# ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 3





# ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 3

РЕДАКТОРЫ: академик Д. С. БЕЛЯНКИН, доктор геол.-мин. наук Г. И. БАРСАНОВ



издательство академии наук ссср

# АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# труды минералогического музея

Выпуск 3

Редакторы: акад. Д. С. Белянкин и д-р геол.-мин. наук Г. П. Барсанов

#### д. с. белянкин, н. в. самойлова и в. п. петров

# АНАЛЬЦИМ И ЛЕЙЦИТ В ВУЛКАНОГЕННОМ ЭОЦЕНЕ ТАЛЫША

Анальцимовые породы на Кавказе стали известны относительно давно: так, Абих и Фавр уже в семидесятых годах прошлого столетия обратили внимание на тешениты окрестностей с. Курсеби близ г. Кутаиси, которые впоследствии были описаны Д. С. Белянкиным (1912) более подробно. Позднее оказалось, что курсебская находка далеко не единственная и что тешениты пользуются на Кавказе вообще довольно широким распространением. В специальных сводках, посвященных этому вопросу (Белянкин н Петров, 1940; Схиртладзе, 1946), перечисляется более десятка самостоятельных месторождений этих своеобразных пород.

Особенный интерес привлекли к себе в последние годы связанные с тешенитами своеобразные камптонитовые породы Ахалцихского района камптониты Копадзе (Белянкин и Петров, 1940). В основной своей массе они содержали изометрические и изотропные фельдшпатидовые кристаллы; на основании химизма и оптики кристаллы эти были параллелизованы

с лейпитом.

Другая находка подобных же пород имела место примерно тогда же в Кодори-Насакеральском массиве Гурии (Белянкин, Маслов и Петров, 1939). В петрографическом материале, собранном здесь К. С. Масловым, были обнаружены нами щелочные тефритовые эффузивы, содержавшие опять-таки изотропище фельдшпатидовые кристаллы, по оптическим свойствам близкие к лейпиту.

К этим грузинским проявлениям лейцитовых пород в это же приблизительно время присоединилось замечательное открытие В. Н. Котляра (1938), установившего в Армении, в Памбакском хребте, целый район лейцитовых лав. Позднее этот район детально изучался Г. П. Багдасаряном.

Еще одно указание на нахождение лейцитовых лав получили мы в дальнейшем из Западной Грузии, где их встретили Т. Г. Казахашвили и М. Л. Роква (1945) среди верхнезоценового комплекса авгитовых порфи-

ритов Аджаро-Триалетского хребта.

Сопоставление всех этих находок позволило предположить, что щелочные лейцитовые лавы являются нормальным членом кавказского эоценового вулканизма (Петров, 1947). Похоже было, что своим появлением они завершают этот этап вулканической деятельности на Кавказе, встречаясь только в самых верхах эоценовых вулканогенов. На основании большого сходства грузинских и талышских лав сделано было при этом предположение о возможности нахождения лейцитовых лав также и в этой последней области. Основанием послужили данные М. А. Кашкая.

В 1947 г. М. А. Кашкай опубликовал описание талышских пород, причем указал на наличие здесь щелочных лав, названных им апальцимовыми андезитами и анальцимовыми базальтами. Эти интереснейшие породы, по его данным, простираются в виде четырех потоков через весь Талышский хребет, имея общую мощность до 1000 м. Подчеркнута была М. А. Кашкаем их тесная связь с местными тешенитами и приуроченность

к местному вулканогенному эоцену.

В 1948 г. в процессе геологических исследований в Талыше В. Г. Морозова и Н. В. Самойлова картировали некоторые выходы пород, описанных М. А. Кашкаем, причем обратили внимание на своеобразие отдельных образцов этих пород, а именно — на различаемые уже простым глазом порфировидные вкрапленники в них шести- или восьмиугольных очертаний, отвечающие лейциту или анальциму. В связи с проблемой нахождения лейцита на Талыше образцы эти были изучены нами и дали материал для настоящей статьи.

Образцы взяты из двух пунктов:

1) по дороге между пос. Кися-Кала и сел. Пештасар. Размеры обнажения по вертикали около 2 м и вдоль дороги 7 м;

2) в левом обрывистом склоне Пештасарской балки (правый берег

р. Вилеж-чай, ниже пос. Чай-узы), в одном километре от устья.

Так как образцы брались в процессе обычной геологической съемки, то количество привезенного в Москву материала, к сожалению, оказалось крайне незначительным, так что более или менее полно исследовался нами только один обр. № 357 из первого обнажения. Обр. № 253 из второго обнажения хватило всего лишь на изготовление одного шлифа из

этой породы.

Стратиграфическое положение обоих обнажений примерно одинаковое: в верхах выделенной В. Г. Морозовой пештасарской свиты недалеко от контакта ее с более молодой аркеванской свитой. Обе эти свиты по возрасту своему относятся к верхнему эоцену. Пештасарская свита в разрезе пештасарской балки представлена мощной толщей (около 1200 м) андезитов, базальтов, туфобрекчий, туфоконгломератов и туфов с небольшими пачками среди них аргиллитов и туфогенных песчаников. Налегающая на нее аркеванская свита сложена исключительно осадочными породами, аргиллитами и туфами; общая мощность ее около 100 м.

Микроскопическая характеристика обоих изученных образцов, № 357 и № 253, примерно одинаковая. Более детально исследован обр. № 357. Структура породы порфировая. Порфировые вкрапленники представлены: крупными кристаллами несколько зонального плагиоклаза, в среднем андезинового ряда, далее — санидином, авгитом с приуроченным к нему

магнетитом и, наконец, анальцимом.

В большинстве случаев вкрапленники равномерно разбросаны по всему нолю зрения, но местами они собраны в агрегаты и тогда удается определить относительный идиоморфизм их, с соответственными заключениями, что первым кристаллизовался магнетит, затем пироксен и плагиоклаз, несколько позже санидин. Одновременно с санидином и плагиоклазом начинается кристаллизация анальцима, содержащего включения плагиоклаза.

В основной массе породы различается войлок мельчайших игольчатых кристаллов санидина и мелких изометрических восьмигранников анальцима. Дальнейшими кристаллическими образованиями являются скелеты и мельчайшая кристаллическая пыль магнетита. Все это обильно пропитано стеклом, местами в значительной степени хлоритизированным. Акцессорный апатит образует относительно крупные иголочки (до 0,1 мм длиной).

Под микроскопом удалось подсчитать количественные соотношения вкрапленников и основной массы породы. Результаты количественного минералогического состава анальцимовой породы представлены в табл. 1

Таблица 1 1 9 3 4 5 Минералы Вкрапленники: 36,4 Калиевый полевой шпат . . . . 11,6 8,4 10,0 40 2,5 15,3 23,7 2,5 2,1 17,1 4,9 Сл. Плагиоклаз . . . . . . . . . . . . 20 1,1 3, 115,2 10 19,1 2,2 $\frac{1}{70}$ ,  $\frac{5}{7}$ 1,8 5 5,1 61,1 65,9 0.6 0,6 Жеоды хлорита . . . . . . . . . . 1,1 25 16,4

1) Микроскопический подсчет в шлифе № 357а; 2) микроскопический подсчет в шлифе № 3576; 3) среднее из двух предыдущих подсчетов; 4) микроскопический подсчет основной массы породы; 5) общий состав породы по средним подсчетам.

Что касается состава основной массы породы, то кристаллы в ней настолько мелки, что на особую точность количественного подсчета рассчитывать не приходится; отдельные зерна налегают одно на другое, что несколько затрудняет исследование. Результаты приблизительного подсчета приведены все же в графе 4 табл. 1. На основании данных граф 3 и 4 вычислен общий состав породы (графа 5), при замене «основной массы» графы 3 составом из графы 4.

Этот же обр. № 357, кроме подсчета под микроскопом, был подвергнут химиком Н. М. Воронковой полному химическому анализу, результаты которого сопоставлены в табл. 2 с химическим составом анальцимового андезита из обнажения по дороге из сел. Арва в сел. Пештасар, описан-

ного М. А. Кашкаем.

Таблица 2

1	Компонец	ты	Обр. № 357	Анальцимовый анде вит М. А. Кашкая
SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . FeO			 56,13 1,25 20,63 3,90 1,16 2,05 2,22 2,84 3,77 0,13 5,17 1,39	54,46 0,42 19,20 3,91 2,17 0,18 2,17 5,26 3,74 5,71 0,73 1,81 0,43
	Сумма		 100,64	100,24

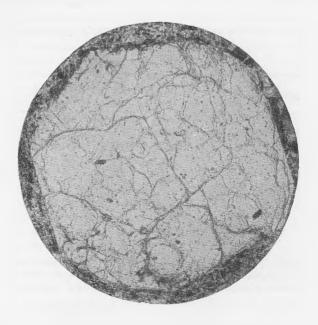


Рис. 1. Вкрапленник, выполненный анальцимом (обр. № 357). Ув 25; без анализатора.

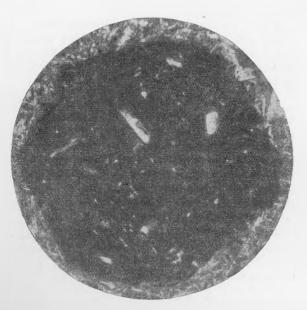


Рис. 2. Вкрапленник, выполненный анальцимом (обр. № 357). Ув. 25; ник. +.

Обе породы, как видно из табл. 2, довольно сходны по химическому составу, за исключением того, что в андезите М. А. Кашкая заметно больше СаО и  $K_2$ О и мало  $H_2$ О. Возможно, М. А. Кашкай ошибочно приняи лейнит за анальцим.

Наиболее интересным минералом породы в обр. № 357 является, конечно, анальцим, в хорошо образованных идиоморфных кристаллах. На рис. 1 и 2 показан анальцимовый вкрапленник в простом и поляризованном свете, причем отчетливо видно, что выделение кристалла произошло тогда, когда стекло породы было еще жидкостным, поскольку

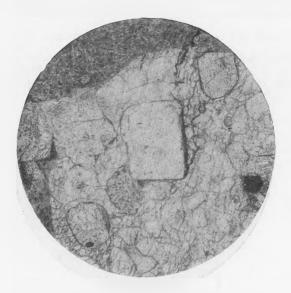


Рис. 3. Включения полевого шпата во вкрапленном анальциме (обр. № 357). Ув. 10; без анализатора.

микролиты К-шпата обтекают изотропные кристаллы анальцима. На рис. З и 4 подобный же вкрапленный анальцим содержит включения полевого шпата.

В анальцимовой природе современного выполнения изотропных кристаллов сомпеваться не приходится; неоднократные измерения светопреломления как во вкрапленниках, так и в кристаллах основной массы давали нам цифры от 1,484 до 1,494, причем наиболее часто получалась инфра порядка 1,487, типичная для анальцима. Величина 1,494 несколько высока для анальцима; возможно, что это связано с некоторым замещением шелочи известью в составе минерала.

Выше указывалось, что кроме обр. № 357 имелся один шлиф из обр. № 253. Измерение светопреломления изотропных кристаллов в этом шлифе дало нам цифру N = 1,507 ± 0,003, полностью отвечающую на этот раз лейцитовым нормам. Этот факт, вместе с общим характером анальцимовых кристаллов в обр. № 357, заставляет нас предполагать, что первоначально и в этом образце кристаллизовался из магмы не анальцим, а лейцит, лишь позднее, в постмагматический период, перешедший в анальцим.

Противоположная нашей точка зрения была высказана Е. С. Ларсеном (1938), описавшим лейцитовые и анальцимовые эффузивы, встречающиеся

совместно в Хайвуд Маунтин, в Монтане (США). Структурные соотношения анальцима и других минералов породы были там совершенно подобны талышским. Лейцит, равно как и анальцим, образует в породах Монтаны крупные идиоморфные кристаллы. Анальцимов два: прозрачный, по представлению Е. С. Ларсена — первичный, т. е. кристаллизовавшийся непосредственно из магмы, и мутный — вторичный, образовавшийся за счет позлнейшего перерождения первичного лейнита.

Наш талышский анальцим мутный и таким образом явно вторичный: однако мы вообще сомневаемся в возможности кристаллизации анальпима из эффузивной магмы. В самом деле, даже в глубинных условиях, гле



Рис. 4. Включения полевого шпата во вкрапленном анальциме (обр. № 357). Ув. 10; ник. +.

давление удерживает газы в застывающей магме и где температура значительно ниже, в тешенитах, и то анальцим выделяется только как продукт наиболее поздней кристаллизации. С этой точки зрения значительно более вероятна первоначальная кристаллизация порфирового лейцита с последующим переходом его в анальцим. Прозрачность кристалла не может служить признаком первичности минерала.

Описанные нами порфировидные анальцим и лейцит из вудканогенов Талыша представляют собой, по всей видимости, явление не случайное. Надо полагать, что они повторяются здесь и заслуживают таким образом дальнейшего изучения в региональном масштабе, с точки зрения взаимоотношений их между собою и в интересах геологической истории всего

вулканизма Талыша.

#### ЛИТЕРАТУРА

Белянкин Д. С. Тешенит из Курсеби и его положение в системе горных пород.

Изв. СПб. полит. инст. Отд. техн. и ест., т. 17, в. 1, 1912. Белянкин Д. С. и Петров В. П. История исследования и некоторые повые данные по тешенитам и родственным с ними цеолитсодержащим породам на территории Грузии. Зап. Мин. общ., ч. 69, № 2—3, 1940.

- Белянкин Д. С. и II етров В. II. Тешенито-камптонито-мончикитовые интрузии окр. г. Ахалциха. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, сер. пстр., в. 21, № 7,
- Белянкин Д. С., Маслов К. С. и Петров В. П. Магматические проявления в северо-западной Гурии в Закавказье. Тр. Петр. инст. АН СССР, в. 14,
- Казахашвили Т. Г. и Роква М. Л. О лейцитовых породах Гурии (Западная
- Трузня). Зап. Мин. общ., т. 84, № 4, 1945. К а ш к а й М. А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1947. К о т л я р В. Н. Открытие лейцитовых пород на Кавказе. Зап. Мин. общ., ч. 67,
- 1938.
- II етров В. II. Лейцитовые породы Закавказья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1947.
- Схиртладзе Н. Тешенитовая формация Грузии. Тр. Инст. геол. и мин. АН Груз. ССР, 1946.
- Larsen E. S. a. Buie B. E. Potash Analcime and Pseudo-leucite from the Highwood
- Mountains of Montana. Am. Min., 23, 1938. Lyons J. B. Igneous rocks of the Northern Big Belt Range, Montana. Bull. geol. Soc. Amer., 55, 1914.

### ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 3

Редакторы: акад.  $\mathcal{A}$ . C. Bелянкин и д-р геол.-мин. наук  $\Gamma$ . H. Bарсанов

#### г. п. барсанов

# О ИЗОМОРФНОМ РЯДЕ АКСИНИТА И НОВОМ МИНЕРАЛЬНОМ ВИДЕ—СЕВЕРГИНИТЕ

В 1948 г. в Минералогический музей Академии Наук СССР известными уральскими любителями минералов Г. Г. Китаевым и Ю. Г. Китаевым был доставлен образец своеобразного минерала, состоящего из скорлуповатого и зернистого агрегата зерен яркожелтого цвета. По указанию приславших образцы, минерал был найден в довольно значительном количестве в кварцевой жиле, вскрытой заброшенными разведочными канавами на так называемом Тунгатаровском (Бай-Султанском) месторождении марганцевых руд, находящимися близ д. Тунгатарово в Учалинском районе Южного Урала. Это мелкое марганцевое месторождение, по указанию А. Г. Бетехтина (1946), относится к типичным для Южного Урала метаморфизованным месторождениям осадочных силикатных марганцевых руд, на которые накладываются иногда, по секущим трещинам, более поздние гидротермальные процессы, выражающиеся в появлении кварцевых жил и прожилков различной мощности.

Полученный образец макроскопически настолько отличался от всех известных нам и представленных в Музее минералов, что возникла необходимость произвести специальные исследования для установления принадлежности его к тому или иному минеральному виду. Уже первоначальные произведенные мною микрохимические исследования показали, что минерал является силикатом марганца и кальция, а изучение оптических свойств и полученное помощью спектрального анализа указание на значительное количество бора обнаружило, что минерал представляет собой необычную разновидность аксинита. Получение дополнительно от Г. Г. и Ю. Г. Китаевых большого количества образцов позволило произвести детальное минералогическое исследование этого интересного минерала.

Изученный мною аксинит представляет собою плотные зернистые и пластинчатые скопления яркожелтого в свежих изломах цвета, находящиеся в тесном парагенезисе с типичным молочно-белым жильным кварцем. Образцы минерала, взятые из поверхностных зон, покрыты черными корочками и налетами окислов марганца, причем внимательное изучение показывает, что эти пленки образуются в значительной мере за счет окисления желтого аксинита, проникая вдоль трещин и по границам иластинчатых зерен. В редких пустотках наблюдались мелкие и весьма песовершенные кристаллы пластинчатого триклинного облика.

Изучение структуры и оптических свойств минерала в шлифах под микроскопом показало, что желтый аксинит образует грубо кристаллические чешуйчато-пластинчатые агрегаты, а также вытянутые характерные

копьевидные кристаллы и их сростки, вросшие в грубозернистый агрегат типичного жильного кварца. Последние часто имеют гребенчатый облик с характерным веерообразным погасанием. Аксинит всегда идиоморфен по отношению к кварцу; имеющиеся трещины залечиваются тем же кварцем, что указывает на более раннее (а быть может и почти одновременное) выделение этого минерала по отношению к кварцу. Во множестве наблю даются налеты и мелкие прожилки черной окиси марганца, развивающейся явно за счет окисления аксинита. Бурые окислы железа при этом отсутствуют.

Описанные структуры и парагенезис явно указывают на гидротермальный генезис как самого аксинита, так и сопровождающих его минералов,

связанный с отложением из водных растворов невысоких температур. В парагенезисе нет ни одного минерала, указывающего на глубинный высокотермальный характер растворов, а тем более на какие-либо явления пневматолиза.

Изучение оптических свойств минерала давало следующие результаты: минерал прозрачный от бесцветного до окрашенного в слабожелтый цвет. В последнем случае наблюдается плеохроизм от желтого до бесцветного. Схема адсорбции: Ng = Nm > Np. В кристаллах наблюдается трещиноватость и несовершенная спайность по двум направлениям, пересекающаяся под углом 87—88°. С длинной осью кристаллов наиболее совершенная спайность образует угол 44°. На хороших идиоморфных разрезах кристаллов были замерены угловые величины между гранями, которые дали возможность, пользуясь таблицами В. Гольдшмидориентировать спайность и оптические элементы относительно кристаллографических граней (рис. 1). Рельеф минерала высокий, Ng параллельна удлинению (знак зоны +). В сечениях, перпендикулярных к острой биссектрисе, в момент погасания отчетливо виден

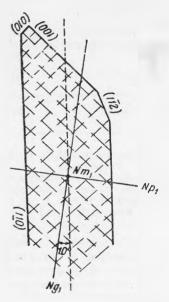


Рис. 1. Элементы оптической ориентировки кристалла севергинита.

дисперсионный эффект — аномальные цвета от чернильно-синего до красновато-бурого. Ng:  $(011) = 10^{\circ}$ . Интерференционные цвета желтые первого порядка. Минерал двуосный, оптически положительный (в отличие от обычного аксинита — отрицательного). 2V изменчиво, от +75 до  $+85^{\circ}$ . Дисперсия очень сильная;  $\mathbf{v} > \mathbf{r}$ .

Определение показателей преломления иммерсионным методом дало следующее: Ng = 1,698  $\pm$  0,002; Np = 1,687  $\pm$  0,03; Ng — Np = 0.011.

Таким образом, оптическое изучение показало нам, что минерал очень близок по свойствам к обычному аксиниту, однако существенно отличается от него по оптической ориентировке и имеет более высокие показатели преломления. Это обстоятельство, наряду с необыкновенным внешним обликом изучаемого аксинита и большим содержанием марганца, установленным качественно-микрохимически, заставило нас, совместно с химиком Музея Н. В. Воронковой, произвести полный химический анализ мпнерала (табл. 1). Точное определение бора и фтора из отдельной навески было любезно произведено химиком В. В. Даниловой, которой автор приносит глубокую благодарность.

Таблица 1

Окислы	Весов. %	Пересчет на 100%	Молекул. колич.	Молекул, колич. групп	Атомпые коэффициенты
SiO <sub>2</sub> ΓίΟ <sub>3</sub> ΛΙ <sub>2</sub> Ο <sub>3</sub> Fe <sub>2</sub> Ο <sub>3</sub> Fe Ο ΜηΟ ΜηΟ CaO Na <sub>2</sub> Ο Κ <sub>2</sub> Ο Κ <sub>2</sub> Ο	42,84 HeT 16,50 2,82 HeT 14,79 0,66 16,96 HeT	43,11 16,61 2,84 — 14,88 0,66 17,07	0,7177 0,1629 0,0177  0,2097 0,0163 0,3044	0,7177 	2,0 2,2 3,7
$egin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	» 0,69 4,13 Her	0,70 $4,13$	0,0390 0,0593	\right\} 0,0983** \-	0,92
Сумма	99,39	100,00			

<sup>\*</sup> Количество  $\rm B_2O_3$ , определенное из отдельной навески более точным методом, дается по данным В. В. Даниловой. Цифра, полученная Н. В. Воропковой, — 4,66%  $\rm B_2O_3$ , как показывают расчеты, является несколько завышенной. За счет этого несколько уменьшается сумма анализа, исправляемая для всех окислов при пересчете на 100%.

\*\* Считая В<sub>2</sub>О<sub>3</sub> и Н<sub>2</sub>О за группу {ВО · ОН]<sub>2</sub>.

Произведенное химическое изучение желтого аксинита показало, что этот минерал действительно имеет резкое отличие от обычного аксинита не только по некоторым физическим свойствам, но и по химическому составу. Изученный минерал оказался крайним чисто марганцевым членом, не имеющим до настоящего времени аналогов, описанных в литературе. Закисное железо отсутствует полностью, а имеющееся железо находится в трехвалентной форме и, несомненно, как показывают расчеты, замещает алюминий в структуре аксинитовой молекулы. При расчете атомных коэффициентов за исходную цифру был принят коэффициент 8 для SiO<sub>2</sub>, что отвечает имеющимся последним структурным и эмпирическим формулам аксинита вида  $Ca_2(Fe, Mn) \cdot Al_2BH[SiO_4]_4$ , или (в удвоенном виде) 4CaO · 2 (Fe, Mn)O · 2Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> · [BO · OH]<sub>2</sub> · 8SiO<sub>2</sub>. Произведенный нами расчет показывает, что анализ стехеометрически хорошо укладывается в установленную химическую структуру аксинита. Очень интересными являются атомные коэффициенты, полученные при расчете анализа нашего минерала для MnO и группы (CaMg)O. Рассмотрение коэффициентов показывает, что избыток над молекулярным количеством МиО, необходимого для формулы аксинита, отвечает как раз имеющемуся недостатку для молекулярного количества кальция. Замена части Са в аксините магнием неоднократно указывалась в литературе, в то время как марганец всегда считался изоморфным заместителем только двухвалентного железа. Однако расчеты на теоретический состав чисто марганцевой молекулы аксинита (табл. 2) показывают, что теоретически содержание MnO не должно превышать 12,44%, в то время как в нашем анализе оно равняется 16,96%. Принимая во внимание равную валентность Mn<sup>+2</sup> и Са и сравнительно близкие радиусы ионов этих элементов (0,91  $\rm A$  для  $\rm Mn^{+2}$  и 1,06  $\rm \AA$ 

для Са), наряду с отмеченными выше соотношениями атомных коэффициентов, полученных при расчете анализа исследованного нами минерала, мы с полной уверенностью можем утверждать, что  $\mathrm{Mn^{+2}}$  может в структуре аксинита замещать не только  $\mathrm{Fe^{+2}}$ , но и Са. Наоборот, железо, присутствующее в аксинитах, если установлена его трехвалентная форма, должно при расчетах связываться не с марганцем в группу ( $\mathrm{Mn}$ ,  $\mathrm{Fe}$ )<sup>+2</sup>, но учитываться как изоморфный заместитель  $\mathrm{Al^{+3}}$  в структуре аксинита. Таким образом, общая структурная формула аксинита должна по нашему мнению иметь вид:  $\mathrm{R_{1.2}^{+2}\,R_{11}^{+2}\,R_{2}^{+3}BH[\mathrm{SiO_{4}}]_{4}}$ , где  $\mathrm{R_{1.2}^{+2}}=\mathrm{Ca}$ ,  $\mathrm{Mn}$ ,  $\mathrm{Mg}$ ;  $\mathrm{R_{1.2}^{+2}}=\mathrm{Fe}$ ,  $\mathrm{Mn}$ , и  $\mathrm{R^{+3}}=\mathrm{Al}$ ,  $\mathrm{Fe}$ . Исходя из высказанных соображений, формулу исследованного аксинита следует дать в виде: ( $\mathrm{Ca}$ ,  $\mathrm{Mn}$ )<sub>2</sub> $\mathrm{Mn}(\mathrm{Al}$ ,  $\mathrm{Fe}$ )<sub>2</sub> $\mathrm{BH}[\mathrm{SiO_{4}}]_{4}$ , что отвечает и составу и структуре анализированного минерала.

При рассмотрении анализов аксинита из различных месторождений (табл. 2) отчетливо заметен широкий и непрерывный изоморфизм между  $Fe^{+2}$  и  $Mn^{+2}$ , входящими в состав аксинита.

Таблица 2 3 5 6 7 8 9 12 2 4 10 11 Окислы 42,27 42,89 43,46 42,73 42,61 42,40 42,55 41,96 41,80 47,7341.99 SiO<sub>2</sub> . .  $Fe_2O_3$ 3,79 0,65 2,80 0,940,38 0,59 0,81 1,11 1,87 1,62 17,39 4,71 4,89 17,08 6,30 1,35 16,37 4,20 18,23 16,33 18,02 17,4317,69 16,32 17,91  $Al_2O_3$  . 17,15  $B_2O_3$  $6,04 \\ 7,53$  $\frac{6,07}{7,05}$  $5,61 \\ 6,78$ 5,61 2,846,13 12,44 5,844,61 5,13 5,94 3,61 4,06 FeO . . MnO . 7,79 19,28 3,08 12,86 1,01 2,62 4,10 6,16 8,51 10,71 11,54 20,19 20,13 20,14 19,85 19,74 19,57 19,71 19,51 18,65 19,67 CaO .  $2,26 \\ 0,14$  $\frac{1,69}{0,25}$ 1,02 MgO. 2,51 0,44 0,97 0,21 0,34 1,730,07 0,11  $K_2O$  . .  $Na_2O$  . 0,39 0,24 0,10 1,37 1,56 1,64 1,33 1,93 1,22 1,81 1,87 1,58 2,101,45  $H_2O$  . . 0,22 1,11 Сумма 100,64 101,08 100,56 99,83 99,75 100,39 100,91 100,16 100,67 100,00 100,00 -0,09 -0.4799,66 100,44

1) Бург д'Уазон, Франция, П. Яннах, 1894; 2) Бург д'Уазон, Франция, К. Раммельсберг, 1840; 3) Бург д'Уазон, Франция, Э. Форд, 1903; 4) С. Диего, Калифорния, В. Иналлер, 1911; 5) Нордмаркен, Швеция, Р. Маузелиус, 1895; 6) Нордмаркен, Швеция, Р. Маузелиус, 1895; 7) Даннемора, Швеция, Р. Маузелиус, 1895; 8) Обира, Япония, Э. Форд, 1903; 9) Радауталь, Бавария, Н. Фромме; 10) окр. Христиании, Норвегия, В. М. Гольдшмидт, 1911; 11) теоретический состав чисто марганцевого члена группы аксинита; 12) то же для чисто железистого члена группы.

Сопоставление этих данных, параллельно с симбатным изменением некоторых физических свойств (показатель преломления, оптическая ориентировка), показывает, что в настоящее время, особенно в связи с нахождением нами чисто марганцевого члена, аксинит следует рассматривать как некоторый изоморфный ряд минералов. Исходя из колебаний химического состава, вначале В. Шаллер (1910), а затем В. М. Гольдшмидт (1911) богатые Mn<sup>+2</sup> разновидности предлагали выделить под названием манганаксинита. И. Ф. Беляков в небольшой заметке, не давая фактического материала, предлагал выделить аксиниты под названиями: ферриаксинит, манганаксинит и магниоаксинит, в зависимости от преобладания того или иного из катионов. Что касается магния, то по моему мнению из рассмотрения всего имеющегося материала ясно, что колебания в его содержании не отвечают закономерному изоморфному ряду, а скорее являются случайной спорадической примесью. Соотношения же марганца и железа в аксините показывают, что здесь скорее имеет место не изовалентный изоморфизм, а изоморфные твердые растворы марганцевистого и железистого компонентов. Просмотр всех аналитических данных по аксинитам иностранных месторождений (Doelter, 1921), наряду с анализами аксинита, описанного за последнее время в СССР (табл. 3), показывает, что намечается довольно полный и непрерывный изоморфный ряд от почти чисто железистых до почти чисто марганцевых членов.

Таблица 3

Окислы	1	2	3	4	5	6
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	41,59 	42,60 0,08 17,04 0,47	41,86 	42,54 0,12 14,88 5,20	43,27 Следы 14,83 1,20	42,84 - 16,50 2,82
3 <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,96 3,27 19,98 0,64 —	5,43 7,56 3,52 19,28 1,84 Her 0,42	6,09 7,30 3,35 20,28 2,34 0,04 0,02	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + Feo 7,06 - 7,07 20,96 0,77	5,28 4,04 7,21 21,14 0,93 Нет Следы	4,66 Her 14,79 16,96 0,66 Her
I <sub>2</sub> O -110°		0,36 1,04	0,72	0,26 0,90	Нет 2,15	» 0,69 Нет
Сумма	100,56	99,64	100,16	99,76	99,85	99,92

1) Фиолетово-бурый аксинит; Урал, Л. Н. Никулин, 1940; 2) фиолетово-бурый аксинит; Урал, И. Ф. Беляков, 1940; 3) серовато-фиолетовый аксинит; Хакасская обл., С. М. Курбатов, 1941; 4) серовато-бурый манганаксинит; С. П. Соловьев, 1944; 5) серовато-бурый манганаксинит; С. П. Соловьев, 1944; 6) желтый марганцевый аксинит; д. Тунгатарово, Южн. Урал, Н. В. Воронкова, 1949.

Описанный мною минерал является таким образом неизвестным до настоящего времени, крайним, чисто марганцевым членом ряда аксинита, в то время как чисто железистый член в природе неизвестен и до настоящего времени. Правильность представления о существовании именно железисто-марганцевого изоморфного ряда подтверждается расчетами В. Шаллера (1910) и моими, которые показывают, что для различных месторождений в составе аксинитов наибольшие колебания обнаруживают молекулярные количества МпО и FeO, в то время как количества других окислов колеблются незакономерно и в узких пределах (табл. 4).

Параллельно с увеличением количества марганцевого члена в аксини-

Таблица 4

Месторождение	Автэр и год	Отнош, молекул, колич, FeO: MnO	Пределы колебания молекул, колич. остальных катионов
Бург д'Уазон  у урал  Хакассия  Корнуолл  Нордмаркен  " ДВК Дапнемора Обира Радауталь	П. Яннах, 1894 К. Раммельсберг, 1840 И. Ф. Беляков, 1940 С. М. Курбатов, 1941 Дж. Унтфельд, 1887 Р. Маузелиус, 1895 » 1895 С. П. Соловьев, 1944 Р. Маузелиус, 1895 Эд. Форд, 1903 И. Фромме	1,10:0,16 1,06:0,42 1:0,5 1:0,47 0,92:0,74 0,76:0,98 0,64:1,24 0,56:1,36 0,44:1,72 0,12:1	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 1,96-2,28 CaO 3,90-4,38 MgO 0,12-0,74

товом ряду идет и некоторое изменение оптических свойств. Показатели преломления, приводимые мною по собственным измерениям и данным различных авторов, имеют очень слабую, но заметную тенденцию к повышению в направлении к чисто марганцевой разновидности, описываемой мною, которая дает резкий скачок в оптических свойствах (табл. 5). Это странное на первый взгляд обстоятельство (так как обычно повышение N зависит от FeO), быть может, следует объяснять отмеченным мною фактом замещения в богатых MnO членах аксинитового ряда не только FeO, но также и CaO марганцем, что может компенсировать понижение или даже резко повысить показатели преломления.

Наряду с изменением показателя преломления наблюдается тенденция увеличения 2V к чисто марганцевым разновидностям, что дает скачкообразное изменение оптической ориентировки от отрицательной к положительной.

Представляло интерес выяснить, как влияет на структуру решетки минералов аксинитового ряда изоморфная замена  $Fe^{+2}$  на  $Mn^{+2}$ . Структура аксинита, кристаллизующегося в триклинной системе, неизвестна, почему, не имея пригодных кристаллов чисто марганцевого члена, нам пришлось ограничиться сравнением межплоскостных расстояний, полученных по методу Дебая, могущих дать представление об изменении параметров решетки. В литературе отсутствуют данные и о межплоскостных расстояниях аксинита. Поэтому, для сравнения с исследованным нами чисто марганцевым членом, был взят обычный железистый аксинит из месторождений Урала (см. табл. 3, апализ 2) и для него параллельно сделана дебаеграмма. Обе приводимые в табл. 6 дебаеграммы любезно сделаны и рассчитаны Н. Н. Слудской в рентгеноструктурной лаборатории Института геологических наук АН СССР. Съемка обоих образцов производилась в одинаковых условиях — при Fe-излучении антикатода; 2R = 57.9, d = 0.6.

Сравнение дебаеграмм показывает, что оба члена ряда аксинита, как железистый, так и чисто марганцевый, имеют совершенно идентичные дебаеграммы. Таким образом, структура как железистого, так и марганцевого членов ряда, по крайней мере в параметрах элементарной ячейки, вероятно, совершенно тождественна. Этого и следовало ожидать, так как при оденаковой валентности  $Mn^{-2}$  в  $Fe^{+2}$  и близости их радиусов понов

Месторождение	Содержание МпО и FeO, в %	Ng	Nm
Бург д'Уазон, Франция	1,01—3,08 MnO; 7,05—5,94 FeO	1,681	1,678
Хакассия	3,35 MnO; 7,30 FeO 3,52 MnO; 7,56 FeO	1,682 1,689	1,685
кову)	$3,27 \text{ MnO}; 9,03 \text{ FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ 10,71  MnO; 2,84  FeO 7,21  MnO; 4,04  FeO	1,688 1,695 1,689	1,690 1,685
Окр. Христиании, Норвегия.	12,86 MnO; 1,62 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,689	1,685
Гунгатарово, Южн. Урал	14,79 MnO; 0,0 FeO	1,698	_

 $(0.83~{\rm \AA}~{\rm для}~{\rm Fe^{+2}}~{\rm u}~0.91~{\rm \AA}~{\rm для}~{\rm Mn^{+2}})~{\rm при}~{\rm подобном}~{\rm изоморфном}~{\rm замещении}$ 

трудно ожидать заметной деформации решетки.

Переходя к минералогической номенклатуре установленного мною изоморфного ряда аксинита, а также и описанного нового чисто марганцевого члена этого ряда, укажу что в минералогической практике широко укоренились и распространены взгляды, что крайние члены таких рядов следует считать самостоятельными минеральными видами. Укажу на аналогичные ряды: трифилин—литиофилит LiFePO<sub>4</sub>—LiMnPO<sub>4</sub>; эосфорит—эчильдренит (MnFe)Al(OH)<sub>2</sub>PO<sub>4</sub> · H<sub>2</sub>O — (FeMn)Al(OH)<sub>2</sub>PO<sub>4</sub> · H<sub>2</sub>O;

колумбит - танталит и многие другие.

Йсторически собственно аксинитом был назван в 1783 г. Роме де Лилем минерал из Бург д'Уазона во Франции буро-фиолетового цвета, существенно железистый, с соотношением FeO: MnO = 1:0,16. Это название, с развитием изучения аксинита и нахождением в нем больших количеств MnO, постепенно обрастало приставками; так появились и богатые марганцем аксиниты, «манганаксинит» и т. п. Однако описание чисто марганцевого члена, отличающегося сильно и по внешнему виду и по ряду оптических свойств, наряду с накопившимся к настоящему времени фактическим материалом, позволяет мне ставить вопрос об аксините как собирательном названии для изоморфного ряда минералов, а не как о минеральном виде.

Исходя из изложенного, мне кажется возможным название аксинит сохранить исторически и по смыслу за железистыми членами ряда, содержащими 100-50% молекулы  $\mathrm{Ca_2FeAl_2BH[SiO_4]_4}$ . За членами ряда, содержащими 50-95% молекулы  $\mathrm{Ca_2MnAl_2BH[SiO_4]_4}$ , я предлагаю сохранить данное В. М. Гольдшмидтом название манганаксинит. Чистые члены ряда, содержащие 95-100%  $\mathrm{Ca_2MnAl_2BH[SiO_4]_4}$ , я предлагаю выделить в новый минеральный вид и назвать его в честь выдающегося русского минералога академика Василия Михайловича Севергина (1765—1826) — севергинитом.

Таким образом, химически серию изоморфных членов ряда аксинит —

севергинит мы предлагаем различать следующим образом:

Ряд аксинит — севергинит —  $m\text{Ca}_2\text{FeAl}_2\text{BH}[\text{SiO}_4]_4 + n\text{Ca}_2\text{MnAl}_2\text{BH}[\text{SiO}_4]_4$ , где m и n меняются от 0 до 100%; часть Са может изоморфно (в манганаксините и севергините) замещаться  $\text{Mn}^{+2}$ ; часть  $\text{Al}^{+3}$  изоморфно замещается  $\text{Fe}^{+3}$ .

Таблица 5

Np	2V	Схема абсорбции и ее характер	Дисперсия	Угол Np или Ng с (011)
1,672 1,673 1,678	—80° —71° — большое	Nm > Np > Ng Светлофиол. — бесцветн. То же, оч. слаб. Нет	Сильн. r > v r > v	Np:(011) = 0-2°
1,677 1,683 1,678 1,679 1,687	-71° -71° -72° -76° +75° +85°	»  Nm > Np > Ng  Светлофиол. — бесцветн.  Ng = Nm > Np  Светложелт. — бесцветн.  Ng = Nm > Np  Желт. — бесцветн.	r > v r < v Оч. сильн. r < v	$ \begin{array}{c} -\\ -\\ -\\ \text{Np}: (011) = 5-7^{\circ}\\ \text{Ng}: (011) = 10^{\circ} \end{array} $

Таблица 6

Интенсивность линий  Сильные Оч. слабые Сильные Средние Слабые Оч. сильные Средние Слабые Сильные Слабые Слабые Слабые Слабые Слабые Оч. слабые Слабые Оч. слабые Слабые Оч. слабые	7°  16°18' 17°12' 17°57' 18°57' 19°30' 20° 6' 22°12' 23°24' 24° 0' 26°33' 27°51' 29° 0' 32°51'	3,442 3,267 3,134 2,974 2,894 2,825 2,557 2,432 2,375 2,161 2,067 1,992	Интенсивность линий  Сильные Оч. слабые Сильные Слабые  Оч. сильные Слабые  Оч. сильные Слабые  Оч. слабые Оч. слабые Сильные двойные Слабые Слабые Слабые Сильные	16°21′ 17° 9′ 18° 0′ 19° 0′ 20° 6′ 22°15′ 23°30′ 24° 0′ 26°27′ 27°57′ 28°57′	3,432 3,276 3,126 2,967 — 2,821 2,551 2,423 2,375 2,169 2,061
Оч. слабые Сильные Средние Слабые Оч. сильные Средние Слабые широкие Полоса Сильные Слабые Сильные Слабые Оч. слабые Оч. слабые Слабые Оч. слабые Оч. слабые Оч. слабые	17°12′ 17°57′ 18°57′ 19°30′ 20° 6′ 22°12′ 23°24′ 24° 0′ 26°33′ 27°51′ 29° 0′	3,267 3,134 2,974 2,894 2,825 2,557 2,432 2,375 2,161 2,067 1,992	Оч. слабые Сильные Слабые Оч. сильные Слабые » Оч. слабые Сильные двойные Слабые	17° 9′ 18° 0′ 19° 0′ 20° 6′ 22°15′ 23°30′ 24° 0′ 26°27′ 27°57′	3,276 3,126 2,967 — 2,821 2,551 2,423 2,375 2,169 2,061
Оч. слабые Сильные Средние Слабые Оч. сильные Средние Слабые широкие Полоса Сильные Слабые Сильные Слабые Оч. слабые Оч. слабые Слабые Оч. слабые Оч. слабые Оч. слабые	17°12′ 17°57′ 18°57′ 19°30′ 20° 6′ 22°12′ 23°24′ 24° 0′ 26°33′ 27°51′ 29° 0′	3,267 3,134 2,974 2,894 2,825 2,557 2,432 2,375 2,161 2,067 1,992	Сяльные Слабые — Оч. сильные Слабые » Оч. слабые Сильные двойные Слабые	18° 0′ 19° 0′ 20° 6′ 22°15′ 23°30′ 24° 0′ 26°27′ 27°57′	3,276 3,126 2,967 — 2,821 2,551 2,423 2,375 2,169 2,061
Сильные Средние Слабые Оч. сильные Средние Слабые широкие Полоса Сильные Слабые Сильные Слабые Оч. слабые Слабые » » » Оч. слабые	18°57′ 19°30′ 20° 6′ 22°12′ 23°24′ 24° 0′ 26°33′ 27°51′ 29° 0′	3,134 2,974 2,894 2,825 2,557 2,432 2,375 2,161 2,067 4,992	Слабые Оч. сильные Слабые » Оч. слабые Сильные двойные Слабые	19° 0′  20° 6′ 22°15′ 23°30′ 24° 0′ 26°27′ 27°57′	3,126 2,967 — 2,821 2,551 2,423 2,375 2,169 2,061
Средние Слабые Оч. сильные Средние Слабые широкие Полоса Сильные Слабые Сильные Слабые Оч. слабые Слабые » » » Оч. слабые	18°57′ 19°30′ 20° 6′ 22°12′ 23°24′ 24° 0′ 26°33′ 27°51′ 29° 0′	2,974 2,894 2,825 2,557 2,432 2,375 2,161 2,067 1,992	Слабые Оч. сильные Слабые » Оч. слабые Сильные двойные Слабые	20° 6′ 22°15′ 23°30′ 24° 0′ 26°27′ 27°57′	2,967 2,821 2,551 2,423 2,375 2,169 2,061
Слабые Оч. сильные Средние Слабые широкие Полоса Сильные Слабые Сильные Слабые Оч. слабые Слабые » » » Оч. слабые	20° 6′ 22°12′ 23°24′ 24° 0′ 26°33′ 27°51′ 29° 0′	2,894 2,825 2,557 2,432 2,375 2,161 2,067 4,992	Слабые » Оч. слабые Сильные двойные Слабые	22°15′ 23°30′ 24° 0′ 26°27′ 27°57′	2,821 2,551 2,423 2,375 2,169 2,061
Оч. сильные Средние Слабые широкие Полоса Сильные Слабые Сильные Слабые Оч. слабые Слабые » » Оч. слабые	22°12′ 23°24′ 24° 0′ 26°33′ 27°51′ 29° 0′	2,825 2,557 2,432 2,375 2,161 2,067 1,992	Слабые » Оч. слабые Сильные двойные Слабые	22°15′ 23°30′ 24° 0′ 26°27′ 27°57′	2,551 2,423 2,375 2,169 2,061
Средние Слабые широкие Полоса Сильные Слабые Сильные Слабые Оч. слабые Слабые « » » Оч. слабые	23°24′ 24° 0′ 26°33′ 27°51′ 29° 0′	2,557 2,432 2,375 2,161 2,067 1,992	» Оч. слабые Сильные двойные Слабые	23°30′ 24° 0′ 26°27′ 27°57′	2,551 2,423 2,375 2,169 2,061
Слабые широкие Полоса Сильные Слабые Сильные Сильные Слабые Оч. слабые Слабые » » » Оч. слабые	24° 0′ 26°33′ 27°51′ 29° 0′	2,375 2,161 2,067 1,992	Оч. слабые Сильные двойные Слабые	24° 0′ 26°27′ 27°57′	2,375 2,169 2,061
Полоса́ Сильные Слабые Сильные Слабые Оч. слабые Слабые » » » Оч. слабые	26°33′ 27°51′ 29° 0′	2,161 2,067 1,992	Сильные двойные Слабые	26°27′ 27°57′	2,375 2,169 2,061
Слабые Сильные Слабые Оч. слабые Слабые » » »	27°51′ 29° 0′	2,067 1,992	Слабые	27°57′	2,061
Сильные Слабые Оч. слабые Слабые » » » Оч. слабые	29° 0′	1,992	*		
Слабые Оч. слабые Слабые » » » Оч. слабые			Сильные	28°57′	
Оч. слабые Слабые » » » Оч. слабые	32°51′	1 700			1,995
Слабые » » » » Оч. слабые		1,780	Слабые	32°48′	1,783
» » » Оч. слабые	33°54′	1,732	»	34° 0′	1,727
» » Оч. слабые	35°27′	1,665	»	35°27′	1,665
» Оч. слабые	36°21′	1,630	Средние	36°21′	1,630
Оч. слабые	37°12′	1,598	Слабые	37°15′	1,596
	37°48′	1,576	»	37°48′	1,576
	39° 6′	1,532	»	38°51′	1,540
» »	39°33′	1,517	»	39°30′	1,519
	40°24′	1,490	»	40°21′	1,491
ородино	41°21′	1,462	Средние	41°24′	1,461
0	42°30′	1,430	Слабые	42°42′	1,424
CHURCOLDEO	43°24′	1,406	Средние	43°24′	1,406
O ZI OINGIONGO	44°39′	1,377	Слабые	45°18′	1,359
CHICAGING	45°21′	1,358	Средние	46°42′	1,327
	46° 9′	1,339	Оч. слабые	48°45′	1,285
»	48°57′	1,281	» »	52°12′	1,222

Члены ряда: аксинит — 100—50% Ca<sub>2</sub>FeAl<sub>2</sub>BH[SiO<sub>4</sub>] + 0—50% Ca<sub>2</sub>MnAl<sub>2</sub>BH[SiO<sub>4</sub>]<sub>4</sub>; манганаксинит — 50—95% Ca<sub>2</sub>MnAl<sub>2</sub>BH [SiO<sub>4</sub>]<sub>4</sub> + 50—5% Ca<sub>2</sub>FeAl<sub>2</sub>BH[SiO<sub>4</sub>]<sub>4</sub>; севергинит — 95—100% Ca<sub>2</sub>MnAl<sub>2</sub>BH[SiO<sub>4</sub>]<sub>4</sub> + 5—0% Ca<sub>2</sub>FeAl<sub>2</sub>BH[SiO<sub>4</sub>]<sub>4</sub>.

#### ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. Изд. АН СССР, 1946. Курбатов С. М. Аксинит из рудника Юлия Хакасской области. ДАН СССР, T. XXX, № 5, 1941.

Соловьев С. П. К находке боросодержащих минералов (аксинитов, датолитов) в горах Сихоте-Алиня на Дальнем Востоке. Зап. Мин. общ., ч. LXXIII, № 4, 1944.

Doelter C. Handb. d. Mineralch., Bd. II, Abt. 3, 1921. Ford F. E. Am. Journ. of Sc., 15, 1903. Genth E. A. Am. Journ. of Sc., 41, 1891. Golgschmidt V. M. Vid. Scrif. Kristiania, I, 1911. Schaller W. Zeit. Kryst., 48, 1910.

