, желто-зеленым, сине-лиловым. Спайность отчетливо проявляется лишь у наиболее крупных кристаллов. Угасание относительно спайности прямое, удлинение отрицательное. Кристаллы двусосные отрицательные; 6) наиболее крупные сферолиты состоят из длиннопризматических кристаллов бедантита, сильно суженных к основанию

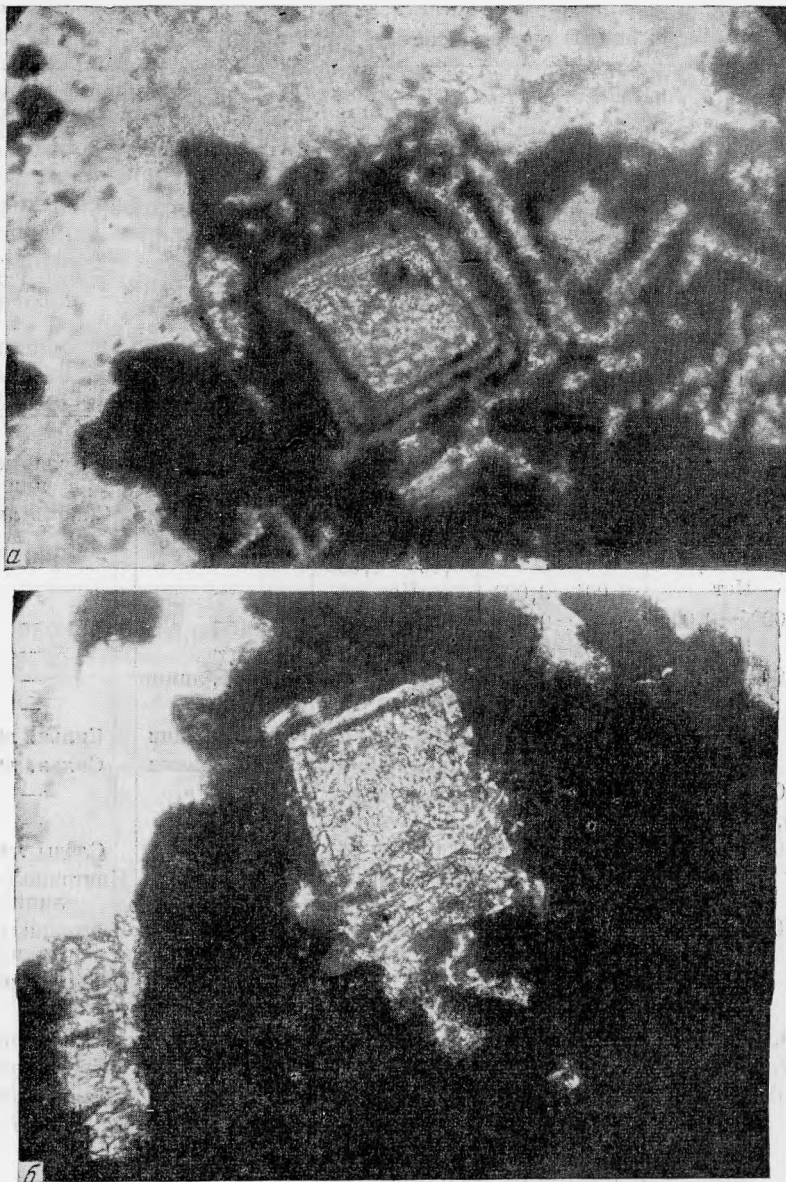


Рис. 8, а, б. В сечении кристаллы бедантита (серое) имеют форму ромба (а, шлиф 1291, ув. 150, без анализатора), иногда близкого к квадрату (б, шлиф 1288, ув. 90, без анализатора)

и плотно срастающихся один с другим. Не всегда концы кристаллов достигают центра сферолитов. Часто внутри остается шлое пространство шестигранной или округлой формы. Вершины кристаллов выступают из общего тела сферолитов, придавая им зубчатые очертания (рис. 7). В сечении кристаллы имеют форму ромба (рис. 8, а), иногда очень близкого к квадрату (рис. 8, б). Кроме дисперсии двупреломления, в некоторых кристаллах бедантита заметна дисперсия острой биссектрисы. Плеохроизм по Ng —

Таблица 1

## Данные спектрального анализа бедантитов

Шерловая гора, сопка Большая					Минералогический музей АН СССР
№ образца	163	1283	153	746	
Кристаллическая форма	Ромбоэдрические кристаллы	Сферолиты игловатых и призматических кристаллов	Колломорфный, тонкодисперсный	Колломорфные агрегаты	Инв. № 57904. Место рождения Гульшад, Казахстан
Окраска и другие свойства	Ярко-зеленая Блеск алмазный	Желтовато-зеленая. Блеск стеклянный	Желто-зеленая. Блеск матовый	Зеленовато-желтая. Блеск перламутровый	
Cu	n%	n%	n%	Средн. линии	Оч. слабые линии
Zn	0,007—0,009	0,1—0,3	0,04—0,06	Оч. слабые линии	Слабые линии
Ga	0,007—0,009	Нет	0,001—0,003	—	—
Ge	Нет	0,001—0,003	Нет	—	—
Ag	0,0004—0,0006	0,001—0,003	0,001—0,003	—	—
In	Нет	0,001—0,003	Нет	—	—
Sn	,0001—0,0003	0,7—0,9	Нет	Оч. слаб. линии	—
Tl	Нет	0,4—0,6	Нет	—	—
Pb	n	n	n	Сильн. линии	Сильн. линии
As	n	n	n	Сильн. линии	Сильн. линии
Sb	0,0007—0,0009	Нет	0,1—0,3	—	—
Bi	0,007—0,009	0,01—0,03	Нет	—	—
Ti	0,0004—0,0006	0,004—0,006	0,001—0,003	Следы линий	Следы линий
V	Нет	Нет	0,0001—0,0003	Ничтожные следы линий	Ничтожные следы линий
Mn	0,0001—0,0003	Нет	0,001—0,003	Ничтожные следы линий	Ничтожные следы линий
Fe	n	n	0,7—0,9	Сильн. линии	Сильн. линии
Be	Нет	Нет	0,001—0,003	—	—
Mg	0,001—0,003	0,01—0,03	0,04—0,06	Следы линий	Сильн. линии
Al	0,007—0,009	0,1—0,3	0,7—0,9	Средн. линии	Средн. линии
Si	0,01—0,03	0,01—0,03	0,7—0,9	Средн. линии	Сильн. линии
Ca	Нет	0,001—0,003	0,1—0,3	Следы линий	Оч. слабые линии
Sr	Нет	Нет	0,01—0,03	—	—
Ba	Нет	0,01—0,03	0,04—0,06	Оч. слабые линии	—

Примечания.

Не обнаружены: Cd, Te, Cr, Co, Ni, Sc, Y, Zr, Nb, Mo, La, Ce, Ta, W, Li, P.

Щелочи не определялись.

Аналитик А. С. Дудыкина.

зеленовато-желтый, по  $\text{Np}$  — светло-желтый или бесцветный. Угасание прямое, удлинение отрицательное. Показатели преломления, измеренные в фосфорных жидкостях, равны:  $\text{Ng} = 1,916 \pm 0,004$ ,  $\text{Np} = 1,909$ .

Данные спектральных анализов различных видов бедантита приведены в табл. 1.

Они позволили установить, что длиннопризматические кристаллы бедантита из сферолитов отличаются от всех прочих разновидностей

повышенным содержанием олова и таллия. Кроме того, в них присутствуют индий и германий, не обнаруженные в других типах бедантита, и отсутствуют галлий, сурьма, марганец.

Химический анализ сферолитов бедантита, сложенных длиннопризматическими кристаллами (табл. 2), показал, что кроме олова и таллия в бедантите в заметных количествах содержатся медь, алюминий, сера и фосфор. Количество воды больше, чем в бедантите теоретического состава. Поэтому пришлось допустить, что часть железа изоморфно замещается медью, алюминием, оловом, таллием, а часть мышьяка — серой, алюминием, фосфором; кислород — группой гидроксила. Таким образом, формула длиннопризматического бедантита несколько отличается от теоретической (табл. 2).

Рентгенограммы трех разновидностей бедантита (табл. 3) имеют большое сходство, но все же длиннопризматические кристаллы из сферолитов (обр. 1283) отличаются несколько увеличенными размерами элементарной

Таблица 2

Химический анализ бедантита (обр. 1283)

Компоненты	Вес. %	Атомные количества	Элементы	Радиусы ионов
PbO	30,69	1375	Pb <sup>IV</sup>	0,84 (0,76)
			Pb <sup>II</sup>	1,20 (1,26)
CuO	1,41	177	Cu <sup>II</sup>	0,72
			Cu <sup>I</sup>	0,96 (0,98)
Tl	0,23	11	Tl <sup>III</sup>	0,95
			Tl <sup>I</sup>	1,47
Sn	0,72	61	Sn <sup>IV</sup>	0,71 (0,67)
			Sn <sup>II</sup>	0,93 (1,02)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,57	3704	Fe <sup>III</sup>	0,69 (0,67)
			Fe <sup>II</sup>	0,74 (0,80)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,81	552	Al <sup>III</sup>	0,51 (0,57)
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	20,78	1808	As <sup>V</sup>	0,46 (0,47)
SO <sub>3</sub>	3,98	497	S <sup>VI</sup>	0,30 (0,29)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	21	P <sup>V</sup>	0,35
ZnO	0,02	2	Zn <sup>II</sup>	0,74 (0,83)
± H <sub>2</sub> O	10,27	5706		
Сумма	100,63			
Уд. вес	4,238			

Аналитики: Ю. С. Нестерова и Г. А. Арапова

Формула бедантита:

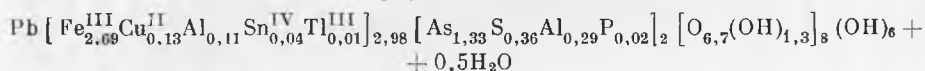


Таблица 3

## Рентгенограммы бедантита

№ обр.	1283		163		153		Эталоны			
							Лаборатория ИГЕМ		Инв. № 57904. Минералогический музей АН СССР	
Место взятия	2R = 57,3; Fe-излуч.						Образец Ф. В. Чухрова		Казахстан, месторождение Гульшад	
	d = 0,6			d = 0,3						
Характеристика минерала	Карьер сопки Большой. Главный рудный штокерк в туфобрекчии кварцевого порфира								Кристаллы черного и коричневатожелтого цвета	
	Длиннопризматические кристаллы из сфалеритов яблочно-зеленого цвета со стеклян-ным блеском		Ромбоэдрические кристаллы ярко-зеленого цвета с алмазным блеском		Коллоидные агрегаты желто-зеленого цвета с матовым блеском					
№ п.п.	I	d <sub>α</sub>	I	d <sub>α</sub>	I	d <sub>α</sub>	I	d <sub>α</sub>	I	d <sub>α</sub>
1										
2										
3	3	6,57			3	6,31			5	6,14
4	5	5,92			7	5,70	4	5,86	9	5,76
5	—	—			—	—	—	—	1	5,18
6	—	—			—	—	—	—	—	—
7	—	—			—	—	—	—	—	—
8	3	4,05			2	4,11	—	—	4	4,07
9	—	—			1	3,75	—	—	1	3,80
10	7	3,65	7	3,63	—	—	6	3,64	7	3,66
11	1	3,54	—	—	8	3,54	2	3,53	3	3,52
12	4	3,40	3	3,37	—	—	1	3,35	6	3,38
13	—	—	—	—	5	3,30	—	—	2	3,32
14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
15	10	3,08	10	3,05	10	3,01	10	3,05	10	3,08
16	4	2,99	3	2,95	—	—	2	2,97	4	2,97
17	4	2,85	4	2,82	3	2,84	7	2,81	6	2,85
18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
19	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,63
20	6	2,55	4	2,53	—	—	6	2,53	7	2,54
21	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,51
22	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
23	3	2,38	2	2,36	—	—	1	2,36	3	2,38
24	2	2,33	—	—	4	2,31	1	2,30	—	—
25	6	2,27	2	2,25	7	2,26	3	2,25	9 дв.	2,27
26	2	2,26	—	—	—	—	—	—	—	—
27	3	2,20	5	2,17	3	2,22	1	2,17	2	2,18
28	3	2,10	—	—	2	2,12	1	2,08	2	2,09
29	2	2,03	—	—	4	2,04	—	—	1	2,02
30	9	1,985	7	1,967	—	—	9	1,976	9	1,985
31	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
32	—	—	—	—	7	1,926	—	—	—	—
33	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
34	—	—	—	—	—	—	1	1,848	—	—
35	9	1,830	7	1,822	—	—	9	1,827	7	1,835
36	—	—	—	—	6	1,783	—	—	—	—
37	1	1,750	—	—	—	—	3	1,747	1 дв.	1,761





ячейки и некоторой разницей в интенсивности рефлексов. И то, и другое может быть объяснено разницей химического состава разных типов бедантита.

В заключение авторы статьи считают своим долгом поблагодарить академика Н. В. Белова и доктора геолого-минералогических наук И. Д. Борнеман-Старыйкиевич за консультации при обсуждении данных химического анализа бедантита и вывода его формулы.

#### ВЫВОДЫ

1. На месторождении Шерловая гора впервые обнаружен таллий и оловосодержащий бедантит.

2. Химическая формула его несколько отличается от формулы, выражающей теоретический состав минерала.

3. Данные рентгеноскопических измерений показали, что игольчатый бедантит отличается несколько большими размерами элементарной ячейки и небольшой разницей в интенсивности рефлексов сравнительно с обычным бедантитом.

4. Гипогенные руды месторождения сопки Большой состоят из разнообразных сульфидов и касситерита. Из сульфидов, содержащих элементы, входящие в состав бедантита, установлены станнин, халькопирит, галенит, галеновисмутит, пирит, арсенопирит, пирротин и другие менее распространенные минералы.

При разрушении их в зоне окисления освобождаются олово, медь, свинец, железо, таллий, мышьяк, сера, которые при определенных физико-химических условиях образуют бедантит. Таллий обнаружен спектральными анализами в виде примеси в галеновисмутите. Из минералов зоны окисления таллий содержится еще в вернадите.

И. П. ИЛУПИН

## МИЛЛЕРИТ В КИМБЕРЛИТАХ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

Миллерит в кимберлитах Западной Якутии был впервые обнаружен автором в 1956 г. в трубке «Удачная — западная». Краткие сведения о нем изложены в монографии «Алмазные месторождения Якутии» (1959). Сейчас миллерит найден в нескольких кимберлитовых телах: «Удачная — западная», «Зарница», «Невидимка» (Далдыно-Алаakitский район), «Ленинград», «Надежная» (Средне-Оленекский район), на различных глубинах — от приповерхностных частей трубок до 400 м.

Миллерит в кимберлитах представлен во всех случаях агрегатами тонких игольчатых кристалликов. Расположение кристалликов в агрегатах чаще всего беспорядочное, иногда радиально-лучистое (см. рисунок). Длина иголок обычно не превышает 0,1—0,3 мм, очень редко достигает 1—2 мм («Невидимка», «Ленинград»); толщина — от тысячных долей миллиметра (возможно, даже меньше 0,001 мм) до 0,03 мм. Цвет минерала — латунно-желтый (как у пирита), блеск сильный металлический. Иногда блеск несколько маскируется примазками серпентина и, возможно, вторичных



Иголки миллерита и кальцит в пустотке внутри псевдоморфозы серпентина по оливину. Трубка «Ленинград». Ув. 24

## Результаты рентгеновского изучения миллерита

№ п. п.	$hkl$	$hkl$	1		2		3	
			$I$	$\frac{d/n}{\alpha \quad \beta}$	$I$	$\frac{d/n}{\alpha \quad \beta}$	$I$	$\frac{d/n}{\alpha \quad \beta}$
1	1120 $\beta$	110 $\beta$	1	(5,22) 4,75	—	—	1	(5,22) 4,75
2	1120	110	5	4,77	5	4,74	5	4,77
3			—	—	3	3,79	1	(3,844) 3,500
4			—	—	3	3,51	3	3,497
5			2	3,39	—	—	—	—
6			—	—	2	(3,33) 3,02	3ш	(3,30) 3,00
7	0411 $\beta$	100 $\beta$	1	(3,19) 2,91	10	3,016	9ш	(3,018) 2,75
8	0411	100	4	2,93	—	—	1	2,92
9	3030	211	10	2,755	10	2,75	10	2,77
10	2021	111	6	2,50	2	2,513	5	2,506
11	2240	220	4	2,386	2	2,42	2	2,405
12	3140		2	2,27	1	2,28	3	2,273
13	1231	210	9	2,215	3	2,22	5	2,222
14			3	2,09	1	2,08 (1,883)	2	2,084
15	3141 $\beta$	221 $\beta$	3	(2,032) 1,851	1	2,01 (1,826)	3	(2,040) 1,858
16	4150 $\beta$	321 $\beta$	3	(1,987) 1,809	—	—	—	—
17	0441 $\beta$	311 $\beta$	3	(1,902) 1,732	3	1,906	2	(1,903) 1,733
18	3141	221	10	1,853	9	1,858	10	1,860
19	4150	321	8	1,809	6	1,816	8	1,815
20	2351 $\beta$	330 $\beta$	2	(1,785) 1,626	—	—	1	(1,792) 1,632
21	3360 $\beta$		3	(1,754) 1,597	1	(1,760) 1,594	2	(1,755) 1,600
22	0441	311	9	1,729	6	1,739	7	1,733
23	1012 $\beta$	110 $\beta$	1	(1,694) 1,542	2	1,681	1	(1,695) 1,543
24	2351	320	6	1,625	2	1,633	4	1,629
25	3360	330	9	1,596	6	1,596	9	1,601
26	1012	110	7	1,541	—	—	3	1,540
27	1342 $\beta$	310 $\beta$	1	(1,423) 1,296	—	—	—	—
28	2132	121	2	1,404	—	—	—	—
29	6060	222	4	1,382	5	1,385	4	1,385
30	5270	431	4	1,329	—	—	4	1,330
31	4480 $\beta$	330	1	(1,317) 1,199	—	—	2	(1,319) 1,201
32	1342	310	5	1,296	4	1,301	4	1,296
33	6171 $\beta$	432 $\beta$	—	—	—	—	2	(1,291) 1,175
34	4042	222, 430	9	1,252	3	1,255	9	1,254
35			—	—	—	—	2	1,240
36	7180 $\beta$	532 $\beta$	1	(1,220) 1,099	3	(1,226) 1,111	3	1,220
37	3252	132	2	1,210	—	—	3	1,210
38	4480	330	8	1,199	3	1,200	9	1,200
39	{ 7070; 4152 5380		2	1,189	—	—	3	1,189
40	6171	432	8	1,175	5	1,178	8	1,176
41	0552	141	4	1,141	3	1,144	—	—
42	{ 2462; 5381 0771	420 441	8	1,110	8	1,111	—	—
43	7180	532	4	1,099	4	1,101	—	—
44	5162	233	5	1,082	—	—	—	—
45	{ 6390 0003	111 541	2	1,045	—	—	—	—

Таблица 1 (окончание)

№ п.п.	hkl	hkl	1		2		3	
			I	$\frac{d/n}{\alpha \quad \beta}$	I	$\frac{d/n}{\alpha \quad \beta}$	I	$\frac{d/n}{\alpha \quad \beta}$
46	4372	143	7	1,030	6	1,032		
47	0223; 4591	540	5	1,006	4	1,009		
48	{ 1672	533	4	0,985				
	{ 8081	521						
49	3033	221	4	0,979				
50	7291	542	1	0,965				
51	3582	053	3	0,948				
52	{ 6282	234	4	0,929				
	{ 1891	263						
53	9090	336	1	0,922				
54	6.4.10.1	155	3	0,912				
55	8.2.10.0	236	3	0,906				
56	3.7.10.1	164	3	0,897				
57	7.4.11.0	156	5	0,862				
58	2792	163	1	0,852				
59	5.6.11.1	065	5	0,840				
60	8192	345	1	0,828				
61	{ 7.3.10.2	255	1	0,802				
	{ 0.10.10.1	373						
62	10.1.11.0 $\alpha_1$	347 $\alpha_1$	5	0,789				
63	10.1.11.0 $\alpha_2$	347 $\alpha_2$	1	0,787				

Параметры элементарной ячейки:

$$a_h = 9,583 \pm 0,006 \text{ кХ}$$

$$c_h = 3,140 \pm 0,002 \text{ кХ}$$

$$9,598 \pm 0,005 \text{ кХ}$$

$$3,134 \pm 0,002 \text{ кХ}$$

Примечания. Рентгенометрическое изучение, индифференцирование и расчет параметров элементарной ячейки выполнены П. П. Левшовым в Центральной аналитической лаборатории Амакинской экспедиции Якутского геологического управления.

Условия съемки:

Для обр. 1  $\text{Cu}_{k\alpha\beta}$ ,  $V = 30 \text{ кВ}$ ,  $I = 80 \text{ мА/час}$ ,  $d = 0,5 \text{ мм}$ ,  $D = 57,3 \text{ мм}$

Для обр. 2  $\text{Cr}_{k\alpha\beta}$ ,  $V = 27 \text{ кВ}$ ,  $I = 120 \text{ мА/час}$ ,  $d = 0,3 \text{ мм}$ ,  $D = 57,3 \text{ мм}$

Для обр. 3  $\text{Fe}_{k\alpha\beta}$ ,  $V = 30 \text{ кВ}$ ,  $I = 150 \text{ мА/час}$ ,  $d = 0,3 \text{ мм}$ ,  $D = 57,3 \text{ мм}$

Обр. 1 — миллерит из Германии (Rheinland, Saarbrücken), из коллекции Минералогического музея АН СССР (№ 30127).

Обр. 2 и 3 — миллерит (с примазками кальцита и серпентина) из кимберлитовой трубки «Удачная — западная» (Западная Якутия, Далдыно-Алакитский алмазодобывающий район).

ш — широкая линия.

никелевых минералов; тонкие корочки бледно-зеленого серпентиноподобного минерала обнаружены на иголочках миллерита из трубки «Ленинград». Наиболее тонкие иголочки обнаруживают гибкость и упругость.

Присутствие никеля в минерале было установлено микрохимическим испытанием с диметилглиоксимом. Набрать достаточное количество материала для полуквантитативного спектрального анализа не удалось; качественно были установлены, помимо никеля, магний, кремний, кальций и железо (в связи с примазками серпентина, кальцита и, возможно, магнетита),

причем линии никеля на спектрограмме весьма отчетливы (аналитик — Н. И. Дякова, Амакинская экспедиция). Изготовить анплиф не удалось, однако комплекс внешних признаков и присутствие никеля позволили предположить, что минерал является миллеритом.

Правильность диагностики подтверждена данными рентгеновского изучения (табл. 1). В качестве эталона изучен образец миллерита из Германии. Дебаеграмма образца 2 получилась недостаточно четкой из-за слишком малого количества исходного материала, параметры элементарной ячейки для него не рассчитывались. Миллерит из кимберлитов в чистом виде отобразить не удалось, поэтому на рентгенограммах присутствуют линии примесей — в первую очередь кальцита (линия 3,018 образца 3, сливающаяся со слабой линией миллерита). Полученные данные хорошо согласуются с данными справочников (Михеев, 1957).

Большой интерес представляет изучение условий нахождения миллерита в кимберлитах. В подавляющем большинстве случаев миллерит приурочен к серпентиновым псевдоморфозам по оливину I генерации. Эти псевдоморфозы в кимберлитах Западной Якутии часто имеют ячеистое строение (независимо от присутствия миллерита): стенки ячеек сложены полупрозрачным желтовато-зеленым серпентином, а ячейки заполнены белым матовым серпентином, нередко совместно с кальцитом; часто наблюдаются пустотки — результат частичного выщелачивания кальцита и белого матового серпентина. В этих пустотках и располагаются агрегаты иголок миллерита. Иногда на стенках пустот нарастают мелкие кристаллики кальцита, значительно реже пустотка целиком заполнена бесцветным прозрачным кальцитом, а иголки миллерита находятся внутри кальцита. Наконец, в одном случае миллерит встречен в виде сети иголок в кальците, выполняющем совместно с серпентином пустотку в кимберлите, около 2 см в поперечнике (трубка «Удачная — западная»).

В связи с преимущественной приуроченностью миллерита к серпентиновым псевдоморфозам по оливину мы обратили внимание на содержание никеля в оливинах из кимберлитов и в кимберлитах в целом (табл. 2 и 3).

Таблица 2

Средние содержания NiO в кимберлитах и в оливинах из кимберлитов Западной Якутии (вес. %)

	Кимберлиты		Оливины	
	число анализов	среднее арифметическое	число анализов	среднее арифметическое
Все районы . . . . .	304	0,14	35	0,24
в том числе:				
Трубка «Удачная — восточная»	19	0,13	6	0,24
Верхне-Мунский район . . . . .	25	0,16	12	0,24

При составлении таблиц использованы данные Амакинской экспедиции Якутского геологического управления Главгеологии РСФСР, Якутского филиала Сибирского отделения АН СССР, Научно-исследовательского института геологии Арктики Всесоюзного аэрогеологического треста. Учтены результаты анализа не только для оливина из отдельных фенокристаллов в кимберлите, но и для оливина из включений родственных кимбер-

литу пород, поскольку, как установлено А. А. Панкратовым и Г. И. Смирновым (1960), эти оливины по физическим свойствам и химическому составу практически не различаются.

Таблица 3

Частота встречаемости различных содержаний NiO в кимберлитах и в оливинах из кимберлитов Западной Якутии

Содержания, вес. %	Кимберлиты		Оливины	
	число анализов	%	число анализов	%
0—0,1	129	42,5	7	20,0
Свыше 0,1 до 0,2	122	40,1	5	14,3
» 0,2 » 0,3	42	13,8	11	31,5
» 0,3 » 0,4	8	2,6	8	22,8
» 0,4 » 0,5	2	0,67	4	11,4
» 0,5	1	0,33	—	—
Сумма	304	100,00	35	100,0

Учитывая, что содержание неизмененного оливина в наиболее свежих кимберлитах (некоторые трубки Нижне-Оленекского района) достигает 20—25% весовых, причем даже в этих случаях оливин частично серпентинизирован, нетрудно подсчитать, что значительная часть никеля в кимберлитах сосредоточена в оливине.

Химическим анализом установлено, что при серпентинизации оливина элементы-примеси (в частности, никель) остаются в основном на месте — в серпентиновых псевдоморфозах. Химические анализы серпентинитов, образовавшихся за счет существенно оливиновых пород, приведены в монографии «Алмазные месторождения Якутии» как анализы «включений серпентина в кимберлите» (стр. 344, табл. 92, № п.п. 4—7); содержание NiO в них — от 0,30 до 0,68%, среднее из четырех — 0,48%.