#### АКАДЕМИЯ НАУК СССР

#### ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 3

Редакторы: акад. Д. С. Велянкий и д-р геол.-мин. наук  $\Gamma$ . П. Барсанов

#### А. А. БЕУС

# НОВЫЕ ФОСФАТЫ ИЗ ПЕГМАТИТОВ ТУРКЕСТАНСКОГО ХРЕБТА

Первые заметки о находках различных фосфатов в пегматитах Туркестанского хребта встречаются в отчетах Таджикско-Памирской экспедиции в период 1933—1934 гг.

В эти же годы в печати появляются очень краткие описания обнаруженных минералов (Арапов, 1936), диагностика которых в ряде случаев вызывает законные сомнения. Всего в пределах Туркестанского пегматитового поля было обнаружено десять минералов из группы фосфатов (трифилин, литиофилит, апатит, гетерозит, амблигонит, вивианит, пефаровичит, псевдовавелит, ландезит, гордонит), однако детального минералогического описания указанных минералов произведено не было.

В период 1945—1948 гг. автором настоящей статьи было произведено специальное изучение минералогии и генезиса фосфатов из указанного района. Фосфаты были встречены в мусковит-микроклиновых и сподуменальбитовых пегматитах, причем участками концентрации фосфатов пре-имущественно являются:

а) в мусковит-микроклиновом типе — мусковитовая зона, расположенная на границе зоны блокового кварца (центральное «ядро» жилы) и окружающей его зоны блокового микроклина, реже — краевые участки зоны блокового кварца;

б) в сподумен-альбитовом типе — альбитовая зона, окружающая цент-

ральную кварцево-сподуменовую зону (Беус, 1948).

В процессе работы было обнаружено девять ранее не отмечавшихся минералов из группы фосфатов, из которых три описываются впервые для пегматитовых месторождений СССР (арроядит, эвансит, вашегиит), а два являются новыми минералами (магниофилит и манганконинкит).

# Трифилин, литиофилит, сиклерит

Трифилин — наиболее распространенный минерал из группы Fe—Mn фосфатов, встречающихся в пегматитовых жилах. Изменяясь, он дает начало целому ряду вторичных и трудно диагностируемых водных фосфатов железа и марганца, среди которых при дальнейшем изучении, несомненно, еще будут обнаружены новые минеральные виды.

Трифилин был встречен в виде двух генераций, довольно сильно раз-

личающихся по габитусу и характеру выделения.

Трифилин I главным образом встречается в мусковитовой зоне пегматитовых жил мусковито-микроклинового типа, изредка в периферических участках зоны блокового кварца на границе с мусковитовой зоной.

Трифилин II обычен в фосфатовых секрециях альбитовой зоны пегматитов сподумен-альбитового типа. Ранний трифилин I мусковитовой зоны образует неправильные сплошные гнезда, размером до  $5\times 10\,$  см, в кварце и кварц-мусковитовой породе. Встречается также в виде скоплений довольно плохо образованных кристаллов призматического облика, достигающих 8 см по длинной оси и 3 см в поперечнике. В кварце изредка

встречаются призматические кристаллы, несущие

головку с четырьмя или пятью гранями.

Измерение прикладным гониометром позволило определить следующие грани: b (010); c (001); m (110); l (120); e (101); є (021). Облик одного из типичных кристаллов изображен на рис. 1.

При равном развитии граней призматического пояса lm кристаллы трифилина, имеющие головку, приобретают характерный псевдогексагональный

облик.

i

Цвет трифилина зеленовато- или голубовато-серый, до серого. Местами в минерале появляются пятна и прожилки зеленого и розоватого цвета, что связано с прорастаниями трифилина магниофилитом и арроядитом (см. ниже). Удельный вес трифилина, определенный пикнометрически, оказался равным 3,311.

Под микроскопом неизмененный трифилин бесцветен. Хорошо заметна спайность по (001) и (010), слабее по (110). Показатели преломления в различных образцах изменяются в следующих пределах:  $Ng = 1.700 \pm 0.003 - 1.708 \pm 0.003$ ;  $Nm = 1.700 \pm$ 

 $\pm$  0,003 — 1,705  $\pm$  0,003; Np = 1,692  $\pm$  0,003 — 1,695  $\pm$  0,003; оптически отрицательный; 2V изменяется от 10 до 25°. Заметна дисперсия

рицалельный, 2 v изменяется от 10 до 20 . Заметна дис Таблица 1

		нский хр. Бе <b>у</b> с	Варутреск, П. Квенсе:		
Компоненты	%	молекул. колич.	%	молекул. колич.	
$P_2O_5$ FeO	44,54 32,28 1,14 11,52 3,03 0,16 6,83 — 0,64 0,24	313 448 007 152 73 228 — 012 —	44,10 24,33 0,00 18,95 C.T. 1,82 8,52 0,00 0,16 0,31 1,24	310 337 270 — 032 285 — 003 —	
Сумма	100,38		99,72	_	

Рис. 1. Кристалл трифилина (Кырк-Булак).

m

 $\rho > v$ . Удлинение кристаллов положительное, оптическая ориентировка обычная, т. е. X = c; Y = a; Z = b. Плоскость оптических осей (100).

Трифилин I очень редко представляет собою мономинеральные выделения. Почти все изученные под микроскопом образцы обнаружили тесные закономерные срастания трифилина с магниофилитом (см. ниже), причем количество вростков последнего колеблется от 0 до 25%.

Автором был произведен химический анализ срастаний трифилина и

магниофилита, результаты которого приводятся в табл. 1.

Учитывая, что анализировалась смесь трифилина и магниофилита, и основываясь на полученных при анализе магниофилита (см. ниже) молекулярных отношениях  $P_2O_5$ : (Mn,Fe,Mg)O = 1:3, а также FeO: : MnO = 1:1,75, при пересчете анализа получим возможный состав анализированного агрегата, приведенный в табл. 2.

Таблица 2

		Моле	кулярно					
Минералы	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	Li <sub>2</sub> O + +Na <sub>2</sub> O	Сумма	
Трифилин	201	402	-	-	-	201	804	LiFePO <sub>4</sub> около 64%
Литиофилит	39	_	_	78	-	39	156	LiMnPO <sub>4</sub> около
Магниофилит	68	47		84	73		272	(Mn, Fe, Mg) <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> около 24%
Остаток (гетеро-	5		5	_	_		10	Около 0,8%

В остатке оказались эквивалентные соотношения Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, что,

по всей вероятности, связано с окислением трифилина.

Приблизительность пересчета обусловлена тем, что MgO, помимо вхождения в состав магниофилита, может изоморфно замещать FeO и  $\rm Li_2O$  в трифилине, что, повидимому, и происходит, так как количество магниофилита по пересчету несколько больше, чем наблюдается в действительности.

Большинство анализов трифилина из литературных источников показывает ничтожное содержание магния, однако один из анализов, произведенных Д. Линдгреном на материале из Ньюпорта (штат Нью-Гемпшир, США), отличается очень высоким содержанием MgO (7,38%).

Ч. Чапман, изучивший эту модификацию трифилина, делает предположение об участии в построении трифилина трех компонентов: LiFePO<sub>4</sub>;

LiMnPO<sub>4</sub>; LiMgPO<sub>4</sub>.

Указание на наличие в трифилине каких-либо включений у Ч. Чапмана отсутствует, пересчитанный анализ хорошо укладывается в формулу

Li(Fe, Mn, Mg)PO<sub>4</sub>.

Таким образом, весьма вероятно существование предполагаемого Ч. Чапманом компонента  ${\rm LiMgPO_4}$ . Отметим также, что изоморфизм, повидимому, может итти и по пути замещения магнием лития (радиусы ионов Li и Mg, как известно, равны) с образованием соединения типа  $({\rm MnFe,Mg})_3({\rm PO_4})_2$ . Подобную формулу должен иметь магниевый аналог литиофилита, описанный ниже.

Помимо мусковитовой зоны пегматитов мусковит-микроклинового типа (в которых трифилин довольно редок), трифилин и связанный с ним гетерозит обычны в сподумен-альбитовом типе, где фосфаты располагаются в альбитовой зоне среди пластинчатого клевеландита в виде гнезд, достигающих 20 см в диаметре. Вокруг гнезд часто находится оторочка из пластинок зеленоватого мусковита или кристалликов зеленого или синего турмалина. Реже внешняя зона гнезд составлена амблигонитом. Для всех фосфатовых образований данного типа весьма характерна «ельчатая» структура, аналогичная описанной А. И. Гинзбургом (1949, 1950) для пегматитов Калбинского хребта. Весьма интересно, что собственно трифилин и литиофилит в фосфатовых гпездах встречаются чрезвычайно редко в самых центральных частях, будучи почти полностью замещенными целым рядом фосфатов, характеризующихся уменьшением количества Li и Mn от центра гнезда к периферии.

В изученных нами фосфатовых образованиях с сохранившимися реликтами первичных фосфатов Fe—Mn—Li наблюдалась следующая

зональность:

а) Центральная зона (до 0,4 см в диаметре) — литиофилит серо-розоватого цвета со слабым жирным блеском и твердостью около 5. Оптически положительный; 2V в измеренном образце =  $+64^\circ$ ; Ng =  $1,685\pm0,002$ ; Nm =  $1,678\pm0,002$ ; Np =  $1,675\pm0,002$ . Спайность совершенная в двух направлениях под углом —  $90^\circ$ , угасание, по отношению к спайности, прямое. Плеохроизм отсутствует.

б) Далее идет зона серого, буреющего к периферии, трифилина толщиной 13—14 мм. Под микроскопом трифилин почти аналогичен описанному выше литиофилиту. Оптически положительный; 2V (по ряду измерений) колеблется от 48 до 58°; Ng = 1,692 + 0,002; Nm = 1,688 + 0,002;

Np = 1.683 + 0.002.

в) Трифилин сменяется зоной коричневого фосфата (около 0,3 см), также содержащего Li и по ряду признаков сходного с с и к л е р и т о м. Под микроскопом он представлен крупнокристаллическим агрегатом светлокоричневого цвета без заметного плеохроизма с очень высоким рельефом и интерференционными окрасками II порядка.

Минерал обладает совершенной спайностью по двум направлениям под углом 90° и прямым угасанием. Оптический знак отрицательный. Показатели преломления его: Ng = 1,738 + 0,003; Np = 1,714 +

+0,003.

г) Сиклерит по трещинам спайности и дробления интенсивно замещается бурым гетерозитом, составляющим основную массу большинства фосфатовых гнезд. После выщелачивания гнезд фосфатов остаются характерные ельчатые скелетные образования, построенные мелкими кристалликами турмалина и альбита, закономерно прораставшими выщелоченные фосфаты.

Помимо гнездовидных скоплений, литиофилит был встречен в виде агрегата, замещающего манган-апатит. Оптические константы этой генерации, по Ю. Арапову, следующие: Ng = 1,689 + 0,003; Nm = 1,682 +

 $\pm 0.003$ ; Np = 1.678  $\pm 0.003$ .

Мелкокристаллический агрегат медово-желтого цвета (замещает манган-апатит), описанный здесь же Ю. Араповым как трифилин, на последний совсем не похож, и по ряду признаков напоминает сиклерит. Его константы (по измерениям Ю. Арапова) выше, чем у нашего трифилина, но ниже, чем у сиклерита. плеохроизм меняется от красно-бурого по Ng до розово-желтого по Np. Ng = 1,708 ± 0,002; Nm = 1,692 ± 0,002; Np = 1,689 ± 0,002; 2V в среднем + 45—60°.

#### Гетерозит

Изменение трифилина в первую очередь идет непосредственно по пути окисления. Двухвалентные железо и марганец переходят в трехвалентные, литий выщелачивается из минерала. Окончательный продукт подобного изменения описан из многих пегматитовых месторождений под различными названиями (гетерозит, псевдотриплит и др.), из которых наиболее общепринятое — гетерозит.

Образование гетерозита по трифилину в описываемых пегматитах характерно главным образом для зоны окисления пегматитовых жил. Гнезда гетерозита, заместившего трифилин, встречаются в мусковитовой



Рис. 2. Неизмененные вростки магниофилита в гетерозите по трифилину (Кырк-Булак). Ув. 8; без анализатора.

зоне и внутри часто содержат реликты трифилина. Цвет минерала темнобурый, блеск алмазный или матовый. Спайность в трех направлениях, аналогично трифилину. Удельный вес (пикнометрически) 3,410.

Показатель преломления очень высокий (выше 1,78). Сильный плеохроизм: Ng — красно-бурый, Nm и Np — темнокрасный; 2V = — 86°. Знак минерала определяется с трудом из-за интенсивной окраски минерала. Оптическая ориентировка трифилина сохраняется. Плоскость оптических осей (100). Угасание прямое. Граница между трифилином и замещающим его гетерозитом резкая. Интересно, что вростки магниофилита в трифилине не подвергаются гетерозитизации и остаются свежими (рис. 2).

Следует отметить, что среди продуктов гетерозитизации трифилина I нами не отмечен сиклерит, установленный П. Квенселом (Quensel, 1937), предложившим следующую схему изменения трифилина:

 Однако, повидимому, в каждом случае трифилин при окислении должен проходить стадию неполного окисления марганца, окисляющегося медленнее, чем железо.

Автором был выполнен анализ гетерозита из описываемых пегматитов. Для сравнения в табл. З приводится также анализ гетерозита из месторождения Варутреск.

Таблица 3

	Туркест: А.	анский хр., Беус	Варутреск, П. Квенсе.		
Компоненты	%	молекул. колич.	%	молекул. колич.	
eO	4,18 35,32 2,40 9,28 0,67 1,84 Her * 45,31 0,54 Her	058 221 034 059 — 046 — 320 030	Her 27,44 3,60 20,42 1,70 0,47 0,46 1,12 41,93 1,65 1,67 0,30	172 051 126 030 005 005 005 018 287 091	
Сумма	99,54	_	100,46	-	

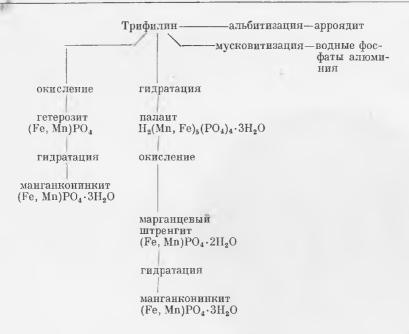
В связи с тем, что анализировалась смесь гетерозита и неизмененного магниофилита, марганец, определенный в виде  ${\rm MnO_2}$  и (для проверки)  ${\rm MnO}$ , был пересчитан на  ${\rm MnO}$  и  ${\rm Mn_2O_3}$ , соответственно сумме FeO и MgO, входящих в магниофилит. При пересчете произведенного анализа получены данные, приведенные в табл. 4.

Таблица 4

Management		Моле	кулярн	ое ноли		8		
Минералы	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	PaOs	Сумма	
Гетерозит	_ 58 _	215 6	_ 34 _	59 —	<u>-</u> 46 -	215 59 46	430 118 184	FePO <sub>4</sub> около 59% MnPO <sub>4</sub> около 16% (Fe, Mn, Mg) <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> около 25%

Некоторая приблизительность пересчета обусловлена теми же причинами, что и в случае трифилина. Анализ гетерозита показывает отсутствие воды. Гидратация, повидимому, есть следующая стадия изменения минерала.

Для наблюдавшегося нами случая можно предложить следующую схему изменения трифилина:



# Магниофилит

Минерал состава (Мп, Fe,  ${\rm Mg})_3({\rm PO}_4)_2$ , названный нами магниофилитом, обнаружен в тесном срастании с трифилином, а также в виде отдельных удлиненных кристаллов призматического облика и неправильных гнезд

в парагенезисе с сульфидами. Весьма типичным для магниофилита является выделение его в виде неправильных включений и срастаний с трифилином и появление его в связи с ксенолитами биотитовых сланцев, попавщими во внутренние участки жилы. Подобные переработанные ксенолиты переполнены включениями магниофилита и многочисленных вторичных фосфатов. Размер встреченных кристаллов от 1 до 3 см по длинной оси и от 0,4 до 0,8 см в поперечнике. Гнезда имеют большие размеры. Цвет минерала лососево-розовый, блеск жирный. Спайность слабая. В минерале обычны включения и прожилки сульфидов. На кристаллах магниофилита отмечены формы: a(100); b(010); т (110). Грани а и в имеют равное развитие, т развита слабо, в связи с чем кристаллы имеют тетрагональный облик. Головка развита плохо. При помощи прикладного гонио-

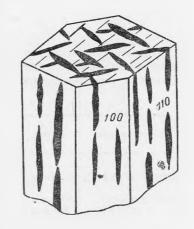


Рис. 3. Срастания трифилина с магниофилитом (черный) — схема.

метра удалось определить только грань d (101). Вростки магниофилита в трифилине расположены весьма закономерно и в разрезах, перпендикулярных длинной оси кристалла трифилина (Ng), представляют собою подобие решетки, ориентированной приблизительно по грани m (110) трифилина (рис. 3). Острый угол решетки в среднем равен 60°.

Обе системы вростков имеют тождественную оптическую ориентировку,

одновременно гаснут и просветляются (рис. 4).

Плоскость оптических осей вростков совпадает с плоскостью оптических осей трифилина (400). В измеренных образцах острые биссектрисы угла оптических осей магниофилита (Ng) и трифилина (Np) располагались под углом 30—45°. Магниофилит оптически положительный. 2V в замеренных образцах изменялся от 42 до 50°, будучи в среднем равен 46° (рис. 5).

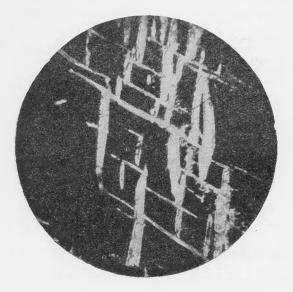


Рис. 4. Срастания трифилина с магниофилитом. Ув. 8; ник. +; трифилин погашен.

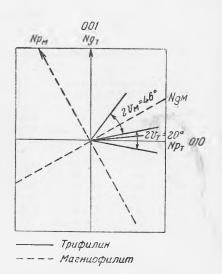


Рис. 5. Оптическая ориентировка вростков магниофилита в трифилине (с индексами: т — константы трифилина, м — константы магниофилита).

Под микроскопом магниофилит бесцветен. В табл. 5 дается сравнение оптических свойств магниофилита и сходного с ним по типу формулы графтонита из различных месторождений.

Таблица 5

Месторождение	Автор	Цвет	Ng	Nm	Np	2V
Туркестанский хр. Графтон(США) Гротон (США)	А. Беус Ларсен Берман	Лососеворозовый То же Лососевый	1,712±0,002 1,724 1,725	1,706±0,002 1,705 1,706		46° 55° 50°

Как видно из табл. 5, магниофилит обладает несколько иными оптическими свойствами, чем графтониты из месторождений США.

Несколько отличной, хотя и сходной с графтонитом, оказалась рентгеноструктура магниофилита. В табл. 6 приведены данные рентгеноструктурного анализа магниофилита (без линий очень слабой интенсивности) и для сравнения константы графтонита, взятые из работы М. Л. Линдберг (Lindberg, 1950).

Химический анализ магниофилита, произведенный автором, показал высокое содержание MgO и почти полное отсутствие CaO, характерного

для графтонита. Данные анализа приведены в табл. 7.

Магниофил	ИТ	Графтонит (Nickel Plate)		
Интенсивность линий	đ	Интенсивпость липий	d	
		2	4,31	
Слабые	3,762	1	$\frac{4,31}{3,61}$	
»	3,540	à	3,50	
"	0,040	9	3,02	
		4	2,956	
gneno	2,850	10	2,860	
Яркие	2,000	1 10	2,810	
Средние	2,699	7	2,715	
Слабые	1,955	1 1	1,970	
Широкие яркие	1,933	2	1,927	
Слабые	1,737	1	1,737	
	1,722	1 - 1	1,711	
	1,670		1,687	
	1,508	$\frac{2}{2}$	1,516	
	1,436	1	1,423	
»	1,347	1	1,351	

Таблица 7

		Туркестанский хр., А. Беус		Графтон (СНІА)		
Компоненты	%	моленул. колич.	%	молекул Рипон		
FeO . Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> MnO CaO MgO Li <sub>2</sub> O P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> H <sub>2</sub> O+	16,95 Her 30,77 0,54 9,50 Her 42,52 0,42	236 — 434 009 235 — 299	30,65 	432 249 164 10 290		
Сумма	100,71	_	100,18	_		

Пересчитывая химический состав анализированного минерала, получим формулу:  $3(\text{Mn, Fe, Mg})\text{O}\cdot\text{P}_2\text{O}_5$  или (Mn, Fe, Mg) $_3(\text{PO}_4)_2$ . Для описанного магниевого аналога графтонита предлагается название магниофилит.

Высокое содержание магния в магниофилите и других фосфатах из ряда пегматитов Туркестанского хребта может быть объяснено связью образования фосфатов с ассимиляцией ксенолитов кварцево-биотитовых сланцев, попавших в центральные части жилы. Магний и железо из биотита в сочетании с марганцем пегматитового расплава явились своеобразными осадителями фосфора в виде фосфатов, окружающих и переполняющих реликты ксенолитов.

# Арроядит (магноарроядит)

Арроядит — сложный ортофосфат натрия, железа, марганца и кальция — был впервые описан португальскими, а затем американскими геологами, изучавшими пегматитовые месторождения Рио-Гранде дель Норте и Параиба в Бразилии. Позднее арроядит был обнаружен в некоторых других пегматитовых месторождениях (Хюннеркобел в Баварии, Варутреск и др.).

Фосфат, отнесенный нами к арроядиту, был впервые встречен в шлифах, взятых на границе трифилина и альбита II в альбитовой зоне (рис. 6).

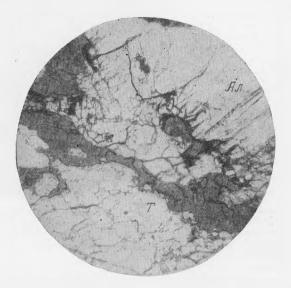


Рис. 6. Реакционная кайма арроядита на границе трифилина (T) и альбита (A n). Ув. 8; без анализатора.

Поздпее удалось найти подобные же образования непосредственно в образцах из той же жилы. Темнозеленые каемки арроядита окаймляют зерна альбита, включенные в трифилин. Очень редко встречаются удлиненные призматические кристаллы с хорошо развитыми гранями а (100); b (010) и очень слабо развитой m (110). Размер кристаллов до  $0.5 \times 2$  см.

По своим свойствам описываемый минерал очень близок к арроядиту из Бразилии. Твердость его около 5. Спайность совершенная в одном на-

правлении. Угасание почти прямое (2—4°).

Показатели преломления арроядита в сравнении с данными по другим месторождениям следующие:

	Ng	Np
Туркестанский хребет	$1,720 \pm 0,003$	$1,708 \pm 0,003$
Хюннеркобель (Бавария) около	1,785	1,754
Параиба (Бразилия)	1,70	-
Варутреск (Швеция)		1,718

Большие колебания показателей преломления арроядита объясняются обычно частичным окислением двухвалентного железа, входящего в фор-

мулу минерала. Оптически отрицательный;  $2V = 72^\circ$ . Несколько отличен от литературных данных характер плеохроизма описываемого минерала. У арроядита из Параибы (Бразилия) плеохроизм сильный; по X = Y — минерал бесцветный, по Z — бледнозеленый.

Исследованный мною минерал характеризуется слабым плеохроизмом: по Z он темнозеленый, по X и Y — зеленый, немного светлее, чем по Z. Отмеченная разница в плеохроизме зависит, по всей вероятности, от своеобразия состава исследованного минерала.

Автором был выполнен химический анализ призматического арроядита. Результаты анализа приведены в табл. 8.

Таблица 8

Компоненты	_	естанский Беус, 1948	Пара́ис лия),С	Серра-Еранка, Параиба (Брази- лия),С. Альмайд, 1944		Хюннеркобель, С. Масон, 1942		Норро, Эриксон, 1936	
1	%	молекул. колич.	%	молекул. колич.	%	молекул, колич.	%	молекул. колич.	
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	21,39 12,51 12,90 6,71 0,41 5,08 41,05 0,67	174	12,39 19,84 12,33 1,85 5,69 4,67 1,45 C.nenus 34,32 4,96 0,44 0,66	276 174 046 098 075 015 — 242 275	26,49 7,09 6,44 0,68 9,70 3,73 0,05 0,36 39,40 4,49 0.24 1,88	166 099 091 017 173 060 — 277 249	14,45 18,15 9,79 2,55 1,35 9,67 0,06 0,25 41,93 0,85 0,20 0,50	252 138 063 024 156 — 295 044	
Сумма	100,72	_	100,12	=	100,55	_	99,75	_	
Уд. вес	3,47	_	-		3,45	_	3,55	-	

Для сопоставления анализированных минералов нами были произведены пересчеты, приведенные ниже (при пересчете все железо пересчитано на закисное).

$M_2O:MO:P_2O_5:$	H <sub>2</sub> O	$\mathrm{FeO}:\mathrm{Fe_2O_3}$	$(MO + M_2O) : P_2O$	$O_5$
1:4,2:1,9 1:5,6:2,3 1:8,7:3,2 1:9,6:3,5 1:11,9:4,6	: 0,41 : 4,25 : 0,45	2,8:1 1:0 3,5:1 1,3:1 1:1,7	2,75 2,75 3 3 2,8	Hoppo Nickel Plate Серра-Бранка Туркестанский хр. Хюнперкобель

Молекулярные отношения говорят о сложности и изменчивости состава арроядита и заставляют рассматривать этот минерал как изоморфную смесь нескольких молекул различных фосфатов, что весьма обычно для этой группы соединений.

Для арроядита предлагается ряд формул, однако ни одна из них, повидимому, не отражает действительного состава минерала. Т. Эриксон для арроядита из Норро приводит следующую формулу: (Na2,Ca)О:

: (Fe,  $\hat{M}_n$ )O :  $P_oO_s = 1 : \hat{2} : 1$ .

II. Квенсел  $(1937)^{1}$  выводит формулу арроядита в виде  $R_{2}O \cdot 5RO \cdot 2P_{2}O_{5}$ , объясняя отклонения от этого соотношения окислением FeO в Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Общая формула, по П. Квенселу, —  $\{[Na(Fe^{II}, Mn^{II})], Fe^{III}\}PO_4$ . Для арроядита из Бразилии предлагается формула  $4R_3^{\rm I}PO_4 \cdot 9R_3^{\rm II}(PO_4)_9$ , где  $R^{I}$  — Na, а  $R^{II}$  — двухвалентные катионы.

Не вдаваясь в критику приводимых формул, отметим некоторую искусственность, присущую каждой. Повидимому, разгадку состава арроядита следует искать в определении компонентов изоморфной смеси, в виде которой надо представлять себе анализированные минералы. Этими компонентами могут быть и упомянутые выше  $R_3^{I}PO_4 - R_3^{II}(PO_4)_2$ , а также  $R^{I}R^{II}(PO_4) - R_3^{II}(PO_4)_2$ . Последнее более вероятно, так как оба соединения известны в природе.

В таком случае анализированные минералы примут вид:

Таким образом, минералы группы арроядита-варулита представляют собою, повидимому, изоморфную смесь двух молекул типа натрофилита - $Na(Mn, Fe)PO_4$  и графтонита — (Fe, Mn, Ca)<sub>3</sub>( $PO_4$ )<sub>2</sub>, или натрофилита и магниофилита —  $(Fe, Mn, Mg)_3(PO_4)_2$ , что мы и встречаем в пегматитах Туркестанского хребта.

Последующее окисление FeO в Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, часто сопровождающееся гидратацией, значительно усложняет состав минералов группы арроядита.

М. Л. Линдберг (1950) на основании данных рентгеноструктурного анализа объединяет под названием арроядита фосфаты из Серра-Бранка и Nickel Plate, минералы же из Норро и Хюннеркобеля она предлагает назвать хюннеркобелитом.

С подобным нерациональным разделением, приводящим только к пута-

нице, нельзя согласиться по двум причинам:

1. М. Л. Линдберг (1950) отождествляет исследованный ею арроядит из Серра-Бранка (образец Национального музея США) с арроядитом, описанным Жуймаресом, однако приведенные в работе оптические константы заставляют предположить, что это не один и тот же минерал, тем

более, что анализ музейного образца отсутствует.

2. Минералы, отнесенные на основании сходства дебаеграммы к «хюннеркобелиту», так же как и арроядит Жуймареса, отличаются значительной степенью окисления FeO в Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, в то время как минерал из Nickel Plate совсем не содержит Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, что, повидимому, и послужило основной причиной различия констант решетки кристаллов исследованных минералов.

Из сказанного следует, что неопределенное и случайное название «хюн-

неркобелит» не должно быть узаконено в нашей литературе.

<sup>1</sup> П. Квенселом из Варутреска описан в 1937 г. минерал варулит, являющийся марганцовым аналогом гедденита, а не арроядита (прим. ред.).

Основным отличием арроядита из пегматитов Туркестанского хребта является высокое содержание в нем MgO, что характерно для всех фосфатов из указанного района.

Таким образом, описанный минерал является магниевой разновидно-

стью арроядита (магноарроядит).

Следует отметить, что в арроядите имеются реликтовые включения трифилина, за счет которых, повидимому, спектрограмма показала при-

 $\overline{\text{сутствие}}$  лития (около 0.1%).

Парагенезис арроядита с трифилином и альбитом и образование им подобия реакционных кайм вокруг зерен альбита в трифилине подтверждает связь происхождения арроядита с процессом альбитизации.

# Марганцевый штренгит (Mn, Fe) $PO_4 \cdot 2H_2O$ и манганконинкит (Fe, Mn) $PO_4 \cdot 3H_2O$

Минерал бледнокрасного и фиолетово-красного цвета, образующийся в виде почковидных выделений по трифилину и гетерозиту, был встречен

ниже эрозионного среза мусковит-микроклиновой жилы.

Минерал имеет спайность в двух направлениях (в одном направлении слабую) и твердость 3,5. Под микроскопом минерал обнаружил своеобразный плеохроизм: Ng — бесцветный, Nm — фиолетовый, Np — голубой. Угасание прямое. Оптически положительный;  $2V=42^\circ$ . Сильная дисперсия  $\rho > v$ . Ng = 1,746  $\pm$  0,003; Nm = 1,710  $\pm$  0,003; Np = 1,708  $\pm$   $\pm$  0,003. Плоскость оптических осей параллельна несовершенной спайности. Растворяется в кислотах, давая реакцию на P, Mn, Fe. В закрытой трубке выделяет много воды. Описанные признаки позволяют диагностировать минерал как марганцевый штренгит.

По А. Винчеллу (1949), оптические свойства Мп-штренгита таковы: Ng = 1,750; Nm = 1,708; Np = 1,708. Оптически положительный; плеохроизм аналогичен наблюдавшемуся нами; цвет фиолетово-красный; твердость 3—4. Спайность по (001) — совершенная, по (100) — несовер-

шенная. Плоскость оптических осей (100).

Марганцевый штренгит и гетерозит подвергаются изменению, которое выражается в гидратизации минерала и превращении его в глиноподобный рассыпчатый агрегат розовато-фиолетового и фиолетового цвета. Под микроскопом глиноподобный минерал — продукт изменения гетерозита и штренгита — обнаруживает тонкоагрегатное строение, в связи с чем его оптические свойства не могли быть определены с надлежащей точностью. Nm = 1,68—1,70, плеохроизм трудно различимый в желтых тонах. Удельный вес (пикнометрически) 2,65. Перед паяльной трубкой минерал спекается в бурый шлак. В закрытой трубке выделяет много воды.

Химический анализ минерала, произведенный автором в лаборатории НИИП МГУ, позволяет отнести исследованный минерал к многочисленной и слабо изученной группе нормальных водных фосфатов железа и марганца. Данные анализа приводятся в табл. 9.

При пересчете получим формулу (Fe, Mn) $_2$ O $_3 \cdot P_2$ O $_5 \cdot 6H_2$ О или (Fe, Mn)PO $_4 \cdot 3H_2$ О, если будем считать  $H_2$ О, выделяющуюся в интервале

60—110°, не входящей в решетку минерала.

В случае полной потери марганца, минерал приблизится к конинкиту —  $FePO_4 \cdot 3H_2O$ , N=1.58-1.65. Удельный вес 2,4.

Таблица 9

Компоненты	%	Молекул. колич.	Молекул, отнош.
FeO	Нет 33,62 2,73 Следы Нет — 31,44 24,13	210 28 — — — — 222 1347	1,07 — — — — 1 6
H <sub>2</sub> O <sup>60-110</sup>	7,98	443	
Сумма	99,90		

Конинкит, так же как и исследованный минерал, связан с зоной окисления.

I. Гетерозит — — — — — манганконипкит (Fe, Mn) PO
$$_4$$
 —  $3H_2O$  — (Fe, Mn) PO $_4$  ·  $3H_2O$  — — — марганцевый штренгит + манганит  $2H_2$  (Mn, Fe) $_5$  (PO $_4$ ) $_4$  ·  $3H_2O$  +  $5O$  +  $9II_2O$  —  $4$  (Fe, Mn) $_2O$  ·  $P_2O_5$  ·  $4H_2O$  + Mn $_2O_3$  ·  $H_2O$  — марганцевый штренгит — — — манганконинкит (Fe, Mn) $_2O_3$  ·  $P_2O_5$  ·  $4H_2O$  +  $2II_2O$  —  $2$  (Fe, Mn) PO $_4$  ·  $3H_2O$ 

Приведенной схемой объясняется также частый парагенезис манганита с марганцевым штренгитом,

В связи с тем, что название «гидрогетерозит» неприменимо к изученному минералу, так как под этим названием уже описан минерал, несходный с нашим, предлагается назвать продукт гипергенного изменения гетерозита и марганцевого штренгита — манганконинкитом.

# Палаит (гюролит) $H_2(Mn, Fe)_5(PO_4)_4 \cdot 3H_2O$

Красные полупрозрачные округлые выделения палаита были обнаружены в парагенезисе с трифилином и черным турмалином. Под микроскопом бесцветен (палаит) или слабо плеохроирует (гюролит). Оптически отрицательный,  $2V=82^\circ$  (определен по одной оси). Ng =  $1,658\pm0,002$ ; Nm =  $1,656\pm0,002$ ; Np =  $1,649\pm0,002$ . В закрытой трубке выделяет воду, дает ясные реакции на P, Fe, Mn, легко растворяется в кислотах. Прямым способом в минерале определено содержание  $H_2O$  10%, что соответствует содержанию воды в палаите.

Палаит замещает трифилин, в свою очередь замещается марганцевым штренгитом с образованием обильных налетов и корочек манганита.

<sup>\*</sup> Mn определялся в виде  ${\rm MnO_2},$  степень окисления проверялась опытными аналитиками.

### Вашегиит, гордонит, эвансит

Эти три редких водных фосфата алюминия были встречены в тесном нарагенезисе в мусковитовой зоне мусковит-микроклиновых негматитов в виде мелких миндалин, окружающих гнезда трифилина, измененного до манганконинкита. Гнезда трифилина, в этом случае, обычно окружены альбит-мусковитовым агрегатом.

Вашеги ит описан впервые по образцам из месторождения Вашеги (Словакия). Дельтером минералу приписывается теоретическая формула  $4Al_2O_3 \cdot 3P_2O_5 \cdot 3OH_2O$ , А. Винчелл (1949) дает несколько другую формулу —  $3Al_2O_3 \cdot 2P_2O_5 \pm 18H_2O$ . Как видно из приведенных ниже анализов, взятых из литературы, состав вашегиита не всегда постоянен. Минерал, относимый нами к вашегииту, выполняет наружные части упомянутых выше миндалин, в основном заполненных эванситом.

Цвет описываемого минерала снежно-белый, блеск матовый, твердость около 3. Выделения его, в виде аморфных плотных корочек по стенкам миндалин, хрупки и дают характерный раковистый излом. Удельный вес (определен в тяжелой жидкости) 1,90-1,92. Под микроскопом изотропен. Показатель преломления двух измеренных образцов оказался равным: в первом случае  $N=1,496\pm0,002$ ; во втором случае  $N=1,500\pm0,002$ . Показатель преломления вашегиита по A. Винчеллу (3) равен 1,505. Удельный вес 1,98 и твердость 3-3,5.

Исследованный минерал пеплавкий. При прокаливании в муфеле до 1200° слегка желтеет. Выполненный нами анализ вашегиита приведен в табл. 10.

Таблица 10

		танский хр., еус, 1948		т из Вашеги, тер, 1926	Теоретич, состав, по Дельтеру, 1926	
Компоненты	%	молекул, колич.	%	молекул, колич.	%	молекул. колич
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	28,46 0,81 0,32 — 31,95 14,21 24,10	280 005 007 — 222 788 1337	28,33 1,19  0,16 0,05 31,32 39,21	278 007 002 001 220 2176	29,73 ————————————————————————————————————	291 — — — 218 2179 —
умма	99,85		100,38		100	-

Молекулярные отношения анализированного минерала приводят к формуле, весьма близкой к указанной Дельтером, т. е.  $4(A1, Fe)_2O_3 \cdot 3P_2O_5 \cdot 30H_2O$ . Примесь магния в минерале, повидимому, указывает на присутствие небольших количеств гордонита — MgO  $\cdot$   $Al_2O_3 \cdot P_2O_5 \cdot 9H_2O$ . Мелкий пластинчатый кристалл фосфата, принадлежащий, вероятно, гордониту, был обнаружен среди вашегиита при определении показателя преломления. Кристалл двуосный, положительный. Заметна

З Труды Минералогического музея, вып. 3

спайность по длинной оси кристалла. Ng = 1,554  $\pm$  0,002; Np = 1,536  $\pm$   $\pm$  0,002; 2V около 80°.

Гордонит из Файрфильда (США, шт. Юта) имеет: Ng = 1,558; Nm = 1,543; Np = 1,534; 2V = 76°.

В табл. 11 приведен пересчет произведенного анализа на вашегиит и гордонит.

Таблица 11

	Al <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	PaOs	H <sub>2</sub> O	
Молекул. отношения	$ \overbrace{\left\{ \begin{array}{c} 1 \\ 1 \end{array} \right.}^{} $	27	1	1	9,5	Вашегиит 97% 4(Al, Fe) <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 3P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> · 30H <sub>2</sub> O
						Гордонит 3% ${\rm MgO\cdot Al_2O_3\cdot P_2O_5\cdot 9H_2O}$

Присутствие гордонита в пегматитах Туркестанского хребта отмечается у В. Лебедева (1937) и Ю. Арапова (1936), однако какого-либо описания этого минерала не приводится.

Эвансит, как уже было упомянуто, выполняет центральную часть описанных миндалин, обычно составляя 0,9 их объема. Кроме этого, в той же зоне встречаются корочки и миндалины, целиком выполненные колломорфными образованиями эвансита. Минерал представляет собою опаловидное вещество, различно окрашенное в зависимости от содержания железа и, повидимому, воды.

Наблюдаются следующие модификации эвансита в зависимости от окраски:

1) почти бесцветный, слегка желтоватый, полупрозрачный, с характерной опалесценцией;

2) слабо зеленоватый, полупрозрачный, с заметной опалесценцией;

3) ярко-изумрудно-зеленый, полупрозрачный;

4) буровато-желтый, непрозрачный;

5) красно-бурый, непрозрачный;

6) черно-бурый, смолистый. Нами был выполнен химический анализ слабо зеленоватой полупрозрачной разности и определено содержание железа во всех модификациях.

Результаты химического анализа сведены в табл. 12, где для сравнения даны анализы эвансита из различных месторождений по литературным данным.

Под микроскопом изотропный. Показатель преломления изменяется параллельно изменению цвета, повышаясь с увеличением содержания железа. Подобно показателю преломления, увеличивается и удельный вес минерала.

В табл. 13 приведены зависимости физических свойств минерала от содержания  $Fe_3O_3$ .

Эта таблица позволяет выделить железистую разность эвансита — ферро-эвансит, довольно сильно отличающуюся по своим свойствам от обычного алюмо-эвансита.

Пересчет произведенного химического анализа на эвансит и гордонит (табл. 14) хорошо укладывается в теоретические формулы этих минералов, хотя наблюдается весьма малый недостаток воды для эвансита.

Таблица 12

Компоненты	хр., зел	Туркестанский хр., зеленоватый, А. Беус, 1948		Гросс-Тресни (Слования), жел- тый, по Дельте- ру, 1926		Айдахо, США, коричневый, по В. Шеллеру		Теоретич. состав, по Дельтеру. 1926	
	%	молекул, колич,	%	молекул, колич.	%	молекул. колич.	%	молекул. колич.	
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	35,51 3,48 1,12 0,11 19,81 32,34 7,56	349 020 027 002 139 1776 416	38,05 1,92 CJI. 0,23 18,48 41,29	012	34,48 5,49 Cm. 4,32 19,14 36,96	007	39,8 = 18,3 41,9	390 — — 129 2325	
Сумма	99,63		99,97	_	100,39		100	_	
Уд. вес		жкт а) мдк.)	1,	937	1,	89			

Таблица 13

Цвет минерала	Fe₂O <sub>8</sub> , в %	Уд. вес	N
Бесцветный; Алабама, США		_	1,485
Почти бесцветный; Туркестанский хр	0,92	1,85	$1,464 \pm 0,002$
Слабо окрашенный в желтовато-зеленова-			
тый цвет; Туркестанский хр	3,18	1,87	$1,473\pm0,002$
Изумрудно-зеленый; Туркестанский хр	4,62	1,93	$1,492\pm0,002$
Веленый из Айдахо (В. Шеллер)	$\frac{2,15}{2}$	1,922-1,947	_
Буровато-желтый; Туркестанский хр	7,28	1,95	_
Красно-бурый; Туркестанский хр	10,13	3,20	
Коричневый из Айдахо (В. Шеллер)	5,49	1,972-1,990	
Гемнокрасный из Айдахо (В. Шеллер)	6,60	1,990-2,016	
Черно-бурый; Туркестанский хр	15,80	2,30	-

Таблица 14

	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Fe <sub>2</sub> O	MgO	P2O5	H <sub>2</sub> O	1
Молекул.	$\left  \begin{array}{c} \\ \\ \\ \end{array} \right ^{3,1}$	_	1	17,5	Эвансит 88% 3(Al, Fe) <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> · 17,5H <sub>2</sub> O
нин <b>ешон</b> то	1 -	1	1	9	Гордонит 12% MgO · Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> · 9H <sub>2</sub> O

Следует отметить, что потеря воды, повидимому, является признаком

начавшегося выветривания минерала.

Ю. А. Араповым (1936) и В. И. Лебедевым в пегматитах Туркестанского хребта указывается (почти без описания) еще несколько редких фосфатов алюминия, определенных ими на основании оптических свойств. Эти находки подтвердить не удалось, хотя нахождение подобных фосфатов (цефаровичит, псевдовавеллит, ландезит) не исключено. Следует указать, что приведенные Ю. А. Араповым п В. И. Лебедевым данные совершенно недостаточны для точного диагностирования как ландезита, так и цефаровичита и псевдовавеллита.

#### ЛИТЕРАТУРА

Арапов Ю. А. Фосфаты. Новые находки. Тр. Ломонос. инст. АН СССР, VII, 1936. Беус А. А. Вертикальная вональность пегматитов на примере пегматитового поля

Беус А. А. Вертикальная зональность негматитов на примере пегматитового поля Аксу-Пуштиру (Туркестанский хребет). ДАН СССР, т. LX, № 7, 1948.
Винчелл А. Оптическая минералогия, 1949.
Гинзбург А. И. Структуры минеральных агрегатов пегматитов литневого тина. Тр. Мин. музея АН СССР, в. 1, 1949.
Гинзбург А. И. О сиклерите. Там же, в. 2, 1950.
АІмеі da S. С. и др. The Beryl-Tantalit-Cassiterit Pegmatites of Paraiba and Rio-Grande do Norte Northeasten Brasil. Econ. Geology, 1944.
Doelter. C. Handbuch der Mineralchemie, 1914—1926.
Lindberg M. L. Arrojadite, hünnerkobelite and graftonite. Am. Min., 1—2, 1950.
Mason B. Some Fe-Mn phosphate minerals from the pegmatite at Hünnerkobel in Bavaria. Geol. Fören. Forhandl., Bd. 64, 1942.
Quensel P. The Lithium-Manganese phosphates. Geol. Fören. Forhandl., Bd. 59.

Quensel P. The Lithium-Manganese phosphates. Geol. Fören. Forhandl., Bd. 59,

H. 1, 1937.

# АКАДЕМИЯ НАУК СССР

#### ТРУНЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 3

Редакторы: акад. Д. С. Белянкин и д-р геол.-мин. наук  $\Gamma$ .  $\Pi$ . Барсанов

#### А. И. ГИНЗБУРГ

# ТРИФИЛИН В ПЕГМАТИТАХ КАЛБИНСКОГО ХРЕБТА И ПРОЦЕССЫ ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ

Литиевые пегматиты Калбинского хребта необычайно богаты различными железо-марганцевистыми фосфатами, из которых наиболее широко распространены минералы группы трифилина-литиофилита. Встречаются они преимущественно в сильно альбитизированных жилах блоковой текстуры и представлены несколькими разновидностями, отличающимися по форме выделения и времени образования.

На поверхности жил минералы этой группы всюду нацело изменены и превращены в черные или темнобурые трудно диагностируемые фосфаты, которые встречаются в изобилии в различных участках этих жил. Неизмененный трифилин на поверхности вообще не был найден и макроскопически обнаружен только в образцах с глубины от 6—7 м и ниже. В поверхностных участках жил он был встречен только под микроскопом в виде реликтов среди темнобурых продуктов его изменения.

Трифилин в пегматитах данного района представлен двумя разновид-

ностями, приуроченными к различным зонам пегматитовых жил.

1. Крупные выделения измененного трифилина встречаются в центральных частях жил, иногда среди крупноблоковой зоны, чаще же среди больших обособлений кварца («ядра»). Он образует крупные желваки овальной формы, реже плохо образованные кристаллы, целиком заключенные в кварце осевых частей жил. Такие желваки измененного трифилина в отдельных случаях достигали до 0,5—0,6 м в диаметре. Ассоцируют они обычно с такими же крупными желваками амблигонита или с гнгантскими кристаллами сподумена и блоками микроклина. Образовался трифилин непосредственно вслед за сподуменом, поскольку выделения его находятся иногда между кристаллами последнего, а в отдельных случаях кристаллы сподумена встречаются непосредственно внутри его желваков.

Кристаллы трифилина встречаются исключительно редко. За все время изучения пегматитов этого района нами был обнаружен только один хорошо образованный кристалл, представляющий исевдоморфозу различных фосфатов железа (сиклерита, рокбриджента и др.) по трифилину. Кристалл достигал размера 12 см в поперечнике и был измерен А. Н. Лабунцовым. На нем обнаружены грани с (001), b (010), m (110), l (120), e (101). По развитию этих граней образец (рис. 1) необычайно напоминает кристалл «псевдотриплита» (псевдоморфоза гетерозита и других фосфатов по трифилину), описанный Г. Чермаком в 1863 г. из месторождения Рабенштейн в Баварии.

Неизмененный или, вернее, слабо измененный трифилин был встречен в больших количествах только в центральных частях желваков, взятых с глубины примерно в 7 м. Цвет его серый, но от присутствия мельчайших чешуек вивианита, выделяющихся в нем вдоль трещин спайности, он обычно становится голубым. Блеск стеклянный, иногда несколько жирный; твердость 4,5; удельный вес 3,4.

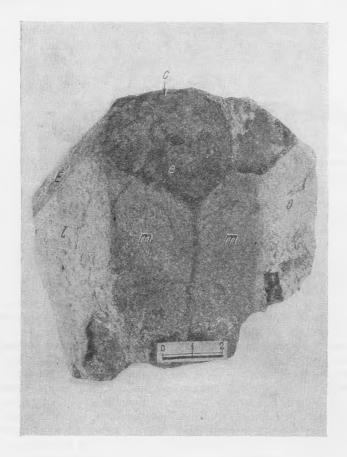


Рис. 1. Кристалл трифилина.

Спайность по (001) совершенная, по (010) ясная (под микроскопом прерывчатая).

Желваки трифилина всегда содержат небольшие включения кварца, листочки мусковита и обильную тончайшую вкрапленность сульфидов, главным образом пирита, арсенопирита, марказита, сфалерита, значительно реже халькопирита.

Под микроскопом выделения трифилина обычно катаклазированы, сильно трещиноваты, бесцветны и отличаются проявлением двух взаимноперпендикулярных систем трещин спайности и прямым погасанием вдоль них. Минерал двуосный, оптически положительный с малым углом 2V, не превышающим  $10^\circ$ . Дисперсия сильная — r < v. Показатели преломления, определенные в иммерсионных жидкостях:  $Np = 1,674 \pm 0,002$ ; Nm = 1,676 + 0,002; Ng = 1,682 + 0,002; Ng - Np = 0,008. Под микроскопом отчетливо видно, что в трифилине находится большое количество включений рудных минералов — сульфидов, достигающее иногда до 5-10%, а в некоторых случаях и до 15%. Форма этих вклю-

чений округлая, иногда каплеобразная, червеобразная (рис.2), редко встречаются и правильные кристаллы. Такие своеобразные структуры прорастания фосфатов и сульфидов необычайно характерны для пегматитов данного типа.

Включения сульфидов в трифилине чаще всего, несомненно, первичные и обусловлены одновременным выделением их, поскольку сульфиды (пирит, сфалерит, арсенопирит) образуют самостоятельные скопления и кристаллы, находящиеся совместно с желваками трифилина в том же кварце цент-

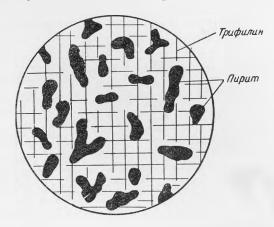


Рис. 2. Включения сульфидов в трифилине.

ральных частей жил. Значительно реже встречаются и более поздние сульфиды (преимущественно марказит), проникающие в желваки трифилина по трещинам.

Помимо сульфидов, в трифилине под микроскопом также обнаруживаются мелкие включения кварца, часто ассоциирующие с листочками

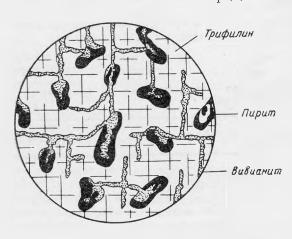


Рис. 3. Замещение трифилина и находящихся в нем включений пирита вивианитом.

мусковита, и неправильные по форме включения других первичных фосфатов, преимущественно манганапатита.

Все трифилины в той или иной степени изменены. Даже в кажущемся под бинокулярной лупой совершенно чистом трифилине под микобнаруживается роскопом большое количество прожилков различных фосфатов, из которых самым обычным является вивианит. Листочки последнего выделяются, как правило, вдоль трещин спайности, иногда образуют прожилки, пронизывающие трифилин в различных направ-

лениях, выделяются на границах трифилина и кварца, окаймляют включения сульфидов и т. д. Весьма любопытно, что вивианит развивается не только по трифилину, но и по некоторым сульфидам, в частности, по пириту и марказиту. Во многих шлифах отчетливо видно, как вивианит замещает включения пирита в трифилине вплоть до образования по нему псевдоморфоз (рис. 3).

Химический анализ трифилина был произведен О. А. Алексеевой в Институте геологических наук Академии Наук СССР; результаты его приведены в табл. 1.

Таблица 1

# Химический состав трифилина

$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	44,56 27,25 16,50 1,30 0,53 7,71 0,20 0,35 0,45 1,29	Удельный вес	3,4 +10° 1,674 1,676 1,682 0,008
Сумма	99,84		

Как следует из приведенного анализа, минерал из Калбинского хребта является типичным трифилином с содержанием FeO — 27,25% и MnO — 16,50%. По своему составу он наиболее близок к трифилинам из месторождений штата Нью-Гемпшир (Графтон, Центер Стаффорд), штата Массачузетс (Норвич) и Швеции (Варутреск) (Mason, 1941).

Общеизвестно, что минералы этой группы представляют собой изоморфную смесь собственно трифилиновой молекулы — LiFePO<sub>4</sub> и литиофилитовой — LiMnPO<sub>4</sub>, при этом изоморфная смесимость этих соединений, по всей вероятности, полная, так как в природе наблюдаются минералы с очень широким колебанием в соотношении FeO и MnO (табл. 2).

Таблица 2

Соотношение FeO: MnO в трифилинах — литиофилитах из различных месторождений

Месторождения	FeO: MnO	Месторождения	FeO: MnO
Бавария, Боденмайс	4,4—4,3 3,7—3,2 3,5 3,1 2,8 2,2 1,8—1,4 1,6	Швеция, Варутреск	1,3-0,9 $1,0$ $1,0$ $0,6-0,4$ $0,3-0,2$ $0,3-0,4$ $0,2$ $0,1$

Все минералы этой группы, как правило, содержат примеси MgO и CaO, при этом в трифилинах всегда больше MgO, а в литиофилитах — CaO. Содержание значительных количеств MgO и CaO (свыше 1%) резко сказывается на оптических свойствах минералов этой группы — показа-

тели преломления их сильно понижаются. Поскольку изученный нами минерал содержит 1,3% MgO, то и Np, Nm и Ng у него значительно ниже, нежели они должны были бы быть по кривым А. Н. Винчелла (1949) для минерала с данным соотношением FeO: MnO. Обращает на себя внимание, что большинство трифилинов с повышенным содержанием MgO характери-

зуется пониженным со-Li<sub>2</sub>O, при держанием нормальном для них содержании суммы FeO + + MnO. Объясняется это, возможно, тем, что МдО может изоморфно замещать в трифилинах не только FeO, как это принято считать, но и Li<sub>2</sub>O, тем более, что радиусы ионов Мд и Li равны (0,78) и явления замещения магния литием широко известны в некоторых силикатах слюдах, роговых обманках, глауконитах.

II. Более мелкие выделения измененного трифилина встречаются в большом количестве в зоне развития клевеландита и в призальбандовой зоне альбитизированного кварц-мусковитового агрегата. Трифилин этого типа тесно ассоциирует клевеландитом и встречается только там, где проявились процессы



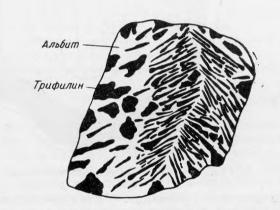


Рис. 4. «Ельчатые» структуры прорастания трифилина и клевеландита.

альбитизации. Он никогда не образует правильных кристаллов или крупных скоплений, а встречается в виде мелких округлых или овальных желвачков и неправильных выделений, размером до 3—5 см в поперечнике, реже больше. Встречается он обычно совместно с пачками мусковита, иногда проникая между листочками их совместно с иголками синего и зеленого турмалина, выделениями темнозеленого манганапатита, желтовато-красного спессартина и кристалликами касситерита. С поверхности жил он нацело изменен и превращен в темнобурый или черный сиклерит, гетерозит, или темнофиолетовый пурпурит. Поскольку последний минерал является типичным продуктом окисления литиофилита, то можно предполагать, что поздние выделения, образующиеся совместно с альбитом, более богаты Мп и приближаются по составу к литиофилиту.

Поздние трифилины обладают рядом характерных особенностей, на

которых мы более подробно останавливаемся ниже.

1. Как правило, все первичные фосфаты, ассоциирующие с альбитом, прорастаются пластинками клевеландита, благодаря чему возникают

весьма своеобразные и типичные «ельчатые» образования (рис. 4), в которых параллельные полосы фосфата чередуются с удлиненными пластинками клевеландита. Подобные образования настолько типичны для всех фосфатов, что по одному внешнему виду их можно заключить, что минерал,

прорастаемый альбитом, является фосфатом.

2. Почти всегда жельачки трифилина окаймляются тонкими каемками (шириной в несколько миллиметров) синего турмалина или мусковита, чаще же всего сперва турмалина, а затем мусковита. Подобные каемки синего турмалина вокруг трифилина этого типа исключительно характерны для всех литиевых пегматитов. Любопытно, что турмалин, окаймляющий

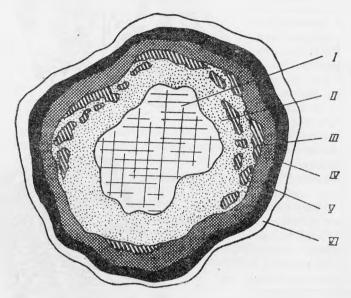


Рис. 5. Схема строения желвака измененного трифилина.

такие желвачки трифилина, обычно представлен монокристаллом, пронизанным мельчайшими зернами кварца или альбита. На границе между измененным трифилином и турмалином или мусковитом развивается часто реакционная кайма амблигонита, свидетельствующая о реакциях, происходящих между фосфатом Li, Fe и Mn и борсодержащими алюмокремние-

выми растворами.

3. Мелкие желваки трифилина обычно находятся среди клевеландита (а в других месторождениях и среди сахаровидного альбита), при этом пластинки последнего расходятся веерообразно от них, образуя ч сто вокруг них типичные «солнца». Подобные структуры свидетельствуют о том, что основная масса трифилина образовалась в самом начале процесса альбитизации. Выделившиеся желваки фосфатов служили центрами кристаллизации, вокруг которых начинался рост пластинок альбита-клевеландита. Подобные явления неоднократно были описаны в литературе (Гинзбург, 1949).

4. В отличие от выделений более раннего трифилина, мелкие желваки более позднего трифилина обычно не содержат включений сульфидов или

содержат их в незначительном количестве.

С поверхности жил минералы группы трифилина нацело изменены и превращены в многочисленные фосфаты железа и марганца. В течение ряда лет (1943—1947) нам удалось проследить процессы изменения три-

филина на различных горизонтах одного из месторождений и установить существование на нем определенной вертикальной зональности в распределении различных фосфатов — продуктов его изменения. Крупные желваки трифилина были обнаружены на глубине примерно 7 м, достигали размера свыше 0,5 м в поперечнике и имели резко выраженное зональное, концентрическое строение. По направлению от центра желвака к его периферии резко выделялись четыре, а в некоторых случаях — пять и шесть зон, различающихся по цвету и минералогическому составу (рис. 5).

#### СХЕМА СТРОЕНИЯ ИЗМЕНЕННОГО ЖЕЛВАКА ТРИФИЛИНА

I. Мало измененный трифилин голубовато-серого цвета, пронизанный

вивианитом, с мельчайшей вкрапленностью сульфидов.

II. Темнозеленая зона. Мелкозернистый агрегат с неравномерной, интнистой темнозеленой окраской, состоящий из большого количества водных фосфатов  $\mathrm{Fe^{II}}$  и  $\mathrm{Mn^{II}}$ . Сульфиды присутствуют в изобилии, но иногда несколько окислены.

III. Красно-бурые пятна неправильной формы, состоящие преимущественно из гюролита. Они изобилуют многочисленными пустотами, выполненными мелкими, различно окрашенными кристалликами.

IV. Темнобурая зона, сложенная водными фосфатами Fe<sup>III</sup> и Mn<sup>II</sup>.

Содержит лимонитизированные включения сульфидов.

V. Черная зона со смолистым блеском и раковистым изломом. Состоит из водных фосфатов  $Fe^{III}$  и  $Mn^{III}$ .

VI. Халцедоноподобная каемка серого цвета, состоящая из мельчай-

ших сферолитов даллита.

Микроскопическое изучение различных зон показало, что состав фосфатных желваков необычайно сложный. По трифилину развивается большое количество водных фосфатов Fe и Mn, отличающихся по соотношению между Fe и Mn, содержанию воды и степени окисления Fe и Mn. Количество различных минералов, встречающихся здесь, превышает 25, но большинство из них образует настолько мелкие выделения и встречается в таком тесном прорастании друг с другом, что выделить их для анализа в чистом виде не представляется возможным. Только в отдельных случаях, когда эти минералы встречались в пустотах или образовывали небольшие мономинеральные скопления, они могли быть выделены в чистом виде в количествах, позволяющих произвести их оптическое и рентгенографическое исследование.

Ниже мы приводим описание строения отдельных, указанных выше, концентрических зон желваков измененного трифилина по мере удаления их от центра к периферии.

# І. МАЛО ИЗМЕНЕННЫЙ ТРИФИЛИН ЦЕНТРАЛЬНЫХ ЧАСТЕЙ ЖЕЛВАКОВ («ЯДРО»)

Под микроскопом, даже в кажущемся под бинокулярной лупой однородном трифилине, обнаруживается большое количество прожилков, пронизывающих трифилин в различных направлениях и чаще всего выделяющихся вдоль трещин его спайности. Можно выделить несколько типов таких прожилков.

а) Прожилки вивпанита. Наблюдаются преимущественно в центральных частях желваков и по направлению к периферической зеленой

зоне (II) сразу же исчезают. Состоят они из агрегата слюдоподобных мелких чешуек с совершенной спайностью и прямым погасанием на спайных пластинках. Удлинение пластинок положительное. Минерал двуосный, положительный с большим 2V (порядка 70—80°). Интенсивно плеохроирует по схеме: Np — бесцветный, Nm — бесцветный, Ng — кобальтово-синий. Двойное лучепреломление высокое. Чешуйки вивианита часто окаймляют включения сульфидов, кварца и других минералов. Во многих шлифах отчетливо видно, что вивианит легко изменяется, переходя при этом в темнокоричневый минерал агрегативного строения. Последний содержит в большом количестве черные точечные включения и является, по всей вероятности, оксикерченитом. Промежуточные образования между

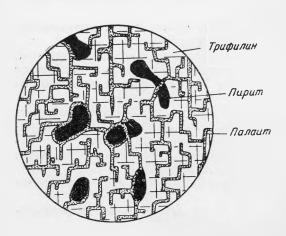


Рис. 6. Выделения паланта вдоль трещии спайности трифилина.

вивианитом и темнокоричневым минералом (оксикерченитом?) плеохроируют от синего или темнозеленого цвета к темнокоричневому.

б) Прожилки палаита. Ближе к краям центральной зоны вдоль трещин спайности трифилина появляется большое количество прожилков бесцветного минерала с низким двойным лучепреломлением. В отдельных участках минерал, выполняющий прожилки, образует небольшие скопления, видимые макроскопически. Он бесцветный, белый или светлосерый, прозрачный или полупрозрачный со стеклянным блеском и твердостью

около 4. Обычно образует мельчайшие зернистые агрегаты без видимой спайности. Удельный вес, определенный методом погружения в тяжелые жидкости,— 3,13.

Под микроскопом минерал бесцветный и не плеохроирует. Как правило, сильно трещиноват, без спайности, в редких случаях заметна спайность, по отношению к которой он на одних разрезах погасает прямо, а на других косо под углом в 13—17°. Минерал моноклинной сингонии, двуосный, оптически отрицательный с большим 2V (порядка 60—75°). Наблюдается слабая дисперсия осей r>v. Показатели преломления, измеренные в иммерсионных жидкостях, оказались следующими:  $Np=1,650\pm0,003$ ;  $Nm=1,654\pm0,003$ ;  $Ng=1,658\pm0,003$ ; Ng-Np=0,008.

Спектральный анализ, произведенный в лаборатории Института геологических наук Академии Паук СССР, показал сильные и очень сильные линии Р, Fe, Mn, линии выше средних Са, средние линии Na, Al и Si. В закрытой трубке минерал выделяет воду. По своим оптическим свойствам (табл. 3) он наиболее близок к редкому минералу — палаиту  $5(\text{Mn}, \text{Fe}) \circ 2P_2 \circ 4H_2 \circ 0$ , описанному впервые В. Шеллером в пегматитах Пала в Калифорнии, где он образуется при изменении литиофилита.

Дебаеграмма этого минерала была снята Н. Н. Слудской в Институте геологических наук Академии Наук СССР и оказалась пдентичной с дебаеграммой минерала гюролита (см. табл. 9), с которым он связан постепенными переходами. Идентичность дебаеграмм наланта и гюролита была в 1941 г. доказана также Б. Мэзоном (Mason, 1941).

Таблица 3

#### Оптические свойства цаланта

Месторождения	Сингония	Окраска	Спайность	Оптич. знак	Np	Nm	Ng	Ng- Np	2V
Калбинский хр	Монокл.	Бесцв.	Неясная Ng: c = =13—17°		1,650	1,654	1,658	0,008	Боль- шой
Пала, Калифорния; В. Шеллер, 1912	Монокл.	Бесцв.	Отсут- ствует	_	1,652	1,656	1,660	0,008	То же

Палаит в трифилине выделяется в первую очередь вдоль взаимноперпендикулярных трещин спайности, вследствие чего возникает своеобразная ступенчатая структура замещения (рис. 6).

Помимо трещин спайности, палант заполняет также другие трещины, а также образует оторочки вокруг сульфидов, иногда прорезает их, и т.д.

в) Прожилки желтого минерала. Помимо вивианита и паланта в трифилине, ближе к краевой его части, встречаются прожилки и кристаллы желтого минерала, который по своим оптическим свойствам не подходит ни к одному из известных минералов.



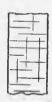






Рис. 7. Типичные разрезы кристаллов желтого минерала (под микроскопом).

Желтый минерал выпол няет трещины спайности в трифилине, образует также большие, неправильные по форме выделения, развивающиеся по трифилину, веерообразно расходящиеся агрегаты с облачным погасанием и реже зерна с хорошо выраженными кристаллическими очертаниями. Распространен он, так же как и палаит, весьма широко и наблюдается почти во всех шлифах.

В отдельных участках он виден макроскопически в виде мелких пятен светложелтого цвета. Среди последних под бинокулярной лупой иногда различимы мельчайшие прозрачные кристаллики таблитчатого или бочкообразного габитуса с вертикальной штриховкой.

Под микроскопом кристаллы представлены удлиненными пластинками с ясной поперечной спайностью, реже наблюдаются бочковидные разрезы (рис. 7).

В тех случаях, когда пластинки заострены, угол между гранями пирамиды равен 64—65°. Спайность плохая вдоль удлинения пластинок и ясная поперечная, вдоль последней колеблется Ng. Сингония моноклинная. Угол погасания Ng к спайности равен 12°. Необычайно характерно широкое развитие простых и полисинтетических двойников. Минерал окрашен в светложелтый цвет и слабо плеохроирует в желтых тонах.

Окраска и степень плеохроизма в различных шлифах колеблется, некоторые разности почти совсем не плеохроируют, тогда как другие

плеохромруют от почти бесцветного или светлорозового по Np до густого винножелтого цвета по Ng.

Нормальная схема плеохроизма следующая: Np — бесцветный или светлорозовый, Nm — лимонножелтый, Ng — желтый, винножелтый.

При некотором изменении минерала (окислении) у него усиливаются розовые пвета плеохроизма. Оптические свойства этого минерала несколько колеблются в зависимости, по всей вероятности, от степени изменения. С увеличением интенсивности плеохроизма слегка возрастает Ng—Np, которое у минерала изменяется от 0,014 до 0,018. Показатели преломления, полученые в результате многократных измерений в иммерсионных жидкостях, следующие: Np = 1,642 ± 0,003; Nm = 1,650 ± 0,002; Ng = 1,660 + 0,003.

Желтый минерал двуосный, оптически положительный с большим 2V порядка  $55-75^{\circ}$  и очень сильной дисперсией r>v. Вследствие последней

он при погасании приобретает аномальную синюю окраску.

Описанный минерал является водным фосфатом Mn<sup>II</sup> и Fe<sup>II</sup>. Спектральный анализ его, произведенный Н. В. Лизуновым в Институте геологических наук Академии Наук СССР, дал следующие результаты:

Очень сильные	линии						P, Mn
Сильные	>>						Fe, Ca
Средние	*			٠			Mg
Слабые							Al. Si

Рентгенографическое исследование минерала, произведенное Н.Н.Слудской, показало, что дебаеграмма его почти идентична с дебаеграммой гю-

ролита и паланта (см. табл. 6).

Необходимо указать, что палаит и желтый минерал связаны, повидимому, взаимными переходами и образовались одновременно, поскольку они выполняют одни и те же прожилки в трифилине и никогда не пересекают друг друга. Часто прожилки палаита переходят в прожилки желтого минерала и наоборот. Можно предполагать, что желтый минерал является железистым аналогом палаита и отличается от последнего большим содержанием FeO.

Оба минерала постоянно ассоциируют с темнозеленым, почти черным минералом, описание которого приводится ниже.

#### [II. ТЕМНОЗЕЛЕНАЯ ПЕРИФЕРИЧЕСКАЯ ЗОНА ЖЕЛВАКОВ ТРИФИЛИНА

Как уже указывалось, серый трифилии по периферии изменяется и приобретает темнозеленый, оливково-зеленый цвет. Под микроскопом видно, что эта темнозеленая зона представляет собой очень сложный агрегат нескольких минералов, из которых необходимо указать трифилин (реликты), палаит, желтый минерал и ряд фосфатов (ближе не определенных), условно называемых нами по их окраске черновато-зеленым минералом, яблочнозеленым, бесцветным.

По существу эта зона представляет собой нацело измененный трифилин, в котором от первоначального трифилина сохранились только отдельные реликты. Переход от предыдущей зоны слабо измененного трифилина происходит обычно постепенно, путем сгущения сети прожилков палаита

и желтого минерала.

Во многих шлифах отчетливо видно, что образование по трифилину палаита или желтого минерала сопровождается выделением черного, непрозрачного минерала, напоминающего рудный, но не имеющего метал-

лического блеска. Этот черный минерал (цинкрокбриджеит) при включении линзы Лазо просвечивает темнозеленым цветом и обычно по краям окрашен в темнозеленый цвет. Макроскопически окраска его черновато-зеленая, черта темнозеленая, переходящая при изменении минерала в желтовато-зеле-

ную. Твердость около 4. Удельный вес, определенный методом погружения зерен в тяжелые жидкости, 3,36—3,41.

Появляется черновато-зеленый минерал среди прожилков палаита и реже желтого минерала в виде совершенно неправильных, дендритоподобных выделений. Последние в одних случаях располагаются в центральных частях прожилков палаита, в других случаях вытягиваются вдоль зальбандов (рис. 8), но во всех случаях они носят характер дендритов. В тех местах, где палаит нацело заместил трифилин, дендриты черновато-зеленого минерала располагаются в палаите без какой-либо закономерности, иногда образуя структуры, несколько напоминающие графические (рис. Поскольку палаит выделяется чаще всего вдоль взаимно перпендикулярных трещин спайности трифилина, то и дендриты черновато-зе-

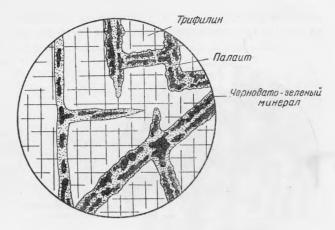


Рис. 8. Прожилки палаита с черновато-зеленым минералом (цинкрокбриджеитом) в трифилине.

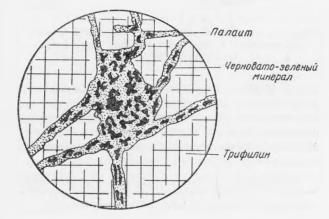


Рис. 9. Палаит и черновато-зеленый ₹ минерал (цинкрокбриджеит) в трифилине.

леного минерала развиваются по взаимно-перпендикулярным направлениям, образуя своеобразные структуры, показанные на рис. 10.

Темнозеленая зона состоит на 30—40% из дендритов черновато-зеленого минерала, такого же количества палаита и желтого минерала, реликтов трифилина и небольшого количества других фосфатов, значительно более редко встречающихся. Окраска зоны обусловлена присутствием дендритов черновато-зеленого минерала.

В шлифах черновато-зеленый минерал полупрозрачен и просвечивает зеленым цветом, в тонкоизмельченном порошке он темнозеленый, плеохропрует в зеленых тонах, от синевато-зеленого по Np до желтовато-зеленого по Ng. В некоторых разностях появляются буроватые тона плеохроизма. Минерал чешуйчатый и образует небольшие листочки с облачным погасанием и ясной спайностью, по отношению которой он имеет почти

прямое погасание. Оптические свойства его определяются с большим трудом из-за темнозеленой окраски, маскирующей интерференционные цвета. Местами он совершенно черный, непрозрачный и только слабо просвечивает в краях зеленым цветом.

Минерал двуосный, оптически положительный с небольшим 2V и сильной дисперсией r<v. Показатели преломления больше 1,783 и иммер-

сионными жидкостями определены быть не могли.

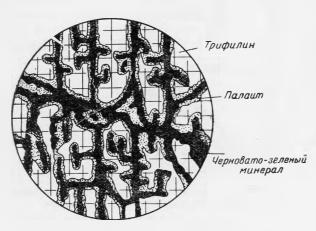


Рис. 10. Структура замещения трифилина агрегатом паланта и черновато-зеленым минералом (цинкрокбриджентом).

По своему составу минерал является водным фосфатом железа, марганца и содержит цинк. Спектральный анализ, произведенный Н. В. Лизуновым, показал следующие результаты:

Сильные линии . . . . P, Fe, Mn Линии выше средних Zn, Si Средние линии . . . Ca Слабые » . . . Mg, Al, As Следы линий . . . . B, Cu

Темнозеленый, почти черный фосфат, весьма напомпнающий указанный выше, был недавно описан К. Фронделем (Frondel, 1949) из пегматитовых жил двух месторождений — Гагендорф в Баварии и Мак-

седо в Португалии. В обоих случаях он был встречен в тесной ассоциации с реддингитом и рокбриджентом. Минерал встречен в виде радиальноволокнистых корок и почковидных масс совершенно черного цвета с темнооливково-зеленой чертой. Твердость его 4—4,5, удельный вес 3,51. Оптические свойства весьма близки к описанному нами и приведены в табл. 4.

Таблица 4 Оптические свойства черновато-зеленого минерала (цинкрокбриджента)

Месторож- дения	Оптич. знак	2V	Диспер- сия	Погасание	Плеохроизм	Np Nm	Ng
Калбинский хр.; 1949	+	Малое	Сильная	Близкое к прямому	Np — синева- то-зеленый; Ng — желтова- то-зеленый	Вольше	1,78
Гагендорф, Бавария; К. Фрон- дель, 1949	+	?	Очень сильная	$Nm: c = 6^{\circ}$	Np — темноси- ний; Nm — оливко- во-бурый; Ng — синева- то-зеленый	1,821,83	1,88

Произведенная Н. Н. Слудской дебаеграмма этого минерала в целом совпала с дебаеграммой минерала из Макседо, Португалии, приводимой К. Фронделем (табл. 5), незначительно отличаясь от нее по интенсивности некоторых линий.

Таблица 5
Межилоскостные расстояния черновато-зеленого минерала (цинкрокбриджента)

Калбинский х	ребет	Манседо, Пој галия	рту-	Калбинский х	ребет	Макседо, П галия	
интенсивность линий	d	интенсивность ли ий	d	интенсивность линий	d	интенсив- ность линий	đ
-	-	2	7,00	_	-	1	1,9
	_	3	4,86	Слабые	1,88	1	1,8
	_	3	4,66	Оч. слабые	1,83	1	1,8
Средние	4,30	1	4,37	_		1	1,8
_	-	1	4,21	_		1	1,7
Слабые	3,66	2	3,59	_	_	1	1,7
Оч. сильные	3,33	10	3,40			1	1,7
Сильные	3,19	10	3,19	Слабые	1,69	1	1,6
		1	3,02	Средние	1,66	2	1,6
Очень слабые	2,90	1/2	2,93	Сильные ши-	1,61	2	1,6
	}			рокие	4 50		
» »	2,77	} 2	2,76	Слабые	1,59	1	1,5
Средние	2,75		1	-	-	1	1,5
		3	2,59		_	1	1,5
Средние	2,41	8	2,42	_	-	1	1,5
~	_	1/ <sub>2</sub> 1	2,34	~ ~	1 10	1 1	1,4
Средние ши-	2,28	1	2,27	Слабые	1,46	1	1,4
рокие	0.40	9	0.40	0	1 11		
Оч. слабые	2,18	2	2,18	Оч. слабые	1,44	_	_
	_	$\frac{1}{2}$	2,15	» »	1,39	_	-
Charry	2,06	1	2,11	Сильные Оч. слабые	1,31	_	_
Средние		1	2,07		1,22		
»	2,03	1	2,03 1,97	» » » »	1,17		
_		1	1,92	» » » »	1,15		

Несомненно, зеленовато-черный минерал является новым минеральным видом, поскольку он по своим свойствам ни к одному из известных минералов не подходит, но отсутствие химического анализа, из-за невозможности выделить его в чистом виде, не позволяет нам дать ему название, так же как этого не смог сперва сделать и К. Фрондель, описавший его первоначально (1949) как «неопределенный дюфренитоподобный минерал».1

Зеленовато-черный минерал быстро изменяется и в периферической части темнозеленой зоны почти всюду представлен измененной разностью. Процесс изменения его проявляется первоначально в том, что слегка меняется схема илеохроизма, сперва от синевато-зеленого по Np до желтовато-бурого по Ng, а затем от зеленого по Np до темнобурого по Ng. Параллельно с этим увеличиваются показатели преломления его, он становится прозрачным, приобретает радиально-волокнистое строение и не отличается от типичного рокбриджеита.

С черновато-зеленым минералом тесно ассоциирует другой минерал светложелтовато-зеленого или яблочнозеленого цвета, он по своим

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> В процессе печатания данной работы появилась статья М. Л. Линдберг и К. Фронделя (American Mineralogist, v. 35, № 11—12, 1950), в которой приводится химический анализ этого минерала, показывающий высокое содержание в минерале ZnO (5,20%). Авторы считают этот минерал цинковым аналогом рокбриджеита и предлагают для него название цинкрокбриджеит.

<sup>4</sup> Труды Минералогического музея, вып. 3

свойствам также не подходит ни к одному из известных минералов и встречается в виде небольших пятен среди темнозеленой зоны, имеющих хорошо видимое под микросконом агрегативное строение. Яблочнозеленый минерал образует агрегаты мельчайших волокон и чешуек. Последние чаще всего ориентированы без какой-либо закономерности; в отдельных участках появляются волокнисто-лучистые структуры с характерным облачным погасанием, иногла встречаются типичные сферолиты.

В проходящем свете минерал окрашен в желтовато-зеленый цвет и почти не илеохроирует. Только в отдельных шлифах наблюдается слабый илеохроизм от желтовато-зеленого цвета до буровато-зеленого. Спайность у волокон совершенная, удлинение положительное, погасание косое, Ng к спайности образует угол в 18°. Минерал моноклинной сингонии, двуосен, оптически положительный с большим 2 V и очень сильной дисперспей г>v. Показатели преломления его не могли быть точно измерены, но порядок цифр следующий: Np = 1,76; Nm = 1,77; Ng = 1,79; Ng — Np = = 0,03.

Таблица 6 Межплоскостные расстояния яблочнозеленого минерала, желтого и гюролита

Я <b>б</b> лочноз <b>е</b> леный	минерал	Желтый ми	перал	Гюролит (кр	асный)
интенсивность линий	d	интенсивность линий	d	интенсивность линий	d
Слабые двой-	5,89		_		_
ные					
Слабые	3,42	-		_	_
Сильные	3,28	Слабые	3,24		
Средние	3,14	Оч. сильные	3,13	Сильные	3,12
Сильные	2.98	Средние	2,97	Средние	2,95
Слабые	2,88	»	2,97 2,85	»	2.88
	<u>.</u>	_	<u>-</u>	Оч. слабые	2,76
_	_	_		» »	$\frac{2,76}{2,70}$
Оч. слабые	2,63	Средние	2,62	Слабые	2.61
» »	2,56	»	2,55	»	$\frac{-}{2},54$
» »	2.43	Слабые	2,41	»	2,40
» »	2.36			_	_
» »	2.26	Слабые	2,26	Оч. слабые	2,25
Слабые	2,20	Сильные	2,18	Средние	2,17
Оч. слабые	$\frac{2,20}{2,15}$	Средние	2,18 2,14	Оч. слабые	2,13
» »	2,02	Слабые	2,03 1,97	» »	2,03
» »	1,97	»	1.97	» »	1,97
» »	1,93	»	1,93	Слабые	1,92
» »	1,82	( Оч. слабые	1,83		_
Слабые широ-	•	Средние	1,76	Оч. слабые	1,73
кие	1,71	( openie	1,71	Слабые	1,70
Слабые	1,66				
Средние	1,64	Сильные	1,64	Средние	1,63
Оч. слабые	1,58	»	1,58	»	1,57
» »	1,56		<del>_</del>		
» »	1,52	_		_	_
» »	1,50	Слабые широ-	1,49	_	
	- ,	кие	,		
Слабые	1,45	Слабые	1,46		
»	1,43				
Оч. слабые	1,39	Слабые	1,39		
Слабые	1,32			_	
»	1,27				
»	1,18		_		-

Спектральный анализ и произведенные качественные реакции показали, что яблочнозеленый минерал является водным фосфатом железа с небольшими примесями Mn (сильные линии), Са (средние линии) и следами Mg, Si.

По своим оптическим свойствам он не подходит ни к одному из известных минералов и, возможно, представляет собой новый минеральный вид. По внешнему виду он несколько близок к зеленому лудиамиту (ленериту)—  $7 \text{FeO} \cdot 2 \text{P}_2 \text{O}_5 \cdot 9 \text{H}_2 \text{O}$ , типичному продукту изменения трифилина, но показатели преломления его значительно выше (у лудламита Np = 1,650—

1,653; Ng = 1,689-1,697).

Дебаеграмма яблочнозеленого минерала, снятая Н. Н. Слудской, оказалась близкой к дебаеграмме гюролита. Различаются они, главным образом, по изменению интенсивности некоторых линий и небольшому смещению их, при этом описанный выше желтый минерал занимает между ними промежуточное положение, как это видно из табл. 6, приближаясь, однако, к гюролиту. Это дает основание считать, что яблочнозеленый минерал также является фосфатом типа  $m(\text{Fe}, \text{Mn})\text{O} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  и отличается от гюролита только несколько иными коэффициентами m и n.

Как следует из таблицы межилоскостных расстояний, размер решетки яблочнозеленого минерала несколько больше, чем у гюролита, не говоря уже о том, что интенсивности линий их различные, оптические свойства

их совершенно иные.

Arperat волокои и чешуек яблочнозеленого минерала часто замещает дендритоподобные выделения черновато-зеленого минерала и в свою оче-

редь замещается лучистым агрегатом рокбриджента.

В темнозеленой зоне также встречаются мельчайшие включения сульфидов, но они покрыты обычно радужными пленками, свидетельствующими о начавшемся процессе их изменения. В полированных шлифах в этой зоне обнаружены выделения сфалерита, содержащие мельчайшие включения халькопирита, при этом последний почти полностью изменен и превращен в ковеллин, значительно реже в борнит.

# III. КРАСНО-БУРАЯ ЗОНА (ЦЯТНА В КРАЕВОЙ ЧАСТИ ТЕМНОЗЕЛЕНОЙ ЗОНЫ)

Минералы, образующие темнозеленую зону, по направлению к периферической ее части изменяются, приобретая красно-бурую окраску. Изменение это протекает постепенно и весьма неравномерно, вследствие чего переходы от темнозеленой зоны к красно-бурой постепенные и граница между этими двумя зонами весьма неравномерная. Красно-бурая зона обычно не протягивается непрерывной полосой, а представлена отдельными пятнами во внешней части темнозеленой зоны с расплывчатыми, неясными контурами. Эти красно-бурые пятна, размером от 1—2 и даже до 3 см, находящиеся среди темнозеленого, почти черного мелкокристаллического агрегата, придают желвакам измененного трифилина характерный пятнистый облик. Пятна изобилуют многочисленными пустотами, выполненными мельчайшими прозрачными кристалликами розового, оранжевого, желтого, кирпично-красного и светлофполетового цвета. В тех местах, где красно-бурые пятна изменены, они превращены в порошкообразный агрегат розового и белого цвета.

Под микроскопом изменение минералов, слагающих темнозеленую зону, видно во всех деталях. В первую очередь изменяется палаит, который в отдельных участках, обычно по краям и вдоль трещин, начинает слабо плеохроировать от бесцветного до красного тона. Постепенно степень

плеохроизма усиливается и палаит приобретает яркую и очень характерную окраску: по Np — бесцветный, Nm — светлорозовый, иногда буровато-желтый, и по Ng — красно-бурый, яркий. Схема абсорбции Ng > Nm > Np. Одновременно с появлением плеохроизма изменяются и некоторые другие оптические свойства, в частности, увеличивается Ng—Np, которое с 0,008 повышается до 0,013, при этом Np остается без изменения, а Ng увеличивается до 1,662. Изменение это протекает совершенно плавно, и бесцветный палаит переходит в интенсивно окрашенный гюролит.

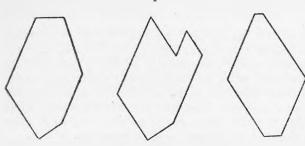


Рис. 11. Типичные разрезы кристаллов гюролита (под микроскопом).

Красно-бурые пятна и состоят в основном из гюролита. Поскольку этот минерал встречается в виде небольших мономинеральных обособлений, он был выделен в чистом виде и более детально изучен. Скопления гюролита обычно состоят из агрегата мельчайших неправильных зерен. По-

следние часто сильно катаклазированы и изменены более поздними, вторичными процессами. Среди этого агрегата в отдельных местах появляются мелкие пустоты, выполненные кристалликами того же гюролита. Кристаллы моноклинной сингонии прозрачные, со стеклянным блеском и с пирамидальным габитусом. Грани призмы обычно развиты незначительно. Весьма обычны параллельные сростки. На гранях пирамиды наблюдается косая штриховка.

Кристаллы, пригодные для измерения на гониометре, встречены не были. Цвет минерала меняется от кирпично-красного до мясокрасного и буровато-красного, при изменении он становится более светлым, розоватым. Черта — розовая, кремовая. Спайность макроскопически не видна.

Твердость около 5. Удельный вес 3,12.

Под микроскопом разрезы кристаллов гюролита имеют характерный

вид, показанный на рис. 11.

Кристаллы удлинены по Ng. Разрезы, параллельные плоскости оптических осей, по отношению к удлинению погасают прямо, на других разрезах наблюдается косое погасание Ng:  $c=70-75^{\circ}$ . Минерал двуосный, оптически отрицательный с большим 2V и сильной дисперсией r>v. Плеохроирует гюролит, как уже указывалось, весьма неравномерно, отдельные пятна в нем плеохроируют в красно-бурых тонах весьма интенсивно, тогда как другие — слабо. Плеохроизм обычно наиболее сильный вокруг включений сульфидов, вдоль трещин, по периферии зерен и в местах, где в той или иной степени проявились процессы окисления. По оптическим свойствам изученный минерал очень близок к гюролиту из месторождения Бранчвилл (табл. 7).

Химический анализ нашего гюролита был произведен О. А. Алексее-

вой и приведен в табл. 8.

Анализ с некоторыми допущениями укладывается в формулу — 4(Mn,Fe)O  $\cdot$  2P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>  $\cdot$  5H<sub>2</sub>O или  $H_4$ (Mn,Fe)<sub>4</sub> (PO<sub>4</sub>)<sub>4</sub>  $\cdot$  3H<sub>2</sub>O, тогда как формула гюролита из Ла Вилат — 5(Mn, Fe)O  $\cdot$  2P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>  $\cdot$  5H<sub>2</sub>O или  $H_2$ (Mn, Fe)<sub>5</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>4</sub>  $\cdot$  4H<sub>2</sub>O.

Гюролит почти всегда в той или иной степени изменен и превращен в целый ряд других очень редких и сложных фосфатов, из которых

Таблица 7 Оптические свойства гюролита

Месторождения	Оптич. знак	2V	Плеохроизм	Np	Nm	Ng	Ng- Np	Дисперсия
Калбинский хр.	_	65— <b>7</b> 5°	Np — бесцветный; Nm — светлоро- зовый, бурова- то-желтый; Ng — красно-бу- рый	1	1,655	1,662	0,013	Сильная r > v
Бранчвилл, шт. Коннектикут; Е. Ларсен, 1921		74°	Np — бесцветный; Nm — светложел- тый, бледно- розовый; Ng — красно-бу- рый	1,647	1,654	1,660	0,013	Сильная r < v

Таблица 8

Онислы	Содержание в %	Моленул. колич.	Суммарное моленул. колич.	Молекул. отнош.
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	39,46 0,42 2,00 1,51 40,80 0,20 1,60 0,20 12,90 0,27 0,43	0,277 0,004 0,012 0,021 0,575 0,005 0,029 0,003 0,717	0,277 0,016 0,596 0,034 - 0,717	2,1
Сумма	99,76			_

наиболее широко распространены манганоштренгит —  $(Fe, Mn)_2O_3 \cdot P_2O_5 \cdot 4H_2O$  и стю артит —  $3(Mn, Fe)O \cdot P_2O_5 \cdot 4H_2O$ . Описание процессов изменения гюролита и образующихся по нему минералов будет дано нами в отдельной работе.

Дебаеграмма гюролита, как видно из табл. 9, совпадает с дебаеграм-

мой палаита и очень близка к дебаеграмме желтого минерала.

Взаимоотношения между этими минералами следующие: гюролит образуется при изменении палаита и отличается от него по составу только несколько повышенным содержанием воды, а главным образом тем, что в нем небольшая часть FeO окислена до Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Окисление сравнительно небольшого количества железа в палаите сразу же сказывается на оптических свойствах минерала (повышение Ng—Np) и обусловливает появление плеохроизма в красно-бурых тонах, но не оказывает влияния (до известного предела) на структуру минерала,

Таблица 9

## Межплоскостные расстояния различных разновидностей гюролита (по Н. Н. Слудской)

Розовые прозр кристаплы лаит II)	(па-	Красно-бур гюролит	ый	Палаит		Желтый мине	рал
пнтенсивность линий	d	интенсивность линий	d	интенсивность линий	d	интенсивность линий	d
					0.00		
-	-	-	-	Слабые	8,80	_	-
_	_	_		»	8,04		_
_	-	_	_	»	4,50	_	
_	_			»	3,99	Слабые	3,99
- 1	_	_		»	3,78	_	
_	_	_	_	»	3,59		
		_		»	3,29	Слабые	3,2
Сильные	3,20	Сильные	3,20	Оч. сильные	3,14	Оч. сильные	3,13
_	-	_		Слабые	3,04	_	_
Средние	2,96	Средние	2,95	Сильные	2,97	Средние	2,9
*	2,85	*	2,88	Слабые	2,87	**	2,88
		Оч. слабые	2,76	_	_		
	_	» »	2,70	_	_	_	_
Слабые	2,61	Слабые	2,61	Средние	2,62	Средние	2,6
30	2,55	»	2,54	Слабые	2,55	- »	2,5
		»	2,40	))	2,40	Слабые	2,4
Слабые	2,30					_	-,
*	2,26	Оч. слабые	2,25	Слабые	2,26	Слабые	2,2
Средние	2,18	Средние	2,17	Средние	2,18	Сильные	2,1
Оч. слабые	2,14	Оч. слабые	2,13	Оч. слабые	2,14	Средние	$\frac{1}{2},1$
_	_,	» »	2,03	» »	2,03	Слабые	$[\frac{1}{2},0]$
Эч. слабые	1,96	» »	1,97	» »	1,98	»	1,9
» »	1,92		1,92	» »	1,92	»	1,9
″Слабые	1,74	Оч. слабые	1,73	"Слабые	1,73		1,0
»	1,70	Слабые	1,70	»	1,71	Слабые	1,7
Средние	1,63	Средние	1,63	Сильные	1,64	Сильные	1,6
средние	1,58	Средние »	1,57	Оч. сильные	1,59	Умльные »	1,5
"	1,50	"	1,57	Слабые широ-	1,54	Слабые широ-	$\frac{1,0}{1,4}$
_	_		_	1	1,49	кие	1,4
				кие		Слабые	4 2
_				Слабые	1,45	Слаоые	1,4
	_	_	_	Оч. слабые	1,43	_	
		_	_	» »	1,41	0-26	4 0
-	_	_	-	Слабые	1,38	Слабые	1,3
-		_	_	»	1,35	»	1,3
_	_	_		»	1,29	_	
_		_		Оч. слабые	1,23	_	_
_		_		Слабые	1,20		_

поскольку дебаеграммы палаита и гюролита идентичны. Таким образом,

гюролит по существу является слегка окисленным палаитом.

Параллельно с изменением палаита и переходом его в гюролит происходит изменение и черновато-зеленого минерала, по которому развивается темнозеленый лучистый агрегат рокбриджента (минерал из группы дюфренита). Последний образует веерообразно расходящиеся сноиовидные, волокнистые агрегаты, хорошо видимые макроскопически. Они обычно тесно ассолиируют с гюролитом, часто располагаются среди его выделений. По внешнему виду минерал необычайно напоминает дюфренит из пегматитов Баварии (Гагендорф), где он также образуется в результате изменения трифилина. Последние работы показали, что этот лучистый минерал из Баварии и некоторых других пегматитовых месторождений,

ранее определенный как дюфренит (краурит), является новым минеральным видом — рокбриджентом (Fe, Mn) $^{11}$ Fe $_4$  $^{111}$ (PO $_4$ ) · (OH) $_5$ .

Переход черновато-зеленого минерала в рокбриджент — явление необычайно широко распространенное; почти весь черновато-зеленый минерал в периферических участках темнозеленой зоны в той или иной степени

затронут этим пропессом.

Рокбриджевт под микроскопом резко отличается своими веерообразно расходящимися волокнистыми агрегатами и характерным плеохроизмом в зеленых и бурых тонах. Минерал имеет тонкопластинчатое строение и представлен агрегатом волокон, имеющих в определенном сечении чешуйчатое строение. Спайность у волокон в двух направлениях: совершенная вдоль удлинения и ясная, поперечная, перпендикулярная к первой. Удлинение волокон положительное, погасание почти прямое. Оптические свойства минерала представлены в табл. 10, где для сравнения приведены оптические свойства рокбриджеита из различных месторождений (по К. Фронделю, 1949).

Таблица 10
Оптические свойства рокбриджента

	Калбинский хр.	Флетчер Мейн, Нью- Гемпшир, США	Рокбридж Каунти Виргиния, США	Палермо Мейн, Нью-Гемншир, США
Np Nm Ng Ng—Np	Более 1,80 0,020—0,025	1,875 1,880 1,897 0,022	1,873 1,880 1,895 0,022	1,875 1,890 1,920 0,45
Плеохроизм:				
Np	Светлобурый	Светлобурый	Светложелто-бу- рый	Светложелто-бу- рый
Nm	Желто-зеленый	Синевато-зеленый	Синевато-зеленый	Светлооливково-
Ng	Темнозеленый	Темносиневато- зеленый	Темносиневато- зеленый	Темнооливково- зеленый
Абсорбция Оптический знак	Ng > Nm > Np	Ng > Nm > Np	Ng > Nm > Np	Ng > Nm > Np
2V	Порядка 60°	Средний	Средний	Средний до боль-
Дисперсия	Очень сильная r < v	r < v	-	_

По характеру плеохроизма выделяются три типа рокбриджеита: 1) нормальный рокбриджеит со схемой плеохроизма, указанной в табл. 10 (наиболее широко распространен); 2) рокбриджеит с обратной схемой плеохроизма: по Ng — бурый, а по Np — темнозеленый; 3) рокбриджеит с зонально-концентрическими полосами, одни из которых плеохроируют от бурого к темнозеленому, а другие — от светлобурого к темнобурому. Последний тип встречается редко и представляет собой начальную стадию изменения рокбриджеита.