Однако приуроченность выделений миллерита к псевдоморфозам серпентина по оливину связана не только с тем, что в этих псевдоморфозах сконцентрирован никель; немаловажную роль играет то, что серпентин псевдоморфоз (в первую очередь, белый матовый серпентин) легко поддается выщелачиванию и замещению. Замещение его, например, кальцитом и магнетитом — явления широко распространенные; нередко мы наблюдали, как тонкая магнетитовая жилка резко расширяется, пересекая серпентиновую псевдоморфозу по оливину.

Незначительный (в пределах первых десятков сантиметров) перенос никеля при образовании миллерита несомненно имел место — скопления миллерита внутри отдельных псевдоморфоз настолько значительны, что для их образования не хватило бы никеля, содержавшегося в данном зерне оливина.

Весьма характерно соотношение магнетита и пирита в кимберлитах — в тех участках, где встречен миллерит: в большинстве случаев магнетит резко преобладает над пиритом (табл. 4).

Обратная зависимость — появление миллерита при резком преобладании магнетита над пиритом — устанавливается в кимберлитах далеко не всегда (табл. 5). В плотном, практически лишенном пор кимберлите трубки «Чомур» (Средне-Оленекский район) нередки участки, где пирит присутствует в ничтожных количествах при обилии магнетита, однако милле-

Таблица 4

Содержания магнетита и пирита в кимберлитах (по данным протокольных проб) в местах, где встречен миллерит

№ пробы	180	191	416	603	609	610	621	62-40
Магнетит . . . . .	0,10	0,13	0,09	1,01	0,75	0,43	0,01	1,73
Пирит . . . . .	0,26	0,02	рз	рз	зн	0,008	рз	0,003

Примечания. рз — (редкие знаки) — порядка 0,0001%; зн — (знаки) — порядка 0,001%; проба № 191 — трубка «Невидимка»; № 416 — дайка «Надежная»; № 603 — трубка «Зарница»; остальное — «Удачная — западная» (табл. 5).

Таблица 5

Содержание минералов в одной из скважин (трубка «Удачная — западная»)

№ пробы	160	161	162	147	163
Глубина, м	1	20	40	51	60
Магнетит . . . . .	3,01	0,68	1,34	0,03	—
Пирит . . . . .	—	—	0,04	0,73	1,76
Миллерит . . . . .	—	—	+	—	—
NiO . . . . .	0,11	0,08	0,13	0,12	0,12
S <sub>общ</sub> . . . . .	0,09	0,22	0,27	1,40	1,50
Магнитная восприимчивость $\times 10^{-6}$ CGSM . . . . .	6180	1350	2040	38	45

Примечания. 1. Содержания магнетита и пирита определены путем изучения дробленых проб.

2. Определение NiO и S<sub>общ</sub> проведено в Центральной аналитической лаборатории Амакинской экспедиции; аналитик — Л. С. Коробкова.

3. Магнитная восприимчивость измерена для дробленого материала на астатическом магнитометре Долгинова в Геофизической лаборатории Амакинской экспедиции Г. Г. Камышевой. Даны средние значения  $\chi$ , полученные при измерениях на трех объемах породы для каждой пробы.

рит в этой трубке нам обнаружить не удалось. Несомненно, необходимым условием для образования сульфида никеля является пористость (кавернозность) кимберлита; только в этом случае сероносные растворы могут беспрепятственно просачиваться и заимствовать никель из разбросанных в основной массе породы псевдоморфоз серпентина по оливину. Не случайно в тех местах, где развит миллерит, пористость кимберлита обычно настолько значительна, что легко обнаруживается невооруженным глазом.

Из вышеизложенного следует, что миллерит в кимберлитах образовался в условиях незначительного привноса серы (и при достаточной пористости самого кимберлита), когда большая часть железа в породе находится в виде окисла, а не в виде сульфида (не говоря об изоморфной примеси Fe в силикатах). Никель, обладающий более высоким, чем у железа, сродством к сере (Ферсман, 1959; Бетехтин, 1950; 1955), образует при этом самостоятельный сульфид. В случаях более обильного поступления серы, когда магнетит исчезает и появляется в значительных количествах пирит, никель

входит в кристаллическую решетку последнего в виде изоморфной примеси.

Кристаллики миллерита отлагаются главным образом в псевдоморфозах серпентина по оливину, поскольку серпентин этих псевдоморфоз относительно обогащен никелем и легко выщелачивается под действием гидротермальных растворов.

Источником серы являются, по нашему мнению, битуминозные карбонатные породы нижнего палеозоя, прорываемые кимберлитовыми телами.

#### ЛИТЕРАТУРА

- алмазные месторождения Якутии. Госгеолтехиздат, 1959.  
Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолиздат, 1950  
Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1955.  
Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.  
Панкратов А. А., Смирнов Г. И. Об оливине из кимберлитовых трубок Якутии.— Материалы по геол. и полезн. ископаемым Якутской АССР. Вып. 4, Якутск, 1960.  
Ферсман А. Е. Избранные труды, т. V. Изд-во АН СССР, 1959.



П. С. КОЗЛОВА

## МИЗЕРИТ ИЗ ТАЛАССКОГО ХРЕБТА

Мизерит очень редкий минерал. Впервые он был найден в 1891 г. в Арканзасе и описан Дж. Ф. Вильямсом под названием натроксонотлита ( $\text{Na}_2\text{O} = 4,5\%$ ). Мизерит был встречен в метаморфических сланцах в ассоциации с ортоклазом, эгирином и волластонитом вблизи контакта с мощной дайкой нефелиновых сиенитов.

В 1937 г. В. Т. Шаллер вместе с Х. Д. Мизером посетил Арканзас и собрал дополнительный материал. Повторный химический анализ этого минерала показал грубую ошибку в определении щелочей ( $\text{K}_2\text{O} = 6,37\%$  и  $\text{Na}_2\text{O} = 0,91\%$ ). Кроме того, кривая обезвоживания и рентгеноструктурное изучение показали, что данный минерал не является ксонотлитом. Это дало основание В. Т. Шаллеру описать этот минерал под названием мизерита (в честь виднейшего геолога Геологического общества США Х. Д. Мизера).

На территории Советского Союза мизерит не был известен и только в последние годы он был обнаружен И. В. Куприяновой в породах Алданского массива и Б. И. Рыжовым (1960) в Алайском хребте.

В литературе указаний на находки мизерита в Таласском хребте до сего времени не было. Летом 1958 г. он был впервые обнаружен автором в Таласском хребте. Результаты его изучения публикуются ниже.

Мизерит встречается в тесном парагенезисе с эгирин-авгитом, карбонатом и темно-фиолетовым флюоритом в скарнах, образовавшихся на контакте даек щелочных сиенитов с известняками. Скарны в большинстве случаев имеют полосчатое строение (рис. 1). Полосчатость параллельна зальбандам даек щелочных сиенитов и обусловлена чередованием полос, сложенных целиком игольчатым эгирин-авгитом темно-зеленого, почти черного цвета, и полос, состоящих преимущественно из бледно-розового мизерита. Часто наблюдаются невьдержанные по простираанию полоски и линзочки темно-фиолетового, реже бесцветного флюорита. Мощность отдельных полосок измеряется несколькими миллиметрами, редко достигая 1 см. Игольчатые кристаллы эгирин-авгита и мизерита ориентированы перпендикулярно длине полос.

Часто мизерит образует радиально-лучистые агрегаты размером 1—2 см в поперечнике (рис. 2). Минерал имеет бледно-розовую, сиреневато-розовую, реже желтовато-розовую окраску. При выветривании обесцвечивается и превращается в рыхлую массу буровато-сероватого цвета. Блеск стеклянный. Твердость = 5. Удельный вес = 2,877 (определен гидростатическим взвешиванием В. С. Амелиной).

В шлифах минерал наблюдается в виде радиально-лучистых сростаний шестоватых кристаллов (рис. 3, 4), реже игольчатых неделимых (рис. 5).

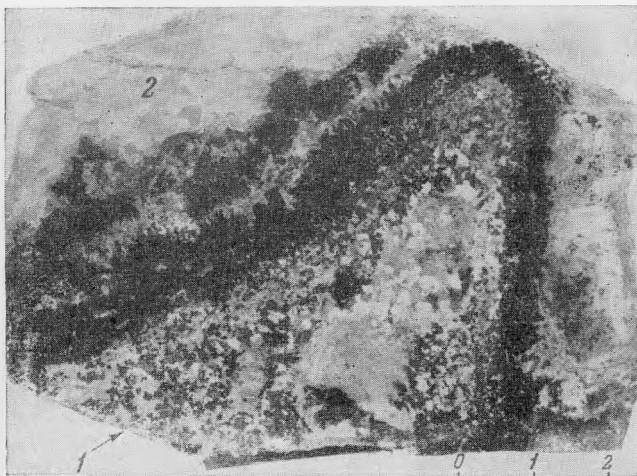


Рис. 1. Полосчатый скарн, состоящий из полос игольчатого эгирин-авгита (темное) и полос мизерита (светлое) на контакте дайки щелочного сиенита (1) и мраморизованного известняка (2). Фото штуфа

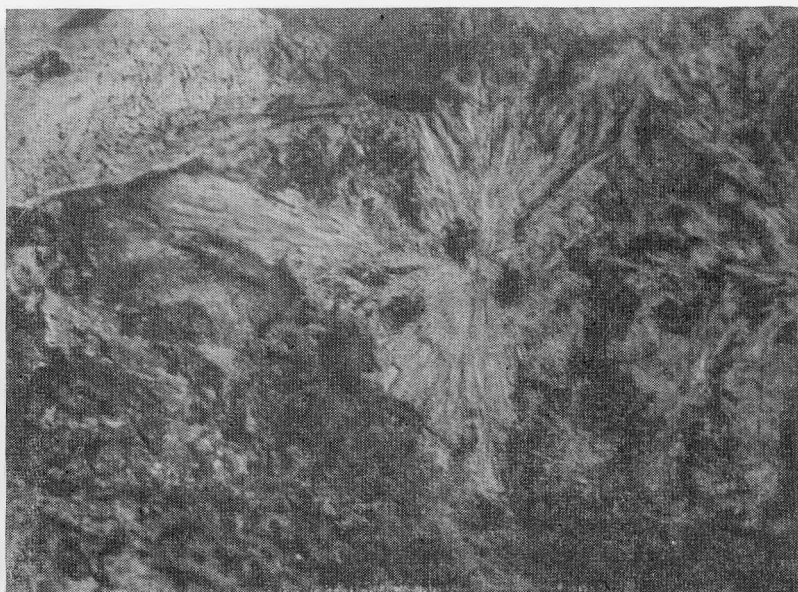


Рис. 2. Радиально-лучистая форма выделений мизерита (фото штуфа;  $\times 2$ )

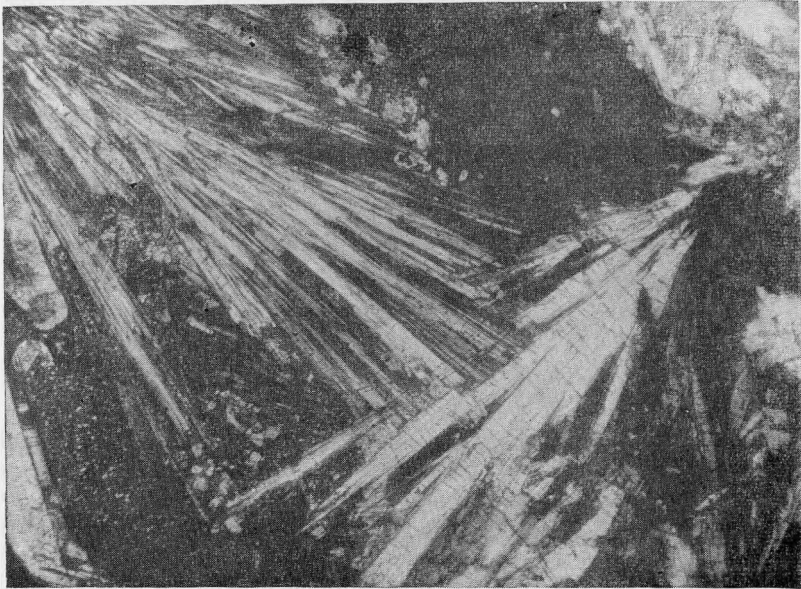


Рис. 3. Радиально-лучистые агрегаты мизерита. Шлиф 493,  $\times 46$ , с анализатором

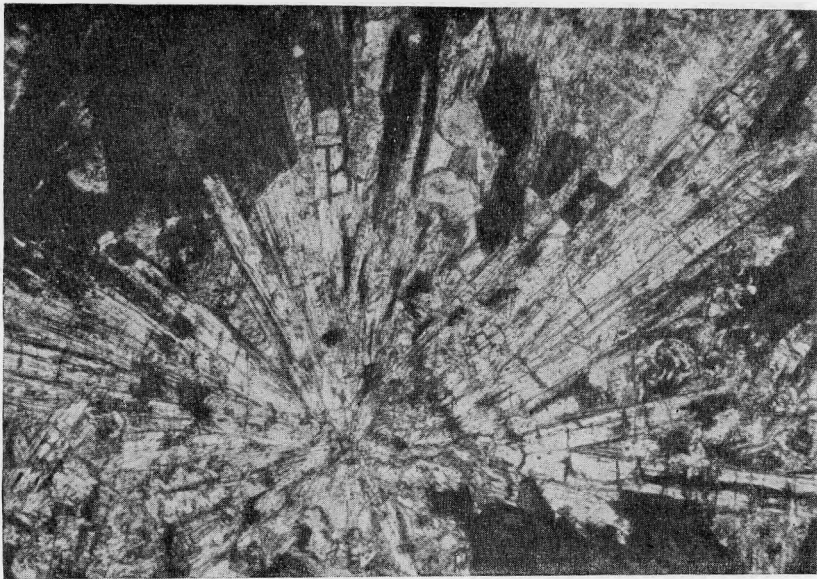


Рис. 4. Радиально-лучистые выделения мизерита. Шлиф 637,  $\times 46$ , без анализатора