Подобные темнозеленые волокнистые, радиально-лучистые водные фосфаты Fe распространены во многих пегматитах мира и являются обычным продуктом изменения трифилина. В литературе они описывались под собирательным названием дюфренита или краурита. Однако, как показали

Таблица 11 ежплоскостные расстояния рокбриджента и дюфренита

Темнозеленый ро жеит, Калбински	кбрид-	Рокбриджен Рокбридж Каз США	IT,	окбриджента и Измененный те рый рокбрид Калбинский	мнобу-	Дюфрен	ит
интенсивность линий	d	интенсивность линий	d	ингенсивность линий	d	интенсив- ность линий	d
	_	-	-	_	-	3	12,33
-	_	1	8,41	-	7.01	-	-
_		_	6.00	Оч. слабые	7,21	1	6,90
		2	6,90	_		1	6,54
				_	_	1	6,10
	_			_	_	9	5,05
	_	1	4,83	_	_	1	4,04
_	_	1	4,64	Слабые	4,46	3	4,4
		1	4,34	»	4,30	_	-
		1	4,19	_	_	4	4,1
<del></del>	_		_		-	1 1	3,79
	_	_	_	_	-	2	3,6
Средние	3,55	3	3,58	Сильные	3,63	1	3,54
—		1	3,43			9	3,4
Средние	3,31	2	3,37	Сильные	3,38	_	3,2
-	2.04	40	3,18	Оч. сильные	3,19	8	3,1
Оч. сильные Средние	3,21 3,00	10	3,02	Слабые	3,06	4	3,0
Средние		1	2,94				_
Оч. сильные	2,89	1	2,85			5	2,8
		_	9.70	Средние	2,81	2	2,8
Слабые	2,73 2,64	3 2	$\begin{bmatrix} 2,76 \\ 2,67 \end{bmatrix}$	Оч. слабые	2,71	3	2,6
Средние Слабые	2,56	3	2,59	Слабые	2,60	1	2,5
Chaone	2,00		-	_	-	1	2,5
Слабые	2,38	5	2,42	Сильные	2,42	5	2,4
-	0.05	1	2,33 2,26	Оч. слабые	2,30	1 2	2,3
Оч. слабые	2,25	2	2,26	Слабые	2,20	2	2,2
Слабые	2,14	1	$\frac{2,26}{2,16}$		1 —	2	2,1
-		_		Оч. слабые	2,12	6	2,1
Слабые	2,08	3	2,06	Средние	2,07	4	$\begin{vmatrix} 2,0\\2,0 \end{vmatrix}$
Средние	2,03	_		Ξ		1	2,0
Средние	1,94	3	1,96	Средние		3	1,9
Слабые	1,92	1	1,94	Оч. слабые	_	1	1,9
		2	1,90	» »	1,85	1	1,8
Средние	1,83	3	1,84	Средние Оч. слабые	1,81	1 1	1,8
Слабые	1,79		1,00	Oq. Calabble	-,01	1	1.7
	_	_	1,75	_		1	1,7
-		_	l	Слабые	1,73	1	1,7
Средние	1,70	1	1,71	))	1,70	1 1	1,6
»	1,67	1	1,69	*	1,66	1	11,6
Средние	1,63	1	1,64	_		i	1,6
_	-			_	-	1	1,6
Оч. сильные	1,58	8	1,59	Сидьные	1,60	_	
Слабые	1,54	1 1	1,55	Оч. слабые Слабые	1,54		-
Средине	1,53	1	1,51	— Cartaonio	_	_	
	_	î	1,48	Оч. слабые	1,49	-	-
Слабые	1,45	1	1,46	Слабые	1,47	-	_
»	1,38	1	1,39	) )	1,39	-	-
Слабые	1,29	3	1,29	Оч. слабые Слабые	1,30	=	-
	1,49	2	1,26		-		1
Слабые	1,24	1	1,24	Слабые	1,25	-	1
_	_		_	Оч. слабые	1,22	-	1 -
		1	1,15	Слабые	1,15		-

последние работы, под этим названием до последнего времени фигурировали различные минералы, обладающие сходными внешними физическими и оптическими свойствами, но различающиеся несколько по составу и структуре. К. Фронделем (1949) выделены из этой группы собственно дюфрениты, имеющие состав —  $\mathrm{Fe^{II}Fe_4^{II}(PO_4)_3(OH)_5 \cdot 2H_2O}$  и встречающиеся в осадочных железорудных месторождениях, и рокбриджеиты —  $\mathrm{Fe^{II}Fe_4^{II}(PO_4)_3(OH)_5}$ , образующиеся чаще всего в зоне окисления пегматитовых жил.

Как ноказало рентгенографическое исследование, произведенное Н. Н. Слудской, минерал из трифилиновых желваков пегматитов Калбинского хребта (табл. 11) по своей дебаеграмме должен быть скорее отнесен к рокбридженту, нежели к дюфрениту. Но и от эталонного рокбриджента из Рокбридж Каунти (США) он отличается тем, что решетка его несколько более сжата (межплоскостные расстояния несколько меньше, чем у эталонного рокбриджента), что, возможно, вызвано несколько иным соотношением в содержании  $\mathrm{Fe_2O_3}$ ,  $\mathrm{FeO}$  и MnO, по сравнению с образдом из Рокбриджа.

Если палаит в периферической зоне желваков изменяется и переходит в гюролит, то желтый минерал остается почти без изменения. Только в отдельных участках он приобретает плеохроизм в желтых и розовых

тонах, при этом повышается его двойное лучепреломление.

Таким образом, красно-бурая зона желваков трифплина состоит в основном из гюролита, рокбриджента и небольшого количества желтого минерала. Помимо них, среди этой зоны под микроскопом обнаружен пелый ряд других фосфатов, которые не могли быть нами выделены в чистом виде из-за необычайно малого размера. По своим оптическим свойствам они не могли быть идентифицированы ни с одним из известных минералов. Из этих фосфатов особенно широким развитием пользуются два минерала, которые нами описываются ниже под условными названиями.

#### Бесцветный, оптически положительный минерал

Этот минерал обычно образует неправильные выделения среди гюролита. В отдельных шлифах он явио развивается по гюролиту и цинкрокбридженту и содержит включения их, в других случаях реликты его находятся в гюролите. Иногда выделения его имеют таблитчатую

форму. Обычно он сильно катаклазирован.

Минерал под микроскопом беспветный, спайность в двух взаимно-перпендикулярных направлениях, из которых одна развита значительно лучше другой. Вдоль наилучшей спайности колеблется Ng. Погасание косое. Угол погасания относительно следов лучшей спайности  $19^\circ$ , на разрезах, перпендикулярных оптической оси, погасание прямое. Минерал моноклинной сингонии. Ng — Np = 0.020 — 0.0025. Отличается необычайно сильной дисперсией r > v, которая обусловливает появление у него в поляризованном свете при погасании аномальной яркосиней окраски. Двуосный, оптически положительный с весьма небольшим  $2V = 10-15^\circ$ . Показатели преломления больше гюролита, порядка 1.68-1.70.

# Бесцветный, оптически отрицательный минерал

Этот минерал встречается в виде идиоморфных кристаллов, находящихся среди палаита, или же в виде неправильных выделений, развивающихся по гюролиту, цинкрокбриджеиту и предыдущему, бесцветному. Кристаллы его вытянуты и имеют в шлифах характерные, удлиненные

сечения (рис. 12). В отдельных случаях наблюдается отчетливое зонарное строение. Под микроскопом минерал бесцветный, не плеохроирует. В некоторых образцах его удалось обнаружить и под бинокулярной лупой.

Он белого, светлоголубого цвета и образует мелкозернистый, местами порошковатый агрегат, развивающийся по гюролиту. Спайность у минерала совершенная в одном направлении и две менее совершенные под углом в 63° к

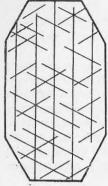


Рис. 12. Форма верен бесцветного, оптически отрицательного минерала.

Спайность у минерала совершенная в одном направлении и две менее совершенные под углом в 63° к первой. Погасание косое, на разрезах, параллельных плоскости оптической оси, прямое. Минерал моноклинной сингонии. Вдоль наилучшей спайности минерала колеблется Ng. Угол погасания Ng: c=70-71°. Двойное лучепреломление высокое Ng - Np = 0.033; минерал двуосен, оптически отрицательный со средним 2V порядка  $30-40^\circ$ . Дисперсия сильная r < v. Показатели преломления, измеренные в иммерсионных жидкостях, оказались равными: Np = 1.685 + 0.003:  $Nm = 1,708 \pm 0,003$ ;  $Ng = 1,718 \pm 0,003$ . По оптическим данным несколько приближается к фосфосидериту, но все же отличается от него (показатели преломления несколько ниже, не плеохроирует, иной угол погасания).

Среди краспо-бурой зоны, так же как и среди предыдущих, встречаются в большом количестве мелкие включения сульфидов, которые все в той или иной степени изменены и обычно с поверхности превращены в лимонит.

# Минералы пустот

Красно-бурая зона, так же как и периферическая часть темнозеленой, изобилует многочисленными пустотами, выполненными преимущественно теми же минералами, из которых состоят сами эти зоны. Пустоты в одних случаях почти нацело заполнены этими минералами, в других случаях только стенки их покрыты мельчайшими кристалликами. Образование этих пустот путем растворения измененного трифилина сомнения не вызывает, тем более, что в отдельных случаях пустоты имеют сильно вытянутую форму и переходят в трещины, выполненные теми же кристалликами, что и пустоты. В других случаях явно видно, как пятна гюролита изменены, выщелочены и превращены в рыхлый порошковатый агрегат, среди которого находятся пустоты неправильной формы, изобилующие мелкими прозрачными кристаллами того же гюролита.

Таким образом, образование этих пустот и выполняющих их минералов связано с процессами растворения фосфатов и последующего их

переотложения.

Соответственно с теми минералами, которые выполняют пустоты, мы выделяем следующие типы пустот.

# 1. Пустоты, выполненные кристалликами палаита II генерации

В пустотах гюролита, так же как и вдоль трещин, проходящих в краснобурой и темнозеленой зоне, встречается большое количество мельчайших прозрачных кристалликов, бесцьетных или слабо окрашенных в светлорозовый, оранжевый или гвоздично-бурый цвет. Как правило, когда они находятся среди палаита темнозеленой зоны, они бесцветны или окрашены

в гвоздично-бурый цвет. Тогда же, когда они встречаются среди пятен гюролита, окраска их розовая, оранжевая или светлофиолетовая. Одиночные кристаллы встречаются необычайно редко, обычно наблюдаются параллельные сростки. По общему габитусу они напоминают кристаллы гюролита, отличаясь от них, главным образом, более светлой окраской. Кристаллы моноклинной сингонии и представлены комбинациями граней призмы и граней пирамид нескольких типов. В зоне призм развивается большое количество вицианальных граней, вследствие чего у кристаллов ноявляется на гранях призмы характерная штриховка. Под микроскопом такие кристаллики часто имеют характерные ромбические сечения, погасающие прямо по отношению к диагонали ромба. На некоторых разрезах наблюдается неясная спайность, параллельная одной из сторон ромба.

Оптические свойства минерала совершенно идентичны палаиту. Под микроскопом он бесцветен с Ng—Np = 0,008—0,009. Погасание косое, Ng:c=70—75°. Двуосен, оптически отрицательный с 2V порядка 65—75°, дисперсия осей отсутствует или едва заметна. Показатели преломления, как видно из табл. 12, у различно окрашенных кристаллов несколько колеблются.

T аблица 12 Показатели преломления различных разновидностей минералов группы паланта-гюролита  $(\pm~0,002)$ 

Минералы	Np	Nm	Ng	Ng-Np	Окраска в шлифе	Дисперсия
Розовые кристаллы	1,636	1,641	1,645	0,009	Бесцветен	Нет
Бесцветные кристаллы	1,638	1,644	1,647	0,009	»	»
Светлые гвоздично-бу-	'	,	,	,		
рые кристаллы	1,639	1,644	1,647	0,008	»	»
Светлофиолетовые кри-						
сталлы	1,641	1,645	1,649	0,008	»	»
Темнооранжевые кри-						
сталлы	1,641		1,650		»	»
Палаит	1,650	1,654	1,658	0,008	»	Слабая
						r > v
Желтый минерал	1,642	1,650	1,660	0,018	Плеохроирует от	Оч. сильная
					бесцветного до	r > v
					желтого	
Гюролит	1,649	1,655	1,662	0,013	Плеохроирует от	Сильная
					бесцветного до	r > v
					красно-бурого	

Спектральные анализы различно окрашенных разностей показали примерно один и тот же состав с небольшими колебаниями в интенсивности линий Al, Mg (от следов до средних), Si (следы слабые). Характерно появление в большинстве из них примесей As, Sb, Ph, Cu (следы, слабые), при этом линии As доходят до средних.

Дебаеграммы <sup>1</sup> этих прозрачных, находящихся в пустотах, кристалликов оказались идентичными с налаитом, гюролитом и желтым минералом (см. табл. 9), что, несомненно, свидетельствует о том, что все они представляют собой разновидности одного и того же минерала—гюролита.

В пустотах темнозеленой зоны кристаллы палаита II всегда бесцветны и находятся чаще всего среди выделений палаита I, при этом ассоциируют

 $<sup>^{\</sup>rm 1}$  Дебаеграммы снимались в Институте геологических наук Академии Наук СССР Н. Н. Слудской.

они с мелкими кристаллами желтого минерала, замещая их и развиваясь по ним (рис. 13). На гранях этих кристаллов иногда нарастают мельчайшие иголки темнозеленого рокбриджента II генерации, так что последовательность образования минералов пустот всегда следующая:

желтый минерал II, палаит II, рокбриджент II.

В тех случаях, когда кристаллы паланта II встречаются в пустотах разрушенного гюролита, окраска их обычно розовая или оранжевая. Очень часто на них, а иногда и внутри них, находятся мельчайшие иголочки рокбриджента II, образующие характерные «солнца» (рис. 14).

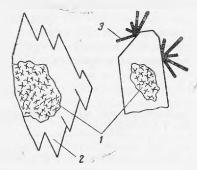


Рис. 13. Последовательность выделения кристаллов II генерации в пустотах темнозеленой зоны.

I — желтый минерал; 2 — кристаллы палаита II; 3 — иголочки рокбриджеита II.

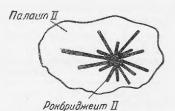


Рис. 14. «Солнце» иголок рокбриджеита II генерации в палаите II.

# 2. Пустоты, выполненные кристаллами вилатеита

Среди пустот гюролита были обнаружены мельчайшие кристаллики светлофиолетового цвета, оказавшиеся марганцевой разностью фосфосидерита, весьма редким минералом вилатеитом — (Mn, Fe) $_2$ O $_3$  ·  $P_2$ O $_5$  ·  $_4$ H $_2$ O $_5$  .

Подробное описание этих кристаллов было дано нами ранее (Гинзбург, 1950). Среди пустот, выполненных вилатеитом, кристаллы палаита II

всегда отсутствуют.

# 3. Пустоты, заполненные гипсом

Такие пустоты встречаются часто среди измененной темнозеленой зоны, а также среди разрушенного гюролита. Пустоты обычно нацело заполнены зернистым агрегатом или кристалликами гипса белого и розового цвета. Размер отдельных зерен гипса доходит в отдельных случаях до 5—7 мм. Вокруг пустот фосфаты обычно сильно разрушены и превращены в порошковатый агрегат.

Возникновение подобных пустот растворения, в отдельных случаях заполненных гипсом, несомненно, связано с растворяющим действием серной кислоты, образующейся при окислении включений сульфидов, главным образом, пирита и арсенопирита. Под действием  $\rm H_2SO_4$  фосфаты растворяются, из сульфидных растворов, при наличии здесь же Ca-содержа-

щих минералов (включения апатита и графтонита, изоморфные примеси  $\mathrm{Ca}$  в трифилине), выпадает гипс, в результате чего концентрация ионов  $\mathrm{[SO_4]''}$  в растворе резко уменьшается и создаются условия для кристаллизации водных фосфатов  $\mathrm{Fe}$  и  $\mathrm{Mn}$ , образующих мелкие кристаллы второй генерации. Возможно, вследствие этого подобные кристаллы палаита  $\mathrm{II}$  содержат небольшие примеси такого, например, элемента, как  $\mathrm{As}$ .

#### IV. ТЕМНОБУРАЯ ЗОНА

Граница между темнозеленой или красно-бурой зоной и следующей, темнобурой, обычно резкая и отчетливая. Темнобурая зона состоит из агрегата ряда минералов, трудно поддающихся определению, поскольку показатели их преломления весьма высокие и все они интенсивно окрашены в темнобурый цвет, так что собственная окраска их маскирует интерференционные окраски. Среди этого агрегата наибольшее распространение имеют три минерала, образующие в отдельных участках небольшие мономинеральные скопления, из которых их удавалось в небольшом количестве выделить. Ниже приводится описание этих минералов.

# Измененный, бурый рокбриджент

На многих образдах хорошо видно, как веерообразно расходящийся лучистый агрегат темнозеленого рокбриджента по мере приближения к периферии постепенно изменяется, приобретая темнобурую окраску. Переход зеленого рокбриджента в бурую разность наблюдается весьма часто в пределах одних и тех же волокон минерала. Цвет таких радиально-расходящихся волокон-пластинок темнобурый, в тонких осколках — красно-бурый, черта буровато-желтая. Твердость, блеск и другие физические свойства минерала при этом существенно не изменяются. Удельный вес его 3,29.

Под микроскопом такой измененный минерал отличается от рокбриджента прежде всего иной оптической ориентировкой (удлинение волокон отрицательное), другими тонами плеохроизма (Np — темнобурый, Nm — бурый, Ng — светлобуровато-желтый), несколько большим Ng—Np = 0,030 и обратной схемой дисперсии — r>v.

Оптически он положительный, так же как и темнозеленый рокбриджеит, угол оптических осей средний. Дебаеграмма такой бурой разности по существу идентична дебаеграмме нормального темнозеленого рокбриджеита (см. табл. 11), отличаются они только тем, что измененная бурая разность имеет слегка увеличенные межплоскостные расстояния, т. е. решетка этого минерала слегка расширена по сравнению с нормальной, что является, очевидно, результатом окисления.

Совершенно аналогичные же процессы изменения рокбриджеита и дюфренита из различных месторождений были уже давно описаны в литературе (Карстен, 1827; Дистервег, 1863) и в последнее время сведены К. Фронделем (1949). Согласно этим работам, появление темнобурой окраски минералов группы дюфренита связано с полным окислением всего FeO до  $Fe_2O_3$ . Такие окисленные минералы имеют, по данным некоторых старых анализов, формулу —  $Fe_5^{III}(PO_4)(OH)_{12}$ . По внешнему виду и оптическим свойствам они неотличимы от бераунита, который образуется, возможно, таким же путем и имеет сходный состав —  $Fe_5^{III}(PO_4)_3(OH)_6 \cdot 2H_2O$ , но дает иную дебаеграмму.

# Сиклерит

Реликты трифилипа, находящиеся в этой зоне, всегда изменены и превращены в минералы группы сиклерита —  ${\rm Li_2O} \cdot 4({\rm MnO} + {\rm Fe_2O_3}) \cdot 2{\rm P_2O_5}$ . Они встречаются в виде темнобурых скоплений с хорошо развитой спайностью в двух взаимно-перпендикулярных направлениях. Твер-

дость минерала около 4, черта его бурая.

Под микроскопом отчетливо видно, что скопления неоднородные и состоят из нескольких бурых минералов. Основную массу скоплений составляет минерал, окрашенный в красно-бурые тона, плеохроирующий от темнокрасно-бурого, иногда темнокарминово-красного по Np, до желтовато-бурого по Ng. Спайность у минерала такая же, как и у трифилина, погасание прямое. Оптический знак отрицательный, 2V небольшое, дисперсия очень сильная r v, показатели преломления порядка 1,70—1,74.

Таблица 13 Химический анали: сиклерита (аналитик О. А. Алексеева)

Окислы	Сиклерит, Калбинский хр., 1949	Окислы	Синлерит, Калбинский хр., 1949
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	43,00 1,73 30,53 — 14,93 1,20 2,10	Li <sub>2</sub> O	2,30 0,20 1,30 1,00 1,00

Как видно из анализа, сиклерит отличается от трифилина резко пониженным содержанием  ${\rm Li_2O}$  и присутствием вместо  ${\rm FeO}$  — окиси  ${\rm Fe_2O_3}$ , а также несколько повышенным количеством  ${\rm Al_2O_3}$ ,  ${\rm CaO}$  и  ${\rm H_2O}$ . По своему составу он наиболее близок к сиклериту из месторождения Левлунден в Швеции, отличаясь от него, так же как и от других сиклеритов, пониженным содержанием  ${\rm Li_2O}$ , которое вместо обычных 3.2—4% достигает только 2.3%. Во многих шлифах отчетливо видно, как по сиклериту развивается минерал группы гетерозита.

Количество сиклерита в различных желваках сильно колеблется. в одних желваках его почти иет, в других его очень много. Судя по форме его выделения, можно предполагать, что он образовался в результате

окисления реликтов трифилина.

# Крыжановскит

На границе между красно-бурой или темнозеленой и темнобурой зоной в отдельных желваках появляются скопления бурого минерала, отличающегося необычайно характерным бронзовым цветом на плоскостях спайности, делающим его несколько похожим на бронзит.

Размер выделений минерала в отдельных образцах достигает до 1—3 см. Форма выделений его неправильная, в отдельных случаях появляют-

ся плохо образованные кристаллы, имеющие в поперечном сечении вид

неправильного, изометрического восьмиугольника.

Цвет минерала бурый, зеленовато-бурый, черта светлобурая, желтовато-бурая. Спайность весьма совершенная в одном направлении, предположительно по (001), вдоль которой минерал раскалывается на тонкие чешуйки. На плоскостях спайности характерный бронзовый отблеск. Блеск — стеклянный, несколько матовый. Твердость около 4; удельный вес 3,31 (пикнометрически).

Под микроскопом видно, что минерал представлен агрегатом изометрических зерен или неправильными выделениями, находящимися среди сиклерита. Окрашен он в желто-бурый пвет и интенсивно илеохроирует по схеме: Np — винножелтый, Nm — оранжево-бурый, Ng — краснобурый, Ng > Nm > Np. Вследствие сильной дисперсии у минерала в момент погасания появляется аномальная, очень яркая темнозеленая окраска. Спайность весьма совершенная в одном направлении и значительно хуже выраженная в перпендикулярном. Погасание косое, угол погасания по отношению к следу спайности  $9^{\circ}$ . Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости спайности. Минерал моноклинной сингонии. Знак главной зоны отрицательный. Двуосный, оптически положительный с  $2V = 40-45^{\circ}$ , дисперсия необычайно сильная r < v. Ng — Np = 0,030 (определено компенсатором Берека). Показатели преломления, измеренные в сплавах, оказались: Np = 1,79  $\pm$  0,01; Ng = 1,82  $\pm$  0,02.

Химический анализ минерала, произведенный О. А. Алексеевой в Институте геологических наук Академии Наук СССР, дал следующие резуль-

таты (табл. 14).

Таблица 14 Химический апализ крыжановскита

Окислы	Содержание в %	Молекул. колич.	Суммарное молекул. колич.	Молекул отнош.
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	35,30 34,62 16,39 1,30 1,50 HeT » 8,75 0,95 0,56	0,249 0,217 0,231 0,032 0,026 — 0,486	0,249 0,217 0,289 — 0,486 —	1,0,87 1,16 — 1,95 —
Сумма	99,37		_	_

Формула минерала получается в виде:  $1,16R^{11}0\cdot0.87Fe_2O_3\cdot P_2O_5\cdot 2H_2O$ , где  $R^{11}=Mn$ . Са, Mg, но поскольку небольшая часть MnO могла быть окислена до  $Mn_2O_3$ , то количество  $RO^{11}$  может быть несколько меньше, а  $R_2^{111}O_3$ — несколько больше, поэтому мы можем в первом приближении считать, что минерал имеет состав:  $(Mn, Ca, Mg)O \cdot Fe_2O_3 \cdot P_2O_5$ .  $2H_2O$  или  $(Mn, Ca, Mg)Fe_2^{111}(PO_4)_2(OH)_2 \cdot H_2O$ .

Таким образом, минерал относится к группе водных основных фосфатов, в которых все жслезо находится в виде  $\mathrm{Fe_2O_3}$ , а весь марганец в виде  $\mathrm{MnO}$ , т. е. он близок к группе дюфренита — рокбриджеита, но дебаеграмма его отлична от дебаеграмм минералов этой группы, что видно из табл. 15.

Таблица 15
Межплоскостные расстояния крыжановскита

Интенсивность линий	d	Интенсивность линий	d	Интенси»ность линий	đ
Слабые » Оч. слабые » Оч. сильные Слабые » Средние	4,97 4,67 4,25 3,86 3,45 3,33 3,14 3,08 2,99 2,71	Средние  »  »  Слабые Средние Сильные Оч. сильные	2,62 2,52 2,39 2,32 2,20 2,13 2,06 2,00 1,90 1,85	Оч. сильные  »	1,82 1,77 1,73 1,67 1,61 1,56 1,53 1,50 1,48 1,45 1,34 1,30

По своему составу, физическим и оптическим свойствам, а также по данным рентгенометрических исследований он не подходит ни к одному из известных минералов и представляет собой новый минеральный вид, названный нами в память о выдающемся русском минералоге, профессоре

Владимире Ильиче Крыжановском — крыжановскитом.

Поскольку крыжановскит содержит все железо в виде  $Fe_2O_3$ , то он мог образоваться при окислении фосфата, содержащего FeO и MnO. Если пересчитать в приведенном анализе все  $Fe_2O_3$  на FeO и произвести соответствующий пересчет анализа, то он хорошо укладывается в формулу —  $3(Fe, Mn)O \cdot P_2O_5 \cdot 2H_2O$ , которая отличается только по содержанию воды от формулы стюартита —  $3(Fe, Mn)O \cdot P_2O_5 \cdot 4H_2O$ , с которым он часто ассоциирует и который образуется при изменении гюролита. Таким образом, крыжановскит является новым минеральным видом, образовавшимся при частичном окислении водных фосфатов типа гюролита — стюартита. С другой стороны, во многих шлифах отчетливо видно, что он развивается по сиклериту, так что многочисленные реликты последнего, сохраняющие единую оптическую ориентировку, находятся в крыжановските и замещаются им.

По своему составу крыжановскит отличается от сиклерита —  ${\rm Li}_2{\rm O} \cdot 4({\rm MnO} + {\rm Fe}_2{\rm O}_3) \cdot 2{\rm P}_2{\rm O}_5$  по отсутствию лития и наличию воды, поэтому образование его может быть связано и с выносом лития из

сиклерита, сопровождаемого гидратацией последнего.

По крыжановскиту развивается изотропный минерал, окрашенный в светложелтый цвет и имеющий в некоторых случаях колломорфную структуру. Этот же минерал заполняет в некоторых случаях и пустоты в нем. Показатель преломления желтого изотропного минерала порядка 1,58—1,60. По этим данным он ближе всего приближается к водному фосфату железа — конинкиту —  $\mathrm{Fe_2O_3} \cdot \mathrm{P_2O_5} \cdot \mathrm{6H_2O}$ .

#### V. ЧЕРНАЯ ЗОНА

Темнобурая зона по краям постепенно приобретает черную окраску и характерный смолистый блеск. Состоит она из ряда коллоидных минералов черного цвета, окрашенных в шлифах в темнокрасный и темнобурый цвет. Большинство из них отличается развитием типичных колломорф-

ных структур. Часто под микроскопом видно, что среди непрозрачных черных бесформенных выделений появляются характерные красно-бурые и карминово-красные концентрические полосы, чередующиеся друг с другом и образующие самые неправильные, причудливые узоры. Во многих образцах наблюдаются натечные образования, состоящие из таких же темноокрашенных минеральных агрегатов с характерной радиальнолучистой и сферолитовой структурой.

Переход от минералов предыдущей зоны — бурого рокбриджеита, сиклерита и крыжановскита к этим колломорфным образованиям постепенный: теряются очертания верен, усиливается окраска, и кристалличе-

ский агрегат вышеописанных минералов постепенно переходит в черную, сплошную массу с характерным смолистым блеском. Часто эти же явления наблюлаются и вдоль трещин темнобурой зоне, вследствие чего среди зерен рокбриджеита и крыжановскита появляются черные и карминово-красные прожилки колломорфной структуры. Некоторые из этих красно-бурых полупрозрачных прожилков изотропны.

В других случаях под микроскопом видно, как по выделениям сик-

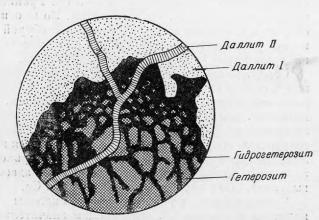


Рис. 15. Образование гидрогетерозита (черный) по гетерозиту. Вокруг черного гидрогетерозита слабо двудреломляющий агрегат даллита І. Гетерозит, гидрогетерозит и даллит пересекаются белыми опалоподобными прожилками даллита ІІ с характерной волокнистой структурой.

перита и гетерозита развивается черный непрозрачный минерал, полностью замещающий его по мере приближения к краям зоны (рис. 15). Твердость этого минерала 5, черта темнокоричневая, под микроскопом он черный и непрозрачный, в краях просвечивает темнобурым цветом. Показатели преломления больше 1,8.

Аналогичные явления были описаны П. Квенселем (Quensel, 1937) для гетерозита из месторождения Варутреск в Швеции. Как и в нашем случае, по гетерозиту, там также развивался черный непрозрачный минерал, оказавшийся фосфатом  $\mathrm{Fe^{III}}$  и  $\mathrm{Mn^{III}}$ , содержащим 14%  $\mathrm{H_2O}$  и названный П. Квенселем г и д р о г е, т е р о з и т о м. Хотя П. Квенсел не выводит для этого минерала определенной формулы, но если пересчитать приводимый им анализ, то формула гидрогетерозита должна иметь вид — (Fe,  $\mathrm{Mn})_2\mathrm{O}_3$ :  $\mathrm{P_2O_5}$ :  $\mathrm{3H_2O}$  или (Fe,  $\mathrm{Mn})\mathrm{PO}_4$ :  $\mathrm{1^1/_2H_2O}$ .

Подобные же колломорфные железистые фосфатные гели описаны Г. Лаубманном и Г. Штейнметцом (Laubmann u. Steinmetz, 1920) из пегматитов Баварии, где они также образуются при изменении рокбриджента (описанного Г. Лаубманном как краурит), штренгита и фосфосидерита.

Помимо пегматитовых месторождений, фосфатные гели подобного же рода широко развиты в месторождениях бурого железняка осадочного происхождения, где им давно уже присвоили название железной смоляной руды (Eisenpecherz).

<sup>5</sup> Труды Минералогического музея, вып.3

В темнобурой и особенно в черной зоне отсутствуют обычно включения сульфидов, но в большом количестве встречаются мелкие пустоты, выполненные лимонитами. Последние в отдельных случаях имеют скелетную структуру, характерную для лимонитов, образовавшихся по пириту. Образование их в результате окисления сульфидов сомнения не вызывает.

#### VI. СЕРАЯ ХАЛЦЕДОНОВИДНАЯ ОТОРОЧКА

Как уже указывалось, желваки измененного трифилина окаймляются халцедоноподобной оторочкой серого или светлобурого цвета толщиной от нескольких миллиметров до 2—3 см. Граница между этой оторочкой и черной зоной резкая, но извилистая. Во многих местах халцедоновидная оторочка проникает в глубь черной, темнобурой и даже темнозеленой зоны и явно развивается по ней, так что в ней иногда встречаются черные и тем-

нобурые пятна — реликты замещенных зон.

Серая, напоминающая халцедон, каемка обычно имеет пористое строение и содержит бесчисленное количество небольших пустот, стенки которых выполнены мельчайшими сферолитами, состоящими из того же вещества, что и сама каемка. Серый или светлобурый минерал имеет вид застывшего студня и весьма напоминает халцедон, но отличается меньшей твердостью (порядка 5) и тем, что растворяется при нагревании в HCl, выделяя при этом большое количество пузырьков  $CO_2$ . При нагревании в закрытой трубке растрескивается и распадается в порошок, воды не выделяет. Дает хорошие реакции на P и Ca.

Спектральные и качественные анализы показали, что минерал является фосфатом Ca, содержащим значительное количество  $CO_2$ , т. е.

даллитом.

Серая каемка, состоящая из агрегата даллита, так же как и периферические участки желваков измененного трифилина, пронизаны тонкими прожилками белого пвета, состоящими из опалоподобного минерала. Последний встречается и в пустотах даллита, покрывая сферолиты последнего и образуя типичные натечные образования. Этот опалоподобный минерал вскипает при воздействии на него HCl и также является фосфатом

Са — разновидностью даллита.

Под микроскопом серая даллитовая оторочка имеет вид раскристаллизованного геля и представлена слабо двупреломляющим тонкодисперсным агрегатом мельчайших сферолитов, среди которых находятся более крупные сферолиты того же даллита. Последние обычно обособляются в отдельных участках, образуя скопления неправильной формы, иногда прожилки и жеоды. В некоторых шлифах можно наблюдать все постепенные переходы от черной зоны, состоящей из железистого фосфатного геля, к агрегату сферолитов даллита. Черные и темнобурые аморфные, полупрозрачные выделения соединений Fe и Mn окружаются почти изотропным, очень слабо двупреломляющим тонкодисперсным агрегатом, окрашенным под микроскопом в светлобурый, иногда в светложелтый цвет. Последний, по мере удаления от темнобурых реликтов, раскристаллизовывается и оказывается состоящим из агрегата мельчайших волокон и сферолитов даллита, хорошо видимых только при большом увеличении. Размер этих сферолитов постепенно увеличивается, пока не достигнет 0,1—1 мм. Многочисленные пустоты располагаются обычно уже среди более крупных скоплений даллита и частично выполнены крупными его сферолитами.

Одиночные сферолиты, так же как и жеоды, покрыты обычно тонкой каемкой волокнистого строения, часто имеющей колломорфную структуру.

Точно такие же колломорфные, полосчатые образования волокнистой структуры наблюдаются и в виде прожилков, секущих весь агрегат даллита. Эти прожилки и каемки соответствуют наблюдаемым макроскопически белым опалоподобным коркам и налетам более позднего даллита II. Отличаются они от сферолитов даллита I следующими особенностями.

а) Выделения даллита II имеют всегда четко волокнистое строение, они образуют каемки и прожилки, состоящие из волокон, располагающихся перпендикулярно длине прожилка. Сами прожилки часто имеют колломорфное строение. Выделения даллита I представлены типичными сферолитами с облачным погасанием.

б) Корки даллита II макроскопически белого цвета и под микроскопом бесцветны, сферолиты даллита I всегда серого, бурого, кремового цвета

и в шлифах всегда окрашены в светложелтый цвет.

в) Оптические свойства обеих разновидностей весьма близки, но двойное лучепреломление волокнистой разности несколько меньше, порядка 0,004, тогда как у сферолитов оно доходит до 0,006—0,007. Показатели преломления их следующие:

Удлинение волокон и знак сферолита — отрицательные, другие оптические свойства определить нельзя, так как в обеих разностях коноско-

пической фигуры наблюдать не удается.

г) Волокна даллита II легко растворяются в HCl с вскипанием, тогда как сферолиты даллита I растворяются при нагревании п выделяют пузырьки CO<sub>2</sub> не столь бурно. Состав этих разновидностей по данным спектральных анализов, произведенных H. В. Лизуновым, следующий (табл. 16).

Таблица 16 Спектральные анализы даллита

Элементы	Сферолиты даллита I (интенсив- ность линий)	Сферолиты далли та II (интенсив- ность линий)
P	Сильная	Сильная
Ca Fe Mn	» »	» Оч. слабач
Al Si	у Средняя Слабая	Оч. слабая

Таким образом волокна даллита II более чистые по своему составу, в то время как сферолиты даллита I содержат значительные примеси Fe, Mn, что сказывается, повидимому, и на их оптических свойствах.

Образование волокнистых корок, каемок и прожилков даллита II

связано, по всей вероятности, с переотложением даллита І.

При большом увеличении в некоторых шлифах видно, что строение отдельных сферолитов неоднородное, в них можно выделить целый ряд зон (рис. 16). В центре большинства сферолитов можно различить темнобурое или черное аморфное иятно с высоким показателем преломления (4), представляющее, очевидно, остатки Fe—Mn-соединений. Вокруг них

находится почти изотропный тонкодисперсный агрегат (3), переходящий постепенно в сферолит даллита I (2), окрашенный в светложелтый цвет. Вокруг последнего находятся волокнистые каемки (1) бесцветного даллита II. В отдельных случаях сферолиты имеют зональную полосчатую

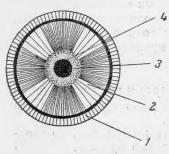


Рис. 16. Строение сферолита даллита. В центре его остатки соединений Fe—Mn (4), вокруг него каемка волокнистого даллита II (1).

окраску, напоминающую окраску агатов; в них наблюдается чередование различно окрашенных концентрических слоев: более темные, желтые слои чередуются с более светлыми.

Отдельные сферолиты, имеющие строение, показанное на рис. 16, часто соединяются вместе, образуя необычайно характерные скелетные структуры (рис. 17). В последних различимы две системы взаимно-перпендикулярных прожилков, выполненных тем же темнобурым порошковатым веществом (окислы Fe и Mn), что и в центре сферолита. Вокруг этих прожилков развивается тонкодисперсный слабо двупреломляющий агрегат, переходящий постепенно в сферолиты даллита. Между отдельными сферолитами находятся пустоты, выпол-

ненные в некоторых местах изотропным фосфатом с N=1,602-1,605. Серая халцедоновидная кайма сферолитов даллита пересекается тонкими черными прожилками псиломелана. Дендриты последнего широко распространены в этой зоне.

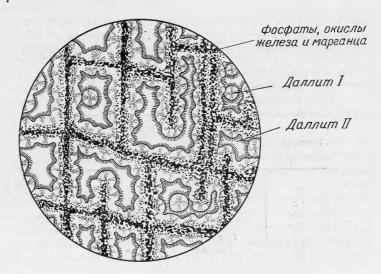


Рис. 17. Строение даллитовой оторочки. Остатки железомарганцевых соединений (фосфаты и окислы) образуют две системы прожилков, окаймленные сферолитами даллита.

#### ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ФОСФАТОВ

Из приведенного описания отдельных зон желваков измененного трифилина следует, что каждая зона слагается определенной ассоциацией минералов, преимущественно фосфатов. Эти ассоциации закономерно сменяют друг друга по мере удаления от центра желвака, так что можно

составить определенный последовательный парагенетический ряд, как это видно из схемы, помещенной в табл. 17.

Таблица 17

Зоны желваков	Парагенетические ассоциации фосфатов	Сульфиды и степень их изменения		
I. Центральная часть желваков	<b>Трифилин</b> — Li (Fe, Mn)PO <sub>4</sub> Вивианит — 3(Fe, Mn)O·2P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ·8H <sub>2</sub> O Палаит — 5(Fe, Mn)O·2P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ·4H <sub>2</sub> O	Пирит Арсенопирит Сфалерит Марказит Халькопирит		
II. Темнозеленая зона	Трифилин (реликты) Водные фосфаты, содержащие FeO и MnO:  Палаит — 5(Fe, Mn)O·P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ·4H <sub>2</sub> O Цинкрокбриджент Желтый минерал из группы гюролита Яблочнозеленый минерал	Пирит Арсенопирит Сфалерит Марказит Ковеллин Борнит		
III. Красно-бурые пятна	Водные фосфаты, содержащие наряду с FeO и MnO также некоторое количество $\mathrm{Fe_2O_3}$ : Гюролит — $5(\mathrm{Mn,Fe})\mathrm{O}\cdot 2\mathrm{P_2O_5}\cdot 5\mathrm{H_2O}$ Рокбриджент — $2(\mathrm{Fe,Mn})\mathrm{O}\cdot 4\mathrm{Fe_2O_3}\cdot 3\mathrm{P_2O_4}\cdot 5\mathrm{H_2O}$	Сульфиды те же, что и в зоне II, только покрытые с поверхности пленками лимонита		
IV. Темнобурая зона	Водные фосфаты, содержащие MnO и все железо в виде Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :  Сиклерит—Li <sub>2</sub> O·4(MnO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )·2P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> Крыжановскит — MnO·Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ·  ·2H <sub>2</sub> O  Бурый рокбриджент	Сульфиды изменены и		
V. Черная зона	Водные фосфаты, содержание $\mathrm{Mn_2O_3}$ и $\mathrm{Fe_2O_3}$ : Железистые водные фосфатные гели — (Fe, $\mathrm{Mn)_2O_3} \cdot \mathrm{nP_2O_5} \cdot \mathrm{mH_2O}$ Гетерозит — (Fe, $\mathrm{Mn)_2O_3} \cdot \mathrm{P_2O_5}$ Гидрогетерозит — (Fe, $\mathrm{Mn)_2O_3} \cdot \mathrm{P_2O_5} \cdot \mathrm{3H_2O}$	Сульфиды нацело из-		
VI. Халцедоно- видная отороч- ка	Даллит Лимонит Псиломелан	Пустоты выщелачива- ния по сульфидам		

Аналогичная же зональность наблюдалась в изменении строения желваков трифилина, взятых с различных горизонтов негматитовых жил. На поверхности некоторых жил до глубины 2—3 м желваки трифилина вообще встречены не были. Вместо них в кварце в большом количестве были обнаружены пустоты, выполненные бурыми охристыми водными

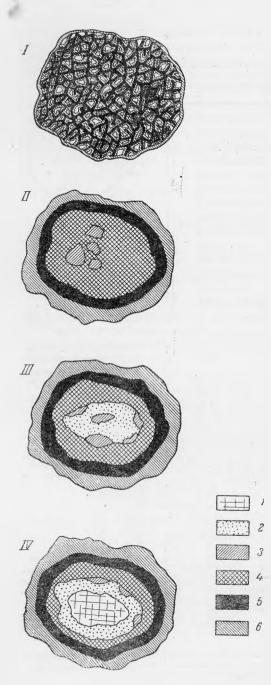


Рис. 18. Схема изменения строения желваков трифилина с глубиной.

I— строение измененных желванов трифилина на поверхности жил; II— то же на глубине 3—5 м; III— то же на глубине 5—6 м; IV— то же на глубине 6—7 м. I— трифилин; 2— темнозеленая зона; 3— краспо-бурая зона; 4— темнобурая зона; 5— черная зона; 6— оторочка паллита.

окислами Fe типа лимонита, покрытыми мельчайшими сферолитами даллита. На глубине 3-5 м были вскрыты черные желваки, окаймленные оторочкой даллита, в центральных частях которых встречались мелкие, неправильной формы пятна красно-бурого и розового цвета, оказавшиеся измепенным гюролитом.

На глубине 5—6 м желваки стади приобретать более резко выраженное зональное строение, при этом центральная часть их имела темнозеленую окраску и по строению своему отвечала описанной

выше темнозеленой зоне.

Наконец, только примерно на 7 м появились желваки, в которых можно было макроскопически установить трифилин (рис. 18).

Подобные явления могут быть объяснены только образованием вторичных по трифилину фосфатов в результате процессов окисления, протекающих в условиях гипергенеза.

Таким образом, процессы изменения трифилина, как это следует из всего вышеуказанного, протекают по следующей схеме (рис. 19).

- 1. По трифилину первоначально образуется водный фосфат Feвивианит, придающий трифилину голубой цвет и проникающий вдоль трещин во многие другие минералы. Процесс вивианитизации трифилина протекает либо в гипергенных условиях, при отсутствии возможности окисления, либо же в гидротермальных.
- 2. В результате процесса гидратации трифилина происходит выщелачивание из него лития и образование по нему водных фосфатов марганца (палаит) и железа. Вышеописанный желтый минерал, имеющий почти ту же пространственную решетку, что и палаит, представляет собой, повидимому, железистый аналог палаита. Вследствие наличия в трифилине включений сульфидов, в том числе и

сфалерита, при процессах окисления образуется серная кислота, а также сульфаты цинка и железа, которые способствуют образованию вторичных водных фосфатов Fe, Mn и Zn, каким является цинкрокбриджеит.

Характерно, что в тех местах, где сульфиды отсутствуют, палаит и

цинкрокбриджеит обычно не образуются.

3. При дальнейшем развитии этого процесса, трифилин оказывается почти нацело превращенным в агрегат водных фосфатов  $\mathrm{Fe}^{\mathrm{II}}$  и  $\mathrm{Mn}^{\mathrm{II}}$ , которые постепенно начинают сами изменяться в условиях гипергенеза, в первую очередь окисляться.

Как показали работы С. П. Понова (1938), Ф. В. Чухрова, а в последнее время Б. Масона (Mason, 1941), окисление фосфатов Fe и Mn происходит стадийно, при этом образуется последовательный ряд минералов,

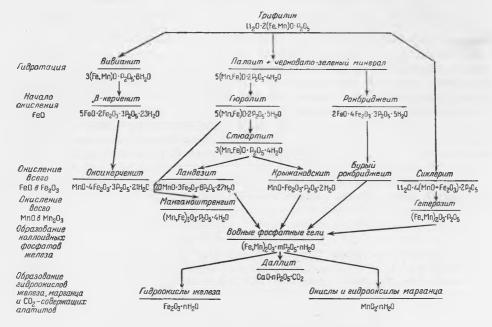


Рис. 19. Схема процессов изменения трифилина.

содержащих все большее количество  $Fe_2O_3$ , а когда все количество FeO изменится до  $Fe_2O_3$ , начинается процесс окисления MnO до  $Mn_2O_3$ . Таким образом, на первой стадии окисления образуются фосфаты, содержащие наряду с FeO и MnO некоторые количества  $Fe_2O_3$ . Переход палаита в

гюролит и знаменует начало этого процесса.

После работ Б. Масона (1941), показавшего, что дебаеграммы палаита и гюролита идентичны, в литературе установилось мнение, что гюролит является синонимом палаита. Как это следует из данной работы, гюролит резко отличается по своим физическим свойствам от палаита и образуется при его частичном окислении. Однако наличие в нем только небольшого количества (2%)  $\mathrm{Fe_2O_3}$  не приводит к существенному изменению его структуры. Таким образом, гюролит следует рассматривать как слегка окисленный палаит, первую стадию его изменения. Типичным фосфатом первой стадии окисления, содержащим железо как в виде  $\mathrm{FeO}$ , так и в виде  $\mathrm{Fe_2O_3}$ , является рокбриджеит, пользующийся широким развитием среди красно-бурой зоны.

4. При дальнейшем окислении образуется большая группа фосфатов, содержащая все железо в виде  $\mathrm{Fe_2O_3}$ , а весь марганец в виде  $\mathrm{MnO} - \mathrm{MnO}$ .  $\cdot m \operatorname{Fe_2O_3} \cdot n \operatorname{P_2O_5} \cdot p \operatorname{H_2O}$ . К этой группе минералов следует отнести: сиклерит —  $\text{Li}_2\text{O} \cdot 4(\text{MnO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5$ , бурый рокбриджеит, крыжановскит —  $\text{MnO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , ландезит —  $20\text{MnO} \cdot 3\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 8\text{P}_2\text{O}_5$ . · 27H<sub>2</sub>O и др.

 При полном окислении продуктов изменения трифилина возникают сложные и трудно диагностируемые фосфаты: гетерозит — (Fe, Mn), Оз гидрогетерозит — (Fe, Mn) $_2$ O $_3$ · P $_2$ O $_5$  · 3 $H_2$ O, конинкит -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> · P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> · 6H<sub>2</sub>O и целая группа коллоидных минералов, объединяемых обычно под собирательным названием — водные фосфатные желези-

6. В конечную стадию Mn выносится из этих соединений и входит в состав широко распространенных в зоне окисления пегматитовых жил окислов Mn — псиломелана, манганита и др. Образующиеся фосфаты железа типа FePO4 легко гидролизуются с образованием Fe(OH)3 и с переходом иона  $P_2O_5$  в раствор. Вследствие этого многие так называемые водные фосфатные железистые гели представляют собой смесь гидроокислов железа и водных фосфатов железа. Многочисленные старые анализы (Карстен, Дистервег и др.) измененных фосфатов этого типа всегда показывали избыток  $Fe_2O_3$  и уменьшение в минералах  $P_2O_5$ . Переходящий в раствор ион Р<sub>2</sub>О<sub>5</sub>, при наличии в нем СаО, в условиях гипергенеза немедленно дает начало даллиту. Этими процессами объясняется строение вышеописанных сферолитов даллита, в центре которых почти всегда можно наблюдать остатки бурого лимонита.