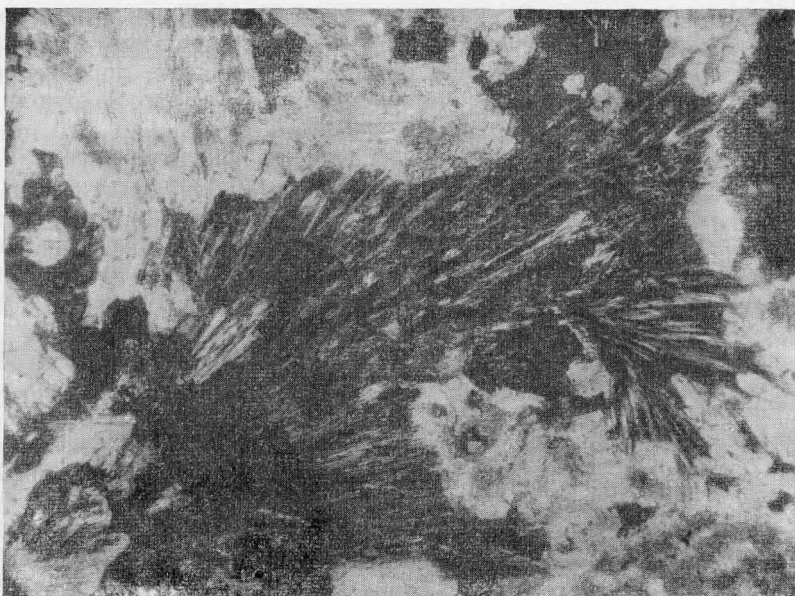


Рис. 5. Очень тонкие сращения игольчатого мизерита (светлое) с темно-фиолетовым флюоритом (темное). Шлиф 442,  $\times 46$ , без анализатора



Рис. 6. Тонкое сращение мизерита (светлое) с игольчатым згирин-авгитом (темное). Шлиф 498,  $\times 46$ , без анализатора

Размер кристаллов до 1—2 мм в длину и 0,01—0,03 мм в поперечнике и тоньше. Минерал бесцветный с поперечными трещинками спайности. Угасание прямое; удлинение отрицательное; двуосный, положительный.  $2V = +78^\circ, +79^\circ$  (определен на Федоровском столике).  $N_g = 1,593$ ;  $N_p = 1,583$ ;  $N_g - N_p = 0,010$ .

Отмечается двойниковое строение, иногда полисинтетическое.

Мизерит часто находится в тесном прорастании с фиолетовым флюоритом (рис. 5) или карбонатом в ассоциации с эвдиалитом.

Иногда описываемый минерал образует тонкие прорастания с игольчатым эпирин-авгитом (рис. 6). Результаты химического анализа мизерита, выполненного в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР В. А. Молевой, приведены в табл. 1.

Таблица 1

Результаты химических анализов мизерита

Компоненты	Вес. %	Молекул. колич.	Атомн. колич.	Группировка	Кратность	Мизерит с Алайского хребта, вес. %	Мизерит из Арканзаса, вес. %
						2	3
						1	2
SiO <sub>2</sub>	47,82	0,796	0,796			49,20	49,83
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	0,822	5	—	0,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	+ (Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , ZrO <sub>2</sub> )						
	1,32	0,013	0,026			0,20	1,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—			1,00	0,42
FeO	—	—	—			Не опр.	0,06
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,00	0,028	0,056			—	—
MnO	1,38	0,020	0,020	0,681	4,15	1,33	0,26
MgO	0,35	0,008	0,008			—	—
CaO	33,50	0,597	0,597			36,22	34,76
K <sub>2</sub> O	5,42	0,057	0,114	0,114	0,69	6,47	6,37
Na <sub>2</sub> O	1,10	0,018	0,036	0,036	0,22	0,92	0,91
F	4,32	0,227	0,227	0,227	1,38	0,90	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,40	0,133	0,266	0,226	1,62	4,20	4,89
BaO	—	—	—	—	—	0,20	—
Сумма	101,61					100,64	99,96
—F <sub>2</sub> =O	— 1,81					— 0,37	
	99,80					100,27	

Аналитик В. А. Молева

В. А. Молева

Там же для сравнения приведены химические анализы мизеритов с Алайского хребта и из Арканзаса.

Химическая формула минерала:

$(K_{0,69}Na_{0,22})_{0,91}(Ca_{3,64}TR_{0,34}Mn_{0,12}Mg_{0,05})_{4,15}(Si, Al)_5O_{13}(OH_{1,62}F_{1,38})_3$  или округленно  $(K, Na)(Ca, TR, Mn, Mg)_4(Si, Al)_5O_{13}(OH, F)_3$ .

Химический состав таласского мизерита (табл. 1, анализ 1) сходен с мизеритом Алайского хребта (табл. 1, анализ 2) и Арканзаса (табл. 1, анализ 3). Различие заключается лишь в том, что в таласском мизерите присутствует большое количество редких земель (4%) и фтора (4,32%); в нем меньше магния (0,35%), ниобия циркония (+ Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = Σ 1,32%) и воды (2,40%); отсутствуют железо, как закисное, так и окисное, а также

барий. Кроме того, таласский мизерит характеризуется несколько меньшим содержанием калия, кальция и кремнекислоты.

Спектральным полуколичественным анализом, выполненным А. С. Дудкиной, кроме элементов, определенных химическим путем, в описываемом минерале обнаружены Nb, Zr, Y, Ce, La (0,0n-%); Sr, Ti, Sn, Be (0,0n-%); Pb (0,0n-%); Ga, Mo, Bi (0,00n-%).

Помимо иттрия, церия и лантана, рентгеноспектральным анализом (данные Г. Н. Муравицкой и Л. А. Вороновой) дополнительно установлено присутствие в мизерите урана, тория и неодимия (0,05%).

Таким образом, описываемый минерал отличается от мизерита Алайского хребта присутствием церия (0,0n<sup>-</sup> — n<sup>-</sup>%), неодимия, урана, тория, галлия, молибдена и висмута, а также более значительным содержанием олова, бериллия и лантана. Кроме того, в таласском мизерите не содержится меди и таллия, которые в ничтожном количестве присутствуют в мизерите с Алайского хребта.

Дебаэграмма таласского мизерита, приведенная в табл. 2, почти полностью совпадает с рентгенограммами мизерита с Алайского хребта и из Арканзаса.

Таблица 2

Межплоскостные расстояния, измеренные по дебаэграммам мизерита  
(аналитик М. Т. Янченко)

Условия съемки: Fe-излучение;  $2R = 57,3$  мм;  $d = 0,6$  мм

№ п. п.	Мизерит с Таласского хребта		Мизерит с Алайского хребта		Мизерит из Арканзаса		№ п. п.	Мизерит с Таласского хребта		Мизерит с Алайского хребта		Мизерит из Арканзаса	
	I	$d_{\alpha}$	I	$d_{\alpha}$	I	$d_{\alpha}$		I	$d_{\alpha}$	I	$d_{\alpha}$	I	$d_{\alpha}$
1			1	5,09			27	3	1,542	1	1,552		
2	1	4,59	1	4,57			28	1	1,522	1	1,514		
3	1	4,19	1	4,01			29	1	1,456	1	1,483		
4	2	3,87	4	3,81			30	1	1,442	1	1,440		
5	2	3,66					31	5	1,415	4	1,413		
6	10	3,33	5	3,31			32	7	1,371	1	1,382		
7	10	3,14	10	3,10	10	3,15	33			1	1,351		
8	5	3,01			5	3,07	34	3	1,321	2	1,318		
9	8	2,91	8	2,87	8	2,94	35	4	1,289	2	1,287		
10					4	2,82	36			1	1,262		
11	5	2,77	7	2,73	4	2,78	37	7	1,256	3	1,250		
12	5	2,66	8	2,63	5	2,68	38	1	1,230				
13	3	2,44	1	2,45			39	7	1,199	3	1,200		
14	3	2,34	4	2,33			40	1	1,216	3	1,213		
15	4	2,28	4	2,27			41	6	1,182				
16			1	2,15			42	7	1,152	2	1,164		
17	4	2,09	5	2,08	4	2,10	43			1	1,123		
18	3	1,973	2	1,967			44	7	1,114	1	1,114		
19	4	1,919	2	1,916			45	3	1,102	7	1,098		
20	1	1,872					46	3	1,091	4	1,090		
21	4	1,815	5	1,827			47	7	1,082	1	1,083		
22			1	1,754			48			1	1,053		
23			1	1,699			49	7	1,044	6	1,043		
24	10	1,667	8	1,657	5	1,672	50	8	1,034	1	1,029		
25			1	1,635			51	4	1,011	5	1,010		
26	3	1,581	1	1,574			52	4	1,005	6	1,005		

На рис. 7 приведены дифференциальная кривая нагревания мизерита 1С и сопряженная с ней кривая изменения веса 2С (получены в Лаборатории экспериментальной петрографии ИГЕМ АН СССР). При нагревании минерала до 200—250° практически нет никакого изменения веса, а с 200 до 700° наблюдается постепенная потеря веса, достигающая примерно 3%.

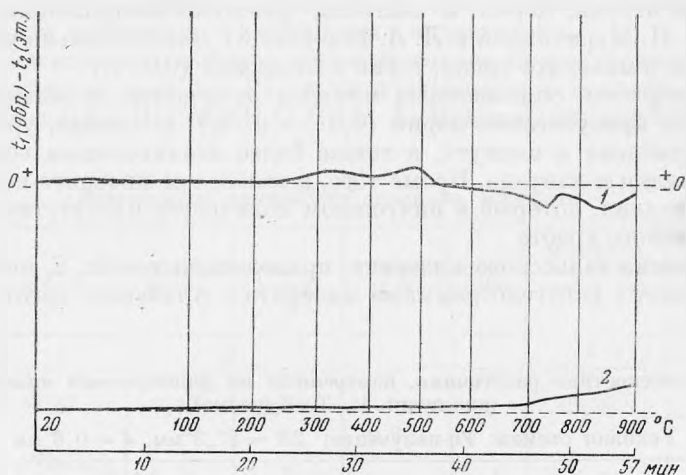


Рис. 7. Дифференциальная кривая нагревания мизерита (1) и сопряженная с ней кривая изменения веса (2).  
Навеска 49,7 мг; потеря 3,4 мг = 6,84%

Ясный эндотермический скачок на дифференциальной кривой нагревания в интервале температур 700—770° обусловлен удалением «гидроксильной воды» (см. кривую изменения веса).

Во всех случаях мизерит встречается на контакте известняков или метаморфических сланцев с щелочными породами. Он является типичным контактово-метасоматическим минералом, образующимся при воздействии на упомянутые породы существенно калиевых гидротермальных растворов, благодаря чему вместо обычного волластонита отлагался мизерит.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Рыжов Б. И. и Молева В. А. Находка мизерита в СССР. — Докл. АН СССР, т. 131, № 6, 1960.  
W. T. Schaller. Miserite from Arkansas; a renaming of natroxonotlite. — The American Mineralogist, 35, N 9—10, 1950.

П. С. КОЗЛОВА

АКЦЕССОРНЫЕ ЭВДИДИМИТ И ЭПИДИДИМИТ  
В ЩЕЛОЧНЫХ СИЕНИТАХ ЮЖНОГО СКЛОНА ТАЛАССКОГО  
ХРЕБТА

Эвдидимит и эпидидимит — очень редкие минералы. Эвдидимит был впервые описан Брёггером в 1887 г. из Лангезундфиорда — Норвегия (Brögger, 1890). Несколько позже он был найден Флинком (Flink, 1899) в Нарсарсуге в Гренландии.

В 1929 г. Госснер и Крауз (Gossner, Kraus, 1929) опубликовали результаты рентгенографического изучения эвдидимита и эпидидимита. Они указывают, что данные минералы по структуре весьма близки к каркасным силикатам: кварцу и альбиту. Этим, по-видимому, и объясняется близость их физических и оптических свойств (удельный вес, показатели преломления, двупреломление, твердость, растворимость в кислотах).

В Советском Союзе эти минералы впервые найдены Л. Л. Шилиным и Е. И. Семеновым (1957) в 1949 г. как акцессории в ряде щелочных перматитов Ловозерского массива, а несколько позже и в перматитах нефелиновых сиенитов Хибинского массива.

Указаний на находки эвдидимита и эпидидимита в щелочных породах Средней Азии до сего времени не было. Они были впервые обнаружены автором в щелочных сиенитах южного склона Таласского хребта.

Эвдидимит и эпидидимит — очень близкие между собой минералы, имеющие один и тот же химический состав, близкий удельный вес, физические и оптические свойства. Они различаются лишь кристаллографическими свойствами. Эвдидимит является моноклинным минералом, а эпидидимит — ромбическим. Вследствие этого наблюдается различие дебаеграмм этих минералов (см. табл.).

Эти минералы образуют скопления пластинчатых или таблитчатых кристаллов (рис. 1) размером до 2 см в пустотах альбитизированного эгирин-авгитового сиенита, сильно обогащенного эвдиалитом и мизеритом.

Эвдидимит и эпидидимит имеют белую, реже слабо-сиреневатую окраску. В тонких пластинках они бесцветны и прозрачны, а в более толстых — слабо просвечивают и кажутся белыми. Характерна совершенная спайность по (001) и менее совершенная по (010). Блеск стеклянный, а на плоскостях спайности (001) — перламутровый. Твердость = 5,5—6. Удельный вес = 2,583 (определен гидростатическим взвешиванием В. С. Амелиной). В кислотах минералы почти не растворимы. В пламени паяльной трубки легко плавятся.

В шлифах описываемые минералы бесцветны. Характерно сложное полисинтетическое двойникование (рис. 2) по (001), аналогичное двойникованию альбита.  $2V = +30^\circ$  (измерено на Федоровском столике).





Таблица (окончание)

№ п. п.	Таласский хребет		Эвдидимит				Эпидидимит					
			Лангезунд-фиорд (Норвегия)		Ловозеро		Эталон		Ловозеро		Хибины	
	I	$d_{\alpha}$	I	$d_{\alpha}$	I	$d_{\alpha}$	I	$d_{\alpha}$	I	$d_{\alpha}$	I	$d_{\alpha}$
44	3	1,515	2	1,509	2	1,507	2	1,510				
45							2	1,481	1	1,484	2	1,490
46	1	1,467	2	1,465	2	1,461	2	1,452	1	1,455	2	1,449
47	6	1,434	4	1,426	2	1,444						
48					6	1,429						
49	4	1,418	2	1,411	2	1,411						
50	1	1,388	2	1,386	4	1,381	6	1,388	4	1,392	7	1,397
51	8	1,365	4	1,362	6	1,360	6	1,363	4	1,367	6	1,366
52							6	1,328	4	1,332	7	1,330
53	3	1,310	4	1,307	5	1,307						
54	1	1,298	3	1,296	4	1,295						
55	4	1,279	5	1,277	2	1,277	8	1,284	7	1,287	9	1,286
56	1	1,268	2	1,266	4	1,263						
57	3	1,251	2	1,249	6	1,250	3	1,254	2	1,257	2	1,255
58	2	1,221	3	1,222	6	1,219	4	1,225	4	1,229	6	1,230
59	2	1,201	4	1,208	3	1,200	4	1,192				
60	2	1,183	4	1,183	5	1,188	3	1,165	1	1,188	1	1,186
61	5	1,158	2	1,156	6	1,157	4	1,150	3	1,166	2	1,166
62									3	1,154	3	1,152
63	4	1,137	2	1,133	6	1,132						
64	1	1,125					3	1,127				
65	3	1,109	2	1,109	4	1,110	3	1,111	1	1,110	2	1,110
66	3	1,101	1	1,100								
67	3	1,093	1	0,090			2	1,097	1	1,097	3	1,097
68	1	1,087					7	1,075	5	1,078	8	1,078
69	2	1,054					7	1,052	5	1,053	8	1,050
70	2	1,046										
71	1	1,038							4	1,034		
72	1	1,025										
73	6	1,012										
74	3	0,9961										
75	3	0,9889										
76	3	0,9777										

$N_g = 1,546$ ;  $N_p = 1,544$ ; иногда  $N_p = 1,555$  и  $N_p = 1,551$ ;  $N_g - N_p = 0,002$ ;  $0,004$ .

Спектроскопическое изучение эвдидимита и эпидидимита, выполненное А. С. Дудыкиной, показало, что главными элементами являются: Be, Si ( $n^+$ ); Na ( $n^-$ ); второстепенными: Ca ( $\sim 1\%$ ); Al и Fe ( $0, n^-$ ) и Mg ( $0,0 n^-$ ); элементам-примесям: Sn ( $0,0 n^-$ ); Y, Zn ( $0,01\%$ ), Mn ( $0,00 n^+$ ), Pb ( $0,00 n^-$ ) и Ti ( $0,00 n^-$ ).

По сравнению с эпидидимитом и эвдидимитом из щелочных пегматитов Кольского полуострова, в эвдидимите и эпидидимите Таласского хребта присутствуют иттрий ( $0,01$ ), олово ( $0,0 n^-$ ) и свинец ( $0,00 n^-$ ) и отсутствуют барий, ниобий, медь (слабые линии).

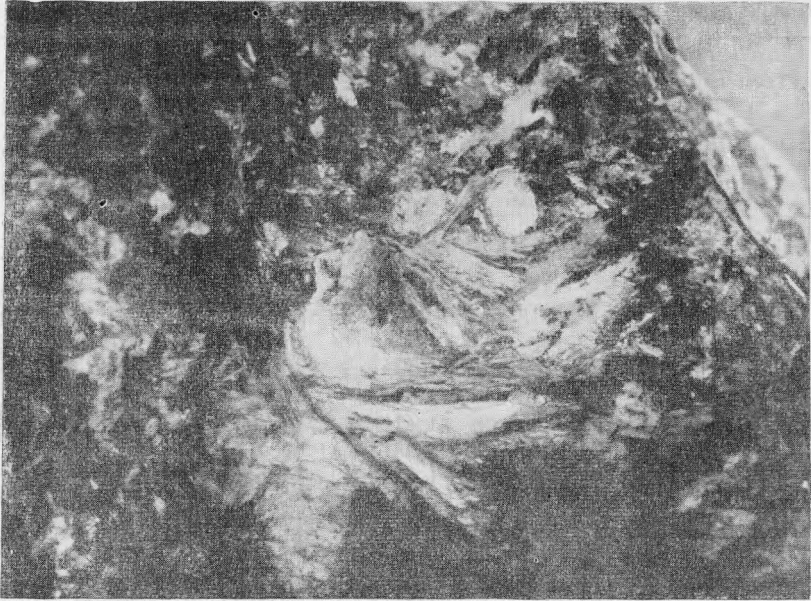


Рис. 1. Скопление пластинчатых кристаллов эвдидимита и эпидидимита в пустотах жильного щелочного сиенита (фото штуфа;  $\times 2$ )

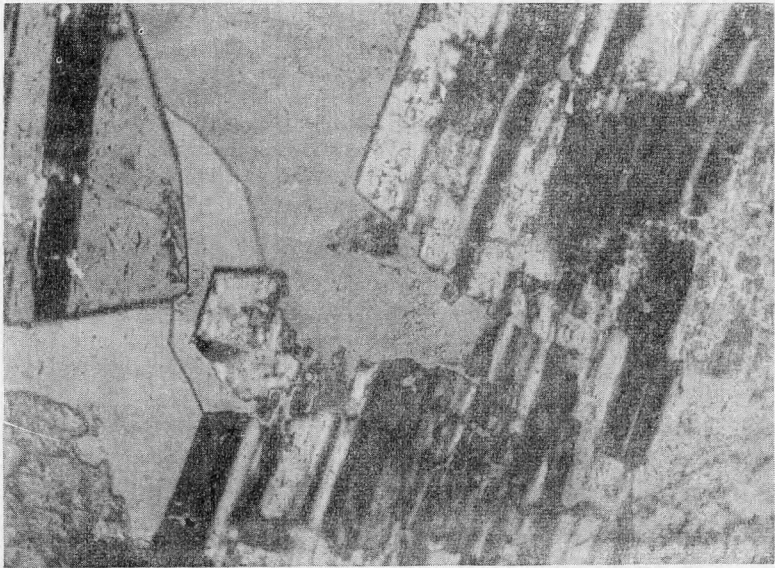


Рис. 2. Полисинтетические двойники эвдидимита и эпидидимита. Шлиф 494а,  $\times 70$ , с анализатором

На рис. 3 приведена дифференциальная кривая нагревания эвдидимита и эпидидимита (1) и сопряженная с ней кривая изменения веса (2).

На дифференциальной кривой нагревания наблюдаются два эндотермических скачка. Первый эндотермический скачок в интервале температур 700—740° обусловлен удалением высокотемпературной «гидроксильной» воды, что совпадает с кривой изменения веса. В интервале температур

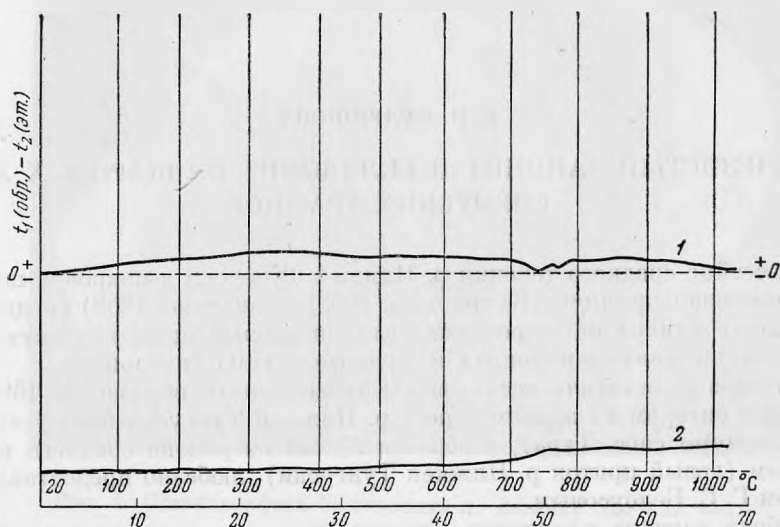


Рис. 3. Дифференциальная кривая нагревания эвдидимита и эпидидимита (1) и сопряженная с ней кривая изменения веса (2). Навеска 62,1 мг; потеря 4,2 мг = 6,75%

800—840° наблюдается второй эндотермический скачок, связанный с продолжающейся потерей воды и фтора. При температуре около 1000° С минералы плавятся.

Таким образом, физические свойства описываемых минералов, а также данные оптических, спектроскопических, рентгеноструктурных и термических исследований позволяют нам отнести их к эвдидимиту и эпидидимиту.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ш илин Л. Л. и Семенов Е. И. Бериллиевые минералы эпидидимит и эвдидимит в щелочных пегматитах Кольского полуострова.— Докл. АН СССР, 1957, т. 112, № 2.
- Brögger W. C. Die mineralien der Syenitpegmatitgänge der Südnorwegischen augit- und nephelinsyenite.— Zr. Krist., 16, 586 (1890).
- Flink G. Beschreibung eines neuen Mineralfundes aus Grönland.— Zr. Krist., 23, H. 4—5 (1894).
- Gossner B., Kraus O. Über Eudidymit und Epididymit. Ein Beitrag zur Kenntnis polymorpher stoffe.— Zbl. Min., 8 (1929).

В. И. КУДРЯШОВА

**ЖЕЛЕЗИСТЫЙ САПОНИТ И СЕЛАДОНИТ ИЗ ШАРОВЫХ ЛАВ  
СИБИРСКИХ ТРАППОВ**

В бассейне среднего течения р. Нижней Тунгуски в покровах шаровых лав трапповой формации (Кудряшова, 1958; Киевленко, 1958) среди гидротермальных минералов встречаются глиноподобные минералы двух типов: бурые — типа монтмориллонита и зеленые — типа селадонита.

Наиболее полно были исследованы бурые глины: образец № 169, обнаруженный автором на правом берегу р. Нижней Тунгуски близ устья притока Кочечумо (пос. Тура), и образец № 551 из района среднего течения р. Нидым (левый приток р. Нижней Тунгуски), любезно предоставленный геологом Г. Е. Белоусовым.

В обоих случаях глинистые агрегаты выполняли внутренние полости гнездовых скоплений цеолитов и кальцита. В месторождениях р. Нидым среди глинистой массы нередко обнаруживались кристаллы прозрачного кальцита (исландского шпата). Кроме свободного заполнения полостей и трещин, бурый глинистый минерал замещал десмин и апофиллит, образуя частичные или полные псевдоморфозы (рис. 1). В апофиллите замещение шло от периферии к центру и от основания к вершине кристаллов с некоторым увеличением объема последних (рис. 2).

Агрегаты глинистого минерала имеют землистый глиноподобный вид. В сыром состоянии они мягки, жирны наощупь и хорошо растираются между пальцами, при высыхании распадаются на легко сыпучую мелкочешуйчатую массу. Размеры чешуек не превышают 0,5 мм. Цвет минерала темно-бурый со слабо зеленоватым оттенком (обр. № 169) или рыже-бурый (обр. № 551). Твердость около 2. Под микроскопом чешуйки образуют радиально-лучистые сростки. Под электронным микроскопом частицы минерала имеют форму листочков с прямолинейными очертаниями или хлопьев с распылчатыми контурами (рис. 3).

Рентгеноструктурные исследования методом Дебая, проведенные в лаборатории ИГЕМ АН СССР, дали порошкограммы с наиболее интенсивными линиями: 14,59 и 14,21 (10); 4,61 и 4,53 (6 и 5); 3,00 и 2,96 (5); 2,58 и 2,629 (5 и 4); 1,538 и 1,519 (7). Порошкограммы нижнетунгусских образцов изображены штриховым способом на рис. 4. Они близки эталонному сапониту по РОМ В. И. Михеева (1957) и совпадают с порошкограммами железистого сапонита из Японии (Miyamoto, 1957; Sudo, 1954) и приффита из Калифорнии (Faust, 1955). Для исследованного минерала вычислены параметры ячейки:  $a = 5,27 \text{ \AA}$ ,  $b = 9,17 \text{ \AA}$ . Опыты на разбухание дали положительные результаты.

Микроскопическое изучение показало, что при одном никеле чешуйки имеют желтовато-бурый цвет с заметным плеохроизмом биотитового типа.