Таким образом, конечными продуктами изменения трифилина являют-

ся даллит, гидроокислы железа и марганца.

#### ЛИТЕРАТУРА

Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. Изд. иностр. лит., 1949.

Бинченая А. Н. Оптическая мипералогия. изд. иностр. лит., 1949.
Гинзбург А. И. Структуры минеральных агрегатов сложных пегматитов литиевого типа. Тр. Мин. музея АН СССР, в. 1, 1949.
Гинзбург А. И. Монтебразит и процессы его изменения. Там же, в. 2, 1950.
Гинзбург А. И. О сиклерите. Там же.
Гинзбург А. И. Вилатеит. Там же.
Гинзбург А. И. Ландезит. Там же.
Попов С. П. Минералогия Крыма, 1938.
Frondel C. The Dufrenite Problem. Am. Min., N 7—8, 1949.
Laub mann H. u. Stein metz. H. Phosphatführende Permatite des Obernfäl-

Laubmann H. u. Steinmetz H. Phosphatführende Pegmatite des Oberpfälzer und Bayerischen Waldes. Zeit. Kryst., Bd. 55, 1920.

M a s o n B. Some iron-manganese phosphate minerals and their alteration products, with special reference to material from Varuträsk. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 63, H. 2, 1941. Quensel P. The lithium-manganese phosphates. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 59,

1937.

# **АКАДЕМИЯ НАУК СССР**

### ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 3

Редакторы: акад. Д. С. Велянкин и д-р геол.-мин. наук Г. П. Барсанов

### ив. Ф. ГРИГОРЬЕВ и Е. И. ДОЛОМАНОВА

# НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО КРИСТАЛЛОХИМИИ И ТИПОМОРФНЫМ ОСОБЕННОСТЯМ КАССИТЕРИТА РАЗНОГО ГЕНЕЗИСА

В 1945 г., под руководством академика С. С. Смирнова, нами было начато исследование минералогии касситерита из месторождений различных формаций. В связи с указанной темой, мы детально изучили типоморфные свойства касситерита разного генезиса не только районов СССР, но и заграничных месторождений, и получили большой сравнительный материал. Учитывая более широкое и самостоятельное значение полученных результатов по касситериту, чем это необходимо по теме, мы решили опубликовать в этой статье новые данные по кристаллохимии и типоморфным особенностям касситерита разного генезиса.

Изучение зависимости между физическими и химическими свойствами касситерита и его генезисом началось сравнительно недавно, с 1914 г. До этого времени производилось только морфологическое изучение касситерита без учета его происхождения. После 1914 г. исследователи как у нас, так и за границей пытались найти зависимость между кристаллографической формой касситерита и его генезисом. Было составлено много классификаций, но практически это не дало никаких положительных результатов, так как оказалось, что разные по температуре образования месторождения содержат одинаковые или очень сходные по формам и практически неразличимые кристаллы касситерита, или в одном и том же месторождении присутствуют различные по форме кристаллы касситерита. Только касситерит из пегматитовых жил легко выделялся по своей форме от касситеритов других типов месторождений. Но если учесть, что кристаллы касситерита в этом типе месторождений очень редки, то и это не имеет большого практического значения. Исследования химического состава касситерита хотя и позволили выделить некоторые характерные примеси в касситеритах, но из-за не точности подбора материала генетическое их значение не было выявлено достаточно точно.

Только после того, как академик С. С. Смирнов дал классификацию оловянных месторождений, проблема изучения типоморфных особенностей

касситерита получила свое правильное направление.

На основании большого практического опыта известно, что наиболее ценными в промышленном отношении коренными месторождениями олова являются касситеритово-сульфидные, менее интересными касситеритово-кварцевые и редко промышленными бывают оловоносные исгматитовые жилы. Промышленное же значение россыпных месторождений олова обратное, т. е. наиболее интересными являются россыпи, связанные с разрушением касситеритово-кварцевых жил и в некоторых районах жил

оловоносных пегматитов. Вот почему все исследователи стремились найти простые критерии для распознавания касситерита из разных типов месторождений по каким-либо характерным его признакам. Но, как известно, физические и оптические исследования касситерита не дали ничего положительного в этом отношении. Наиболее детальным и полным изучением типоморфных свойств касситерита в Советском Союзе в течение нескольких лет занимались А. М. Болдырева (1941), Г. Л. Вазбуцкий (1941), Я. Д. Готман (1941) и др. Результаты исследования Я.Д. Готмана и А.М. Болдыревой сходны, наблюдения их верны и большинство выводов совершенно справедливы, за исключением рассуждений о вхождении элементов-примесей в решетку касситерита, о причинах окраски и ее распределении в кристаллах касситерита и о генетическом значении элементов-примесей. Г. Л. Вазбуцкий при детальном изучении касситерита главное внимание обратил на выяснение возникновения «вторичных» окрасок и аномалии оптических свойств в касситеритах. В своей работе он утверждает, что первозданный касситерит всегда темный и на разных этапах минералообразования в результате воздействия на него элементов-вытяжек он обесцвечивается (элементыкрасители вытягиваются из касситерита элементами-вытяжками). Эти его выводы искажают действительность, так как в природе ничего подобного не наблюдается. Он выделяет два типа окраски касситеритов первичную и вторичную. Первичной он считает черную непрозрачную окраску и, может быть, темнокоричневую, а все более светлые окраски, в том числе и бесцветная, есть результат более позднего, вторичного, изменения первичной темной окраски, благодаря химическому воздействию на касситерит таких агентов, как F, B, Cl, S, O, H<sub>2</sub>O, которые имеют большое химическое сродство с хромофорами, входящими в состав касситерита, и выносят их из кристалла касситерита уже после его образования. Этот вынос красящих веществ происходит, по Г. Л. Вазбуцкому (1941), во все стадии процесса минералообразования, от «гипогенного до супергенного» включительно. Он считает, что каждый последующий этап минерализации все более и более обесцвечивал и изменял окраску касситерита, и «образовывались сплошные бесцветные поля взамен тонкополосчатого касситерита». Но «уточнить, к каким этапам гипогенного процесса относится изменение окраски, не представляется возможным, так как не намечается какой-либо определенной связи участков касситерита измененной окраски с обрастанием или пересечением жилками поздних минералов — бесцветной слюды, кварца, хлорита и магнетита».

Если бы этот процесс в действительности существовал, то связь между фазами минерализации и изменением окраски касситерита была бы очевидной и не сомнительной, особенно в тех случаях, когда просмотрен такой

обширный материал, которым располагал Г. Л. Вазбуцкий.

Кроме того, Г. Л. Вазбуцкий отмечает, что когда касситерит бывает «первично окрашен, то он двуосный, вторичное осветление ведет к уменьшению угла 2V, а обесцвечивание почти всегда приводит к превращению двуосных участков в одноосные и при постепенном изменении окраски различных зон угол 2V меняется также постепенно». Двуосные кристаллы касситерита, по Г. Вазбуцкому и Добрэ, ромбической сингонии, так как погасают одновременно с одноосными.

Такое изменение оптических свойств касситерита в зависимости от окраски указывает на влияние примесей на кристаллооптические свойства касситерита, т. е. чем больше примесей в касситерите, тем больше становится угол 2V, а если их нет, то никаких оптических аномалий не

наблюдается.

Установленная же Я. Д. Готманом двуосность бесцветных кристаллов касситерита, очевидно, объясняется вхождением в кристалл касситерита некрасящих примесей, которые нарушают общую стройность кристалла и вызывают оптические аномалии. Чем меньше количество примесей, тем меньше внутренняя деформация кристалла. Г. Л. Вазбуцкий также наблюдал включения рудных минералов — магнетита, пирита и гематита — в касситерите. Изучение электромагнитных свойств различно окрашенного касситерита позволило ему установить, что «смоляно-черный

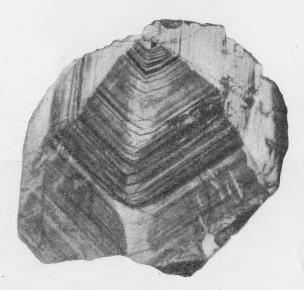


Рис. 1. Пирамиды роста кристалла касситерита имеют неровные границы. Отдельные грани то зарастают, то появляются снова. Минералы-примеси, (темные зоны) неравномерно распределены по зонам и по разным граням. Ув. 2.

касситерит является электромагнитным и при очень малой магнитной восприимчивости имеет довольно большой остаточный магнетизм. Более светлые участки тех же кристаллов не электромагнитны и все другие разновидности тоже». Он объясняет магнитные свойства включениями магнетита. Но нам кажется более вероятным, что эти включения относятся к вольфрамиту, исходя из двух фактов: 1) магнетит обладает наибольшей магнитной восприимчивостью по сравнению со всеми другими минералами, а остаточным магнетизмом обладают все изверженные породы, а следовательно, и входящие в них минералы; 2) химический анализ упомянутого касситерита дает содержание  $WO_3$  в количестве, немного меньшем, чем  $Fe_2O_3$ .

Таким образом, выделение  $\Gamma$ . Л. Вазбуцким «первичной» и «вторичной» окрасок касситерита и механизм этого образования не соответствуют действительности. Да он и сам часто сомневается в интерпретации наблюденных им фактов. «Вторичная», бесцветная, окраска касситерита в действительности является первичной, т. е. характерной для химически чистого соединения  $\mathrm{SnO}_2$ , и только примеси, и именно красящие примеси, создают все разнообразие окрасок касситерита, а соединения и элементы,



Рис. 2. Структура «песочных часов» в касситерите. Ув. 20.



Рис. 3. Ступенчатая граница срастания двух граней кристаллов касситерита (k). Ув. 150; ник. +.

не являющиеся хромофорами, не влияют на окраску касситерита. Это с полной убедительностью можно проследить по многочисленным спектральным и химическим анализам различно окрашенных касситеритов из разных месторождений Советского Союза и зарубежных стран. Они наглядно показывают, что касситериты, содержащие только Si, Al, Ca, Mg, которые не вызывают окраску, остаются бесцветными, несмотря ни на какую деформацию решетки кристалла касситерита, но уже небольшая примесь Fe придает касситериту слегка желтоватый оттенок. Таким образом, всякая цветная окраска касситерита зависит от примесей. Но примеси не «выносятся» и не «привносятся», как это понимает Г. Л. Вазбуцкий, они входят в касситерит при росте его кристаллов, так как в природе процесс образования того или иного кристалла не идет изолированно от других, поэтому



Рис. 4. Тонкозональный кристалл касситерита. Разрез, перпендикулярный оси Z. Ув. 4.

На разрезе видно, что грани а появившиеся в начале роста кристалла насситерита, позже зарастают. Большая часть кристалла насситерита кристализовалась в благоприятных неизменяющихся условиях, поэтому зоны роста более или менее ровные и примеси распределены в них равномерно. Внешняя часть кристалла то растворялась, то кристаллизовалась вногь и примеси в ней распределены неравномерно.

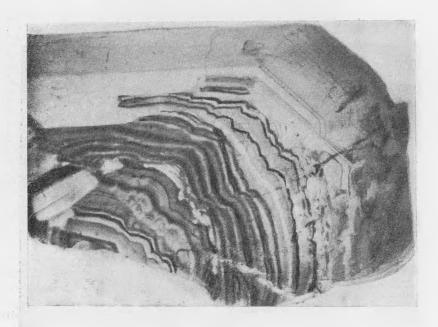


Рис. 5. На гранях призмы кристалла касситерита видны деформации граней роста, их растворение, зарастание и появление вновь (срезы, параллельные оси Z). Ув. 1,5.

и природные кристаллы никогда не бывают однородными, а всегда содержат в том или ином количестве примеси тех минералов или элементов, вместе с которыми они находились в расплаве или растворе.

Сложные вопросы роста кристаллов и распределение в них примесей, а равно связанное с этим изменение физических, электрических и оптических свойств кристаллов, в той или иной степени разрешены экспериментальными работами многих советских и заграничных ученых.

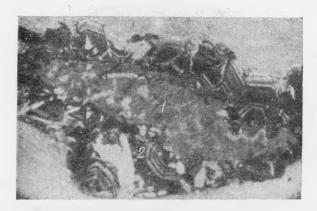


Рис. 6. Обломок грейзенизированного гранита (1) обрастает зональным касситеритом (2). Зоны касситерита без примесей — беспветные, с примесями — окрашены в коричневато-бурый цвет. Натур. вел.



Рис. 7. Зональный касситерит. Черные зоны касситерита с большим количеством колумбита и вольфрамита. Серые зоны касситерита с небольшим количеством колумбита и вольфрамита. Рост граней касситерита прекращается, когда на них нарастают мелкие кристаллы вольфрамита и колумбита. Ув. 30; без анализатора.

Образование всякого минерала начинается с возникновения зародышевого кристалла. При постоянных условиях роста кристалла, грани его соответственно увеличиваются и перемещаются параллельно самим себе. В пространстве растущая грань образует в теле кристалла «пирамиду» нарастания этой грани, обращенную вершиной к центру роста кристалла (рис. 1). При этом кристаллы призматического габитуса приобретают

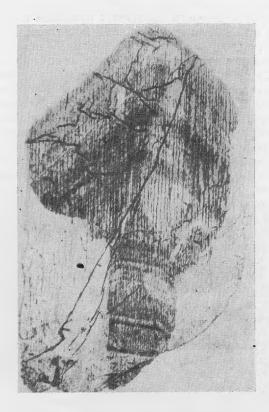


Рис. 8. Тонковональный кристалл касситерита. Разрез параллельный оси Z. Ув. 6,5.

структуру «песочных часов», отлично видную на ориентированных срезах кристаллов (рис. 2). Граница раздела между пирамидами нарастания, благодаря колебаниям скорости роста граней, имеет ступенчатый вид. Ширина этих ступеней отвечает толщине однородного наросшего на грань слоя (рис. 1, 2, 3). Вследствие неполного структурного соответствия кристаллической решетки, в присутствии примесей, на границе между пирамидами нарастания возникают внутренние напряжения в кристалле и приводят к уменьшению механической прочности кристалла.

В природе грани кристаллов часто изогнуты, изломаны, вследствие перерыва процесса кристаллизации процессом растворения (рис. 4, 5) или механической деформацией. Нередко можно наблюдать случая, когда условия роста кристаллов касситерита, очевидно, нарушались и прерывались, и росший в одном направлении и имеющий небольшое количество примесей кристалл касситерита обрастает касситеритом с другой оптической ориентировкой и с большим количеством примесей. Присутствие

красящих примесей дает возможность ближе познакомиться с историей образования кристаллов и теми изменениями, какие они претерпевают за

время роста.

Изучая касситериты из разных месторождений, заметили, что все они, кроме бесцветных, независимо от типа месторождения, содержат то или иное количество примеси рудных и нерудных минералов, располагающихся по зонам роста кристаллов касситерита (рис. 6, 7). Кроме того, была отмечена приуроченность некоторых примесей к определенным граням касситерита и большая концентрация некоторых примесей на одних гранях — а (100), е (101), и меньшая на других — m (110), s (111). В другом типе кристаллов примеси концентрируются на гранях пирамиды е (101) и s (111), а грани призмы m (110) и а (100) не содержат их.

Поэтому материал для исследований пришлось отбирать селективно в отношении цвета и применительно к стадиям минералообразования. Одновременно пришлось искать методы для определения минерального вида указанных примесей, так как размер наибольших из них определяется микронами и редко достигает сотых долей миллиметра; размер наименьших, очевидно, настолько мал, что невидим под микроскопом и только одинаковая окраска, вызываемая ими в обоих случаях, помогает установить присутствие примесей даже там, где они не видны из-за малого своего размера (рис. 8).

Исследования рудных минералов обычными методами минераграфии не увенчались успехом, так как размеры их весьма малы и они не травились обычно употребляемыми реактивами. При изучении данных спектральных и химических анализов различных касситеритов, возникло предположение, что в касситеритах присутствуют вольфрамит и колумбит.

Чтобы доказать присутствие в о л ь ф р а м и т а, пришлось подвергнуть аншлифы из касситерита химической обработке, в результате которой

на микровростках вольфрамита получилась пленка CaWO<sub>4</sub>.

Обработанный таким образом аншлиф был облучен катодными лучами и было установлено присутствие  $CaWO_4$  во многих участках аншлифа.

При облучении катодными лучами в некоторых местах касситерита было замечено яркожелтое свечение в виде призмочек и точек, различимых только в бинокулярную лупу. Подобным свечением, как известно, обладают циркон, апатит и волластонит. В нашем случае это обусловлено было цирконом и кварцем. Включения этих минералов были обнаружены также при изучении шлифов из касситерита под микроскопом.

Присутствие колумбита было доказано иным путем. Исходя из факта, что он более тугоплавок, чем касситерит, мы решили выделить колумбит из касситерита, восстановив касситерит до металлического олова

при высоких температурах электрической цечи в токе водорода.

Удаление большей части олова из раствора после разложения касситерита производилось упариванием досуха с HCl (уд. вес 1,12) в присутствии бромистоводородной кислоты. Такая обработка была повторена 5—6 раз. В полученном осадке осталось несколько миллиграммов олова, повидимому, вследствие образования оксихлорида олова. В сухом виде осадок представлял собой серовато-белую чрезвычайно мелкозернистую порошковатую массу с мельчайшими кристалликами черного минерала. Этот черный минерал был отобран нами на спектральный анализ. Были также проанализированы весь осадок в целом и фильтрат после удаления осадка. Оказалось, что фильтрат не содержит ни Nb, ни Та, а черный минерал по своему составу является колумбитом. Рентгеноструктурный анализ этого минерала (табл. 1), произведенный в Лаборатории Института кристаллографии АН СССР Е. Н. Беловой, также подтвердил принадлеж-

Таблица 1 Рентгено структурный анализ колумбита, выделенного из черного касситерита (обр. № 1217)

Интенсивность линий	γ°	d	Интепсивность линий	γ°	d
Слабая Средняя Сильная Средняя  Оч. слабая Средняя Слабая Оч. сильная Слабая Оч. сильная	15° 16°36′ 18°39′ 21°57′ 23°42′ 27°12′ 30°06′ 31°09′ 32°33′ 33°39′ 34°51′ 36°33′	3,733 3,310 2,971 2,535 2,360 2,180 1,895 1,837 1,766 1,734 1,664 1,596	Средняя	38°21′ 39°48′ 40°42′ 41°03′ 43°03′ 43°48′ 50°21′ 51°27′ 53°15′ 57°39′ 59°00′ 60°33′	1,537 1,489 1,463 1,453 1,400 1,381 1,240 1,221 1,194 1,134 1,117 1,00

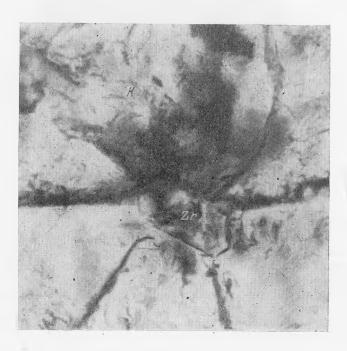


Рис. 9. Включения пиркона (Zr) в кристалле касситерита (k). Ув. 1500; без анализатора.

ность его к группе колумбита, по всей вероятности, к тетрагональной его разновидности (Н.В.Белов, 1947). Таким образом, полностью доказано, что Nb и Та, а также связанные с ними Fe и Mn, не являются изоморфной примесью элементов в решетке касситерита, вследствие сходства их ионных радиусов, как предполагали другие исследователи, а целиком входят в минерал колумбит, нарастающий на зонах роста кристаллов касситерита.

<sup>6</sup> Труды Минералогического музея, вып. 3

В 1949 г. Ньюхаус и Нолл (Newhaus, Noll, 1949) опубликовали результаты своих исследований окраски и кристаллохимии касситерита из африканских, австралийских и европейских месторождений. На основании спектрального и рентгеноструктурного анализов они пришли к выводу, что выделенный ими из касситерита осадок представляет собой минерал изоморфного ряда моссита — тапиолита — ильменорутила — стрюверита, которые также изоструктурны и с касситеритом и обусловливают различную окраску последнего. Предположения и выводы авторов согласуются с нашими выводами о том, что главные элементы-примеси входят в касситерит не в виде изоморфных элементов-примесей, а в виде изоструктурных минералов-примесей и они обусловливают окраску касситерита.

Присутствие ц и р к о н а (рис. 9) в разных касситеритах нам удалось доказать оптическим путем при сильных увеличениях, причем циркон ориентирован совершенно так же в кристалле касситерита,

как и колумбит (рис. 13).

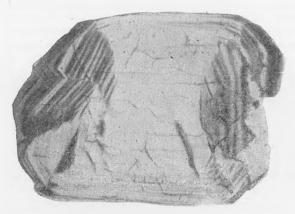


Рис. 10. Хромофоры-примеси располагаются на гранях пирамиды кристалла касситерита. Разрез, параллельный оси Z. Ув. 2,5.

В касситерите присутствуют и мельчайшие кристаллы рутила, обнаруженные нами под микроскопом в прозрачных шлифах.

Переходя далее к окраске насситерита, необходимо отметить, что существует несколько взглядов на происхождение окраски:

1. Хромофоры являются изоморфной примесью.

2. Хромофоры являются тонкодиспергированной примесью, размещенной между атомами при кристаллизации.

3. Окраска зависит от механической примеси, различимой под микро-

скопом (Вазбуцкий, 1941).

4. Окраска зависит от деформации решетки, которую производят в ней

примеси (Готман, 1941).

Наши наблюдения показывают, что окраска кристаллов касситерита является аллохроматической и зависит от окрашенных минералов-примесей.

Касситериты из грейзенизированных пегматитовых жил обычно окрашены в черный цвет и часто в отдельных местах просвечивают бурым и красным цветом.

Под микроскопом они окрашены в вишнево-бурый цвет и резко плеохроируют, меняя интенсивность окраски, а иногда и цвет ее. Наличие ориентированно поглощенной примеси создает в кристалле

плеохроизм. Размеры минералов-примесей разнообразны, поэтому в одних случаях мы видим и сами минералы и окраску вокруг них, в других случаях—только окраску (рис. 4, 10).

Во многих случаях удается наблюдать, что некоторые минералы-при-

меси служат центрами окрашивания.

Вблизи них окраска более интенсивная (вишнево-красного цвета), чем вдали от них, и она ослабевает постепенно по мере удаления от минерала-примеси. Расположение окраски вокруг рудных минералов-примесей напоминает собой «плеохроичные дворики», но в отличие от них окраска не распределяется во все стороны с одинаковой степенью интенсивности, а располагается неправильными «пятнами», часто вытянутыми в одном или нескольких направлениях.

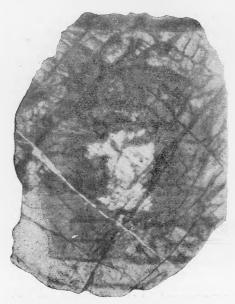


Рис. 11. Количество примесей больше во внешних зонах кристаллов касситерита, чем во внутренних. Разрез, перпендикулярный оси Z. Ув. 4.

Такая окраска свойственна также касситеритам из жил касситеритовокварцевой формации, но не наблюдается в касситеритах из касситеритово-

сульфидных жил.

В других, более редких случаях, мы наблюдаем обесцвеченный ореол вокруг кристалла рудного минерала-примеси, а окраску на некотором расстоянии от него. Это явление можно объяснить тем, что некоторые минералы при кристаллизации жадно вытягивают из окружающего их раствора все необходимое для своего построения, и свободный от примеси касситерит кристаллизуется бесцветным вокруг них.

Наибольшее разнообразие окрасок наблюдается в касситеритах из кварцево-касситеритовых жил: черная, серая, коричневая разной интенсивности, оранжевая, лимонножелтая, розовая, зеленая, белая, редки бесцветные участки и зоны. При этом часто бывает так, что одни пирамиды роста окрашены в один цвет, а другие — в другой, или на одной и той же пирамиде роста в отдельных ее зонах наблюдаются две и реже три окраски, но распределены они обычно неравномерно: одна преобла-

дает в одной части, другая — в другой, или же присутствуют совместно и накладываются друг на друга. Наиболее широко распространена корич-

невая окраска кристаллов касситерита.

Черная окраска кристаллов касситерита обусловлена большим или меньшим количеством рудных минералов-примесей, и в том случае, когда их много и они относительно крупные, кристаллы касситерита не просвечивают, а когда количество их невелико и распределяются они неравномерно, касситерит обычно просвечивает в тех местах, где их мало или они отсутствуют.

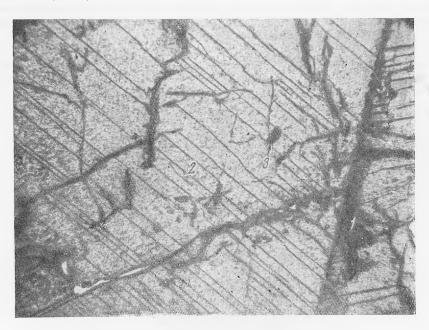


Рис. 12. Видинальные грани (1) вдоль двойникового шва касситерита (2). Рудный минерал (3). Ув. 10; без анализатора.

Серая окраска касситерита обычно обусловлена присутствием тонкодисперсного вольфрамита, отдельные кристаллы которого неразличимы под микроскопом. Плеохроизма в таких участках не наблюдается.

Вишнево-бурая (или красная) окраска свойственна касситеритам из пегматитовых жил, часто отдельными участками она наблюдается и в касситеритах из кварцево-касситеритовых жил и отсутствует в касситеритах из сульфидно-касситеритовых жил. Учтя химический состав минералов-примесей в кристаллах касситерита этого типа, можно более уверенно связывать вишнево-бурую окраску с присутствием колумбита.

Розовая окраска обусловлена, очевидно, более или менее равномерным распределением тонкодисперсного колумбита по зонам роста кристалла касситерита, так как тон окраски тот же, но интенсивность слабее.

Бутылочно-зеленая окраска касситерита, очевидно, зависит от присутствия тонкодисперсной примеси манганомоссита. Она очень редкая и наблюдается в касситеритах из пегматитовых жил.

Коричневая окраска имеет много оттенков. Она, вероятно,

вызывается присутствием минералов изоморфного ряда ильменорутила — манганомоссита. Коричневая окраска наблюдается в касситеритах из кас-

ситеритово-кварцевых жил.

Л и м о н н о ж е л т а я окраска широко распространена в касситерите из касситеритово-сульфидного типа жил и редко в касситерите касситеритово-кварцевой формации. Проанализированный нами лимонножелтый касситерит с различных месторождений не содержит ни колумбита, ни вольфрамита, но в значительном количестве в нем присутствует гематит.

Белый и бесцветный касситерит почти не содержит примесей, вызывающих окраску, и химические анализы показывают содер-

жание  $SnO_2$  в них до 99%.

Измерения коэффициента поглощения света различно окрашенных зон касситерита показали также, что окраска кассите-

рита не связана с хромофором-элементом.

Пестроту окраски (иятнистость) создают так называемые паразитические пирамиды нарастания вицинальных граней (второстепенная скульнтура граней), которые имеют совершенно иную способность поглощать примеси, чем сама основная грань. Эти паразитические грани могут возникнуть при перерыве кристаллизации и также исчезнуть. Сущность этого явления еще не вполне выяснена. Наиболее часто вицинальные грани наблюдаются вдоль двойниковых швов кристалла (рис. 12). Случайные срезы описанных кристаллов касситерита дают все те «неправильные» и «извилистые» пятна окраски, о которых упоминают исследователи, изучавшие касситериты.

Утверждение другими исследователями (Вазбуцкий, 1941), что «пятнистая» окраска касситерита не имеет никакой закономерности расположения в кристаллах, происходит, очевидно, в результате недоучета условий роста касситерита и случайности среза кристалла при шлифовании. Ориентированные срезы вполне убеждают нас в том, что окраска связана с примесями посторонних минералов в касситерите и распределяется по

зонам роста кристалла и по вицинальным граням.

Зонарное распределение окраски по кристаллографическим направлениям кристалла особенно хорошо видно при включении линзы Лазо, так как яркий пучок света «уничтожает» высокий рельеф касситерита, и тогда отчетливо видны, в некоторых случаях, включения и характер их распо-

ложения (рис. 13, 14, 15).

Исследование касситерита показало, что минералы-примеси располагаются в зонах роста обычно неравномерно и ориентированы в них различным образом (рис. 14). Когда кристаллы колумбита и вольфрамита имеют идиоморфные очертания, то можно видеть, что они нарастают на определенные грани кристалла касситерита также вполне определенными гранями: гранями пинакоида с (001) на грани а (100) касситерита и гранями призмы на грани м (110) (рис. 13, 14, 16). Такое нарастание происходит потому, что наблюдается геометрическое сходство структур отдельных граней и параметры их плоских сеток близки. Это явление известно как «псевдоизоморфизм». Часто также можно видеть, что одни грани кристаллов касситерита окрашены сильнее, чем другие, или окраска их отличается по цвету. В последнем случае происходит избирательное поглощение минералов-примесей гранями кристалла касситерита, и если эти минералы-примеси являются красителями, мы видим секториальное распределение окраски (рис. 1, 2, 5). Распределение минералов-примесей в последующих слоях, нарастающих на кристалл, зависит от условий кристаллизации. Относительное содержание минералов-примесей в кристалле, вероятно, пропорционально отношению концентраций обоих

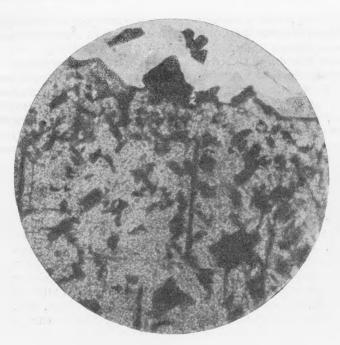


Рис. 13. Закономерное расположение кристаллов колумбита (черное) по граням роста касситерита (серое). Ув. 100; без анализатора.

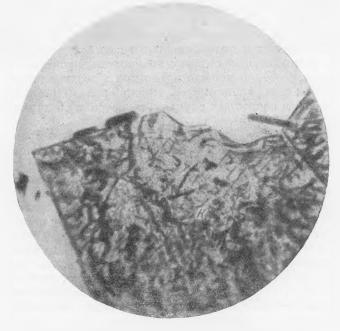


Рис. 14. Нарастание кристаллов колумбита (черное) различными гранями на различные же грани кристалла касситерита (k). Ув. 90; без анализатора.



Рис. 15. Между рудными минералами (черное) в зонах касситерита часто остаются промежутки, заполненные кварцем (белое). Ув. 10; без анализатора.

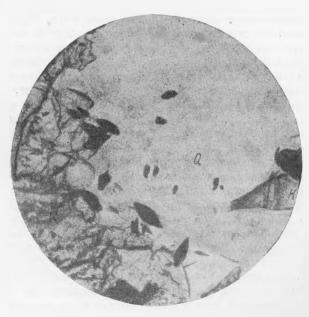


Рис. 16. Нарастание кристаллов рудного минерала (черное) на касситерит (k) и обрастание их касситеритом; Q — кварц. Ув. 100; без анализатора.

компонентов в момент отложения каждого слоя кристалла. Отношение меняется в зависимости от изменения физико-химических условий. При медленной кристаллизации наблюдается более равномерное распределение примесей (рис. 8), а при быстрой — менее равномерное. При этом, если примешивающийся компонент начал кристаллизоваться раньше, то во внутренних зонах кристалла-хозяина его будет больше, чем во внешних, вследствие обеднения раствора примесью (рис. 17). Наоборот, если минерал-примесь начал кристаллизоваться к концу формирования кристалла-хозяина, то количество его во внешних зонах будет больше, чем во внутренних (рис. 10, 11). Более или менее закономерное чередование зон, содержащих то больше, то меньше примесей, может быть также объяснено поступлением новых порций раствора, которые периодически приносят к растущему кристаллу различные растворенные компоненты и могут осаждать их на гранях кристалла. При этом различные примеси адсорбируются в разном количестве на разных гранях кристалла, или концентрируются у ребер и вершин кристаллов, где адсорбционная энергия больше (рис. 10), и в дефектах кристаллов касситерита (рис. 10, 18). Минералыпримеси влияют на изменение скорости роста граней и, следовательно, на габитус кристаллов. Поэтому, очевидно, благодаря сходным условиям кристаллизации, кристаллы касситерита из месторождений касситеритовокварцевой и касситеритово-сульфидной формаций не удалось разделить по габитусу в зависимости от генераций, а кристаллы касситерита из пегматитовых месторождений отличаются по габитусу легко, так как условия кристаллизации их существенно отличные. Наши исследования показали, что если рудные растворы заполняют открытые полости и образуют рудные жилы и прожилки, то кристаллы касситерита в них имеют призмагический габитус, а если рудные растворы производят метасоматическое замещение пегматитовых жил, гранитов, сланцев и других пород, то кристаллы касситерита имеют бипирамидальный габитус. Кроме того, необходимо учитывать, что мы часто имеем дело с агрегатом мелких кристаллов, которые кристаллизовались одновременно или почти одновременно и поэтому степень совершенства той или иной грани, возможность ее появления и количество граней будут зависеть от того, насколько свободно рос кристалл касситерита, от скорости надения температуры, от количества примесей, а может быть и от их качества. Поэтому в одном и том же месторождении встречаются различно ограненные кристаллы касситерита (рис. 19) и наблюдается отличие по форме кристаллов касситерита во вмещающих породах от кристаллов в рудных жилах. В первом случае касситерит имеет бинирамидальную форму, а во втором — коротко призматическую. В шлифах же нередко можно наблюдать появление и зарастание отдельных граней кристаллов касситерита в процессе роста кристалла при изменении химического состава окружающего раствора (рис. 7).

Весь только что описанный ход кристаллизации и возможные отклонения от него отчетливо можно проследить по ориентированным срезам кристаллов касситерита. Почти на всех исследованных образцах установлены два типа кристаллов касситерита: один темный снаружи и светлый внутри (рис. 11, 18) и другой — светлый снаружи и темный внутри (рис. 17).

Обычно в обоих случаях светлая окраска маскируется темной и макроскопически в кристалле может быть обнаружена не всегда, а на тонких срезах выявляется вполне отчетливо. В большинстве же кристаллов или окрашены одни грани, а другие нет, или одна и та же грань и даже отдельная зона грани кристалла окрашена либо в конце, либо в начале кристаллизации.

При исследовании морфологии касситерита и интерпретации полу-

ченных данных необходимо также иметь в виду температурные условия кристаллизации его. Так, например, данные, полученные Н. П. Ермаковым (1944) и иностранными учеными (Twenhofel, 1947) при исследовании флюорита, указывают на то, что один и тот же кристалл кристаллизуется при разных температурах, и иногда разница температур обра-

зования внутренних и внешних зон кристалла бывает значительной. Все это говорит о длительности роста кристаллов во времени и о возможности включений в них разнообразных минералов.

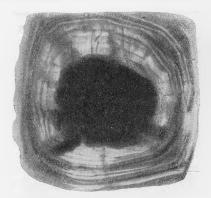


Рис. 17. Рудные минералы (черные) приурочены к внутренним (зонам кристалла касситерита. Разрез, перпендикулярный оси Z. Ув. 4.

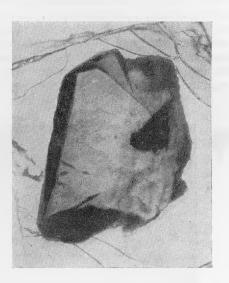


Рис. 18. Количество примесей больше во внешних зонах (черное) кристаллов касситерита, чем во внутренних. Разрез, параллельный оси Z. Ув. 4.



Рис. 19. Коленчатый двойник различно ограненных кристаллов касситерита (в одном кристалле грань «с» — пинакоид — присутствует, к другом отсутствует). Ув. 2.

Обычно наблюдаемые в кристаллах касситерита разнообразные трещины и пустотки образуются или при тектонических деформациях кристалла или в связи с минералами-примесями, нарастающими на зоны роста кристаллов касситерита. В тех случаях, когда размер таких примесей относительно большой и количество их значительное, количество пустот и трещинок в кристаллах увеличивается.

Некоторые из этих пустот и трещин заполнены чешуйками слюды, кварцем, другие остаются открытыми (рис. 15). С этим же явлением связано и проявление спайности в кристаллах касситерита, которая весьма отчетлива в кристаллах, не содержащих минералов-примесей (рис. 20), или содержащих их в небольшом количестве, и незаметна в кристаллах с большим количеством примесей.

Наличием этих дефектов в касситерите и слабой связью минераловпримесей с касситеритом можно объяснить большую хрупкость кристаллов касситерита, содержащих много примесей, и незакономерное изменение удельного веса различно окрашенного касситерита, которое отмечается всеми исследователями. Как при кристаллохимическом изучении, так и при изучении общего химизма касситеритов материал пришлось отбирать, строго придерживаясь двух принципов: 1) разной окрашенности зон кристаллов и 2) разных стадий минералообразования. Детальное исследование касситерита показало, что почти во всех оловорудных месторождениях обнаруживается по нескольку стадий минерализации. Так, например, в пегматитовых жилах, подвергшихся грейзенизации, касситерит, который имеет дипирамидальный габитус, содержит большое количество ниобия и окрашен в черный цвет. В некоторых пегматитовых жилах касситерит образует мелкие прожилки с кварцем, и в этом случае касситерит обладает чертами касситеритово-кварцевого типа: призматическим габитусом, буровато-коричневым цветом, малым содержанием пнобия и наличием вольфрама.

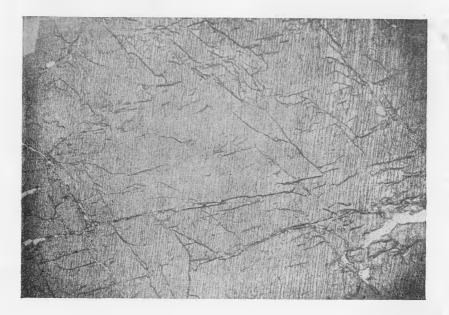


Рис. 20. Отчетливая спайность в бесцветном кристалле касситерита. Ув. 10.

Пегматитовые жилы являются в обоих случаях только вмещающими породами. Или, например, в некоторых зарубежных оловорудных месторождениях имеются три стадии минерализации: касситеритово-топазовая, касситеритово-кварцевая, касситеритово-сульфидная; касситериты всех трех стадий обладают своими чертами, свойственными этим стадиям минерализации. В некоторых касситеритово-сульфидных месторождениях слабо проявляется касситеритово-кварцевая минерализация, и в этих месторождениях обнаруживаются касситериты двух типов. В скарновых месторождениях касситерит выделялся в разные стадии минерализации — или в касситеритово-кварцевую, или в касситеритово-сульфидную, и при наличии этих обеих стадий касситерит будет двух типов. Скарны здесь являются только вмещающими породами. В работах ряда исследователей нередки также случаи, когда некоторые месторождения приводятся как касситеритово-сульфидные, а изложенные данные по касситериту указывают на принадлежность их к касситеритово-кварцевому типу, и наоборот. Это

происходит, видимо, потому, что касситерит брался для исследования не

в строгой связи со стадиями минерализации.

Йз спектральных и химических анализов касситеритов разного генезиса можно сделать вывод, что из большого числа химических элементов, входящих в касситерит, только некоторые имеют генетическое или металлогеническое значение. Большинство же строгой закономер-

ности не отражает.

Первым химическим элементом, имеющим генетическое значение, независимо от района нахождения касситерита, является н и об и й. Содержание его в касситеритах пегматитовых жил всегда больше, а в касситеритах жил касситеритово-кварцевой минерализации — кварцевотоназовых, кварцево-полевошпатовых, кварцево-турмалиновых и кварцевых жилах — меньше. Отсутствует он в касситеритах жил касситеритово-сульфидной минерализации. Отмечаемое некоторыми исследователями присутствие следов ниобия в касситеритах касситеритово-сульфидных месторождений относится к касситериту касситеритово-кварцевой минерализации, имеющейся в этих месторождениях. В тесной связи с ниобием находятся железо и марганец, образующие вместе с ним, как мы установили, минерал колумбит, входящий в кристалл касситерита в виде минерала-примеси.

Вторым химическим элементом, имеющим и генетическое и металлогеническое значение, является вольфрам. С ним также в тесной связи находятся железо и марганец, образующие минерал вольфрамит, входящий также в кристалл касситерита. Вольфрам присутствует в касситеритах жил касситеритово-кварцевой и касситеритово-сульфидной формаций и отсутствует в касситеритах пегматитовых жил. Но вольфрам в касситеритах указанных формаций отмечается не повсеместно и поэтому его значение ограничено металлогеническими особенностями районов.

Интересно отметить, что чем больше в касситерите ниобия или вольфрама, тем всегда больше в нем железа и марганца или одного из них.

Это еще раз подтверждает, что железо, марганец, ниобий и вольфрам

входят в кристали касситерита в составе минералов-примесей.

Указанная взаимосвязь этих элементов в касситерите не была обнаружена другими исследователями, а они в своей работе просто исключили железо и марганец из рассмотрения.

Заканчивая на этом краткое описание новых данных по кристаллохимии и о природе окраски касситеритов разного генезиса, необходимо

сделать следующие выводы:

1. Главнейшие химические элементы-примеси: ниобий, тантал, вольфрам и связанные с ними железо и марганец, а также цирконий, титан и др. входят в кристаллы касситерита не в качестве изоморфных примесей, а в составе минералов-примесей, таких, как колумбит, вольфрамит, циркон, рутил и другие минералы. Эти минералы-примеси располагаются в касситерите закономерно, по зонам роста кристалла, и измеряются микронами и долями микронов.

2. Такие минералы-примеси, как колумбит, вольфрамит и гематит, приурочены только к черным или темноокрашенным зонам касситерита и их нет в его бесцветных кристаллах и зонах. Поэтому касситерит темного цвета бывает электромагнитным. Слабоокрашенные и неокрашенные кристаллы и зоны касситерита являются практически химически чистыми, если в них нет включений кварца и других светлых

силикатов.

Другие химические элементы, встречаемые в касситеритах разного генезиса, отражают, как правило, только парагенезис и геохимию отдель-

ного месторождения или геохимию района и имеют непостоянное распространение. Можно выделить сурьму и серебро, которые встречаются только

в касситеритах касситеритово-сульфидной минерализации.

3. Бипирамидальные кристаллы касситерита образуются при метасоматическом замещении (грейзенизации) рудными растворами вмещающих пород — пегматитов, гранитов, сланцев и др., т. е. при быстром падении температуры и в стесненных условиях роста.

В заключение авторы выражают свою большую благодарность за номощь в подборе образцов для исследования М. В. Полякову, В. Д. Семенюку,

Д. И. Ивлиеву, О. Д. Левицкому и другим лицам.

За ценные советы, консультации и помощь в работе авторы выражают глубокую признательность Н. В. Белову, С. В. Грум-Гржимайло, Г. Г. Леммлейну, Н. М. Меланхолину, М. О. Степпан, С. А. Боровику и Л. Н. Индиченко.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. Изд. АН СССР, 1947.
- Болдырева А. М. Зависимость морфологических, физических и химических свойств касситерита от его генезиса. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, в. 54, мин.-

геохим. сер., 1941.
В азбуцкий Г. Л. Природное изменение окраски и некоторых других свойств касситерита. Зап. Всеросс. мин. общ., в. 2, 1941.
Ермаков Н. П. Определение температур образования гидротермальных минералов исследованием жидких включений. ДАН СССР, нов. сер., т. 45, 1944.

Newhaus A., Noll W. Zur Kristallchemie des Zinnsteins. Die Naturwiss., H. 1, 1949.

Twenhofel W.S. The temperature of crystallization of a fluorite crystal from Luna country New Mexico. Econ. Geol., v. 42, № 1, 1947.

## АКАПЕМИЯ НАУК СССР

#### трулы минералогического музея

Выпуск 3

Редакторы: акад. Д. С. Белянкин и д-р геол.-мин. наук Г. П. Барсанов

#### Ив. Ф. ГРИГОРЬЕВ и Е. И. ПОЛОМАНОВА

# ГЕАРКСИТ (НОВЫЙ ВОДНЫЙ АЛЮМО-КАЛЬЦИЕВЫЙ ФТОРИД)

При исследовании минералогии одного из месторождений Забайкалья в зоне окисления был встречен белый, каолиноподобный минерал, названный нами впоследствии геаркситом. Этот минерал является одним из членов ряда сложных водных алюмо-кальциевых фторидов и неизвестен еще в литературе. В этом ряду водных алюмо-кальциевых фторидов до настоящего времени был известен только геарксутит. В 1946 г. Н. А. Смольянинов и Е. Н. Исаков опубликовали статью (1946) о парагеарксутите, открыв и исследовав таким образом новый член этого ряда — минерал, близкий к геарксутиту. В настоящем сборнике помещена статья М.Д. Дорфмана, в которой автор излагает результаты открытия и изучения еще одного минерала, относящегося к тому же ряду, названного им белянкитом, в честь академика Д. С. Белянкина. И, наконец, нами из ряда водных алюмо-кальциевых фторидов открыт еще один новый член — геарксит.

Геологическая обстановка нахождения геарксита следующая. Месторождение сложено нижнеюрскими ороговикованными алевролитами, глинистыми сланцами и песчаниками. Минеральные жилы приурочены к трещинам скалывания северо-западного простирания в песчано-сланцевой толще. Среди гипогенных минералов, которые нас интересуют в связи с генезисом геарксита, широкое распространение в жилах имеют топаз, циннвальдит, амазонит, флюорит и сульфиды. Главная масса геарксита встречена в пострудных тектонических трещинах того же самого простирания и падения, что и минеральные жилы, вместе с галлуазитом, монтмориллонитом, селлаитом и др. Все эти минералы в виде каолиноподобных масс заполняют тектонические трещины, образуя прожилки, мощностью от 0,5 до 2 см. По трещинам циркулируют поверхностные воды, из которых, повидимому, и выпадают указанные минералы. Геарксит встречается не только в пострудных тектонических трещинах, сопряженных, как правило, с минеральными жилами, но и в самих жилах, развиваясь по топазу и флюориту, в связи с их разложением.

Рентгеноструктурный анализ обнаружил кристаллическое строевие минерала. В результате пересчета химического анализа выяснилось, что мы имеем дело с новым водным алюмо-кальциевым фторидом, отличающимся от членов этого ряда: геарксутита, парагеарксутита и белянкита.

В основной массе минерал снежнобелого цвета в виде тончайших волокон и иголочек, собранных в мелкие комочки. Под микроскопом он представляет собой также тонковолокнистый агрегат с двупреломлением не выше 0,009; средний показатель преломления 1,458. Качественные испытания с помощью паяльной трубки показали, что минерал плавится, вспучивается и пузырится; в закрытой трубке выделяет много воды, при этом стенки (стекло) трубки сильно разъедаются фтором, становятся матовыми.

В табл. 1 приводится химический анализ геарксита. Мономинеральность материала, взятого для анализа, проверялась под микроскопом.

Таблица 1

Компоненты	Весов. %	Молекул. колич.	Атомн. колич.	Пересчет формулы
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	0,63 Не обнар. 44,42 0,33 16,76 0,19 15,39 37,86	0,015 	15 870 4 290 4 1710 1990	$CaF_2 \rightarrow 290 \times 2 = 580 \text{ F}$ Остаток $F = 1990 - 580 = 1410$ $AIF_3 \rightarrow 435 \times 3 = 1305 \text{ F}$ Остаток $F = 1410 - 1305 = 105$ $AI(F, OH)_3 \rightarrow 105 + 1200 = 1305$ Остаток $OH = 1710 - 1200 = 510$ $H_2O = 510$ ; $2 = 255$
Сумма	115,58		_	$CaF_2 \cdot Al_2(F, OH)_6 \cdot H_2O$
$O=F_2  .  .  .  .$	15,94		-	
Сумма	99,64	_	_	290 870 235
Уд. вес	2,72	_		1 1,5 0,9

Анализ произведен в геохимической лаборатории МГРИ М. О. Степпан. Расчет анализа геарксита приводит к формуле:

2CaF<sub>2</sub>·3Al<sub>2</sub>(F, OH)<sub>6</sub>·2H<sub>2</sub>O

или

 $Ca_2Al_6(F, OH)_{22} \cdot 2H_2O$ ,

где отношение  $F \kappa OH$  в группе  $Al(F,OH)_6$  равно 1,2:1.

Отличием геарксита от других членов ряда (от геарксутита, парагеарксутита и белянкита) является повышенное содержание алюминия, пониженное содержание кристаллизационной воды. Кроме того, отношение F к OH в геарксите, как мы указали, 1,2:1, в геарксутите 1:0,8, в парагеарксутите 1:1,25.

Спектроскопический анализ, произведенный в лаборатории ИГН АН СССР младшим научным сотрудником Л. Н. Индиченко, обнаружил хорошую химическую чистоту материала. В качестве примесей обнаружены в слабых линиях только Fe, Sr, As, Mn, Ni и в следах линий Pb, Zn, Na, Co, Ti.

Расчет дебаеграммы геарксита (табл. 2) также отличается от указанных сходных с ним минералов.

Таблица 2

Интенсивность линий	γ°	d	Интенсивность линий	Υ°	d
Оч. сильная Оч. слабая Слабая  "" Сильная Оч. слабая "" "" Сильная двойная Сильная Сильная Сильная Слабая Средняя Слабая Оч. слабая Оч. сильная Средняя Слабая Средняя Слабая Средняя Слабая Соч. сильная Средняя Слабая Средняя	12°24′ 14°54′ 15°57′ 16°54′ 17°57′ 20°57′ 21°30′ 25°0′ 26°36′ 27°18′ 28°0′ 28°51′ 29°24′ 30°12′ 30°33′ 32°0′ 33°48′ 34°45′	4,499 3,757 3,516 3,324 3,135 2,702 2,636 2,286 2,158 2,107 2,058 2,002 1,968 1,920 1,901 1,823 1,737 1,695	Слабая Оч. слабая Слабая широкая Оч. слабая  " " " " " " " " " " " " " " " " " " "	35°18′ 35°51′ 37°30′ 38°15′ 38°45′ 40°24′ 41°30′ 42°18′ 44°6′ 44°51′ 49°45′ 51°12′ 52°0′ 53°12′ 54°42′ 59°12′ 61°30′ 63°21′ 66°24′	1,672 1,649 1,587 1,560 1,544 1,491 1,458 1,388 1,370 1,266 1,240 1,266 1,207 1,184 1,125 1,099 1,082 1,063 1,055

Анализ произведен в лаборатории ИГН АН СССР Н. Н. Слудской.

В заключение приводим термическую кривую геарксита, полученную Ф. В. Сыромятниковым (рис. 1).

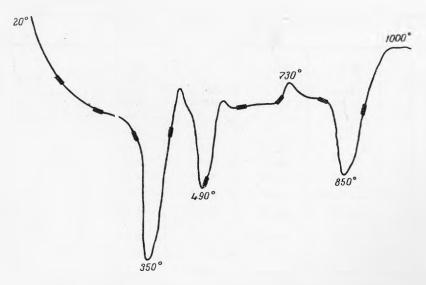


Рис. 1. Кривая нагревания геарксита (4798, обр. 902/э).

Термическая кривая геарксита значительно отличается от термических кривых геарксутита, парагеарксутита и белянкина.

Генезис геарксита, по нашему мнению, гипергенный. Геарксит возникает как вторичный минерал, в связи с процессами химического выветривания фторсодержащих минералов — топаза, флюорита и др. Появление его, как устойчивого минерального вида в ряду превращений продуктов разложения цинивальдита, амазонита, топаза, глинистых сланцев и алевролитов, происходит под воздействием фторсодержащих растворов.

Открытие геарксита и других новых минералов ряда водных алюмокальциевых фторидов в зоне окисления некоторых месторождений имеет большое значение для понимания поведения фтора в зоне гипергенеза. Ранее эти минералы при исследовании оставались, повидимому, незамеченными и поэтому вопрос о том, куда уходил фтор при разложении фторсодержащих минералов, оставался невыясненным.

Авторы выражают благодарность докторам геолого-минералогических наук Н. А. Смольянинову и И. Д. Борнеман-Старынкевич за их ценную консультацию по затронутым в статье вопросам и М. О. Степпан, про-

изведшей химический анализ геарксита.

#### ЛИТЕРАТУРА

Н. А. Смольянинов и Е. Н. Исаков. Сб., посвященный акад. Д. С. Белянкину к 70-летнему юбилею. Изд. АН СССР, 1946.

## АКАДЕМИЯ НАУК СССР

## ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 3

Редакторы: акад. Д. С. Белянкин и д-р геол.-мин. наук Г. П. Барсанов

### м. д. дорфман

# новые алюмо-кальциевые фториды

Первые сведения о геарксутите из Ильменских гор мы находим у Норденшильда (Nordenskiöld, 1886). По данным этого автора, минерал был встречен в пегматитовой жиле в виде прослойка около 1,5 мм, между кристаллами кварца и скоплением криолитовых минералов. Позднее, в 1912 г., Бёггилд (Böggild, 1913), исследуя в Копенгагене коллекцию минералов из Ильменских гор, приводит некоторые новые сведения об этом минерале. Касаясь геарксутита как вторичного минерала по криолиту, автор пишет, что он всегда исчезает в тех местах, где появляется томсенолит.

Таблица 1

	I	11	III	IV	V
Окислы	Геарисутит, Центр. Ка- захстан	Белянкит, Центр. Ка- захотан	Геарксутит (средн. из трех анал.), Забайкалье	Геарксит, Забайкалье	Геарксутит, Колорадо
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	0,54 1,00 31,08 30,81 0,12 } 0,24 12,04 0,89 30,16	21,84 34,00 — — 15,35 0,30 49,01	1,56 0,56 1,08 30,03 — — — — 16,19 0,59 35,25	0,63 0,33 44,42 16,74 0,19 — 15,39 37,86	Следы 28,52 31,37 Следы 0,08 0,05 15,20 0,4 41,00
Сумма	112,88	120,50	115,26	115,58	116,66
$O = F_2 \dots \dots \dots$	12,69	20,63	14,84	15,94	17,30
Сумма	100,19	99,87	100,42	99,64	99,36
Аналитик	Е. Н. Бо-кова	м. О. Степ- пан	Е. И. Иса- ков	М. О. Степ- пан	Porep
Автор-первооткрыва- тель	М. Д. Дорф- ман	_	Н. А. Смольяни- нов	Ив. Ф. Гри- горьев	-

<sup>7</sup> Труды Минералогического музея, вып. 3

В 1946 г. Н. А. Смольянинов (1946) в статье «Новые алюмо-кальциевые флюориды» описывает белый каолиноподобный минерал из месторождений Забайкалья, который, по мнению автора, следует назвать парагеарксутитом, т. е. сходным с геарксутитом. Минерал встречен в пустотах кварцевых жил, где ассоциирует с изъеденным флюоритом и пиритом. В работе приводятся химические анализы, расчет формулы минерала, термические кривые нагревания и дебаеграмма.

Химический состав алюмо-кальциевых фторидов различных место-

рождений приводится нами в табл. 1.

Алюмо-кальциевые фториды нами были также найдены и на некоторых месторождениях Казахстана. Ниже приводится их описание.

### Геарксутит

В глубоких частях минеральных жил, характеризующихся большим количеством флюорита и топаза, как в грейзенах, так и в жилах, встречается белый мелоподобный фтористый минерал, почти всегда ассоциирующий с изъеденным или трещиноватым флюоритом и пиритом.

Минерал белого, слегка желтоватого цвета. Твердость 1—2, начкает руки. В пальцах крошится и истирается. Излом — землистый до неров-

ного. Блеск тусклый.

В пламени паяльной трубки легко сплавляется в шарик. В закрытой трубке выделяет воду и разъедает стекло. В соляной кислоте при нагревании растворяется нацело. Показатель преломления N = 1,450.

Химический анализ, выполненный химиком Е. П. Боковой, и его рас-

чет приводят нас к следующим результатам (табл. 2).

Таблица 2

Окислы	%	Пересчет на элементарный состав в %	Молекул. колич.	-Каолин, лимонит	Фто- рид	
$SiO_2$ $Al_2O_3$	0,54 31,08	Al16,44	0,009 0,608	0,009	0,599	0,599 Al:(F, OH) <sub>3</sub> = = 1,797
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> MgO CaO	1,00 0,12 30,81	 Ca22,01	0,013 0,003 0,550	0,013 0,003 —	_ 0,550	
$Na_2O + K_2O$ $H_2O^+$	0,24 30,16 12,04	F30,16 $H_2O12,04$	1,587 1,340 (OH)	0,009	1,587 1,331	$\Sigma = 2,897$ - (F, OH) = 2,878
$\mathrm{H_2O^-}$	6,89	-	-	-	-	_

Отношение Ca : Al = 1,00 : 1,09.

Состав минерада отвечает таким образом формуле геарксутита:  $CaAl(F, OH)_5$  или  $Ca_2Al_2(F, OH)_{10}$ .

#### Белянкит

На одном из месторождений Казахстана, на сравнительно большой глубине от дневной поверхности, был встречен белый сахаровидный минерал с большим содержанием фтора, кальция, алюминия и воды. Пространственно и генетически он связан с каолинизированными гранитами, примыкающими к кварц-топазовым грейзенам. Выделения минерала приурочены к линзовидным прожилкам, в которых он ассоциирует с каолином, флюоритом и мелкими зернами пирита. Минерал имеет форму сплюснутых или, что бывает реже, почковидных стяжений (рис. 1). Размер их колеблется от  $2 \times 1.5 \times 1$  до  $9 \times 10 \times 1.2$  см.

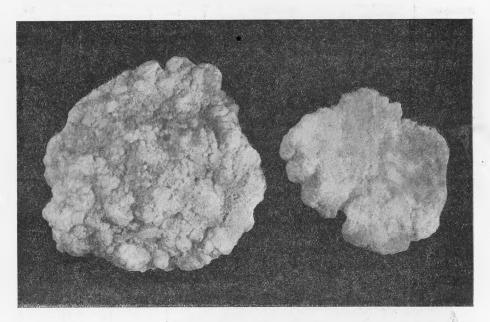


Рис. 1. Натечные уплощенные выделения минерала белянкита. Нат. вел.

В изломе агрегаты имеют однородное мелкозернистое сложение, нарушаемые иногда узкими каолиноподобными полосами (1—3 мм), всегда ориентированными перпендикулярно к плоской поверхности агрегата.

В пустотах минерал образует мелкие, бесцветные, удлиненно-призматические кристаллы (рис. 2), размером до 0,5—0,7 мм. Кристаллизуется в моноклинной сингонии. Класс L<sub>2</sub>Pc. Наиболее развитыми формами являются грани ромбической призмы: m(110) и d(011); грань пинекоида (100) выражена слабо (рис. 3).

Абсолютные параметры<sup>1</sup>:  $a=13.47\pm0.10$  A;  $b=8.46\pm0.05$  A;  $c=9.89\pm0.05$  A;  $\beta=93^{\circ}\pm30$ . Ячейка центрированная по грани ab.

Молекулярный объем элементарной ячейки 1826.

Минерал белого цвета, фарфоровидный. Сложение мелкозернистое. Под бинокулярной лупой водянопрозрачный. Блеск стеклянный, излом неровный до раковистого. Твердость 2. Удельный вес 2,720 (средний из 5 определений).

В пламени паяльной трубки легко сплавляется в бесцветный шарик. В закрытой трубке выделяет много воды и энергично разъедает стекло. В соляной кислоте при нагревании растворяется нацело. В проходящем

свете минерал бесцветный.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Абсолютные параметры определены С. С. Квитка по методу Уманского — Квитка в Физическом институте при Московском университете им. Ломоносова.

Оптические свойства алюмо-кальциевых фторидов различных месторождений приводятся нами в табл. 3.

Таблица 3

Минералы	Месторож- дение	Формула	Уд. вес		оказат еломле Nm	2V	
Геарксутит Парагеарк- сутит Геарксутит Белянкит Геарксит Прозопит	Колорадо Забайкалье Казахстан » Забайкалье	CaAl (F, OH) <sub>5</sub> CaAl (F, OH) <sub>5</sub> [0,7 H <sub>2</sub> O] CaAl (F, OH) <sub>5</sub> Ca <sub>2</sub> Al <sub>3</sub> (F, OH) <sub>13</sub> H <sub>2</sub> O CaAl <sub>3</sub> (F, OH) <sub>11</sub> H <sub>2</sub> O CaAl <sub>2</sub> (F, OH) <sub>8</sub>	2,72—74 2,72 2,72 2,72 2,72 2,88	_ 1,483	1,454 1,450	1,468	Умерен. — —64° —63°

В шлифе структура роговиковая. Среди нее наблюдаются отдельные полосы еще более тонкозернистого сложения (до 0,001 мм). В направлении

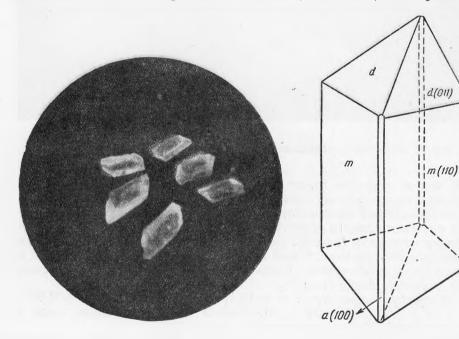


Рис. 2. Кристаллики белянкита под микроскопом. Ув. 50.

Рис. 3. Кристалл белянкита (вычерчен по данным гониометрических измерений).

к периферическим частям стяжений, а также вокруг пустоток наблюдается постепенное увеличение крупности зерна, от сотых долей миллиметра до 0,1—0,2 мм. Изометрические зерна принимают удлиненно-призматические очертания и, располагаясь более или менее перпендикулярно к округлым поверхностям пустоток или стяжений, образуют радиально-лучистые агрегаты (рис. 4). Создается впечатление, что раскристаллизация лучше всего протекала именно в этих краевых участках образца.

Химический анализ минерала, выполненный химиком М. О. Степпан, и его расчет приводят нас к следующим результатам (табл. 4).

Таблица 4

Окислы	%	Пересчет на элементарный состав в %	Молекул. колич.	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> CaO	21,88 34,00	Al — 11,36 Ca — 23,89	0,858 0,596	0,858 AI:(F, OH) <sub>3</sub> — 2,574 0,596 Ca:(F, OH) <sub>2</sub> — 1,192 Сумма 3,766(F,OH)
F	49,01 15,35	F - 49,01 $H_2O - 15,35$	$\left\{ \begin{array}{c} 2,579 \\ 1,704 \end{array} \right\}$	(F, OH) - 4,283
H <sub>2</sub> O	0,30	_		_
Сумма О = F <sub>2</sub>		=	9	Ξ
Сумма	99,87	_	_	

Отношение Ca : Al = 1 : 1,44, или 2 : 3.

Избыток (ОН) — 0,517 против потребного для насыщения Al и Ca количества (F, ОН) — 3,766 говорит о том, что в минерале присутствует одна молекула воды, или, точнее, 0,86  $\rm H_2O_\bullet$ 



Рис. 4. Увеличение крупности зерна в агрегате белянкита по направлению поверхности стяжений. Ув. 50, ник. +.

Состав минерала отвечает, таким образом, формуле:  $Ca_2Al_3(F, OH)_{13}$  •  $H_2O$ .

От близкого по химическому составу геарксутита CaAl(F, OH)<sub>5</sub> описываемый минерал отличается более высоким показателем преломления,

иной дебаеграммой (см. табл. 5) и несколько другим характером кривой нагревания (рис. 5 и 6), от прозопита —  $\operatorname{CaAl}_2(F, \operatorname{OH})_8$ — иным химическим составом и резко отличным показателем преломления.

Результаты рентгенографических исследований алюмо-кальциевых фто-

ридов приводятся в табл. 5<sup>1</sup>.

Таблица 5

Белянкит		Геарксит		Геарксутит				
Интенсивность линий	d	Интенсивность линий	d	Интенсивность линий	d			
Средние Слабые Сильные Слабые Средние Слабые Средние Слабые "" "" "" "" "" "" "" "" "" "" "" "" ""	3,861 3,654 3,430 3,245 3,039 2,876 2,709 2,602 2,424 2,300 2,152 2,025 1,928 1,840 1,743 1,677 1,604 1,566 1,507 1,433 1,318 1,282 1,225 1,204 1,106 0,917 0,882	Оч. слабые  »	3,566 3,435 3,203 2,733 2,384 2,289 2,157 1,931 1,751 1,604 1,570 1,528 1,496 1,435 1,470 1,271 1,243 1,211 1,190 1,133 0,916	Оч. сильные Средние  »  »  »  »  »  »  »  »  »  »  Средние  Сильные  Оч. сильные  Сильные  Сильные  Сильные  Сильные  Сильные  Сильные  Средние  Сильные  Средние  Сильные  Средние  Оч. слабые  »  Средние  Слабые  »  Средние  Оч. слабые  »  Средние  Слабые  »  Средние  Оч. слабые  »  Средние  Оч. слабые  »  Средние  Оч. слабые  »  Средние  »  Средние  »  Средние  »  Средние  »  «  »  Средние  »  «  »  «  »  «  »  «  »  «  »  »  »	4,52 3,49 3,31 3,13 2,51 2,28 2,27 2,00 1,99 1,95 1,88 1,80 1,73 1,69 1,65 1,58 1,58 1,58 1,58 1,58 1,58 1,58 1,5			

Таким образом, описанный минерал относится к группе алюмо-кальциевых фторидов, является новым минеральным видом и в честь академика Д. С. Белянкина назван белянкитом.

Минерал, найденный Ив. Ф. Григорьевым и Е. И. Доломановой, приурочен к глубоким трещинам, секущим минеральные тела. Внешне это белый, тонковолокнистый с шелковистым блеском минерал, пачкающий руки. В отношении пламени паяльной трубки,

¹ Съемка производилась на рентгеновской установке Мюллера с медным антикатодом. Фильтр никелевый. Камера Дебая диаметром 57,3 мм, диафрагма 1 мм. Напряжение 13 mA при 30 квт. Экспозиция от 15 до 20 часов.

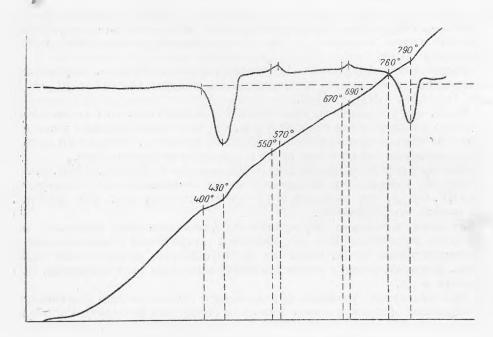


Рис: 5. Кривая нагревания белянкита.

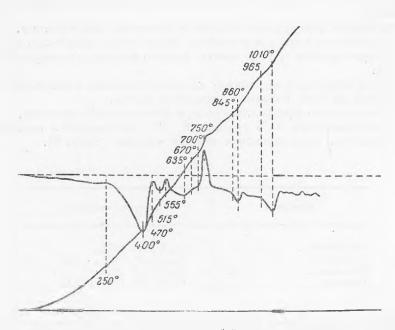


Рис. 6. Кривая нагревания забайкальского геарксутита.

поведения в закрытой трубке и оптических свойств минерал близок к нашему геарксутиту. В поляризованном свете минерал обнаруживает тонкоигольчатое строение и двулучепреломление, равное 0,009—0,010. Погасание косое.

Расчет анализа (см. табл. 1) отвечает, однако, формуле, значительно отличающейся от ранее приведенных, а именно:  $CaAl_3(F, OH)_{11} \cdot H_2O$  или  $Ca_2Al_6(F, OH)_{22} \cdot 2H_2O$ .

Иная, чем у белянкита, оптическая характеристика, но в то же время сходство их дебаеграмм говорит о том, что этот новый минерал является одним из членов группы алюмо-кальциевых фторидов, который по нашим представлениям находит свое место в предлагаемой ниже схеме.

Что касается парагеарксутита (Смольянинов и Исаков, 1946), то, в сущности говоря, он настолько мало отличается от геарксутита (CaAl(F, OH)<sub>5</sub>), что выделять его в самостоятельный вид, нам кажется,

нет особой необходимости.

Условия, в которых образуются все описанные выше минералы, совершенно идентичны. Все они являются вторичными образованиями и возникают только тогда, когда на месторождении присутствуют сульфиды, флюорит, топаз, а также землистые минералы типа каолинита, гал-

луазита и др.

При окислении сульфидов образующаяся серная кислота воздействует на первичные фторсодержащие минералы (топаз или флюорит). Растворы, обогащенные фтором и кальцием (за счет вмещающих пород), воздействуют в свою очередь на глинистые минералы и в зависимости от рН выпадают, видимо, те или иные алюмо-кальциевых фториды. При некоторых благоприятных условиях могут образовываться кристаллические разности типа белянкита.

Образование этой группы минералов интересно еще и потому, что фтор после разрушения топаза и флюорита не уносится за пределы месторождения, а фиксируется в виде новых, хорошо индивидуализированных соединений.

Если рассматривать всю группу алюмо-кальциевых минералов в целом, то обращают на себя внимание следующие факты:

1) все минералы кристаллизуются в моноклинной сингонии;

2) в соотношениях Al и группы (F, OH) наблюдаются определенные закономерности, выражающиеся целыми числами (табл. 6).

Таблица в

Минералы									Формулы минералов						
Геарксутит Белянкит Ірозопит . Геарксит .		•							Ca <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> (F, OH) <sub>10</sub> Ca <sub>2</sub> Al <sub>3</sub> (F, OH) <sub>13</sub> · H <sub>2</sub> O Ca <sub>2</sub> Al <sub>4</sub> (F, OH) <sub>16</sub> Ca <sub>2</sub> Al <sub>6</sub> (F, OH) <sub>22</sub> · 2H <sub>2</sub> O						

Каждый последующий минерал отличается от предыдущего увеличением молекулы алюминия на одну единицу и группы (F, OH) на три единицы. В этом звене нехватает одного соединения, формула которого должна быть  $Ca_2Al_5(F, OH)_{19}$ .

Образование подобного соединения в природных условиях вполне вероятно; о минералах этой группы мы пока еще слишком мало знаем.

Обычно геологи, изучающие месторождения, не уточняют природы белых каолиноподобных минералов, и все подобного рода соединения имеют обыкновение называть каолином.

В заключение выражаю искреннюю благодарность И. Д. Борнеман-Старынкевич за любезную консультацию, а также Ив. Ф. Григорьеву и Е. И. Доломановой, предоставившим в мое распоряжение химические анализы и дебаеграмму открытого ими геарксита.

#### ЛИТЕРАТУРА

Смольянинов Н. А. и Исаков Е. Н. Новые алюмо-кальциевые флюориды. Сб., посвящ. акад. Д. С. Белянкину к 70-летнему юбилею. Изд. АН СССР, 1946. В öggild О. В. Beobachtungen über die Mineralien der Kryolithgruppe. Zeit. Kryst., № 5, 1913.

Nordenskiöld. Mineralogiska bidrag. Geol. Fören., 1886.

## АКАДЕМИЯ НАУК СССР

#### ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 3

Редакторы: акад. Д. С. Белянкин и д-р геол.-мин. наук  $\Gamma$ .  $\Pi$ . Барсанов

### н. г. сумин и н. к. лашева

# НОВЫЕ РАЗНОВИДНОСТИ ХРИЗОКОЛЛЫ ТИПА ПЛАНШЕИТА В МЕДНОРУДЯНСКЕ НА УРАЛЕ

Из кремнистых водных медистых соединений Меднорудянска широко известны минералы асперолит и демидовит — разновидности хризоколлы. Последняя является довольно обычной в зоне окисления многих медных месторождений, но обычно образует небольшие скопления. Однако в Меднорудянском месторождении типичного гипергенного генезиса она пользуется весьма широким распространением. Тем не менее изучена эта группа минералов весьма слабо.

По имеющимся в коллекциях Минералогического музея образцам очень трудно, а подчас невозможно, макроскопически определить, что же назы-

вать хризоколлой, асперолитом и демидовитом.

Условия образования их в месторождении довольно однообразны. Редко они дают значительные скопления, а чаще всего составляют оболочку на малахите, или на фосфате и элите, толщиной от долей миллиметра до 5—6 мм. По наблюдениям П. В. Еремеева (1886), «в Меднорудянске до глубины 172—180 м обычно встречается малахит, поблизости к известнякам, а с 180 м в глубь в толщах глин встречается асперолит. Отлагаясь в виде коллоидов, они часто образуют псевдоморфозы по ним». Цвета их бывают различные, чаще всего голубые, синие и зеленые, но нередко встречаются и бурые, серые и темные загрязненные разности. Все это делает затруднительным различать их макроскопически. Да и в литературе пет в настоящее время твердо установившихся понятий в определении этих минералов. Это объясняется, может быть, тем, что на эту группу минералов до сих пор ошибочно смотрят как на аморфные минералы. Однако, как показало микроскопическое изучение их, вся эта группа минералов оказывается скрытокристаллической, состоящей либо из агрегатов слюдоподобных листочков, либо из тонковолокнистых скоплений или смеси двух и реже трех их разновидностей.

Благодаря значительному распространению разновидностей хризоколл в Меднорудянске, они впервые были описаны в этом место-

рождении.

Асперолит в Меднорудянском месторождении долгое время был известен под названием «кремнистой меди». Р. Герман (Hermann, 1866) первый проанализировал его и установил, что по количеству воды асперолит сильно отличается от кремнистой меди (хризоколлы, медной велени). Благодаря большой его хрупкости, этот минерал был назван асперолитом.

## По анализу Р. Германа асперолит состоит (в %) из:

											31,94
	٠										
$H_2O$	•	٠	•	٠	•	٠	٠	٠	•	•	27,25
											100,00

что в переводе на формулу представляет собой CuSiO<sub>3</sub> · 3H<sub>2</sub>O.

По данным H. Ĥорденшильда (Nordenski öld, 1856), там же им была определена кремнистая медь с формулой  $\mathrm{CuSiO_3} \cdot 4\mathrm{H_2O}$ , которой не было дано названия.

Это дало возможность Р. Герману простые соединения кремнезема с окисью меди, встречающиеся в природе, связать с четырьмя различными количествами воды и образовать ряд минералов:

Диоптаз									CuSiO <sub>3</sub> ·H <sub>2</sub> O
Хризоколла				-					CuSiO <sub>3</sub> ·2H <sub>2</sub> O
									$CuSiO_3 \cdot 3H_2O$
Неизвестный	M	ин	e	aa	I				CuSiO <sub>3</sub> ·4H <sub>2</sub> O

что последующими исследованиями не подтвердилось. Благодаря отсутствию аналогии в структуре и кривых нагревания хризоколлы и диоптаза их нельзя объединить в единый изоморфный ряд.

По наблюдениям П. В. Еремеева (1886), асперолит в Меднорудянске происходит за счет малахита. Он обратил внимание на частые находки псевдоморфоз аморфного асперолита по скорлуповатым образованиям малахита.

Демидова и т впервые был описан из Меднорудянского месторождения Н. Норденшильдом в 1856 г. и назван им в честь Демидова. В Меднорудянске до его описания он был известен под названием голубого малахита, хотя и не представлял углекислого соединения. Встречается он обычно на почках малахита очень тонкими слоями, от 1 до 2 мм толщиной, или чередующимся с прослойками тагилита и другими минералами, содержащими фосфорную кислоту. Цвет голубой, иногда переходит в зеленоватый; черта белая; в изломе тусклый, или с масляным блеском; в краях просвечивает; хрупок; твердость равна гипсу; удельный вес 2,25.

В связи с тем, что химическое исследование, как указывает автор, пропзводилось над малым количеством чистого минерала, он выражает неуверенность в полученных результатах относительно пропорций составных частей, поскольку последние были не совсем удовлетворительными. Несмотря на это, Норденшильд все же устанавливает новый минеральный вид под названием демидовит, который должен представлять соединение кремнекислой и фосфорнокислой меди с водой и фосфорнокислыми глиноземом и магнезией.

Анализ демидовита был выполнен в Тагильской заводской лаборатории п представлял следующее (в %):

SiO <sub>2</sub>										31,55
										33,14
$P_2O_5$										
$H_2O$						,	,			23,03
$Al_2O_3$										0,53
MgO			٠							3,15
										101,62

Н. Норденшильд, выражая признательность химикам Тагильской лаборатории за производство анализа и особенно за искусство сделать анализ из незначительного количества минерала, совершенно не говорит о

способе отбора материала для анализа. Между тем частое чередование его с тонкими прослойками малахита, тагилита и другими фосфатами обусловило более значительную трудность отделения его от других минералов, чем само производство анализа. Это обстоятельство невольно заставляет выразить сомнение в однородности материала, подвергавшегося анализу.

Фосфорная кислота в минерале была определена приблизительно, т.е., как выражается автор, предварительным экспериментом, поэтому в полученном им результате анализа количество фосфорной кислоты было получено не прямым определением, а путем расчета за счет потери при анализе,

что и составило 10,22%.

В полученном таким образом результате не случайно автор сам выражает неуверенность в составе демидовита и высказывает предположение, что последний, повидимому, представляет смесь, содержащую силикаты и фосфаты меди с водой и фосфаты алюминия и магния, но эти последние в очень назначительных количествах, поэтому, отбрасывая последние, он выводит формулу  $5\text{CuSi} + \text{CuP} + 18\text{H}_2\text{O}$ . Оптическому исследованию минерал не подвергался.

Относительно содержания воды в минерале отмечено, что треть ее освобождается при более низкой температуре, чем остальные две части, и что демидовит, как и волконскоит и гизингерит, совершенно аморфный.

В парагенезисе с демидовитом отмечались: малахит, самородная медь, куприт, тагилит и фосфорохальцит. Сульфаты в верхней части месторождения, где концентрируются указанные выше минералы, встречаются редко, но их количество непрерывно увеличивается по мере углубления.

Таким образом, благодаря наличию в настоящее время более совершенных методик рентгеноструктурного и спектрального анализов и др., данные исследования Н. Норденшильда по установлению нового мине-

рального вида — демидовита, несомненно, требуют проверки.

Что касается собственно хризоколлы Меднорудянского месторождения, то отдельных сведений о ней в литературе нет; повидимому, она не подверглась специальному изучению. Под ней обычно подразумевали все кремнекислые соединения меди, встречающиеся на месторождении, как асперолит и демидовит, так и соединение, отнесенное Н. Норденшильдом к типу CuSiO<sub>3</sub> · 4H<sub>2</sub>O. Последнее содержит (в %):

SiO <sub>2</sub>																		31,45
																		37,31
																		0,40
$H_2O$	٠	٠	•	٠	•	٠	٠	٠	•	٠	٠	٠		٠	٠	٠	٠	31,18
													_			_		100.34

Таким образом, вся эта группа минералов, имеющая широкое распространение в Меднорудянском месторождении среди окисленных руд, вплоть до настоящего времени является нерасшифрованной и мало изученной. Это может быть объясняется тем, что состав многих хризоколл, установленный химическими анализами, обычно не укладывался в распространенную формулу хризоколлы, как метасиликата.

Произведенное нами исследование этой группы минералов из Меднорудянского месторождения показало, что хризоколлы представляют собой изоморфный ряд от изотропного асперолита с максимальным содержанием в нем воды до волосовидной разновидности хризоколлы —

планшеита.

Среди богатейшей коллекции минералов Меднорудянска, находящихся в Музее, было обнаружено большое количество кремнистых соедине-

ний меди, образующих минералы с названиями — асперолит, демидовит и хризоколла, макроскопически мало отличимые друг от друга. Исследование одного такого образца, в котором можно было наблюдать все разно-

видности хризоколл, дало нам весьма интересные результаты.

Макроскопически на образце можно было различить только три минерала, резко обособленных друг от друга: 1) волокнистую разновидность хризоколлы, 2) стекловидную разновидность хризоколлы (асперолит) и 3) малахит в виде плотной скорлуповатой массы с полосатой окраской, составляющий верхнюю часть натечного образования, иногда переслаивающийся с элитом или тагилитом.

Эти минералы были подвергнуты спектральному анализу Л. Н. Индиченко в спектральной лаборатории Института геологических наук. Дан-

ные анализов приводятся в табл. 1.

Таблица 1

Эле <b>мен</b> ты	Волокнистая разновид- ность хризоколлы	Стекловидная разновид- ность хризоколлы (асперолнт)	Малахит
Ba	Оч. слабые	Оч. слабые	Ничт. следы
Р	Сильные		Выше средних
Cu	Оч. сильные	Оч. сильные	Оч. сильные
Zn	Слабые	Слабые	Слабые
V	Выше средних	Средние	»>
Ca	» »	Выше средних	Выше средних
Al	Слабые	Оч. слабые	
Mg	Средние	Средние	Слабые
Mn	»	»	Средние
Fe	Оч. слабые	Следы	Оч. слабые
Ti	Ничт. следы	Ничт. следы	Ничт. следы
Si	Оч. сильные	Оч. сильные	Выше средних

Других элементов обнаружено не было. Наивысшую интенсивность показали медь и кремний, как главные элементы, составляющие эти минералы. Остальные элементы, давшие среднюю и слабую интенсивность линий, повидимому, являются обычной примесью.

Спектральный анализ планшента из Конго, который был сделан для сравнения, повторил полную аналогию в содержании тех же элементов и интенсивности линий, за исключением присутствия в нем кобальта (сильные линии) и следов In и Ge.

Указанные выше минералы Меднорудянска были одновременно подвергнуты химическому анализу аналитиком Н. В. Воронковой.

Данные анализа приводятся в табл. 2.

Данные анализов показали кроме основных окислов, входящих в кремнистые и карбонатные соединения меди, наличие в них окислов фосфора с максимумом в волокнистом минерале, и углекислоты в кремнистых соединениях. Что касается остальных окислов — железа, алюминия, кальция и магния, то они присутствуют в них в небольших количествах, в десятых и сотых долях процента.

Характерно отметить, что количественное содержание указанных примесей уменьшается от асперолита к малахиту. Это говорит о том, что они присутствуют в них в виде механической примеси, причем в коллоидальных образованиях их больше, а в самостоятельных обособленных минералах они достигают минимального количества.

Таблица 2

Four	юненты	виднос	тая разно- ть хризо- плы	новиднос	идная раз- сть хризо- сперолит)	Малахит		
TOM!	Юненты	содержа- ние в %	молекул. вес	содержа- ние в %	молекул. вес	содержа- ние в %	молекул вес	
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$		31,00 46,90 7,02 7,02 7,02 0,11 0,56 0,67 0,32 3,82 3,15	519 589 389 389 001 006 012 007 027 071	37,27 43,06 9,55 6,28 0,41 0,72 0,73 0,46 0,13 1,00	621 541 530 348 003 007 013 011 001 023	1,40 69,40 0,53 8,82 0,07 0,39 0,07 0,43 1,14 18,30	022 872 029 489 001 001 001 010 008 417	

Приведенные анализы показывают, что малахит довольно хорошо укладывается в принятую для него формулу  $CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$ . Что касается кремнистых соединений меди, асперолита и волокнистой хризоколлы, то они оказались более сложными соединениями, не укладывающимися в обычную формулу, принятую для хризоколл. Поэтому остановимся на них более подробно.

1. Волокнистая разновидность хризоколлы образует почковидные массы, состоящие из волокон или удлиненных чешуек, ориентированных в определенном направлении, и собранные как бы в веерообразные пучки (рис. 1); иногда она образует звездчатые скопления в асперолите (рис. 2). Цвет минерала голубоватый или бледноголубой, в порошке светлозеленый; излом неровный, чешуйчатый; блеск матовый, в краях не просвечивается; в воде не растрескивается и не растворяется; к языку липнет, но очень слабо; твердость 2,5—3; удельный вес 2,83. Нагретый в запаянной трубке, выделяет воду. При дальнейшем нагревании чернеет. В соляной кислоте растворяется без шипения, образуя кремнистый гель.

По оптическим свойствам волокнистая разновидность представлена

обычно двумя типами минералов (рис. 3).

І тип напоминает собой грубые волокна в виде асбеста, представленные беспорядочно собранными пучками. В проходящем свете светлоголубоватого цвета. С заметным плеохроизмом от светловеленого до бледножелтовато-грязноватого. При скрещенных николях дает желтоватые цвета интерференции, указывающие на довольно значительное двупреломление. Ng = 1,638—1,634; Np = 1,618—1,612; 2V малый; угасание прямое; оптически положительный.

II тип обычно заполняет промежутки между волокнами I типа, в проходящем свете светлозеленоватого цвета с желтоватым оттенком и с слабо заметным волокнистым строением. В скрещенных николях, благодаря различной ориентировке волокон, последние более отчетливо наблюдаются. Рельеф значительно ниже первого. Цвета интерференции серые. Ng = 1,612 - 1,609; Np = 1,605 - 1,603; Ng - Np = 0,007 - 0,006; угасание прямое; оптически положительный.

Среди волокнистых скоплений иногда наблюдаются небольшие зерна яркозеленого минерала тагилита, но чаще последний можно наблюдать

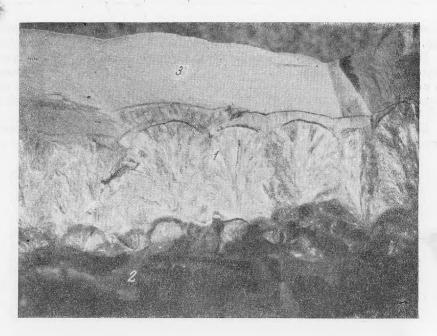


Рис. 1. Волокинстая разновидность хризоколлы (1) среди асперолита (2) и малахита (3). Ув. 3.



Рис. 2. Волокнистая разновидность хризоколлы (светлая) в лучистых сферолитах или звездочках среди асперолита (темного). Ув. 3.

на контакте с нашим волокнистым минералом, где он образует неправильные, обычно вытянутые по контакту, зерна или небольшие каемки (рис. 4).

По парагенезису, условиям образования и волокнистому строению исследуемый нами минерал, очевидно, представляет собой псевдоморфозу по своеобразной смеси малахита и фосфата (элита—тагилита), о чем свидетельствуют сохранившиеся реликты и наличие химических анализов Р2О5 и CO<sub>2</sub>.

Если из химического анализа волокнистого минерала (табл. 2) исключить примеси малахита и тагилита по количественному содержанию в нем

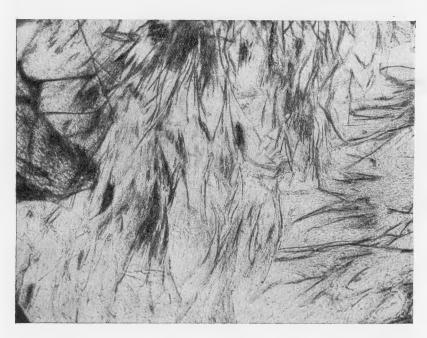


Рис. 3. Волокнистая разновидность хризоколлы, представленная смесью двух минералов: I типа — темные асбестовидные волокна и II типа спетлая волокнистая масса, выполняющая промежутки I типа. Ув. 46; без анализатора.

 $P_2O_5$  и  $CO_2$ , то пересчитанный остаток окажется: 4,5  $CuO \cdot 5 SiO_2 \cdot$ · 6H<sub>2</sub>O.

Пренебрегая небольшим избытком кремнезема, избыточное накопление которого в условиях образования хризоколл всегда возможно, формула минерала будет иметь вид: 3CuSiO<sub>3</sub> · 4H<sub>2</sub>O.

Эта формула будет отвечать фактически смеси двух минералов, одинаковых по химическому составу, но различных, очевидно, по количествен-

ному содержанию воды.

После исключения примесей, малахита и тагилита, естественно, и удельный вес смеси будет значительно ниже фактического, определенного

нами. По произведенным нами расчетам он составит 2,38.

2. Стекловидная разновидность хризоколны — асперолит образуется на малахите в виде сплошных масс или тонких корочек. Цвет сине-зеленый, в порошке голубой или зеленый; излом раковистый и блестящий; блеск стеклянный; очень хрупкий и ломкий. При опускании в воду растрескивается по трещинкам и распадается на мелкие кусочки. Обладает

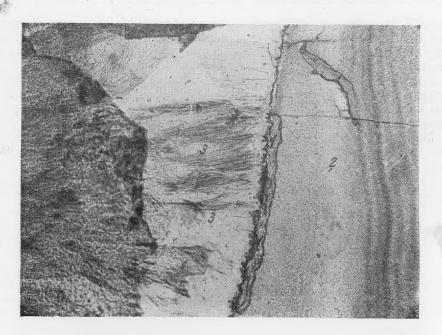


Рис. 4. Тагилит: каемка (1) в контакте малахита (2) и волокнистой хризоколлы I и II типов (3). Ув. 46; без анализатора.



Рис. 5. Волокнистый минерал I и II типов (1) и стекловидный асперолит (2). Ув. 46; без анализатора.

высокой адсорбционной способностью в поглощении воды; сильно прилипает к языку; твердость 2,5; удельный вес непостоянен — по Р. Герману он равен 2,306; наши данные по определению удельного веса показали 2,35.

Подогретый в пробирке порошок асперолита выделяет на стенки последней большое количество воды. При дальнейшем нагревании порошок чернеет. В соляной кислоте порошок минерала без шипения распадается, при этом выделяет осадок в виде геля.

Микроскопические исследования показали, что асперолит в проходящем свете кажется однородным (рис. 5). Однако при скрещенных николях

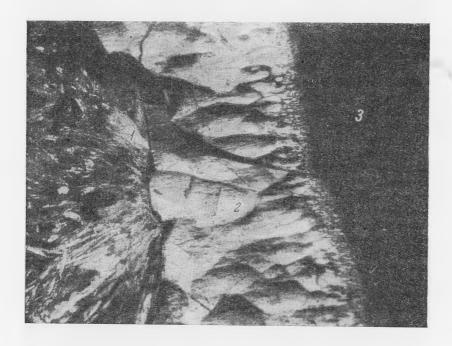


Рис. 6. Волокнистый минерал I и II типов (1) и стекловидный асперолит анизотропный (2) и изотропный (3). Ув. 46; ник. +.

хорошо наблюдаются два типа: анизотропный и изотропный (рис. 6). В первом особенно ярко выражена кристаллическая структура, напоминающая собой серпентиноподобную волокнистую массу. Часто волокна представляют собой пучки, в результате чего получается волнистое угасание при скрещенных николях. В проходящем свете минерал светлозеленовато-желтоватого двета. Оптически положительный. Цвета интерференции низкие, Ng = 1,570; Np = 1,564.

Второй, изотропный, тип в проходящем свете почти неотличим от первого как по цвету и форме зерен, которые образуются при раскалывании, так и макроскопически. Однако показатель преломления его заметно ниже

нервого; N = 1,555 - 1,550.

Отбросив незначительное содержание окислов A1, Fe, Mg, Ca и  $\mathrm{CO}_2$ , как возможную механическую примесь, и пересчитав данные химического анализа асперолита на молекулярные веса (табл. 2), получим отношения, которые можно написать в следующем виде:  $5,4\mathrm{CuO} \cdot 6,2\mathrm{SiO}_2 \cdot 8,8\mathrm{H}_2\mathrm{O}$ 

или приближенно 2CuSiO<sub>3</sub> · 3H<sub>2</sub>O. Эта формула фактически отвечает смеси изотропного и анизотропного асперолита и почти тождественна с формулой волокнистой хризоколлы, отличаясь лишь немного большим содержанием воды.

Благодаря тесному срастанию и прорастанию исследуемых нами разновидностей хризоколл, выделить каждую из них в чистом виде не представ-

ляется возможным.

Однако, несмотря на это, исследование показало, что как по химическому составу, так и по структуре и оптическим свойствам они явно отличаются друг от друга.

І тип. Грубоволокнистое строение с ярко выраженными обособленными

асбестовидными волокнами.

II тип. Плотноволокнистая масса с отчетливо выраженной волокнистой структурой, обычно заполняющей промежутки между грубоволокнистой разностью хризоколлы I типа.

III тип. Плотные скрытокристаллические массы волокнистого строения. IV тип. Асперолит — хризоколла с коллоидно-аморфной структурой.

Стекловидная; изотропная.

Если IV тип назвать собственно хризоколлой, подразумевая под этим кремнекислые соединения меди типа  ${\rm CuSiO_3 \cdot 2H_2O}$  с коллоидно-аморфной структурой и оптически изотропные, то, несомненно, I, II и III типы разновидностей, описанных нами выше, заслуживают самостоятельных наименований. Однако отсутствие химических анализов мономинерального вещества, ввиду невозможности выделения, заставляет признать установление новых названий пока преждевременным.

Но несомненная близость к минералам группы хризоколлы дает нам основания относить их к разновидностям последней, ограничившись лишь названием их типов I, II и III, а за IV типом оставить название асперолита — стекловидной хризоколлы, характерной для Меднорудянского место-

рождения.

Все описываемые разновидности хризоколл в ультрафиолетовых лучах при длине волн 3600—3800Å и 3200—2800Å в люминесцентной установке

дали отрицательный эффект.

Рентгенометрическое исследование минералов производилось в Институте геологических наук АН СССР Н. Н. Слудской. Межплоскостные расстояния, вычисленные для асперолита и ПП типа хризоколл, показали во многом тождество их с минералами групп хризоколл, а I и П типы разновидностей, кроме хризоколлы, имеют сходство с тагилитом и планшентом.

Данные рентгенограмм приводятся в табл. 3.

Сравнение межплоскостных расстояний хризоколл и асперолита указывает на структурную аналогию между этими минералами. Поэтому можно утверждать, что асперолит является одной из разновидностей хризоколл.

Сравнивая рентгенограммы Ф. В. Чухрова (1950) по хризоколлам Казахстана (Джезказгана, Успенки и Зыряновки) и наши по разновидностям из Меднорудянска, устанавливаем, что все они оказались более или менее аналогичными. На всех снимках имелось по пяти очень слабых и сильно размытых линий, за исключением одной (4,499) в меднорудянской хризоколле.

Приведенные в табл. З межплоскостные расстояния хризоколл по Вальдо при сравнении с нашими данными показали различие между ними, которое дает основание предполагать, что исследованные Вальдо минералы вряд ли соответствовали по составу хризоколлам.