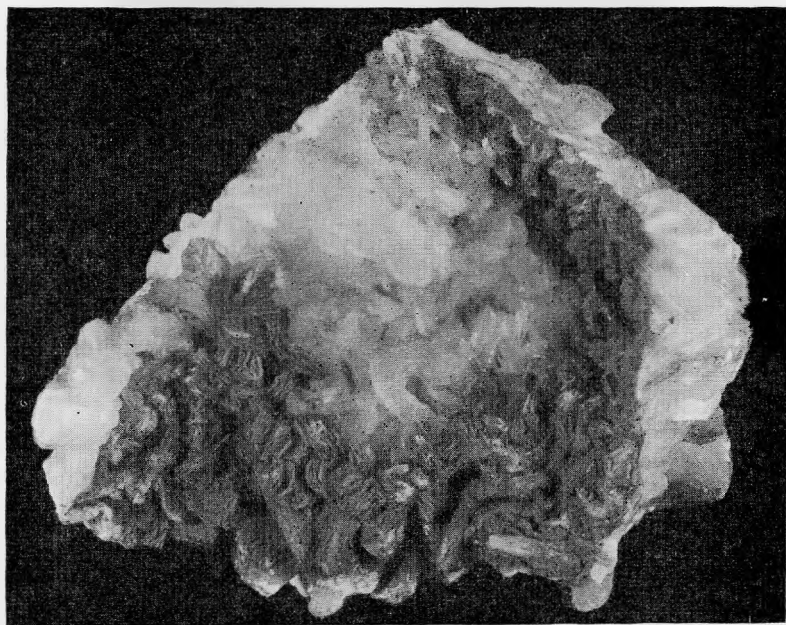


Рис. 1. Псевдоморфоза Fe-сапонита по десмину (0,5 нат. вел.)

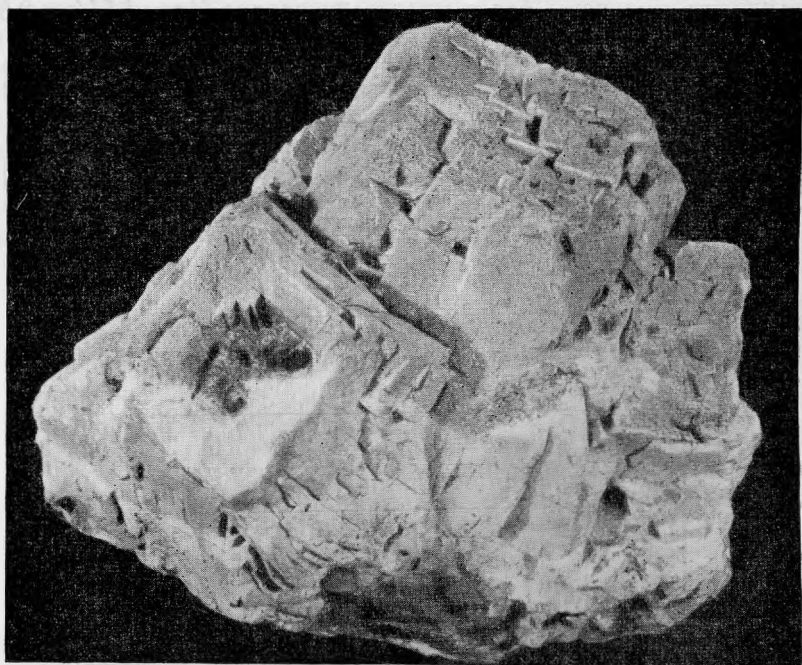


Рис. 2. Псевдоморфоза Fe-сапонита по апофиллиту (0,5 нат. вел.)



Рис. 3. Форма частиц Fe-сапонита под электронным микроскопом

При скрещенных николях чешуйки имеют прямое угасание, положительное удлинение, поляризационную окраску порядка 0,015—0,020. Определенные показатели преломления иммерсионным методом в обоих образцах дало одинаковые значения, равные для  $N_g$  1,559; для чешуек, заместивших апофиллит, получены более низкие значения:  $N_g = 1,544 \pm 0,002$  и

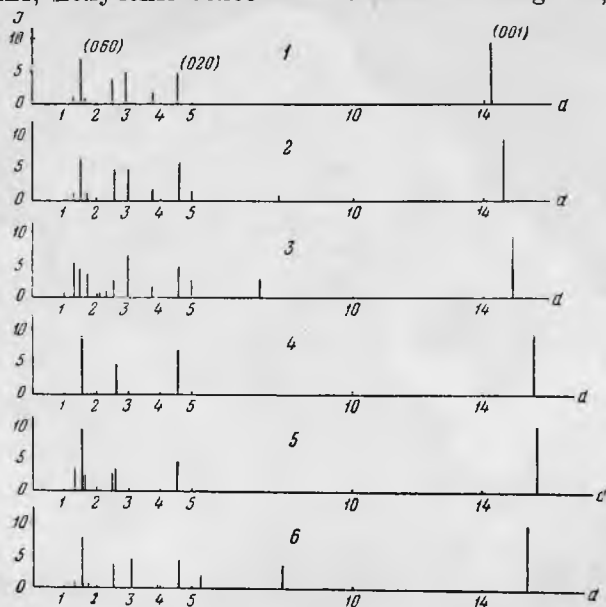


Рис. 4. Штриховое изображение порошкограмм Fe-сапонита  
 1 — обр. № 169, р. Нижняя Тунгуска близ пос. Тура; 2 — обр. № 551, р. Нидым; 3 — сапонит В. И. по Михееву (1957); 4 — Fe-сапонит из базальтов Японии (Miyamoto, 1957); 5 — Fe-сапонит из третичных песков Японии (Sudo, 1954); 6 — гриффитит из Калифорнии (Faust, 1955)

Таблица 1

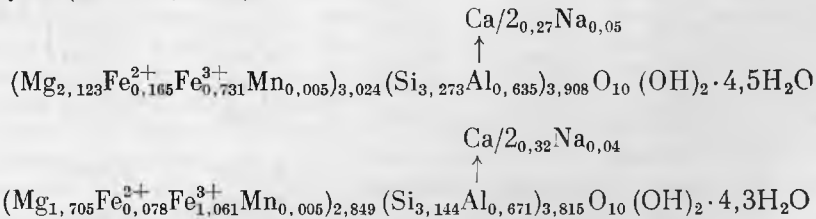
Химический состав железистых сапонитов (в вес. %)

Компоненты	Fe-сапонит из басс. р. Нижн. Тунгуска		Fe-сапонит из Японии		Гриффитит из Калифорнии (Faust, 1955)	Сапонит из графства Катрин, Англия (Faust, 1955)
	обр. № 169	обр. № 551	из базальтов Mazé (Miyamoto, 1957)	из Тг-песков Moniwa (Sudo, 1954)		
SiO <sub>2</sub>	39,33	37,78	43,98	39,68	39,64	40,16
TiO <sub>2</sub>	Следы	Следы	0,16	0,37	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,45	6,81	6,30	3,93	9,05	8,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,73	17,01	7,85	19,82	7,32	8,50
FeO	2,40	1,13	5,32	1,12	7,83	3,83
MnO	0,10	0,09	0,32	0,19	—	—
MgO	17,12	13,75	18,02	11,21	15,80	19,40
CaO	3,00	3,57	2,78	2,37	2,93	1,91
Na <sub>2</sub> O	0,35	<0,25	—	—	0,71	—
K <sub>2</sub> O	Нет	Нет	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	14,38	14,89	9,24	15,11	12,31	11,15
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,42	4,43	6,34	6,16	4,90	7,60
Сумма	100,28	99,71	100,31	99,96	100,49	100,58

$n_p = 1,530 \pm 0,002$ . При коноскопии устанавливается резкая дисперсия оптических осей  $\rho < v$ , отрицательный оптический знак и 2V около 20—30°.

Химические анализы обоих образцов тунгусских сапонитов, выполненные в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР аналитиком Н. Вороновой, весьма близки между собой и сходны с анализами японских Fe-сапонитов и гриффитита из Калифорнии (табл. 1). Из сопоставления анализов видно, что колебания в содержании отдельных компонентов резко проявляются только для Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO и MgO.

Пересчеты химических анализов нижнетунгусских Fe-сапонитов из расчета на 12 атомов кислорода (табл. 2, 3) дают следующие структурные формулы (по Ross, 1960):



При расчете второго анализа ощущается недостаток основных элементов (Si, Al и Mg). Возможно, это обусловлено недостаточной чистотой образца № 551 за счет примеси мordenита или кальцита.

Спектральными анализами устанавливаются примеси Ga, Ti, Ni, V, Cu.

Термические исследования (кривая нагревания и дифференциально-термическая кривая) дали для обоих образцов сходные результаты (рис. 5). Для них характерны два глубоких эндотермических низкотемпературных пика при 120—130 и 200°, разделенных небольшим экзотермическим пиком при 170—180°. Эти точки типичны для монтмориллонита и иллита. Слабый эндотермический пик при 690 и 750° отвечает второму эндотермическому пику монтмориллонита. Третий



Пересчет химического анализа образца № 169

Таблица 2

Компоненты	Вес. %	Молекулярные количества	Атомные количества кислорода	Атомные количества катионов	Атомные количества катионов на 12 атомов кислорода
SiO <sub>2</sub>	39,33	0,6546	1,3092	0,6546	3,2730
TiO <sub>2</sub>	Следы	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,45	0,0635	0,1905	0,1270	0,6350
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,73	0,0731	0,2193	0,1463	0,7315
FeO	2,40	0,0330	0,0330	0,0330	0,1650
MnO	0,10	0,0010	0,0010	0,0010	0,0050
MgO	17,12	0,4246	0,4246	0,4246	2 1230
CaO	3,00	0,0540	0,0540	0,0540	0,2700
Na <sub>2</sub> O	0,35	0,0055	0,0055	0,0110	0,0550
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,42	0,3010	0,2000	{ 0,4000 0,2020 }	2,000
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	14,38	0,7988	—	1,5976 }	8,9980
Сумма	100,28		2,4371		

Основа расчета:  $12 : 2,4371 \approx 5$

Пересчет химического анализа образца № 551

Таблица 3

Компоненты	Вес. %	Молекулярные количества	Атомные количества кислорода	Атомные количества катионов	Атомные количества катионов на 12 атомов кислорода
SiO <sub>2</sub>	37,78	0,6288	1,2576	0,6288	3,1440
TiO <sub>2</sub>	Следы	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,81	0,0671	0,2013	0,1342	0,6710
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,01	0,1061	0,3183	0,2122	1,0610
FeO	1,13	0,0156	0,0156	0,0156	0,0780
MnO	0,09	0,0010	0,0010	0,0010	0,0050
MgO	13,75	0,3410	0,3410	0,3410	1,7050
CaO	3,57	0,0634	0,0634	0,0634	0,3170
Na <sub>2</sub> O	<0,25	0,0040	0,0040	0,0080	0,0400
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,43	0,2458	0,2000	{ 0,4000 0,0916 }	2,0000
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	14,89	0,8280	—	1,6560 }	8,7380
Сумма	99,71		2,4022		

Основа расчета:  $12 : 2,4022 = 5$

ясный эндотермический пик отмечается на обеих кривых при 910°. Кривые анализированных образцов почти идеально совпадают с кривыми японских Fe-сапонитов и гриффитита.

Таким образом, бурая глина из межшаровой породы и цеолито-кальцитовых гнезд в шаровых лавах сибирских трапзов достоверно определяется как железистый сапонит.

Образование железистого сапонита в эффузивных траппах Сибирской платформы тесно связано с комплексом низкотемпературных минералов. Им собственно завершается формирование этого комплекса: сапонит заполняет центральные полости пустот и гнезд с цеолитами и кальцитом,

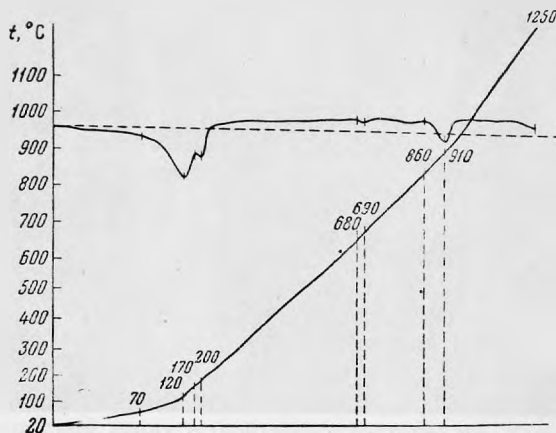


Рис. 5. Кривая нагрева и дифференциально-термическая кривая Fe-сапонита (обр. № 169)

частично замещая на первых этапах своего образования апофиллит и десмин. Все это свидетельствует о том, что Fe-сапонит, так же как цеолиты, апофиллит, кальцит и другие минералы комплекса, кристаллизовался из низкотемпературных растворов, богатых щелочами и щелочно-земельными элементами.

Железистый сапонит из других известных в литературе местонахождений также всегда связан с гидротермальными образованиями основных пород. Сапонит из Каткин (Шотландия) связан с третичными базальтами (Faust, 1955); в Олт Рибгейн (Фискавайт-Бей, о. Скай) сапонит вместе с цеолитами выполняет пустоты в лаве (Mackenzie, 1957); железосодержащий сапонит из третичных железисто-песчаных слоев Японии (Sudo, 1943, 1952, 1954) образовался за счет изменения темноцветных минералов основных вулканических пород, попавших в песчаные осадки; железистый сапонит из Мацэ, префектура Ниигата, Япония (Miyamoto, 1957), заполняет совместно с цеолитами миндалины в измененных базальтах; сапонит из трещин в амфиболитах окрестностей г. Часлав, Чехословакия (Konta, 1955), также ассоциирует с кальцитом, эпидотом, анальцимом, ломонитом и патролитом. Наконец, так называемые приффититы, представляющие собой железистую разновидность сапонита, также встречаются как минералы — заполнители миндалин в базальтах (Larsen, 1917, 1928; Faust, 1955).