Планшент	r	Волокнистан х колла I и II т	ризо- ипов	Асперолит и х колла III т	ризо- ипа	Хризоколла Ме рудянска	едно-	Хризоколла Ка стана	ааах-	Хризоколл по Вальдо	ia O
итенсивность линий	d	интенсивность линий	d	интенсивность линий	d	интенсивность линий	d	интенсивность линий	d	интенсивность линий	d
Средние	6,900		_	_	_		-	-	·	_	_
»	4,805	Средние	4,535		_	Оч. слабые	4,499	-			-
»	3,838		-				_	_		-	_
	_	Слабые	3,484	_			-	_	_	_	_
Средние	3,323	Оч. слабые	3,127	_		_	_	_		Сильные	3,35
»	2,894	Средние	2,880	Слабые	2,859	Слабые	2,852	Оч. слабые	2,86	_	
»	2,696		_			Оч. слабые	2,636	_	_	_	
Слабые	2,535 —			<u></u>	_	Слабые	2,408	Оч. слабые	2,54	_	
_	_	Средние	2,433				_		_	Оч. слабые	2,46
Средние	2,334	Слабые	2,339	_					_	_	
	to the same of the	»	2,240					_	_ }		
Слабые	2,092		_	_			-	_			_
Оч. слабые	1,643	Оч. слабые	1,620	Оч. слабые	1,620	Оч. слабые	1,630	Оч. слабые	1,620	Средние	1,810
Слабые	1,569		-	_	_	_		_	_	Слабые	1,536
»	1,526	_	-	-	-	_	_		_	_	
		Слабые	1,479	Слабые	1,486	Оч. слабые	1,484	Оч. слабые	1,475		
Оч. слабые	1,350	-	-	-	-	_		-	-	Средиие	1,373
		Оч. слабые	1,322	Оч. слабые	1,318	-	-	Оч. слабые	1,310	Оч. слабые	1,319
» »	1,276	_	_		_				_	-	_
» »	1,216	-	-	-	-	-	-	_	-	-	-
								-		Оч. слабые	1,181
										» »	1,045
										» »	1,033

Данные Н. Н. Слудской, полученные ею на большом количестве хризоколл из разных месторождений, показали результаты, совершенно аналогичные нашим. Что же касается разновидностей І и ІІ типов наших хризоколл, то по некоторым линиям дебаеграмм они являются аналогами и асперолита и планшеита. Малахитовые линии отсутствуют, кроме двух—очень сильной 2,852 и слабой 1,475, которые наблюдаются во всех сравниваемых выше минералах и поэтому не могут быть характерными. Некоторое сходство влиниях с тагилитом вряд ли можно объяснить механической примесью его, вернее, это — случайное совпадение. Что же касается наличия линий, близких к таковым у планшеита, то не исключена возможность структурной близости к нему хризоколл І и ІІ типов. §

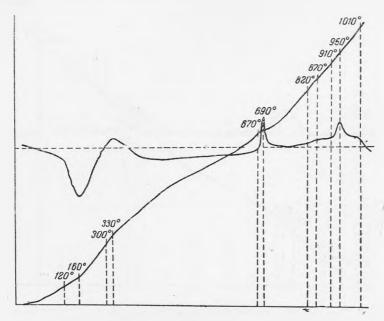


Рис. 7. Кривая нагревания разновидности хризоколлы III типа и асперолита.

Результаты химического анализа изученных нами разновидностей хризоколл показывают, что отношение молекулярных количеств окиси меди и кремнезема не отвечает полностью общепринятой формуле хризоколлы —  $\text{CuSiO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ; в некоторых из них гораздо меньше воды ( $2\text{CuSiO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ), а в I и II типах еще меньше ( $3\text{CuSiO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ).

Дальнейшая потеря воды в хризокопле совершенно очевидно прибли-

жает ее к планшепту.

Общность с группой планшента особенно заметна на исследуемых нами разновидностях I и II типов, которые по содержанию воды близки с бисбентом (продуктом гидратации планшента —  $\mathrm{CuSiO_3} \cdot \mathrm{H_2O}$ ) и имеют

дебаеграммы, близкие к планшеиту.

По содержанию воды исследованные нами минералы ведут себя как обычные хризоколлы; в разновидности ПП типа и асперолите значительная часть воды выделяется до 110° и в меньшем количестве при более высоких температурах, тогда как в разновидностях І и П типов вода выделяется в одинаковых количествах как до 110°, так и выше 110°. В соответствии с этим наши минералы являются аналогами хризоколл, в которых

различается слабо связанная и прочно связанная вода, причем количество прочно связанной воды во всех разновидностях почти одинаково (рис. 7 и 8).

По данным термограмм, из всего количества воды, содержащейся в первом минерале, значительная часть ее выделяется около 160°. Низкотемпературная эндотермическая реакция (120—160°) должна рассматриваться как выделение низкотемпературной адсорбционной воды; что касается второй порции воды, выделяющейся по данным химических анализов выше 160°, то термографическое отображение этой реакции мы не находим ни для одного, ни для другого термически изученного минерала. Правда,

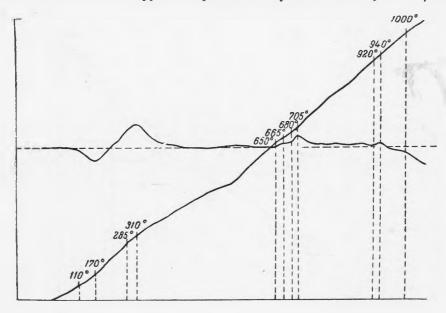


Рис. 8. Кривая нагревания разновидности хризоколлы I и II типов.

на кривой нагревания, относящейся к III типу с асперолитом, наблюдается пологое провисание дифференционной кривой между 330—670°, но сказать, что это — следствие выделения именно высокотемпературной воды, на основании одних только этих данных не представляется возможным.

По данным А. Шоопа (Schoep, 1930) известно, что минералы типа планшента из группы хризоколл, содержащие в основном воду, выделяющуюся при температурах свыше 110°, в условиях дегидратации обнаруживают постепенную и непрерывную отдачу воды, идущую вплоть до расплавления минерала (800—860°). Основываясь на этих экспериментальных данных, можно с известным основанием допустить, что в нашем случае выделение высокотемпературной воды происходит таким же образом.

Что касается экзотермических остановок, то по ним трудно сказать что-либо определенное без дополнительных экспериментов. Однако, по данным оптических исследований, можно высказать предположение, что остановка 300—330° для первой кривой (рис. 7) и 285—310° для второй может быть результатом перехода из коллоидного состояния вещества в кристаллическое, из изотропного в анизотропное, т. е.

Минералы	Химический состав	Цвет	Структура	Твер- дость	Уд. вес	Сингония	Оптич. знак		зателя омлени		2V
								Ng	Nm	Np	
Шаттукит <sup>1</sup>	2 CuSiO₃·II₂O	Густоголубой	Волокиистая	-	3,8	Моно- клинная	+	1,815 1,796	1,782	1,752 1,730	
Планшеит І	2 CuSiO₃∙II₂O	Спний и го- лубой	»	6-7	3,94	Ромби-	+	1,811			Большой
Иланшеит II	2 CuSiO₃⋅H₂O	Бледноголу- бой	»	2-3	3,2 3,3	То же	+	1,725 1,700	_	1,665 1,640	
Планшент III	_	Голубой до бледноголу-	Волокнисто-асбе- стовидная	Измен- чивая	Измен- чивый		+	1,685 1,660	_	1,665 1,525	_
Бисбеит	CuSiO <sub>3</sub> ·H <sub>2</sub> O	Бледноголу- бой	То же		_	_	+	1,650	-	1,590	Малый
I тип разновид- ности хризокол- лы	_	Голубой	Волокнисто- игольчатая			_	+	1,638 1,634	_	1,617 1,612	
II тип разновид- ности хризокол- лы	3 CuSiO₃·4H₂O	Бледноголу- бой	Волокнистая	2,5—3	2,5-3		+	1,612 1,609	_	1,605 1,603	
III тип разновид- ности хризокол- лы	2 CuSiO₃·3H₂O	Синий и го- лубой	Скрыто-волокни- стая	2,5	2,35		+	1,570	_	1,564	
Хризоколла—ас- перолит	_	Сине-зеленый	Стекловидная			_		_			
Хризоколла обыч- ная	CuSiO <sub>3</sub> ·2II <sub>2</sub> O	Голубой	Чешуйчатая и волокнистая	2,4	2,00 2,24	Annequals.	+	_	1,555- 1,57-	-1,552 -1,46	_

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Шаттукит впервые был описан в 1915 г. В. Шеллером (Schaller, 1915) и назван в честь месторождения Шаттуки (Коппер Компани Бисбеи). Затем Ф. Замбонини (Zambonini, 1918), а позднее А. Шооп (Schoep, 1930) пришли к выводу, что он анологичен с планшентом, установленным А. Лакруа (Lacroix, 1908, 1910).

соответствует образованию III структурного типа хризоколлы. А остановки  $670-690^\circ$ ,  $650-665^\circ$ ,  $680-705^\circ$  и др., возможно, соответствуют переходу к образованию последующих разновидностей II и I типов хризоколл и далее бисбеита и планшеита.

Для сравнения описываемых нами минералов с планшентовой группой приводятся данные исследования различных планшентов из Катанги и

Аризоны, полученные А. Шоопом (табл. 4).

Сравнительные данные в табл. 4 показывают, что исследованная нами группа минералов, как по химическому составу, так и по физическим и оптическим данным, входит в планшенто-хризоколловый ряд и по всем указанным выше свойствам занимает промежуточное положение между хризоколлой и планшентом, причем планшент представляет собой, очевидно, тоже разновидность хризоколлы и является ее крайним членом.

Минералы, сведенные в табл. 4, представляют собой группу волокнистой разновидности хризоколлы с переменным количеством воды, а также показывают, что с потерей воды наблюдается изменение их твердости, удельного веса и показателя преломления в сторону увеличения к планшеиту.

Таким образом, исследование хризоколлы из Меднорудянского место-

рождения показало:

1. Хризоколла по химическому составу представляет собой кремнекислое соединение меди типа метасиликата с содержанием переменного количества воды, вследствие чего образуется своеобразный ряд минералов от коллонда, с коллондно-аморфной структурой, оптически изотропного, до полностью раскристаллизованного вещества типа планшента.

На возможное существование своеобразного ряда хризоколл, крайними членами которого являются планшеит (с пятью частями кремнистой меди и одной воды) и хризоколлы (с одной частью кремнистой меди и четырьмя частицами воды), указывают:

а) Общность химического состава хризоколлы с планшентом и наличие промежуточных разновидностей между ними; для планшента — три типа, по А. Шоопу, и бисбент, а для хризоколлы — три типа, изученных нами,

и асперолит.

б) Волокнистое строение всех разновидностей с своеобразной кристаллической формой, стремящейся к образованию сферолитов, а также с близостью их структуры, выражающейся в значительной аналогии положения линий на дебаеграммах и кривых нагревания.

в) Гипергенные условия образования хризоколл и планшента в медных

месторождениях.

2. Планшент и его разновидности, встречающиеся в Аризоне и Катанге, представляют собой минералы ряда хризоколлы гипергенных месторождений меди, образовавшихся в условиях пустынного и жаркого климата, а хризоколла и ее разновидности из Меднорудянска образуются при гипергенных процессах, но в условиях влажного климата и изобилия грунтовых вод, характерного для Урала.

3. Невозможность нахождения обычной хризоколлы и планшента в одном парагенезисе указывает на различные условия процесса их

образования.

4. Наличие сферолитовых кристаллов волокнистой разновидности хризоколи I и III типов в коллондном асперолите без ярко выраженного идиоморфизма свидетельствует о раскристаллизации коллонда в твердом состоянии.

#### ЛИТЕРАТУРА

Еремеев И.В. О псевдоморфических кристаллах Меднорудянского рудника на Урале. Зап. Мин. общ., т. 22, 1886. Чухров Ф.В.и Аносов Ф.Я.О природе хризоколлы. Зап. Мин. общ., И, 79, в. 4, 1950.

Hermann R. Asperolite. Bull. Soc. imp. natur. de Moscou, t. XXXIX, № 1, 1866. Lacroix A. Acad. Sc. 144, 1908; Bull. Soc. Franç. Min., 31, 1908. Lacroix A. Minéralogie de la France et de des colonies. Acad. Sc., t. IV, part. 2,

1910.

Nordenskiöld N. Demidovite. Bull. Soc. imp. natur. de Mascou, t. XXIX,

Schaller W. T. Journ. Wash. Acad. Sc., 5, 1915. Schoep A. Nouvelles recherches sur la plancheite et sur la schattuckite. Identité de ces deus minéraux. Remarques sur la bisbeeite et sur la katangite, 1930.

Zambonini C. R. Acad. Sc., 166, 1918.

# АКАДЕМИЯ НАУК СССР

### труды минералогического музея

Выпуск 3

Редакторы: акад. Д. С. Белянкин и д-р геол.-мин. наук Г. П. Барсанов

#### н. г. сумин

# О ТИПОМОРФНЫХ ШПИНЕЛЯХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СКАРНОВОГО ТИПА

В настоящее время хорошо известно, что в связи с особенностями геологической обстановки скарны многих месторождений приобретают специфические черты минералогического состава. К сожалению, этот вопрос мало изучен, хотя его практическое и теоретическое значение исключительно велико. Так, например, по данным Д. С. Коржинского (1935), есть основание предполагать, что такие скарновые минералы, как сперрит и мервинит, возникают в связи с деятельностью метасоматических растворов, генетически связанных с гипабиссальными интрузиями основных габброидных магм, дающих тела интрузивных долеритов и трапов. Наличие в скарнах пумпеллиита как абиссафобного минерала (Коржинский, 1944) указывает на процессы метаморфизма, происходящие на небольших глубинах. Присутствие в скарнах геленита и ксонотлита указывает на контакто-метасоматические процессы изменения основных пород (гора Шерегеш).

Исследование минеральных ассоциаций скарнов в этом направлении даст, несомненно, много интересного материала, который можно было бы использовать как критерий в обосновании генезиса того или другого месторождения.

К числу типоморфных минералов скарнов можно отнести и шпинель благодаря широкому ее распространению и многообразию физико-химических свойств — цвета, формы, состава и т. д.

Среди скарновых месторождений магнетита шпинель не пользовалась широкой известностью. По давно установившимся традициям, наиболее типичными условиями для ее нахождения считали до сих пор контакты глубинных горных пород, как кислых, так и основных, с известняками.

Из контактов основных пород шпинель известна на Южпом Урале в Шишимских и Назямских горах. В контактах кислых интрузивов известна голубая шпинель в Слюдянке (Смирнов, 1928). Большое разнообразие ее наблюдается в классических контактах юго-западной Финляндии (Сущинский, 1912), контактах Христиании (Goldschmidt, 1911) и многих других местах. За последнее время известны находки шпинели в железорудных месторождениях, генетически связанных с основными массивами гор Благодать, Кочканар и др. Хотя шпинель встречается в небольших количествах, но имеет сравнительно широкое распространение. Она известна в известняках, роговообманковых породах, гранатовых скарнах, в приконтактных зонах кислых и основных интрузивных пород, в метаморфических породах — гнейсах, амфиболитах и т. п.

Обычный парагенезис шпинели: скарновые минералы — гранат (андрадит), магнетит, хондродит, хлорит и реже скаполит, эпидот, цоизит, клиноцоизит, актинолит, тремолит, роговые обманки, кальцит, везувиан.

Чаще всего она встречается с первыми четырьмя минералами.

Цвета шпинели обычно зеленые, синие и буровато-желтые, болсе редко наблюдаются светлые и черные разности. Для контактов кислых интрузий с известняками более характерна шпинель светлая и голубоватого цвета. В рудных месторождениях, особенно в магнетитовых и титаномагнетитовых, среди скарновых и меланократовых пород шпинель обычно зеленого и темнозеленого цвета, реже желтовато-зеленоватого и светлобурого цвета. Совершенно не наблюдается шпинель темного и черного цвета.

Необходимо отметить одно интересное обстоятельство, указывающее

на своеобразные генетические особенности шпинели.

Достаточно хорошо известно, что благоприятным условием для образования того или другого минерала является наличие в газах, растворах или магме избыточного количества главных элементов, составляющих эти минералы, и соответствующая геологическая обстановка, когда они могут выделиться в виде мономинеральных агрегатов или значительных скоплений в породе, жиле п т. д. Однако шпинель в этом отношении является

своеобразным исключением.

Рассматривая парагенетический комплекс минералов шпинели в скарновых образованиях, прежде всего обращает на себя внимание бедность алюминием минералов, входящих в этот комплекс. Наиболее богатые им минералы — гранаты, как, папример, гроссуляр, альмандин, в скарнах, как правило, не встречаются. Чаще всего распространены гранаты типа андрадита и редко андрадито-гроссулярового состава. А другие алюмосодержащие минералы, как правило, не образуются. Что касается присутствующих в скарнах пироксенов и амфиболов, то они также чаще всего относятся к группе диопсида или лучистых афиболов, где алюминий часто отсутствует. Эти данные давали возможность предполагать, что при образовании скарнов алюминий выносится эманациями из магмы, правда, в небольших количествах и преимущественно в самые ранние стадии скарнообразования (Кузнецов, 1927; Spurr, 1912). Оказывается, что эти условия (бедность алюминием) благоприятны для образования магнезиально-пинковой шпинели.

Что касается такого элемента, как магний, часто обнаруживаемого в составе скарновых минералов, то привнос его вряд ли может достигать значительных размеров, поскольку существует мнение (Schnedeman, 1938), что даже замещенные породы при этом процессе теряют Mg, а не приобретают его. Это обстоятельство заставляет думать, что наличие большого количества в некоторых скарновых месторождениях магнийсодержащих минералов есть следствие метасоматического изменения пород основного комплекса. Кретчмер (Kretschmer, 1911) указывает, что все роговообманковые плагиоклазовые породы контакта связаны между собой постепенными переходами, являясь не чем иным, как метаморфизованными габбровыми породами.

Несмотря на широкую известность и довольно значительную распространенность шпинели, генезис ее до сих пор является неясным. Одни исследователи предполагают, что шпинель образуется в контактах кислых пород с известняками, при наличии в последних магния и алюминия. Такими породами могут являться доломитизированные известняки с прослоями глинистого материала, что часто встречается среди осадочных пород. При контактах их с интрузивными породами создается благоприятная

обстановка для образования шпинели.

Другие (Сущинский, 1912) объясняют появление шпинели тем, что контактовые породы, в частности известняки, воспринимают во время контактово-метаморфических процессов составные части, необходимые для образования шпинели из эруптива, подобно образованию хлорита и хондродита. Это подтверждается тем обстоятельством, что в контактах Финляндии часто наблюдались химически чистые известняки недоломитизированные и немергелистые, однако шпинель в них находилась в значительных количествах.

Некоторые склонны думать, что шпинель образуется в результате кристаллизации магмы, очень бедной кремнеземом, богатой MgO и содержащей  ${\rm Al_2O_3}$  или  ${\rm Fe_2O_3}$ . Поскольку во многих перидотитах щелочные металлы отсутствуют и полевые шпаты не могут образовываться, то пмею-

щаяся Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> кристаллизуется в виде шпинели и корунда.

Шпинель, как редко встречающийся минерал скарновых образований, мало обращала внимание исследователей, а ее скромные скопления нередко пропускались последними, особенно в железорудных месторождениях, где она встречается в парагенезисе со скарновыми, а чаще с рудными

минералами черного цвета.

Принято считать, что шпинель типа плеонаста обычно встречается в породах, богатых железом, в парагенезисе с магнетитом при одновременном с ним образовании, а также с хлоритом и хондродитом. Однако для железорудных месторождений типа горы Благодать на Урале и Шерегеша в Западной Сибири мы встречаем своеобразную магнезиально-цинковую шпинель, аналогично образующуюся в контактах основных пород на Южном Урале в Прасковье-Евгеньевской копи, Шишимских и Назямских горах.

Шпинель своеобразного зеленого цвета в Прасковье-Евгеньевской копи на Урале была обнаружена Барботт-де-Марни в 1833 г. и описана Г. Розе (Rose, 1840). Последний на основании своеобразия химического состава выделии ее под названием «хлорошпинели» с химической формулой MgO · (Al, Fe), Оз. Эта формула хлорошпинели известна во всех справоч-

пиках как русских, так и иностранных.

Хлорошпинель встречается в виде хорошо образованных октаэдров (111), в комбинации с ромбическим додекаэдром (110), величиной от 1 до 5 мм. Часто паблюдаются двойники по характерному шпинелевому закону,

образующие дендритоподобные сростки.

По данным  $\Gamma$ . Розе, хлорошпинель отличается от цейлонита тем, что в ней алюминий изоморфно замещается окислом железа, содержание которого непостоянно (9—15%), а также присутствием в ней до 0,6% окислов меди. В цейлоните железо находится в виде закиси и изоморфно замещает магний.

Цвет кристамлов темнозеленый. Черта желтовато-бурая; стеклянный блеск в изломе, в краях просвечивает. Удельный вес 3,591—3,594; твердость 8. Под микроскопом шпинель редко бесцветная или со слабым зеленоватым оттенком, чаще зеленая с хорошо выраженной шагреневой поверхностью и трещинами, напоминающими спайность по кубу. Нередко в центре зерен шпинели включены зерна перовскита и магнетита

Показатель преломления определялся значительно позже Л. Л. Шилиным, а затем мною, причем было установлено: N = 1,782 ± 0,004. По оптическим данным эта разновидность была отнесена к группе цейлонита.

Порядок выделения шпинели в рудной жиле устанавливается после магнетита, гематита и перовскита. В щетках на хлоритовом сланце шпинель выделилась вместе с магнетитом, после сфена совместно с листоватым хлоритом, но раньше клиноцоизита.

Позднее П. Еремеев (1869) о хлорошпинели писал: «На юге от Николае-Максимилиановской копи, именно в Шишимских горах, открыто еще одно новое месторождение минералов, названное Прасковье-Евгеньевской копью. Из числа присланных И. Редикорцевым минералов, кроме небольших кристаллов клинохлора, сфена и диопсида, особенно замечательны прекрасные экземпляры хлорошпинели, наросшие на хлоритовом сланце и представляющие комбинацию правильного октаэдра и ромбического додекаэлра. Последняя форма в некоторых из них является преобладающей и поэтому сообщает кристаллам особенную наружность, вообще не свойственную шпинели. Абсолютная величина трех кристаллов простирается до  $1\frac{1}{2}$  линии. Цвет их с поверхности черновато-зеленый в осколках спайности, параллельно граням октаэдра и в мелких кристаллах синеватонзумрудный. Цвет черты зеленовато-белый. Блеск сильный стеклянный. Перед паяльной трубкой реагирует на медь». Эти материалы подтверждают данные Г. Розе.

При изучении элементов примесей в шпинелях (Сумин, 1950) мною было обращено внимание на спектральный анализ шпинели Прасковье-Евгеньевской копи, который показал довольно интенсивные линии кобальта. Это обстоятельство побудило меня подвергнуть ревизии образцы, хранящиеся

в Музее под названием хлорошпинели.

Отобранный чисто минералогический материал предварительно был просмотрен под микроскопом с целью контроля по отсутствию в нем рудных включений и определения показателя преломления. Затем шиинель была подвергнута химическому анализу, который произведен химикоманалитиком Института геологических наук АН СССР В. А. Молевой. Результаты анализа приводятся в табл. 1.

Таблица 1

Окислы	Содержание в %	Пересчет на 100 %	Пересчет на молекул. вес	Суммарный молекул. вес RO н R₂О;
MgO	14,32 16,90 4,26 0,20 0,60 60,96 3,64	14,19 16,76 4,23 0,19 0,59 60,43 3,61	0,352 0,206 0,052 0,003 0,008 0,591 0,022	0,621 } 0,613
Сумма	100,88	100,00		

Пересчитав данные анализа на 100% и молекулярный вес, мы получили отношения RO и  $R_2O_3$ , по которым формула так называемой хлорошцинели имеет вид (Mg, Zn)O ·  $Al_2O_3$ .

Таким образом, проверка показала, что хлорошпинель является настоящей магнезиально-цинковой шпинелью, стоящей в изоморфном ряду в промежутке между обычной магнезиальной шпинелью и цинковой ппинелью — ганитом.

Сравнивая данные исследования хлорошпинели Г. Розе (1840) с полученными нами результатами, наблюдаем значительное несоответствие между ними, тогда как исследуемый материал по приведенным нами

данным был один и тот же. По данным  $\Gamma$ . Розе хлорошпинель является магнезиальной разновидностью с присутствием до 0.6% меди в ней, а по нашим данным, она оказалась типичной магнезиально-цинковой шпинелью с наличием в ней кобальта.

Это несоответствие данных химических анализов объясняется, с одной стороны, той устаревшей и несовершенной методикой анализа, которая была применена более ста лет назад в определении некоторых элементов, входящих в ее состав, и с другой стороны, цинк вообще не подвергался определению, поскольку шпинель заведомо считалась магнезиальноглиноземистым соединением; таким образом, благодаря аналогичности реакций магния и цинка, полученные Г. Розе результаты по магнию оказались суммарными с цинком.

Что касается ошибочности определения меди в хлорошпинели, то это также вероятно, если принять во внимание методику 1840 г., которая была далеко не совершенной по сравнению с современным электролитиче-

ским способом, ставшим известным только с 1864 г.

По общепринятому тогда методу выделения меди в виде окиси (осаждая ее из растворов едким кали), находящийся в этом растворе кобальт осаждается этими же реактивами так же, как и медь. Поэтому не случайно, что полученные Г. Розе данные для меди (при близости ее атомных весов с кобальтом) количественно почти соответствуют данным нашего анализа по содержанию кобальта. Повторение ошибки при определении меди в магнезиально-цинковой шпинели П. Еремеевым объясняется тем, что медь им определялась при помощи паяльной трубки, где автором было упущено, что при получении стекла из буры и фосфорной соли в окислительном и восстановительном пламени, при наличин кобальта и железа, о которых он не мог и подозревать, образуются перлы с окраской, совершенно аналогичной перлам меди.

Таким образом, хлорошпинель, являясь особым видом промежуточной шпинели, стоящей между обычной магнезиальной и цинковой шпинелью— ганитом, по парагенетической ассоциации минералов характерна своей приуроченностью к контактам основных габбровых массивов и титаномагнетитовым месторождениям, генетически связанным с основным комплексом пород. Темнозеленый цвет ее, подобный ганиту, и постоянное содержание в ней кобальта являются ее типоморфными особенностями.

В связи с изложенным, мною были проделаны некоторые исследования шпинели, встречающейся в месторождениях железных руд примерно одного и того же генетического типа, но находящихся в различных провинциях.

Для исследования были взяты образцы шпинели с железорудных месторождений Урала, входящих в Гороблагодатский комплекс, и из Западной Сибири с месторождений Шальм и Шерегеш. В обоих районах шпинель была обнаружена недавно автором при изучении этих месторождений.

В Гороблагодатской группе месторождений шпинель впервые обнаружена в Надеждо-Коммерческом железном руднике в 1946 г., а затем на горе Благодать. На Валуевском и Осокино-Александровском место-

рождениях шпинель была встречена позже в шлифах.

В Западной Сибири шпинель была описана мною в Шерегешевском, а затем в Шалымском месторождениях. Судя по аналогии генезиса для всех месторождений Кондомской группы, шпинель, очевидно, есть и в Таштагольском месторождении. Что же касается Тельбесской группы, то в литературе указаний на нахождение здесь шпинели до сих пор не было. Однако последними исследованиями Западно-Сибирского филиала АН СССР (группой Г. Л. Поспелова) на глубоких горизонтах месторождения

Темир-Тау были обнаружены породы основного комплекса типа габбро, подвергшиеся метасоматическим процессам, что указывает на аналогию этого месторождения с Горно-Шорской группой месторождений — Шерегешем и проч. Поэтому не исключена возможность находки шпинели и

в этих месторождениях.

Из всех указанных выше месторождений шпинель в значительных количествах, достаточных для исследования, была встречена только в Надеждо-Коммерческом руднике на Урале и Шерегешевском месторождении в Горной Шории. С целью получения полного представления о парагенетической ассоциации шпинели, свойственной железорудным месторождениям, они и будут описаны более детально.

Надеждо-Коммерческое месторождение генетически связано с ксенолитом известняка, имеющего удлиненную форму, вытянутую в меридио-

нальном направлении, и зажатого в габбро-сиенитовом массиве.

В результате метасоматоза как известняки, так и габбро подверглись скарнированию и гранатизации. Сохранившиеся целики известняка окружены желто-зеленым гроссуляр-эпидотовым и бурым гранато-везувиановым скарном, с довольно значительным содержанием в последнем шпинели. Внутри скарна включены незначительные пластообразные залежи магнетита. Известняк сечется крутопадающей дайкой сиенита, мощностью 10—11 м. В контактах с дайкой залегает мелкокристаллический магнетит, легко рассыпающийся на мелкие зерна, обособленные кристаллы, которые на глубине сменяются магнетито-гранатовым скарном. Западный борт месторождения сложен разрушенными сиенитами, превращенными в серую дресву, состоящую из белого каолина и темнобурого хлорита, заменившего темноцветные компоненты исходной породы.

Восточный борт сложен гранато-везувиановым скарном, состоящим из крупных кристаллов граната размером 10—15 см в диаметре, с хорошо выраженной зонарной структурой и довольно большим количеством везувиана в виде сплошных масс или беспорядочных скоплений. В последнем часто наблюдаются кристаллы шпинели с хорошо развитыми гранями

октаэдров (111).

В южной части месторождения интрузивные породы замещаются эпидото-гранатовыми скарнами с тулитом, заключающими в себе крупный

шлир магнетита.

Шпинель встречается только в восточном борту, в скарне андрадитогроссулярового состава с везувианом, подстилающим рудное тело. Наиболее крупные скопления шпинели обычно приурочены к почти мономине-

ральным крупнокристаллическим выделениям везувиана.

Шпинель наблюдается в хорошо образованных октаэдрических кристаллах величиной от 2—3 мм до 1—2 см, с гранями (111), реже с притупленными гранями ромбического додекаэдра (110). Двойники очень редки. Цвет черный втонких краях, приизломе просвечивает темнозеленым цветом. Твердость 7,5; удельный вес 3,81 ± 0,002.

Под микроскопом в проходящем свете шпинель яркозеленого цвета с слабо заметной спайностью. Часто разбита трещинами, которые выполнены вторичными продуктами распада — хлоритом. Показатель преломле-

ния 1,780 ± 0,004. В скрещенных николях изотропна.

Данные спектрального анализа показали: сильную интенсивность

линий Mg, Fe, Al, Zn, Co; слабые Ca, Ti, Ga и Si, и следы линий Cu.

Химический анализ шпинели произведен научным сотрудником Института геологических наук В. А. Молевой. Проба шпинели, предназначенная для химического анализа, была подвергнута предварительной обработке кислотами, чтобы освободить шпинель от механической примеси вторичных

продуктов ее распада — хлорита и серицита, часто находящихся в тесном срастании с последней. Результаты анализа приводятся в табл. 2.

Таблица 2

Окислы	Содержание в %	Пересчет на 100%	Пересчет на молекул. вес	Суммарный молекулярный вес RO и R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
SiO <sub>2</sub>	Следы » 62,52 6,31 7,11 1,53 20,02 2,42 0,52 0,25	62,11 6,27 7,07 1,51 19,89 2,41 0,50 0,24	0,625 0,039 0,107 0,021 0,494 0,029 0,009 0,003	0,664
Сумма	100,68	100,0		

При пересчете полученный анализ приводит к формуле, которая имеет

следующий вид: (Mg, Fe, Mn, Zn)O · (Al, Fe)<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Шпинель Гороблагодатского месторождения была обнаружена мною после того, как она была найдена в Надеждо-Коммерческом руднике при оптическом исследовании скарнов и рудной толщи главного рудного тела. Встречается шпинель в парагенезисе с магнетитом, гранатом, хлоритом и кальцитом — в скарнах и с хлоритом, магнетитом — в рудной толще. Наличие большого количества трещин, напоминающих спайность, является главным отличием ее от изотропного серо-бурого граната.

При массовом просмотре петрографических шлифов среди кальцита была еще в пескольких местах обнаружена шпинель такого же яркозеленого цвета, как и предыдущая. Ее не удалось выделить в количествах, необходимых для химического анализа, но для оптического и спектрального анализов материала оказалось достаточно, чтобы установить некоторые физико-химические и оптические свойства, сравниваемые с анализи-

рованной шпинелью из других месторождений.

В месторождениях Валуевском и Осокино-Александровском шпинель отмечалась только оптически, в шлифах пород вмещающей толщи среди гранатовых скарнов. Она изотропна, яркозеленого цвета со слабо заметной спайностью, выраженной ориентированными трещинами в зернах. Показатель преломления близок к гранату, но немного меньше последнего.

Из железорудных месторождений Западной Сибпри заслуживает внимания шпинель Шерегешевского месторождения в Горной Шории. Это месторождение входит в Кондомскую группу железорудных месторождений и находится вблизи контакта крупного штока гранитной интрузии,

залегая в пределах его контактового ореола.

Вмещающими породами являются в основном зеленокаменная толща п частично ороговикованные альбитофиры, их туфы, мраморы и ороговикованные сиениты. Скарны рассекаются рядом даек, мелких жил аплита п аплит-пегматита. Месторождение делится на три рудных участка, расположенных одно от другого на расстоянии не более одного километра. Макроскопически шпинель была обнаружена в зоне контакта гранитов с известняками, в виде черных, просвечивающих в краях темнозеленым цветом, очень мелких октаэдров. Небольшие скопления шпинели на этом участке приурочены также к карбонатизированным гранатовым скарнам второго рудного участка, а в главном участке — к скарнированной зеленокаменной толще. В последних она очень часто наблюдалась под микроскопом.

В парагенезисе с шпинелью встречаются: кальцит, гранат андрадито-гроссулярового состава, везувиан, эпидот, роговая обманка, магнетит и

марганцево-сажистые минералы типа вада.

Оптически шпинель изотропна. В проходящем свете яркозеленого цвета с явно намечающейся спайностью. Показатель преломления  $1,776\pm0,002$ ; твердость 7,5; удельный вес 3,68. Спектральный анализ показал сильные линии — Mg, Fe, Al, Mn, Zn и Co, со значительно меньшей интенсивностью линий второстепенных элементов — Cr, Cu, Ca, Ti, Si и Ga.

Химический анализ шплнели из образцов II рудного участка, выпол-

ненный В. А. Соковой, приводится в табл. 3.

Таблица 3

Окислы	Содержание в %	Пересчет на 100%	Пересчет на молекул. вес	Суммарный молекул. вес RO и R₂O₃
SiO <sub>2</sub>	Следы » 68,08 5,18 6,45 1,75 21,01 2,41 0,34 0,28	62,79 5,15 6,41 1,74 20,92 2,39 0,33 0,27		
Сумма	100,50	100,00	_	*****

Приведенные данные анализа позволяют принять следующую формулу шпинели: (Mg, Fe, Mn, Zn)O  $\cdot$  (Al, Fe)<sub>2</sub>O<sub>3</sub> с содержанием кобальта.

Сравнивая полученные данные химического анализа с таковыми же для шпинели Надеждо-Коммерческого рудника, мы наблюдаем почти полную их аналогию.

Шпинель подобного типа часто наблюдается в рудном теле Шерегешевского месторождения среди роговообманковых пород (меланократовое габбро) в парагенезисе с гранатом, магнетитом и хлоритом.

В Шалымском месторождении шпинель наблюдается только в шлифах двух типов — белая и зеленая, причем первая разновидность встречается

значительно реже, чем последняя.

Характерно отметить, что белая шпинель обычно встречалась среди сплошного гранатового скарна, образовавшегося за счет сиенитов, а зеленая разновидность — среди скарнированных порфиритов и хлорито-карбонатовых пород в парагенезисе с магнетитом, гранатом и хлоритом.

К сожалению, незначительное количество шпинели в Гороблагодатском, Валуевском, Осокино-Александровском и Шалымском железорудных

<sup>9</sup> Труды Минералогического музея, вып. 3

месторождениях не позволило ее выделить для количественного химического анализа. Несмотря на это, для некоторых из перечисленных выше месторождений мне все же удалось получить данные, которые для сравнения сведены в табл. 4.

Таблица 4

Месторож-			CTF	0	Показатель преломления				ктральн ивность			
денпе	Цвет Твердость		Тверд	Уд. вес	Показатель преломлени	Со	Zn	Fe	Mn	Ni	Си	V
Гора Благо- дать Надеждо- Коммерче-		ле- ый	7,5	3,80	1,778	Сильн.	Сильн.	Сильн.	Сильн.	Слаб.	Слаб.	-
ский руд-	То	жe »	7,5 —	3,81	1,780 1,77	» 	» —	» —	Выше средн. —		Следы	_
дровское . Шерегешев-	**	))	-	-	1,77	-	-	-	-	_	-	-
ское Шалымское	» »	» »	7,5	3,78	1,778 1,76	Сильн.	Сильн.	Сильн.	Сильн.	Слаб.	Среди.	Слаб.

Сравнивая данные исследования, мы должны отметить поразительное сходство шпинелей по цвету, твердости, удельному весу, оптическим данным и качественному спектральному анализу. Это сходство вряд ли может быть случайным. Хотя эти две группы месторождений территориально разобщены и стоят на значительном расстоянии друг от друга, однако во всем чувствуется связь их с аналогичным генетическим процессом. Главным общим признаком является их зависимость от своеобразного скарнового процесса и генетическая связь их с породами основных массивов.

Если эта шпинель является характерной для определенного комплекса месторождений, то, несомненно, она может также служить одним из кри-

териев, определяющих некоторые черты их генезиса.

Интересно отметить еще одно обстоятельство, являющееся не менее характерным для нашей шпипели,— это геологические условия ее нахождения.

В месторождениях горы Благодать и Надеждо-Коммерческом руднике она явно приурочена к подстилающим скарнам. В Шерегеше, вследствие неясности структуры рудных полей, трудно пока судить о закономерности в ее распространении, но одно несомненно, что она была обнаружена в породах подстилающих рудное тело.

На Валуевском и Осокино-Александровском месторождениях, ввиду незначительного количества наблюдаемой там шпинели, казалось бы, трудно установить связь ее с определенным горизонтом, однако, может быть случайно, шпинель была обнаружена в подстилающих породах и в

старых отвалах рудника.

Все эти, хотя и немногочисленные факты говорят за то, что шпинель приурочена в месторождениях скарнового типа к подстилающим породам, что требует, несомпенно, подтверждения в наблюдениях на других подобных же месторождениях.

По своему химическому составу шпинель железорудных месторождений есть, очевидно, одна из разновидностей магнезиально-цинковой шпинели, характерной своим распространением в контактовых зонах основных пород. В табл. 5 приводится сравнение химического состава шпинели из различных месторождений (в %).

Таблица 5

Окцелы	Южный Урал	Надеждо- Коммерческий рудник	Шерегешев- ское место- рождение	Финляндия
	I	11	III	IV
SiO <sub>2</sub>	Следы 60,96 3,64 4,26 0,60 14,32 16,90 Следы 0,20	Следы  62,52 6,31 7,41 1,53 20,02 2,42 0,52 0,25	Следы » 63,08 5,18 6,45 1,75 21,01 2,41 0,34 0,28	67,19 
Сумма	100,88	100,68	100,50	100,16

Интересно отметить, что шпинели приведенных месторождений генетически связаны с общими процессами образования магнетита и титаномагнетита. І анализ относится к шпинели месторождений ярко выраженного основного типа (Куса и Копань), находящихся в самом габброидном массиве; II анализ — к шпинели Надеждо-Коммерческого железного рудника, находящегося в некотором удалении от основного массива, в породах сиенитового состава, но генетически связанного с габбро-сиенитовой интрузией; III анализ — к шпинели Шерегешевского месторождения, хотя и находящегося в непосредственном контакте с кислыми интрузиями, но заключенного в зеленокаменную толщу и генетически связанного с основной интрузией, не вскрытой еще на поверхности, и, наконец, IV старый анализ пипинели из небольшого месторождения магнетита Финляндии, относящегося до сих пор к контактам гранита с известняками с большим развитием выходов роговообманковых пород, природа которых долгое время оставалась неясной. Однако, по данным Кретчмера (1911), они возникли в результате метасоматического изменения основных пород.

Из сопоставления данных химических анализов шпинели с генезисом

месторождений напрашивается следующее.

Типичная магнезиально-цинковая шпинель, очевидно, обязана своим происхождением основному комплексу пород с титано-магнетитовыми месторождениями. Уменьшение в шпинели цинка за счет увеличения Му свидетельствует об образовании ее на некотором удалении от основного массива и характерно для магнетитовых месторождений. Чистая магнезиальная шпинель и чистые ганиты характерны, очевидно, для пегматитовых образований кислых пород.

Что касается остальных шпинелей плеонаста (цейлонита) и др., то они также, очевидно, являются типоморфными особями своеобразного генезиса. К сожалению, они совершенно почти не изучены и не установ-

лена их связь с месторождениями того или другого типа.

Из всего вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Шпинель, благодаря широкому распространению и многообразию физико-химических свойств ее — цвету, форме, составу, наличию элементов примесей и т. п., может являться типоморфным минералом скарновых месторождений.

2. Являясь постоянным спутником в железорудных месторождениях скарнового типа, шпинель обладает характерными особенностями состава, с содержанием в ней цинка и кобальта и присущим для нее яркозеленым

или темнозеленым цветом.

3. Характерными элементами примеси ее являются Ni и Co и непостоянными — V и Cr; что касается присутствия в ней элементов Со и Zn, то последние входят в состав шпинели не в виде свободных элементов, изоморфно, замещающих родственные и близкие им по ионному радиусу элементы, а, более вероятно, в виде изоморфных минеральных компонентов CoO · Al<sub>3</sub>O<sub>3</sub> и ZnO · Fe<sub>3</sub>O<sub>3</sub>. В чистом виде подобные соединения неизвестны в природе, однако синтетически они получены (Дилакторский, 1939) и кристаллизуются в кубической сингонии, как и природные кристаллы шпинели.

#### ЛИТЕРАТУРА

Дилакторский Н. Л. О синтезе некоторых минералов из группы шпинелей. З. М. О., XVIII, № 1, 1939. Еремеев А. Замечательные экземпляры ильменорутила, титанистого железника

и шпинели из Уральских гор. Зап. Мин. общ., т. IV, 1869. Коржинский Д. М. Термодинамика и геология некоторых метаморфических

реакций с выделением газовой фазы. Зап. Мин. общ., ч. 64, в. 1, 1935. К о р ж и н с к и й Д. С. Абиссафобный минерал пумпеллит в породах горы Благодати и р. Турьи и о факторе э̂нергии превращения. Изв. АН СССР, № 5, 1944. К у з н е ц о в Ю. А. Скарны Ольховско-Чибижевских контактов в Минусинском уезде. Изв. Томск. гос. унив., т. 79, в. 1, 1927.
С у м и н Н. Г. Об элементах-примесях в шпинелях. Тр. Мип. музея АН СССР, 11,

1950. Сущинский П. П. Материалы по изучению контактов глубинных горных пород с известняками в юго-зап. Финляндии. СПб., 1912. Doelter C. Handbuch der Mineralchemie, III, 2, 1926.

- Goldschmidt V. Die Kontaktmetamorphose in Kristiania Gebiet. Kristiania, 1911.
- Kretschmer. Das Metamorphe Diorit und Gabbromassive in der Umgebung von Zöptau (Mähren). Jahrb. Geol. Reichsanstalt. Jahrg. 61, 1911.

Rose H. Pogg. Ann., 56, 1840.
Schnedemann O. Notes Chemistry of Ore Solutions. Ec. Geol., 8, 1938.
Spurr I., Gawey G. a. Fenner C. Study of Contact Metamorphic Ore Deposits the Dolores Mine at Mathaella S. L. P. Mexico. Ec. Geol., VII, 1912.

## АКАДЕМИЯ НАУК СССР

#### ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 3

Редакторы: акад. Д. С. Белянкин и д-р геол.-мин. наук Г. П. Барсанов

#### МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ЗАМЕТКИ

#### А. И. ГИНЗБУРГ

### ЧИЛЬДРЕНИТ

При изучении пегматитов Калбинского хребта нами в одной из жил альбитизированного пегматита, среди блоковых выделений кварца, были обнаружены скопления мелкозернистого апатита необычного темносинего цвета, среди которого находились мелкие кристаллы редкого фосфата Al, Fe и Mn — чильдренита, встреченного в СССР впервые.

Указанные скопления апатита состояли из мельчайших зерен размером от 0,01 до 0,1 мм. Зерна под микроскопом отчетливо плеохроировали по

схеме: No — бесцветный, Ne — голубой, до синего. Плеохроизм у апатита весьма неравномерный, часто одни участки зерен совсем не плеохроировали, тогда как другие плеохроировали сильно. Минерал оптически аномальный, двуосный, с углом 2V порядка  $5^{\circ}$  и с сильной дисперсией r < v. Показатели преломления его: Ne =  $1,639 \pm 0,002$ ; No =  $1,644 \pm 0,002$ . Зерна апатита часто идиоморфны и характеризуются четко выраженным зонарным строением. Помимо правильных идиоморфных зерен, встречаются также сильно удлиненные волокна, образующие характерные радиально-лучистые образования вплоть до сферолитов.

Среди этого мелкозернистого агрегата апатита были обнаружены отдельные удлиненные прозрачные кристаллы чильдренита, с развитыми гранями: а (100), I (110), b (010), p (111), s (121) и реже е (001). Кристаллы достигали размера 5—7 мм в длину и имели вид заостренных копьевидных тонких пластинок, сплюсну-

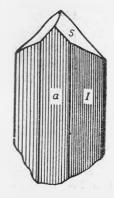


Рис. 1. Кристалл чильдренита.

тых по (100) (рис. 1). На всех гранях призматической зоны наблюдалась характерная вертикальная штриховка. Хорошо образованных кристаллов, пригодных для измерения, обнаружено не было.

Цвет минерала гвоздично-бурый, желтоватый, до бесцветного. Черта бесцветная, блеск стеклянный, излом неровный. Спайность совершенная

по переднему пинакоиду; твердость 3—3,5; удельный вес 3,13.

Под микроскопом чильдренит бесцветен и резко выделяется среди зерен апатита своими характерными удлиненными копьевидными разрезами (рис. 2). В редких случаях наблюдались радиально-лучистые образования. В сечениях, перпендикулярных оптической оси, наблюдается совершенная спайность, параллельная (100). В сечениях Nm—Np видна спайность в двух направлениях под прямым углом. Погасание минерала прямое,

удлинение копьевидных разрезов положительное. Оптическая ориентировка: Ng = c, Np = b. В отдельных шлифах наблюдались простые двойники, при этом двойниковой осью являлась ось C.

Оптический знак чильдренита отрицательный, угол оптических осей

маленький (5—10°), дисперсия очень сильная, r v.

Показатели преломления, измеренные в иммерсионных жидкостях, оказались следующими:  $Np=1.635\pm0.002;~Nm=1.646\pm0.002;~Ng=1.662\pm0.002;~Ng-Np=0.027.$ 

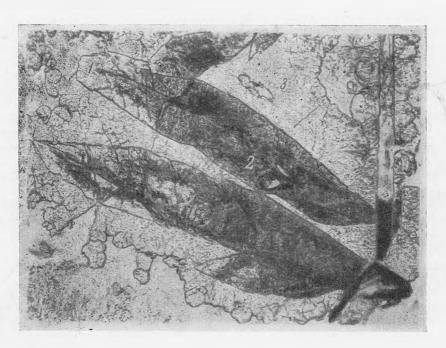


Рис. 2. Кристаллы чильдренита (1) в апатите (3). Чильдренит частично изменен и превращен в оксичильдренит (2). Ув. 90; без анализатора.

Как известно, к чильдрениту относят группу водных алюмофосфатов Fe и Mn — 2 (Fe, Mn)O ·  ${\rm Al_2O_3}$  ·  ${\rm P_2O_5}$  ·  ${\rm 4H_2O}$ , в которых вся FeO может замещаться на MnO. Минерал, содержащий повышенное количество

Таблица 1 Зависимость между оптическими свойствами минералов группы чильдренита эосфорита и содержанием в них FeO и MnO

Минералы	Месторождения	FeO	MnO	Np	Nm	Ng	Ng-Np	δ	2 V
Эосфорит	Штат Мэн, США	1,4	30,0	1,629	1,650	1,658	0,029	3,07	—50°
» Чильдренит	Бранчвилл, штат Коннектикут Калбинский хр.,	7,0	23,0	1,633	1,656	1,662	0,029	3,13	—51°
ильдренит »	СССР Тависток, Англия	$\frac{16,7}{23,5}$	12,3 7,7	1,635 1,643	1,646 1,678	1,664 1,684	0,029 0,041	3,13	-5-40° -45°
"	1021101010, 1111111111111111111111111111	20,0	.,.	1,010	1,0.0	1,001	0,011		10

MnO, — 2(Mn, Fe)O ·  ${\rm Al_2O_3}$  ·  ${\rm P_2O_5}$  ·  ${\rm 4H_2O}$ , называют эосфоритом. По мере увеличения в минералах этой группы количества FeO, закономерно изменяются их оптические свойства, в первую очередь повышаются

показатели преломления, как это видно из табл. 1.