Исследования В. Нолла (Noll, 1936) системы  $(Ca, Mg)_O - Na_2O - SiO_2 - Al_2O_3 - H_2O$ , показавшие образование анальцима, сапонита и других минералов, подтверждают это положение.

Наконец, указание на гидротермальный генезис Fe-сапонитов в нижнетунгусских траппах дают находки включений сферолитовых агрегатов сапонита (?) в краевых частях кристаллов исландского шпата из тех же шаровых лав р. Нижней Тунгуски (рис. 6). Сферолиты диаметром не больше 3 мм имеют радиально-лучистое строение. Отсутствие достаточного материала на полный комплекс анализов не позволяет точно определить этот минерал, но то, что удалось получить, указывает на близость его к железистым сапонитам. Порошкотрамма минерала содержит следующие линии:

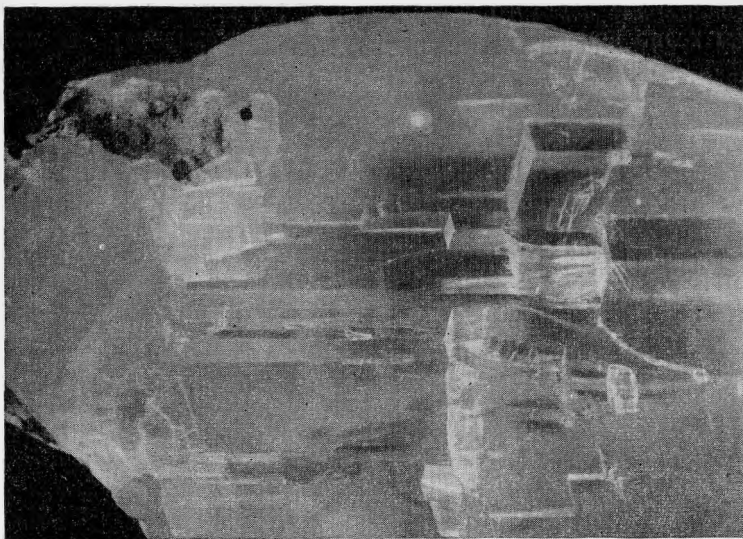


Рис. 6. Включения сферолитов Fe-сапонита (?) в исландском шпате

14,60 (5, размытая), 4,51 (4, размытая), 2,7 (2, размытая), 1,52 (3), т. е. все основные линии Fe-сапонита. Очень близка и дифференциально-термическая кривая (рис. 7); в пределах интервала 70—200° имеется два резких эндотермических пика, разделенных промежуточным экзотермическим пиком при 140°; кроме того, отмечаются слабые реакции при 550 и

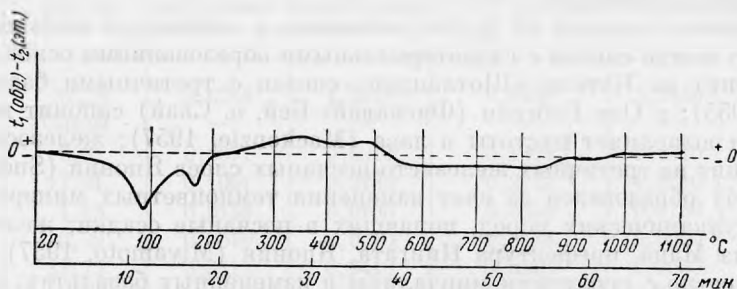


Рис. 7. Дифференциально-термическая кривая Fe-сапонита (?) из сферолитового включения в исландском шпате

890°. Кривая отличается лишь пологим экзотермическим подъемом на интервале 240—540°, вероятно, обусловленным окислением закисного железа. Повышенным содержанием закисного железа, вероятно, объясняется и более высокий показатель преломления, колеблющийся для Ng между 1,612—1,620.

Как показывают определения температуры формирования исландского шпата этих мест по температуре гомогенизации жидких включений, проведенные А. В. Скропышевым (1957) и Е. Я. Киевленко (1958), образование включений Fe-сапонита в исландском шпате происходило из растворов при температуре 40—50°. Возможно, те же условия сохранялись и при кристаллизации мелкочешуйчатого сапонита в центральных полостях гнездовых скоплений гидротермальных минералов.

Очень мало данных получено для идентификации зеленых глинок из того же комплекса минералов в шаровых лавах Нижней Тунгуски. Зеленый глиноподобный минерал «по-видимому, селадонит» был анализирован Б. Ткаченко (1941). В составе минерала были определены (в %):  $\text{SiO}_2$  60,35,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 17,66,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 3,90,  $\text{CaO}$  — 2,19,  $\text{MgO}$  — 5,49,  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  — 3,42, п. п. п. 6,89, сумма 99,90. Порошкограмма зеленой глинки из обнажения на левом берегу р. Нижней Тунгуски в 12 км выше пос. Тура (материалы автора) содержит следующие линии: 9,81 (10), 4,40 (10), 3,65 (8), 3,34 (8), 3,10 (8), 2,58 (9), 2,40 (9), 2,12 (4), 1,967 (3), 1,653 (6), 1,512 (10), 1,312 (7), 1,254 (1). Из сопоставления химического состава и рентгенограммы с литературными данными (Чухров, 1955; Квальвасер, 1953; Лазаренко, 1956) зеленая глинка из нижнетунгусских лавовых базальтов определяется как селадонит. Как и для других мест его нахождения в аналогичных условиях, т. е. в базальтах, совместно с цеолитами и кальцитом, например, Крымский Карадаг (Четвериков, 1935), образование селадонита происходило из низкотемпературных гидротермальных растворов. В нижнетунгусском комплексе гидротермальных минералов селадонит, так же как Fe-сапонит, выделялся в стадию, когда только начинал кристаллизоваться кальцит последней генерации — прозрачный исландский шпат. Нередко исландский шпат в основании кристаллов имеет зеленоватую окраску за счет включения тонкораспыленного зеленого селадонита.

Выявление низкотемпературных магнезиальных минералов в комплексе гидротермальных минералов, связанных с базальтами трапповой формации Сибири, проливает свет на проблему геохимии магния этой провинции. Базальтовая магма вообще и трапповая, в частности, характеризуется постоянным содержанием  $\text{MgO}$  (6,0% — для средних базальтов по Р. Дэли; 5,62% — для сибирских траппов по А. П. Лебедеву). В высокотемпературных магматических и гидротермальных образованиях магний проявляется в составе темноцветных минералов — оливины, пироксены, хлориты. В среднетемпературном и низкотемпературном диапазоне минералообразования магний не фиксируется ни в одном из минералов. И только на конечном этапе при температурах ниже  $50^\circ$  магний вновь проявляется в форме Fe-сапонита и селадонита, завершая этим геохимическую историю магния.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Гримм Р. Е. Минералогия глин. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1959.
- Квальвасер И. А. О селадоните из Карадага в Крыму. — Минералог. сб. Львовск. геол. об-ва при ун-те, № 7, 1953.
- Киевляк Е. Я. О шаровых лавах Сибирской платформы и связанном с ними минералообразовании. — Труды ВНИИП «Пьезооптическое кристаллосырье», т. II, вып. 1, 1958.
- Киевляк Е. Я. Опыт изучения жидких включений в исландском шпате месторождений Сибирской платформы. — Труды ВНИИП «Пьезооптическое кристаллосырье», т. II, вып. 2, 1958.
- Кудряшова В. И. К вопросу об образовании шаровых лав среднего течения р. Нижней Тунгуски. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1958.
- Лазаренко Е. К. О селадоните из базальтов Волыни. — Минералог. сб. Львовск. геол. об-ва при ун-те, № 10, 1956.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., 1957.
- Скропышев А. В. Газо-жидкие включения в кристаллах исландского шпата. — Минералог. сб. Львовск. геол. об-ва при ун-те, № 11, 1957.
- Ткаченко Б. В., Михайлов А. Ф., Тест Б. И. Геология и полезные ископаемые центральной части Тунгусского бассейна. — Труды ГГУ Севморпути, т. 11, 1941.
- Четвериков С., Фиолетова А. Селадонит из Коктебеля (Крым). — Докл. АН СССР, т. II, № 3—4, 1935.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., 1955.

- Faust G. T. Thermal analysis and X-ray studies of griffithite. — J. Wash. Acad. Sci., 45, N 3, 66—70, 1955.
- Konta J., Sindelar J. Saponit z puklinovych vyplni caslavskych amfibolitu. — Univ. Carolina Geol., 1, N 2, 177—186, 1955.
- Larsen E. S., Steiger G. Dehydration and optical studies of alunogen, nontronite and griffithite. — Amer. Jour. Sci., (5), 25, 1—19, 1928.
- Larsen E. S., Steiger G. Griffithite a new member of chlorite group. — J. Wash. Acad. Sci., 7, 11—12, 1917.
- Mackenzie R. C. Saponite from Allt Ribhein, Fiskavaig Bay, Skye. — Mineral. Mag., 31, 239, 672—680, 1957.
- Miyamoto N. Iron-rich saponite from Mazé, Niigata Prefecture, Japan. — Miner. J., 2, N 3, 193—195, 1957.
- Noll W. Ueber die Bildungsbedingungen von Kaolin, Montmorillonite, Sericit, Pyrophyllit und Analcim. — Min. petr. Mitt., 48, 210—247, 1936.
- Ross C. S. Review of the relationships in the montmorillonite group of clay minerals. Clay and clay minerals. London — Oxford. — New York — Paris, 225—229, 1960.
- Sudo T. On some low temperature hydrous silicates found in Japan. — Bull. Chem. Soc. Japan, 18, 281—329, 1943.
- Sudo T., Ota S. An iron-rich variety of montmorillonite found in «Oya-ash». — J. Geol. Soc. Japan, 58, 487—491, 1952.
- Sudo T. Iron-rich saponite found from tertiary Iron Sand Beds of Japan, (Reexamination on «hembergite»). J. Geol. Soc. Japan, 60, N 700, 1954.

Т. И. ТИМЧЕНКО, Г. А. СИДОРЕНКО

НАХОДКИ ЦИНКОВЫХ ФОСФАТОВ  
В ПЕГМАТИТАХ ЗАБАЙКАЛЬЯ

В нашей статье описываются редкие фосфаты цинка — шольцит  $[\text{CaZn}_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}]$  и фосфофиллит  $[\text{Zn}_2(\text{Fe, Mn})(\text{PO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}]$  из пегматитов Забайкалья. На территории Советского Союза эти минералы обнаружены впервые.

Шольцит и фосфофиллит встречены и описаны только в одном месторождении — пегматиты Хагендорфа (Верхний Пфальц, Германия).

Фосфофиллит впервые описан Laubmann Н. и Steinmetz Н. (1920). В последующих работах дается подробная кристаллографическая характеристика этого минерала (Steinmetz, 1926; Palach, Berman, 1927; Kleber, 1936). Последние данные по фосфофиллиту имеются в сводных работах по фосфатам (Wolfe, 1940; Fisher, 1958).

Шольцит впервые обнаружен Штрупцем (1950). Этим же автором приводится подробное описание шольцита с оптическими константами, химическим анализом, рентгенограммой и параметрами ячейки (Strunz, Tennyson, 1956).

Шольцит и фосфофиллит в пегматитах Забайкалья приурочены к сильно альбитизированным участкам пегматитовых жил и встречаются на расстоянии приблизительно 10—15 м от дневной поверхности.

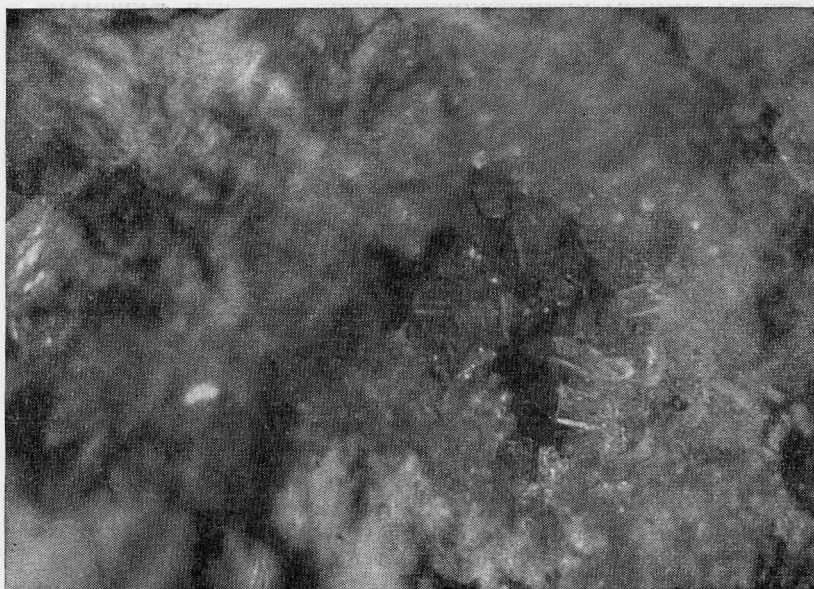
Шольцит наблюдается в мелких (0,5—0,7 см) пустотках среди фэйрфильдита, слагающего псевдоморфозы по трифилину. По периферии кристаллов этого замещенного трифилина располагаются выделения черного сфалерита. Кристаллы шольцита нарастают на стенки пустот в фэйрфильдите (рис. 6/№).

Размер кристаллов шольцита от 0,3—0,1 до 0,01 мм. Кристаллы характеризуются таблитчатой формой. Развиты главным образом грани пинакоидов. Один из пинакоидов развит более остальных (вероятно, 010). По этому пинакоиду часто наблюдаются параллельные сростки кристаллов.

Шольцит водяно-прозрачен, бесцветен. Имеется хорошо выраженная спайность в одном направлении. Изучаемый минерал хорошо растворяется в слабой соляной кислоте, при нагревании в закрытой трубке выделяет воду и становится белым, непрозрачным.

Оптически минерал двуосен, положительен, угол оптических осей средний, порядка 35—40°. Дисперсия ясная,  $v > r$ . Погасание прямое,  $N_g = c$ . Показатели преломления изучаемого шольцита близки к показателям преломления шольцита из Хагендорфа, Германия (табл. 1).

Спектральным анализом в шольците из пегматитов Забайкалья обнаружены следующие элементы:  $P > 10$ ,  $Zn > 10$ ,  $Ca > 1,0$ ,  $Fe, Mn = 0,01 - 0,01$ ,  $Al = 0,001 - 0,01\%$ .



Кристаллы шольцита в пустотке среди файрфильдита (белое),  $\times 20$

Межплоскостные расстояния изучаемого шольцита и шольцита из пегматитов Хагендорфа очень близки (табл. 2). Параметры элементарной ячейки определены после графического индирования (метод Палатника) дебаеграммы шольцита по Штрунцу (1956) с использованием параметров, найденных монокристалльным методом (табл. 3). После индирования дебаеграммы шольцита из Хагендорфа (Strunz, 1956) были определены следующие параметры:  $a_0 = 16,78$ ;  $b_0 = 22,15$ ;  $c_0 = 6,08$ . Сопоставительное индирование дебаеграммы изучаемого образца с шольцитом Штрунца позволило определить параметры шольцита из пегматитов Забайкалья, приведенные в табл. 3.

Таблица 1

Оптические свойства шольцита

	Ng *	Nm *	Np *
Шольцит из пегматитов Забайкалья . . . . .	1,595	1,591	1,583
Шольцит из пегматитов Хагендорфа, Германия (Strunz, 1956) . . . . .	1,596	1,586	1,581

\* Ошибка определения равна  $\pm 0,002$ .

Фосфофиллит встречен, так же, как и шольцит, в пустотке с реликтами замещенного трифилина (диаметр пустотки 0,5—0,7 см). В этом же образце имеется нацело замещенный файрфильдитом другой кристалл трифилина с мелкими кристаллами шольцита среди файрфильдита. Оба кристалла трифилина тесно ассоциируют с черным сфалеритом.

Размер кристаллов фосфофиллита не превышает 0,2—0,3 см. Форма кристаллов призматическая, удлиненная.

Минерал водяно-прозрачен, окрашен в бледно-голубой цвет. Имеется совершенная спайность в одном направлении (параллельно удлинению кристалла). В кислотах изучаемый минерал хорошо растворим. В закрытой трубке выделяет воду, становится непрозрачным.

Изучаемый минерал двуосен, отрицателен, угол оптических осей средний, порядка 40—50°. Минерал характеризуется ясной дисперсией,  $r > v$ . По оптическим свойствам описываемый фосфофиллит близок к фосфофиллиту из Хагендорфа (табл. 4).

Спектральным анализом в фосфофиллите из пегматитов Забайкалья обнаружены следующие элементы: P > 10, Zn > 10, Fe > 1,0, Mn > 1,0, Si — 0,05—0,005, Mg, Ca — 0,1—0,01, Al — 0,01—0,001%.

Таблица 2

## Межплоскостные расстояния шольцита

Шольцит из пегматитов Забайкалья, СССР *		Шольцит из пегматитов Хагендорфа, Германия		Шольцит из пегматитов Забайкалья, СССР		Шольцит из пегматитов Хагендорфа, Германия**	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
10	8,54	10	8,588	1 ш	1,281	3	1,288
		3	6,758			1	1,273
4	4,54	5	4,552			1	1,255
6	4,30	7	4,230			2	1,233
4	4,14					3	1,220
		5	3,677			2	1,208
4	3,71					1	1,187
7	3,33	6	3,376			2	1,163
3	3,16	5	3,153	1 ш	1,106	2	1,098
3	3,10	3	3,079			2	1,071
9	2,80	9	2,788	1 ш	1,059	1	1,051
1	2,69	6	2,652			1	1,046
3	2,58	1	2,563	1 ш	1,029	2	1,032
2	2,47	5	2,449			1	1,010
4	2,31	3	2,356			2	0,992
6	2,26	3	2,294			1	0,982
1	2,21	6	2,240			1	0,970
		1	2,132			2	0,952
1	2,08	2	2,067			1	0,943
2	1,995	3	1,989			1	0,931
7	1,905	6	1,892			1	0,917
3	1,805	5	1,797			1	0,906
		1	1,740			2	0,891
1	1,703	2	1,707				
6	1,657	5	1,653				
		1	1,621				
		2	1,603				
1	1,574	2	1,580				
		2	1,542				
1 ш	1,504	3	1,510				
1 ш	1,471	3	1,463				

\* Fe-изл.,  $K_{\alpha\beta}$ , РКУ—114.\*\* Cu-изл.,  $K_{\alpha}$ ,  $2R = 57,3$  мм.



Таблица 3

Параметры элементарной ячейки шольцита

	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$a_0 : b_0 : c_0$
Шольцит из пегматитов Забайкалья*	16,87	22,22	6,08	0,758 : 1 : 0,274
Шольцит из пегматитов Хагендорфа (Strunz, 1956)**	17,14	22,19	6,61	0,772 : 1 : 0,298
То же***	16,78	22,15	6,08	

\* Ошибка определения равна 0,03А.

\*\* Параметры определены монокристалльным методом.

\*\*\* Параметры рассчитаны после индирования дебаграммы.

Таблица 4

Оптические свойства фосфофиллита

	$N_g$ *	$N_m$ *	$N_p$ *
Пегматиты Забайкалья . . . . .	1,615	1,612	1,596
Пегматиты Хагендорфа (Steinmetz H., 1926)	1,617	1,606	1,595
» » (Polach Ch., Berman H., 1927) . . . . .	1,616	1,614	1,594
» » (Kleber W., 1936) . . . . .	1,616	1,614	1,595

\* Ошибка определения равна  $\pm 0,002$ .

Таблица 5

Межплоскостные расстояния фосфофиллита из пегматитов Забайкалья \*

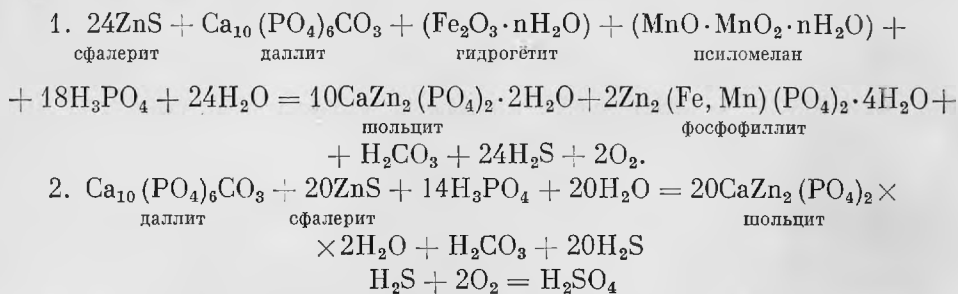
$I$	$d/n$	$I$	$d/n$	$I$	$d/n$	$I$	$d/n$
10	8,95	2	1,560	2	1,970	3	1,152
1	5,26	1	1,543	2	1,934	1	1,139
3	4,935	6	1,515	6	1,894	1	1,128
10	4,36	6	1,477	3	1,825	3	1,112
2	3,74	1	1,456	2	1,775	2	1,087
2	3,62	1	1,445	2	1,729	2	1,071
8	3,376	3ш	1,418	3	1,665	6	1,065
4	3,11	2	1,375	3	1,637	2	1,043
10	2,83	2	1,351	2	1,607	2	1,035
4	2,58	1	1,322			1	1,029
4	2,53	3	1,305			2	1,023
3	2,44	1	1,281			2	1,013
3	2,29	4	1,262			1	1,004
5	2,21	1	1,236			3	0,997
1	2,09	4	1,203			3	0,989
3	2,05	1	1,179				

\* Fe-изл.,  $K_{\alpha\beta}$ , РКУ-114.

— главные линии (по Фишеру главные линии для фосфофиллита — 9,00, 4,43, 2,83, 1958 г.).

В дебааграмме изучаемого фосфофиллита главные линии совпадают с главными линиями, приводимыми Фишером (1958) для фосфофиллита из Хатендорфа (табл. 5).

Образование цинковых фосфатов в пегматитах Забайкалья происходит в результате взаимодействия сфалерита с фосфорной кислотой, освобождаясь при замещении трифилина вторичными фосфатами (Тимченко, 1962). При этом процессе  $H_2S$ , образовавшийся при разложении сфалерита, создает восстановительные условия. Поэтому становится возможным появление фосфофиллита, заимствующего железо и марганец из продуктов изменения трифилина (даллита, гидрогётита, псиломелана). Схематически образование польцита и фосфофиллита можно изобразить в виде следующих реакций:



В заключение авторы выражают благодарность А. И. Гинзбургу за неоднократные консультации.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Тимченко Т. И. Процессы изменения трифилина из пегматитов Забайкалья. Труды Минер. музея АН СССР, вып. 13, 1962.
- Fisher D. J. Pegmatite phosphates and their problems.— Amer. Miner., 43, N 3—4, p. 181, 1958.
- Laubmann H., Steinmetz H. Phosphatführende Pegmatite des Oberpfälzer und Bayrischen Waldes.— Zt. Krist., 55, S. 566, 1920.
- Kleber W. Über Phosphophyllit.— N. Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. 70 beil-band, abt. «A», S. 203, 1936.
- Palach Ch., Berman H. Crystallographic notes: 1. Phosphophyllite, 2. Hematite, 3. Willemite, 4. Hedyphane.— Amer. Miner., N 4—5, p. 180, 1927.
- Steinmetz H. Phosphophyllit und Reddingit von Hagendorf.— Zt. Krist., 64, S. 405, 1926.
- Wolfe C. W. Classification of minerals of the type  $A_3(PO_4)_2 \cdot nH_2O$ .— Amer. Miner., 25, p. 795, 1940.
- Strunz H. Scholzit, eine neue Mineralait.— Fortschritte der Mineralogie, 27, S. 31, 1950.
- Strunz H., Tennyson Ch. Kristallographie von Scholzit,  $CaZn_2(PO_4)_2 \cdot 2H_2O$ .— Zt. Krist., 107, S. 318, 1956.

## СОДЕРЖАНИЕ

Гинзбург И. В. О трех необычных роговых обманках из гранитных пород	3
Гинзбург И. В., Лисицина Г. А., Садикова А. Т., Сидоренко Г. А. Фаялит гранитных пород и продукты его изменения (Кураминский хребет, Средняя Азия)	16
Дубинина В. Н., Корнилович И. А. К минералогии цинковых окисленных руд полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья	43
Орлов Ю. Л. Растворение и коррозия кристаллов алмаза в процессе формирования и автометаморфизма алмазоносных пород	62
Рахманов В. П., Шутлив Ф. А. Некоторые особенности полиметаллических руд Восточного Забайкалья	79
Сергеев А. С., Федорова Л. Г. Спектры поглощения пирохлоров в инфракрасной области и некоторые особенности состава этих минералов	102
Солодов Н. А. Альбитовые пегматиты и их генезис	108
Тимченко Т. И., Ли Чжао-ли. Некоторые данные по геохимии бериллия в пегматитах	128
Тимченко Т. И. Процессы изменения трифилина из пегматитов Сибири	135

### *Минералогические заметки*

Барсанов Г. П., Сарсембаева Х. К. О люминесцентных свойствах исландского шпата	147
Борисенко Е. Н., Борисенко Л. Ф. Волконскоит из красноцветов Прикамья	153
Гинзбург И. В., Некрасова В. М. Магнезиальный гастингсит и актинолит из метагаббро-анортозитов северо-восточной части Кольского полуострова	161
Гуренова Е. И., Яковлевская Т. А. Повеллит из месторождения исландского шпата на Нижней Тунгуске	169
Доломанова Е. И. Цеолиты Шерловогорского месторождения в Восточном Забайкалье	172
Доломанова Е. И., Нестерова Ю. С., Арапова Г. А. Бедантит Тl- и Sn-содержащий из месторождения сопки Большой Шерловой горы (Восточное Забайкалье)	179
Илупин И. П. Миллерит в кимберлитах Западной Якутии	191
Козлова П. С. Мизерит из Таласского хребта	198
Козлова П. С. Акцессорные эвдидимит и эпидидимит в щелочных сиенитах южного склона Таласского хребта	205
Кудряшова В. И. Железистый сапонит и селадонит из шаровых лав сибирских трапешов	210
Тимченко Т. И., Сидоренко Г. А. Находки цинковых фосфатов в пегматитах Забайкалья	219

### Труды Минералогического музея, выпуск 13

*Утверждено к печати Минералогическим музеем при Отделении геолого-географических наук*

Редактор издательства В. С. Шейнман. Технический редактор Ю. В. Рылина

РИСО АН СССР № 159—46В. Сдано в набор 11/VI 1962 г. Подписано к печати 17/X 1962 г.  
Формат 70×108<sup>1/16</sup>. Печ. л. 14; усл. печ. л. 19,18; уч.-издат. л. 17,8. Тираж 1200 экз.  
Т—11396. Изд. № 933. Тип. заказ № 845.

Цена 1 р. 25 к.

---

Издательство Академии наук СССР. Москва, Б-62, Подосенский пер., 21  
2-я типография Издательства АН СССР. Москва, Г-99, Шубинский пер., 10