Пайденный нами минерал занимает по своим оптическим свойствам промежуточное положение между эосфоритом и чильдренитом, приближаясь, однако, к эосфориту из месторождения Бранчвилл. Произведенный Н. В. Воронковой химический анализ продуктов окисления чильдренита позволяет примерно установить первоначальное содержание в минерале FeO и MnO. По этим данным (табл. 1) минерал должен быть отнесен к чильдрениту. Дебаеграмма этого минерала, полученная Н. Н. Слудской в Институте геологических наук АН СССР и приведенная в работе А. И. Гинзбурга и Н. В. Воронковой (1950), оказалась совершенно идентичной дебаеграмме чильдренита из месторождения Тависток (Англия), снятой в лаборатории ВИМС (образец из Минералогического музея АН СССР).

Чильдренит с поверхности пегматитовых жил легко окисляется, переходя в бурый оксичильдренит, подробно описанный нами ранее (1950). Переход чильдренита в оксичильдренит часто хорошо наблюдается в пределах одного кристалла (рис. 2) и состоит в том, что вся FeO и часть MnO

чильдренита окисляются до Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Mn<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

#### ЛИТЕРАТУРА

Гинзбург А.И. и Воронкова Н.В.Оксичильдренит — новый минерал из группы водных фосфатов железа, марганда и алюминия. ДАН СССР, т. 71, № 1, 1950.

#### ю. м. дымков

# ГРАФИЧЕСКОЕ ИЗОБРАЖЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА СЛОЖНЫХ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ

Одним из важнейших вопросов при детальном минералогическом и геохимическом изучении пегматитовых жил, как отмечает А. Е. Ферсман <sup>14</sup> является «изучение структуры самого пегматита, его расслоенности и зонального строения, зависимости зон от лежачего или висячего бока, симметрии жильных зон, зон занорышей и т. д.» (стр. 104).

Не меньший интерес при детальных исследованиях представляет изучение зависимости распределения минералов от указанных структурных особенностей пегматита. Несмотря на важное практическое и научное значение, которое имеет познание расшифровки этой зависимости, ей в ряде случаев почти не удсляется никакого внимания, что, естественно, сказывается на ценности минералого-геохимических исследований.

Составление графического материала для сложных пегматитовых жил представляет значительные трудности, возрастающие с увеличением

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> А. Е. Ферсман. Пегматиты, т. І. Изд. АН СССР, 1940.

детальности полевых исследований. При детальных минералогических исследованиях ограничиваться составлением зарисовок, отражающих только зональность или какое-либо иное взаимоотношение минеральных агрегатов в пегматитовой жиле, совершенно недостаточно, так как они не дают представления о распределении отдельных минералов в жиле. Несмотря

	Зоны (агрегаты)		2			3	4	5	6	7 10	1
	М-нив	1 -	LLL	1		\$200	HH		17.75	19	À +
	жила	+/		15				3	15		+*1
190	Manusas	1:1	ـ ـ ـ ـ ـ ـ ـ ـ ـ ـ ـ ـ ـ ـ ـ ـ ـ ـ ـ	1			THE PERSON	7	Y	0	:: }_
o mane	Масштав	1.1		IN		7		C.F.	30		
00	Дата	+ ( )		111		2	ATT S		3	1. 1.3	1
Ĥ	Мине-	14	\ L L	14	1	9		1	10		à: +
	(элементы)	+ 1	·/	- 11	1			#5		Y 1117	
	Минерал №1			==	Ξ						
	II N≥2				Ħ			+		_	FILE
	" Nº 3			I				- 11		-	
1	— II — Nº4			I	Ĩ				Ш		I
1	- 11 - Nº 5						111				111
-	" - Nº 6			I							T
	—										T
	—							_			<u> </u>
_	— 11 Nº27							1			
	- 11 - Nº 22	-			I			+			1
,	— " — №33 — " — №8	-	12 TELEVICE TO 12 TELEVICE	111	П			-			+
1			RATEIGNETINE	***				+		1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	+
ŧ			+	<del>'    </del>	Ħ			$\pm$		14113	İ
ŀ		Coor	имическая		-	1 - Augen	1447 1	1/0			1
ŀ	-	7602			1	rw vaucpt		-	_	27111127	
ļ	Элемент <sub>•</sub> №25	<del></del>		44	╗			+		IIIIIII	
ŀ	11 N8 26	-		-	4	977		-		111	-
ŀ	— " — N≥ 28		1,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	1111	ıı l			-	TIII	9911	
Ė	- 11 - Nº 29	-	Доли %—	- 1	-5			+	7:11	HELL A.	-
F	II Nº 30	_		-++	-	— Доли%			_		
f	— 11 —				1						
F				7	Ī						
E					Ī						
I				$\Box$							
Ī											
	0% 90 80	70	60 5C		40	30 2	20 10		0		

Рис. 1. Общий вид типа минералогической и геохимической штрих-диаграмм. Внизу один из вариантов шкалы густоты штрихов.

на это, подобные зарисовки, благодаря простоте составления и наглядности в отображении взаимоотношений минеральных агрегатов, широко применяются (I тип зарисовок). Иногда на таких зарисовках показывается тем или иным условным обозначением интересующий изучающего рудный минерал (II тип), чем ценность таких зарисовок повышается, но и они не всегда отвечают требованиям, предъявляемым к графическому материалу при детальных исследованиях. Зарисовки, являющиеся масштабной «фотографией» изучаемых разрезов, забоев п пр. (III тип), разумеется, вполне удовлетворяют всем требованиям, предъявляемым к графическому мате-

риалу при детальных исследованиях. Однако зарисовки этого типа могут составляться лишь в случае ограниченного числа минералов и значительной величины их обособлений, что чаще всего встречается в простых пегматитах, не подвергшихся сложным и разнообразным процессам замещения. Опыт работы на сложных пегматитах показывает, что для целей документации и в качестве выводов после полного изучения минералогии этих пегматитов вполне приемлемо употребление комбинированных зарисовок-схем, могущих дать законченное представление о минерализации пегматитового тела.

Для более детальной структурно-минералогической характеристики изучаемых сложных пегматитовых жил предлагаются диаграммы, тесно связанные с зарисовками, или концентрационные штрих-диаграммы.

Общий вид диаграммы, показанный на рис. 1, дает отчетливое представление о ее построении. На зарисовке, примыкающей к диаграмме, при этом отображается лишь взаимоотношение минеральных агрегатов (I тип зарисовок), что доступно любому исследователю и требует для своего составления незначительного количества времени. Если особый интерес

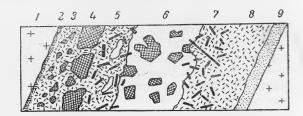


Рис. 2. Комбинированная зарисовка сложной пегматитовой жилы. Цифрами обозначены вмещающие породы и отдельные зоны пегматита.

вызывают не все, а один или два рудных минерала, то их распределение следует показать соответствующим условным значком на зарисовке штрихдиаграммы, чем уточняется характер распределения этих минералов (рис. 2).

Отображение концентрации минералов (элементов) в зоне (агрегате) производится изменением густоты штрихов на определенном интервале, соответствующем на зарисовке зоне (агрегату). На рис. 1 помещен один

из вариантов шкалы густоты штрихов.

Изменение концентрации того или иного минерала в зоне (агрегате), определимое на-глаз, но не поддающееся в полевых условиях более или менее точной количественной оценке, отображается на диаграмме слабым сгущением (при увеличении концентрации) или разряжением (при уменьшении ее) густоты штрихов.

Детальное минералогическое и геохимическое изучение пегматитовых жил обычно пдет параллельно с опробованием месторождения. В этом случае указанные диаграммы могут составляться по зарисовкам опробоваемых забоев и по существу заменять их. Полученные данные опробования по соответствующей шкале наносятся на штрих-диаграмму и могут довольно точно характеризовать процентное содержание минерала в агрегате.

Цель предлагаемых штрих-диаграмм — отображение изменен и я концентрации минерала в агрегате в зависимости от внутренних структурных особенностей пегматита. Так, например, диаграмма может показать, что количество выделений того или иного минерала в зоне к контакту с другой зоной, расположенной ближе к висячему боку, увеличивается вдвое. Но первичная полевая диаграмма может и не показывать, каково прочентное содержание того или иного минерала в зоне. Она отображает в первую очередь, во сколько или на сколько изменяется содержание минерала в пределах одного и того же агрегата (зоны), что затем может

быть уточнено или данными опробования, или детальной камеральной

обработкой минералогического материала.

После составления минералогических штрих-диаграмм, путем соответствующего пересчета на элементы, желательно составление геохимических штрих-диаграмм, которые могут помочь в расшифровке закономерностей миграции химических элементов. Геохимические штрих-диаграммы строятся по тому же принципу, что и минералогические (рис. 1).

Выше были разобраны штрих-диаграммы в применении к крутопадаю щим жилам; для пологопадающих жил диаграммы по отношеник, к зари-

совке должны быть повернуты на 90°.

Для характеристики контактов минеральных вгрегатов, текстур руд, взаимоотношения отдельных минералов и их формы производятся еще более детальные зарисовки в натуральную величину, либо в соответствующем масштабе, в зависимости от величины выделений. Такие участки необходимо отметить на зарисовке штрих-диаграмм.

Кроме того, на зарисовке штрих-диаграмм должны быть отмечены места взятия проб, образцов и шлифов. Не имеет никакого смысла, не производя специальных исследований, предугадывать все те варианты штрих-диаграмм, которые могут быть составлены в тех или пных конкрет-

ных условиях.

Задачи исследования и характер условий, при которых оно производится, определяют выбор степени детальности штрих-диаграмм и, следовательно, ее точность. Общий вид штрих-диаграмм и характер их применения для конкретных пегматитовых тел всецело зависят от сообразительности

и опыта изучающего.

Сопоставление целой серии минералогических (геохимических) копцентрационных штрих-диаграмм, составленных для различных разрезов рудных тел, в ряде случаев позволит выяснить условия концентрации интересующих минералов (элементов), т. е. выявить зависимость концентрации от морфологии и внутренних структурных особенностей сложных пегматитов.

Можно надеяться, что составление описанных штрих-диаграмм увеличит не только научную ценность минералого-геохимических исследований, но и даст возможность (в случае привлечения данных опробования) использовать минералого-геохимическую графику в качестве одного из надежных критериев при оценке оруденения и подсчете запасов.

#### и. А. преображенский

# диффузионные образования в миндалинах диабазов

Среди горных пород Северного Урала (материалы коллекции В. А. Теряева) мною изучены пузыристые диабазы, в миндалинах которых обнаружены интересные сферолитовые образования. Структура диабазов порфировая, в основной массе близкая к интерсертальной. Вкрапленники плагиоклазов (около № 30) почти полностью превращены в соссюрит или окварцованы. Микролиты плагиоклаза, примерно того же номера, как и вкрапленники, и также соссюритизированные, находятся в черной массе

зерен магнетита и стекла. Много миндалин с диамстром до 5 мм, выполненных главным образом кварцем с облачным погасанием. По кварцу иногда насыпаны мелкие зерна эпидота (0,14 мм) и как бы врезапы в него листочки зеленого хлорита. В некоторых миндалинах видны скопления хлорита.

В миндалины кварца вдаются сферолитовидные образования диаметром до 1 мм в разрезе, состоящие из концентрических колец. По различному составу колец эти сферолиты можно разделить на пять

разновидностей.

1. Сферолиты состоят из колец магнетита, частью превращенного в лимонит 1, и кварца. В дентре находится ядро из магнетита диаметром около 0,3 мм, сильно зубчатое по периферни. Зубцы состоят из магнетита и очень мелких прозрачных зерен (титанит?). Затем идут кольца: кварца шириной 0,05 мм, лимонита — 0,01 мм, кварца — 0,01 мм, магнетита — 0,2 мм, превращенного с внутренней части или полностью в лимонит, с радиальной трещиной, заполненной кварцем (рис. 1). Вокруг него в кварце миндалины идет смятое тонкое кольцо из мелких зерен магнетита и лейкоксена и мелких (менее микропа) прозрачных зерен с преломлением, значительно большим, чем у кварца. Ряд таких же зерен идет вдоль почти всей стенки миндалины, иногда образуя небольшие колечки.

2. Ядро сферолита, диаметром около 0,15 мм, состоит из кварца. Вокруг него идут кольца: магнетита шириной 0,05 мм, кварца — 0,01 мм, лимонита — 0,05 мм, магнетита — 0,1 мм. В последнем кольце включена согласно с ним изогнутая полоска зеленого хлорита и имеется трещина. заполненная кварцем. К внешнему кольцу, граничащему с кварцем мин-

далины, примыкает изогнутая полоска хлорита (рис. 2).

3. Ядро сферолита состоит из лимонита. Затем идут кольца: кварца шириной около 0,1 мм, лимонита — 0,02 мм, кварца — 0,1 мм, лимонита — 0,02 мм, клорита — 0,08 мм и лимонита — 0,02 мм (неполное).

К внешнему кольцу примыкает скопление хлорита (рис. 3).

4. Ядро сферолита, диаметром 0,05 мм, состоит из лимонита (рис. 4, нижняя часть), затем идет кольцо хлорита, шириной 0,12 мм, с включенным в него кольцом лимонита менее 0,01 мм. Сферолит вдается в кварц, окружающий его неполным кольцом шириной 0,13 мм. Далее находится хлорит, заполняющий большую часть миндалины. В ней находится еще сферолит, как бы его половинка, диаметром 0,1 мм, состоящий из хлорита, окруженного узким кольцом лимонита. Кругом идет бесцветное кольцо, состоящее из кварца и, возможно, из стекла, частью раскристаллизованного. Гнездо такого же стекла находится среди хлорита миндалины (рис. 4).

5. Сферолит в виде сегмента,  $0.7 \times 0.3$  мм, состоит из концентрических полос хлорита. Их пересекает иголочка, повидимому, актинолита,  $0.04 \times 0.004$  мм. Сферолит вдается в кварц миндалины. В находящейся рядом миндалине находится как бы продолжение этого сферолита (рис. 5).

Трещины в сферолитах, всегда заполненные кварцем, иногда пересекают сферолит, продолжаясь в основной массе вне миндалины (рис. 6). В одном сферолите с ядром в диаметре около 0,4 мм, состоящем во внутренней части из смеси магнетита и лимонита, а на периферпи из лимонита, внешнее кольцо как бы оторвалось и отодвинулось от сферолита, отделяясь от него кварцем (рис. 7). Вокруг этого кольца, а также вдоль стенок

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Магнетит в сферолитах был определен по метаплическому блеску и темносерому цвету в отраженном свете. Наличие в породе зерен лейкоксена, иногда слагающих значительную часть скелетных образований магнетита, указывает, что в магнетите находится порядочно титана.



XAI - XB - AN - XN 
Рис. 1.



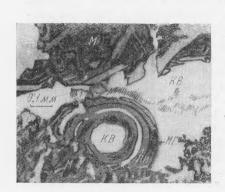


Рис. 2.

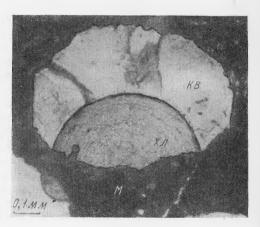


Рис. 5.

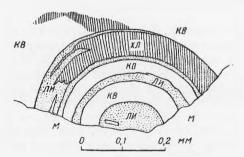


Рис. 3.

ms — магнетит; nu — лимонит; xn — хлорит; nk — лейкоксен; ks — кварп; m — основная масса с микролитами плагиоклазов; c — стекло. Микрофотографии сделаны при николях, главные сечения которых наклонны друг к другу.

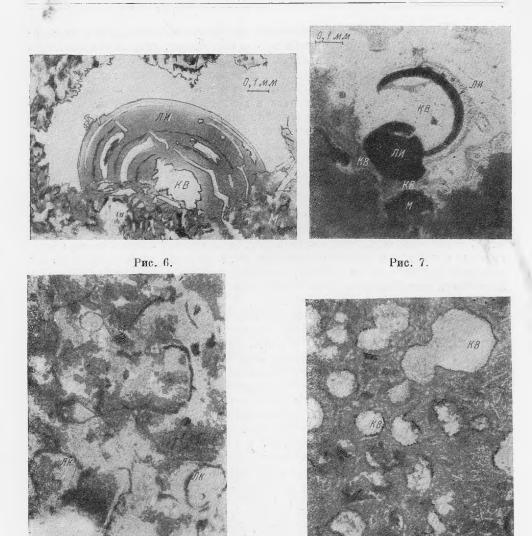


Рис. 8.

Рис. 9.

ms — магнетит; nu — лимонит; xn — хлорит; ns — лейкоксен; ss — кварц; ss — основная масса с микролитами плагиоклазов. Микрофотографии сделаны при николях, главные сечения которых наклонны друг к другу.

миндалины идет ряд мелких зернышек, как в миндалине со сферолитом первой разновидности.

Сферолиты с перемежающимися кольцами магнетита (лимонита) и кварца напоминают кольца Лизеганга. Можно думать, что в гель кремпекислоты, заполнявшей миндалины, проникали окислы железа, периодически образуя кольцевидные скопления, отделенные друг от друга кольцами кварца. В это время гель представлял студень, еще могущий передвигаться. От небольших подвижек геля образовывались трещины в сферолитах, заполнявшиеся гелем, потом превращавшиеся в кварц. При более

сильных подвижках геля внешнее кольцо магнетита (потом превращавшегося в лимонит), между которым и ядром был кварц, иногда отодвигалось
от ядра и несколько поворачивалось (рис. 7); сферолит отрывался от стенки миндалины, и промежуток между ним и стенкой занимал гель. Местами
не произошло полной кристаллизации геля и осталась полуаморфная масса
(стекло). Вместе с окислами железа в гель миндалины могли диффундировать составные части хлорита, возможно, в последнюю стадию образования сферолитов, и во внешних кольцах получались полоски хлорита,
или же хлорит образовывал внешнее кольцо, а иногда сферолит, состоящий
из одного хлорита. Вода, выделявшаяся при кристаллизации из геля
кварца, пошла на превращение магнетита в лимонит и на образование

хлорита.

Ритмическое обогащение магнетитом ранее указывалось для твердых тел и для размягченного стекла. Д. С. Белянкин (1924) описал изменения в динасовом кирпиче, выдержавшем более 600 плавок в мартеновской печи, в котором образовалось до 6 зон, попеременно более и менее обогащенных магнетитом (магнетитовой пылью). В кирпиче происходили весьма заметные химические подвижки, в особенности по отношению к жедезу и марганцу, источником которых являлась атмосфера печи, температура которой достигала не менее чем 1400°. А. И. Цветков (1936) исследовал состав и структуру плавленых базальтов и диабазов, применяя метод последовательной кристаллизации с отжигом при температурах от 1250°, когда стекло пластично, до 800° и ниже. При 1250° начинается образование магнетита прежде всего на границе между стеклом и стенкой тигля, на поверхности образца или вокруг имеющихся в нем пор. Кристаллизация магнетита происходила ритмически и вокруг пор образовывались концентрические кольца, обогащенные магнетитом. Получалась картина, напоминавшая, по А. И. Цветкову, образование колец Лизеганга, обусловленная диффузионным притоком железа из прилегающих участков. В изученных диабазах диффузия окислов железа, в случае образования сферолитов магнетита и составных частей хлорита, происходила при низких температурах, при которых могла сохраняться подвижность геля кремнекислоты. В других образцах диабазов (из контактов с кремнистым сланцем?), кроме сферолитоподобных образований, состоящих из магнетита, лимонита, кварца и хлорита, можно видеть тонкие серповидные полоски лейкоксена (продукт изменения титаномагнетита?), различно расположенные (рис. 8). Они представляют, повидимому, отдельные магнетитовые (титанмагнетитовые) кольца, получившиеся вследствие диффузии магнетита из соседних участков. Иногда магнетит вместе с лейкоксеном выстилает тонким слоем стенки миндалин; за ним внутрь миндалины следует оболочка из мелких кристалликов эпидота. Внутренность миндалины заполнена кварцем, пронизанным иглами актинолита (рис. 9). Иногда в ядро сферолита заходят микролиты с основной массой, состоящей главным образом из магнетита.

Возможно, что появление диффузионных образований магнетита в изученных мною диабазах зависело от большого содержания в них железа (по приблизительному подсчету до 18% металлического железа).

#### ЛИТЕРАТУРА

Белянкин Д. С. Изв. геол. ком., 43, № 9, 1924. Цветков А. И. Тр. 2-го совещ. по экспер. мин. и петр. АН СССР, 1936.

#### Ф. В. ЧУХРОВ

### новые данные о лаксманите

1. Лаксманит впервые был обнаружен Лаксманом в 1773 г. в Березовском месторождении на Урале. В 1777 г. Вокеленом был описан (без химического анализа) аналогичный минерал, для которого Берцелиус предложил название вокеленит. Н. И. Кокшаров в 1878 г. пришел к заключению, что лаксманит и вокеленит идентичны между собой. Позже изучение химического состава вокеленитов-лаксманитов показало, что содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и CrO<sub>3</sub> в них подвержено колебаниям; в отдельных образцах фосфор практически отсутствует (Чирва, 1935). В соответствии с этим были предложены новые формулы лаксманита-вокеленита, в которых группы PO<sub>4</sub> и СгО, фигурируют как изоморфные. Такова, например, формула Берри (Berry, 1949) (Pb, Cu)<sub>3</sub> [(Cr, P)O<sub>4</sub>]<sub>2</sub>. По данным Е. Ф. Чирвы, состав минералов группы вокеленита-лаксманита может быть выражен формулой:  $m3(\mathrm{Pb},\mathrm{Cu})\mathrm{O}\cdot\mathrm{P}_2\mathrm{O}_5\cdot n3(\mathrm{Pb},\mathrm{Cu})\mathrm{O}\cdot 2\mathrm{Cr}\mathrm{O}_3$ , которая по существу является прототипом формулы Берри. Обращает внимание, что формула изученного Е. Ф. Чирвой вокеленита, не содержащего фосфора, 3(Pb. Cu)O · · 2CrO<sub>3</sub>, аналогична формуле меланохроита [3PbO · 2CrO<sub>3</sub>], но последний не содержит меди. Обращает внимание аналогия в соотношении Pb : Cr в меланохроите и (Рь, Си): (Сг, Р) в лаксманите-вокелените (по Чирве и Берри). Эти данные дают достаточное основание предположить, что существует изоморфный ряд лаксманитов, в котором крайними членами, не содержащими фосфора, являются меланохроит 3PbO · 2CrO<sub>3</sub> и вокеленит состава 3(Pb, Cu)O · 2CrO<sub>3</sub>. Члены ряда, содержащие существенные количества меди и фосфора, представляют собственно лаксманиты. Сравнение дебаеграмм меланохроита и лаксманита, произведенное по моей просьбе Н. Н. Слудской, позволило притти к заключению о вероятной общности решеток этих минералов.

2. В степной части Казахстана лаксманит установлен мною в месторождениях Бесьчоку, Кызылэспе и в Шайтантасской группе жил.

В месторождении Бесьчоку лаксманит сравнительно нередок. Выделения лаксманита представлены ребристыми бугорками и мелкокристаллическими корочками толщиной до 1 мм, состоящими из отдельных пластиночек или столбчатых кристалликов. Последние ориентированы перпендикулярно поверхности, на которой они располагаются. Окраска лаксманита зеленоватая до темнозеленой. Порошок зелено-желтый. Выделения лаксманита располагаются на эпидото-кварцевой породе или на кварцевохалцедоновой жильной массе. Частью он выполняет полости выщелачивания в последней. В отдельных образцах выделения лаксманита наблюдаются на гипергенном кварце, который образует корочки на малахите. Лаксманит дает отчетливые качественные реакции на свинец, медь, хром и фосфор. Интересно отметить, что неизвестным автором еще в 1845 г. отмечено наличие в Бесьчоку «особой разности желтой свинцовой руды», содержащей хромовокислый свинец. Повидимому, это не что иное, как смесь лаксманита с другим гипергенным минералом свинца.

В Кызылэспе подобный же минерал обнаружен в одной небольшой выработке на участке Юпитер, несколько западнее разноса Попова. Выделения его образуют мелкие бугорки или корочки толщиной до 1 мм на тонкозернистом кварце; в последнем наблюдаются церуссит, малахит и лимонит по пириту. На поверхности корочек и бугорков обычны тонкие просвечивающие пластиночки. Окраска лаксманита в массе темнозеленая; порошок зелено-желтый. На выделениях лаксманита наблюдаются корочки

голубой натечной хризоколлы, кубики флюорита и налеты желтого миметезита. В Шайтантасской группе жил лаксманит встречен в виде грязнозеленых корочек в тесной ассоциации с крокоитом.

Качественными реакциями в лаксманите из месторождений Казахстана установлены свинец, медь, хром и фосфор. Рентгенометрически лаксманит из месторождений Бесьчоку, Кызылэспе и Шайтантасской группы жил оказался идентичным вокелениту из Березовского месторождения.

3. Парагенетические соотношения лаксманита-вокеленита с другими

минералами зоны окисления в литературе почти не освещены.

В Березовском месторождении на Урале, откуда происходят первые образцы вокеленита, этот минерал частью наблюдается в псевдоморфозах по пироморфиту, которые впервые отмечены Блюмом. Поданным Е.Ф. Чирвы, вокеленит часто образует налеты и корки на крокоите и пироморфите. В других случаях на вокелените наблюдаются выделения крокоита. С пироморфитом вокеленит иногда образует такие тонкие смеси, что эти минералы трудно отделить, а иногда и отличить один от другого.

Согласно Дэвису, в Шотландии в месторождении Ледгилль вокеленит образует выделения на церуссито-пироморфитовых агрегатах; в ассоциации с ним встречаются ланаркит, ледгеллит и каледонит. В другом месторождении Шотландии — Вэнлокхэд — вокеленит образует тонкие корочки на массивном пироморфите; с вокеленитом ассоциируется каламин. В Тасмании вокеленит установлен в ассоциации с крокоитом (Дундас), а также

с галенитом и мышьяковистым пиритом (Джордж Бэй).

Парагенетические соотношения вокеленита-лаксманита с другими гипергенными минералами говорят о возникновении хромато-фосфатов свинца и меди в поздние стадии формировании зоны окисления. Источником хрома являются силикаты пород, расположенных поблизости от рудных тел, содержащих первичные минералы свинца.

### ЛИТЕРАТУРА

Чирва Е. Ф. Вокеленит из Березовского рудника на Урале. Уч. зап. Ленингр. унив., сер. геол., т. I, в. 1, 1935. Веггу L. G. X-ray measurements on vauquelinite. Am. Min., v. 34, № 3—4, 1949.

### Ф. В. ЧУХРОВ

# миметезит и скородит в степной части казахстана

М и м е т е з и т в степной части Казахстана установлен автором в месторождениях Кызылэспе и Гульшад. В Кызылэспе миметезит в значительных количествах наблюдается на участке Юпитер в отвалах разноса Попова. Выделения минерала имеют вид желтых или буровато-желтых корок толщиной до 3—5 мм на сплошном церуссите и на роговике. Корки в основном сложены тонкозернистой, частью почти землистой массой, которая в наружных частях корок сменяется грубоколломорфными агрегатами или скоплениями мелких гексагонально-призматических кристалликов величиной до 0,5—1 мм. Кристаллики нередко образуют лучистые

сростки. В агрегатах миметезита часто можно видеть ячеистое строение. В массе миметезитовых выделений наблюдаются выделения более позднего кварцина. Сплошной тонкозернистый миметезит (анализ 1) и миметезит, представленный скоплениями гексагонально-призматических кристалликов (анализ 2), были проанализированы В. М. Сендеровой. Полученные результаты приводятся в табл. 1. Высокое содержание кремнезема

Таблица 1

	Содержание в %			Содержание в %	
Компоненты	анализ 1 анализ 2	Компоненты	анализ 1	анализ 2	
PbO	68,22 0,10 0,24 0,48 0,42 0,78	67,81 0,05 0,00 0,48 0,21 1,65 0,70	SO <sub>3</sub>	0,73 2,32 0,65 5,32	0,45 2,27 0,65 4,82
$Fe_2O_3$ $As_2O_5$ $P_2O_5$	1,89 18,48 0,55	0,55 20,52 0,26	$O = \tilde{Cl}_2 \dots$ $Cymma \dots$	100,00	100,00

объясняется наличием тонкой примеси кварца и кварцина. Определение брома и иода в миметезите из Кызылэспе, выполненное Л. С. Селивановым, дало следующие результаты:  ${\rm Br} = 3.96 \cdot 10^{-4} \%$ ,  ${\rm J} = n10^{-3} \%$ .

В Гульшаде миметезит наиболее обычен на участке Бекметевских разносов. Характерной формой его выделения являются корочки гексагонально-призматических кристалликов и одиночные кристаллики на кварце, лимоните, бедантите, малахите, ваде. Толщина корочек миметезита до 1—1,5 мм. В основании их миметезит частью имеет сплошное строение. Окраска его светложелтая, желтая, желтовато-белая и зелено-желтая. Некоторые кристаллики полупрозрачны. В отличие от бедантита, миметезит на Гульшаде не дает сколько-нибудь крупных скоплений. Изредка миметезит встречается в виде ясно образованных кристалликов, на кото-

На основании наблюдений автора и литературных данных можно сделать заключение, что миметезит представляет относительно поздний минерал зоны окисления. Он является индикатором наличия в исходных сульфидных рудах арсенопирита наряду с галенитом, причем эти минералы пространственно несколько обособлены один от другого. Что же касается бедантита, то он возникает за счет галенито-арсенопиритовых агрегатов в раннюю стадию их выбетривания.

рых установлены грани а (1010), b (1120) и с (1121).

С к о р о д и т в степной части Казахстана в существенных количествах обнаружен только в месторождении Гульшад, где он наиболее обычен на участке Благовещенского ответвления и на участке Макарьевско-Семеновской залежи. Обычно скородит здесь наблюдается в виде плотных или очень тонкозернистых выделений, поперечник которых достигает 10 см и более. Кристаллы встречаются весьма редко. На них установлены формы а (100), (120) и р (111). Окраска минерала преимущественно серовато-зеленая; оттенок ее меняется в пределах небольших участков. Твердость 3,5. Очень характерна ассоциация скородита с бедантитом. Часто оба эти минерала образуют тонкие механические смеси. Возрастные соотношения скородита и бедантита говорят об их одновременном выделении. Кроме

<sup>10</sup> Труды Минералогического музея, вып. 3

бедантита в ассоциации со скородитом обнаруживается миметезит. Один из образцов скородита из Благовещенского ответвления месторождения Гульшад был проанализирован Р. Е. Арест-Якубович. Данные анализа приведены в табл. 2.

Таблица 2

Компоненты	Содержание в %	Молекул. колич.	Отношение молекул. колич
$\begin{array}{c} \text{CaO} & \dots & \\ \text{MgO} & \dots & \\ \text{Mn}_2\text{O}_3 & \dots & \\ \text{Fe}_2\text{O}_3 & \dots & \\ \text{Al}_2\text{O}_3 & \dots & \\ \text{As}_2\text{O}_5 & \dots & \\ \text{P}_2\text{O}_5 & \dots & \\ \text{SiO}_3 & \dots & \\ \text{H}_2\text{O}^+ & \dots & \\ \text{SiO}_2 & \dots & \\ \end{array}$	0,72 Следы 0,00 34,98 0,00 46,12 0,54 0,32 15,26 0,19 1,82	0,013 	1,05 1,00  4,08
Сумма	99,95	_	

Данные анализа удовлетворительно отвечают формуле  $\mathrm{Fe_2O_3}\cdot\mathrm{As_2O_5}$  -

 $\cdot 4H_2O = 2 (FeAsO_4 \cdot 2H_2O).$ 

Обобщение литературных данных о парагенезисе скородита в различных месторождениях СССР и за границей показывает, что главная масса этого минерала должна быть отнесена к ранним минералам зоны окисления. Наличие в последней скородита является указанием на отсутствие или обособление галенита в исходных сульфидных рудах.

### л. л. шилин

# О ГРАНАТАХ ШИШИМСКИХ ГОР

Гранаты пользуются широким распространением в копях Шишимских гор. Они встречены были в копях: Прасковье-Евгеньевской (Шилин, 1940), Барбот-де-Марни, Веселкина и Гуленко и других местах. Обычно гранаты приурочены к гранат-везувиановым породам (Курбатов, 1924), являясь основным породообразующим минералом хлорит-гранатовых сландев, и, наконец, гранаты встречаются в гранатизированном габбро, образуясь за счет изменения основного плагиоклаза и пироксена.

Гранаты Шишимских гор представлены несколькими разновидностями

от восковожелтого и красно-бурого до темнобурого цвета.

Впервые эти гранаты были исследованы Г. Розе (G. Rose, 1842), который описал главным образом восковожелтый гранат и привел в своей ра-

боте химический анализ, сделанный Крофтом. Г. Розе отнес эти гранаты к известково-железистым и подразделил их на две группы:

1) зеленовато-желтые кристаллики в ассоциации с магнетитом из хлоритового сланца, с удельным весом 3,820, и

2) более крупные одиночные кристаллы зеленовато-черного цвета из

серпентино-хлоритового сланца, с удельным весом 3,798.

Химический анализ последних был произведен Ивановым (1853). Анализ Иванова и анализ Крофта соответствуют чистым разностям: первый известково-глиноземистой — гроссуляру, и второй известково-железистой — андрадиту, что, по моим исследованиям, вряд ли соответствует действительности.

Мною исследовались восковожелтый гранат (Прасковье-Евгеньевская копь), образовавшийся в результате метасоматического замещения пироксенов и основных плагиоклазов в крупнозернистом габбро-пегматите, и красный гранат со щеток из Прасковье-Евгеньевской копи и из копи

Барбот-де-Марни.

Восковожелтый гранат был взят из крупнозернистого гранатизированного габбро, где этот гранат образовал силошные плотные участки. Материал для анализа был тщательно отобран под бинокулярной лупой, а затем из него изготовлены прозрачные шлифы. При просмотре шлифов под микроскопом было установлено наличие примеси тончайших листочков хлорита, от которых не представлялось возможным освободиться.

Красно-бурые разновидности представляют собою хорошо образованные кристаллы, сидящие на стенках гранато-эпидото-везувиановых и гранато-эпидото-хлоритовых пород. Ассоциируют эти гранаты с клинохлором, диопсидом, сфеном, эпидотом, шпинелью и другими минералами. В табл. 1 приводятся химические анализы (в %) восковожелтого граната (III) и два анализа красно-бурых гранатов — с Прасковье-Евгеньевской копи (IV) и копи Барбот-де-Марни (V). При сопоставлении результатов моих анализов с анализами Крофта и Иванова (I и II) обнаружилось, что последние значительно отличаются, давая при пересчете чистые молекулы гроссуляра и андрадита.

Таблица 1

Компоненты	I	II	111	IV	v
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	36,86 24,19  37,15 	35,21 Следы 34,11 — Следы 30,96 Следы	38,55 0,19 15,81 8,49 0,08 1,02 33,03 1,29 1,44* 0,15	37,66 0,56 11,38 15,54 0,40 0,34 33,42 0,44 0,26 0,20	10,14 $17,57$
Сумма	99,20 Крофт	100,28 Иванов	99,75 III	100,20 Іилин	100,41

<sup>\*</sup> Прямое определение.

Труды Минералогического музея, вып. 3

При пересчете химических анализов гранатов было учтено наличие в них хлорита.

Пересчет моих анализов (III, IV, V) с учетом наличия примесей хлорита приводит к следующим результатам (в %):

	111	ΙV	V
Гроссуляр — $3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot \cdot$	66,08	50,92	51,83
Андрадит — $3CaO \cdot Fe_2O_3 \cdot 3SiO_2$			
Хлорит — $10H_2O \cdot 13MgO \cdot 2AI_2O_3 \cdot 8SiO_2$	13,40	3,13	6,25

Таким образом, по нашим данным, гранаты Шишимских гор занимают промежуточное положение между чистыми разностями известково-глиноземистого и известково-железистого гранатов, представляя собою изоморфную смесь этих двух молекул. Оптическое изучение гранатов, аналогичных тем, которые исследовались Крофтом и Ивановым, также не дали показателей преломления, относящихся к чистым разновидностям. Результаты этих исследований приведены в табл. 2.

Таблица 2

Копи	Вменцающая порода	Цвет гранатов	Показатель преломления	Примечание	
Прасковье-Ев-	Крупиозернистое габбро	Восково- желтый	1,752±0,02	Оригинал анализа III	
То же	Щетка гранатовой породы	Красный	1,87 <u>+</u> 0,02	» » IV	
Барбот-де-Мар- ни	То же	<b>»</b>	1,87 <u>+</u> 0,02	» » V	
Прасковье-Ев- геньевская	Гранато-хлоритовый сланец	*	1,87±0,02	· <del>-</del> .	
То же	Крупнозернистое габбро, по пиро- ксену	Светло- бурый	1,815 <u>+</u> 0,015	-	
» »	В пустотках грана- товой породы	Темнобу- рый, почти черный	1,905± ±0,015	Эти гранаты содер жат, повидимому значительные ко личества TiO <sub>2</sub> , чт и придает им тем ный цвет и боле	
» »	Хлоритовый сланец	Зеленова- то-черный	1,905± ±0,015	высокий показатель предомления	

Из приведенных данных видно, что показатель преломления исследуемых гранатов зависит от количества окисного железа, с одной стороны, и содержания  ${\rm TiO_2}$  — с другой.

В генетическом отношении гранаты Шишимских гор следует подразделить на три типа:

1. Восковожелтый гранат образовался преимущественно за счет метасоматического изменения основного плагиоклаза габброидных пород.

2. При метасоматическом замещении плагиоклазов и пироксенов образовались плотные, афанитового сложения, скопления граната, приуроченные к крупнозернистому габбро и габбро-пегматиту.

3. Красные гранаты, приуроченные к щеткам гранато-везувиано-эпидотовых пород, образовались в гидротермальную стадию и свободно выкристаллизовывались на стенках трещин вмещающих пород. Эти гранаты имеют наиболее широкое распространение.

И та и другая разновидности представляют собой промежуточные члены изоморфной серии гроссуляр — андрадит.

#### ЛИТЕРАТУРА

И ванов. Отчет о занятиях лаборатории Департамента горных и соляных дел за 1852 г. Горн. журн., 1853. Курбатов С. М. Везувианы из русских месторождений. Изв. АН СССР, 18, 1924. Шилин Л. Л. Везувианы из Прасковье-Евгеньевской копи Шишимских гор на Южном Урале. Изв. АН СССР, сер. геол., в. 3, 1940. Rose G. Reise nach dem Ural, dem Altai und dem Kaspischen Meere. Bd., 2, Berlin, 1842.

# СВЕДЕНИЯ О РАБОТЕ НАУЧНОГО КРУЖКА минералогического музея ан ссср за 1950 г.

№ п/п	Месяц	Чи- сло	Фамилия докладчика	Содержание доклада
1	Январь	14	Гинзбург Н. И.	О некоторых типах литиевых пегматитов
2	Февраль	18	Лабунцов А. Н. Сумин Н. Г.	Показ минералов О составе шпинелей железорудных ме- сторождений
	Monn	4	Шилин Л. Л.	Показ минералов контактовых месторождений
3	Март	46	Преображенский И. А.	Формы магнетита в миндалинах базальта
4	»	10	Красева М. Н. Акад. Белянкин Д. С. Гинзбург Н. И.	Показ новых поступлений Вступительное слово Крыжановскит—новый минерал из группы фосфатов
5	»	18	Леммлейн Г. Г. Горжевская С. А.	Нсследование жидких включений в минералах Приложение методики минераграфии исследованию окисленных руд на примере полиметаллических место
6	Апрель	1	Степанов В. II. Лебедев Л. М.	рождений Восточного Забайкалья Показ минералов Подмосковья Триплит из некоторых месторождений Восточного Забайкалья
7	»	15	Барсанов Г. П. Беус А. А.	Показ новых поступлений Магниографтонит и гидроштренгит — новые минералы из пегматитов Тур- кестанского хребта
			Гинзбург II. И.	Обзор последних работ по изучению фосфатов
			Корнетова В. А.	Показ минералов некоторых пегматитов Канады
8	Май	6	Дорфман М. Д. Якубова В. В.	Новые алюмо-кальциевые флюориды Показ минералов золото-серебряных
9	»	24	Виноградов Л. 14. Щербаков Д. И. Чухров Ф. В.	месторождений Карпат Воспоминания об А. Е. Ферсмане Последние дни А. Е. Ферсмана О возможной роли аэрозолей, гидро- золей, гидрогелей в магматогенном рудообразовании
10	Июнь	3	Набоко С. И. Шилин Л. Л.	рудоооразовании Минералы возгонов вулканов Показ минералов

# АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 3

Редакторы: акад. Д. С. Белянкин и д-р геол.-мин. наук Г. П. Барсанов

### **ВИФАЧТОИКЛЯИ**

# А. И. ТРОИЦКАЯ

# минералы, впервые указываемые для территории ссср В ЛИТЕРАТУРЕ ЗА 1941-1949 гг.

Сообщение 41

Настоящее сообщение является четвертой сводкой, составленной по материалам картотеки литературы о минералах СССР Института геологических наук Академии Наук СССР, и представляет собою список минералов, найденных в СССР за последние девять лет (1941—1949). Помимо того, в этом сообщении приведены некоторые минералы, хотя и открытые на территории СССР до 1941 г., но не вошедшие в предыдущие сводки: абхазит (1938), адыгеит (1939), беркеит (1938), гунгаррит (1938), краснодарит (1939), памирит (1928), риккардит (1937), саранит (1914), эрделит

(1890) и другие.

Всего в данной сводке содержится 140 минеров. В СССР насчитывается около 1700 минералов (с их разновидностями). Таким образом, за время, охватываемое четвертым сообщением, в СССР найдено около 10% всех известных минералов нашего Союза. Эта цифра говорит о росте минералогических открытий в Советском Союзе даже в такое исторически тяжелое для народов СССР время, как Великая Отечественная война. Среди найденных минералов в СССР имеются и новые минералы (отмечены звездочкой). Сопоставляя это количество новых минералов с числом открытий минералов за этот же период времени за границей, по работам О. М. Шубниковой<sup>2</sup>, мы видим необычайный подъем в отечественной минералогии: за послевоенную Сталинскую пятилетку в СССР совершено 26% всех мировых открытий минералов.

<sup>1</sup> Первые три сообщения были составлены В. К. Здравомысловым. Сообщ. 1: Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1938, в. 11, мин.-геохим. сер. (№ 3), 47—50. Сообщ. 2: Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1940, в. 31, мин.-геохим. сер. (№ 6), 65—67. Сообщ. 3: Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1947, в. 74, мин.-геохим. сер. (№ 15), 137—143.

2 О. М. Шубникова и Д. В. Юферов. Справочник по новым минералам 1922—1932 гг. Л., 1934, 1—160.

О. М. Шубникова. Тр. Минерал. музея Акад. Наук СССР, 1929, т. 4, 31—62; Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1940, в. 31, сер. мин.-геохим. (№ 6), 1—6; Тр. Ломонос. мист. Акад. Наук СССР, сер. мин., 1936, в. 7, 307—339; Тр. Ломонос. инст. Акад. Наук СССР, сер. мин., 1937, в. 10, 169—226; Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1938, в. 11, сер. мин.-геохим. (№ 3), 1—36; Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1947, в. 74, сер. мин.-геохим. (№ 15).

#### САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

#### Группа железа — никеля

\*Никдиферит Fe<sub>2</sub>Ni. П. Н. Чирвинский. Метеоритика, 1949, в. 5, 39—47 (состав).

#### Группа платины — палладия — олова

\*Станнопалладинит Pd<sub>3</sub>Sn<sub>2</sub> и

\*Станнопалладинит медистый.

И. Н. Масленицкий, П. В. Фалеев и Е. В. Искюль. Докл. Акад. Наук СССР, 1947, т. 58, № 6, 1137 (хим. состав, цвет, твердость, действие кислот, кристалл. форма).

\*Неопределенный минерал группы платины № 1 (Pt, Pd, Fe, Sn, Cu, Ni). И. Н. Масленицкий, П. В. Фалееви Е. В. Искюль. Докл. Акад. Наук СССР, 1947, т. 58, 1138 (хим. состав, цвет, твердость, действие кислот, кристалл. форма).

\*Неопределенный минерал группы платины № 2.

И. Н. Масленицкий, П. В. Фалеев и Е. В. Искюль. Докл. Акад. Наук СССР, 1947, т. 58, № 6, 1138 (цвет, твердость, действие кислот, кристалл. форма).

### СУЛЬФИДЫ

Дигенит Си<sub>9</sub>S<sub>5</sub>. С. Н. Иванов. Докл. Акад. Наук СССР, 1946, т. 54, № 7, 623

(упоминание). Д. П. Ѓригорьев. Природа, 1948, № 2, 52 (минерал. опис., природа

минерала).

А. Г. Бетехтин. Зап. Всесоюзн. мин. общ., 1949, ч. 78, в. 4, 284—287 (название «дигенит» считает излишним).

Браггит (Pt,Pd,Ni)S.

А. Г. Бетехтин. Минералы СССР, т. І. Изд. Акад. Наук СССР, 1940, 65 (упоминание).

#### Бисульфиды

Ваесит (ваэзит) (?) NiS<sub>2</sub>. Г. С. Грицаенко. Зап. Всесоюзн. мин. общ., 1948, ч. 77, в. 1, 112 (генезис).

#### СЕЛЕНИДЫ

Умангит  $CuSe \cdot Cu_2Se = Cu_3Se_2$ .  $\Gamma$ . А. Твалчрелидзе. Сов. геология, 1948, сб. 29, 92 (генезис).

Эвкайрит Cu<sub>2</sub>Se·Ag<sub>2</sub>Se.

Г. А. Твалчрелидзе. Сов. геология, 1948, сб. 29, 92 (генезис).

#### ТЕЛЛУРИДЫ

Джозеит, жозеит Bi<sub>3</sub>Te(S, Se).

В. С. Домарев. Мат. Всесоюзн. научно-исслед. геол. инст., сер. общая, 1940, сб. 5, 246 (минерал. опис., хим. анализ, реакции травления).

иккардит  $Cu_4Te_3$ . В. В. Щербина. Изв. Акад. Наук СССР, отд. мат. и естеств. наук, в. В. В.  $\frac{1007}{100}$   $\frac{100}{100}$   $\frac{100}{100}$  (минерал ассоп.).

Креннерит (Au, Ag)Te<sub>2</sub>. Д. А. Тимофеевский. Сов. геология, 1947, № 20, 64 (упоминание).

Нагиагит  $Au_2Pb_{14}Sb_3Te_7S_{17}$ . Ф. В. Чухров. Минералы СССР, т. 2. Изд. Акад. Наук СССР, 1940, 576 (физ.-хим. свойства, условия нахождения в природе).

### ТРИАРСЕНИДЫ

Скуттерудит (Co, Ni) As<sub>3</sub>. Э. М. Бойштедт-Куплетская. Зап. Всесоюзн. мин. общ., 1948, ч. 77, в. 1, 105 (минерал. опис., кристалл. изуч.).

#### сложные сульфосоли

Зандбергерит  $4(Cu_2,Zn,Fe)$   $S\cdot (As,Sh)_2S_3$  или  $3(Cu_2,Zn,Fe)S\cdot (As,Sh)_2S_3$ . Ф. В. Ч у х р о в. Зап. Всеросс. мин. общ., 1945, ч. 74, в. 4, 345 (минерал. опис., хим. анализ).

Шватцит  $3(Cu_2, Hg)S \cdot Sh_2S_3$ . К. С. Филатов. Тр. Научн. конференции по изуч. и освоен. производит. сил Сибири, т. 2, Томск, 1940, 18 (упоминание).

\*Плюмботривисмутит PbS·3(Bi, Sb) $_2$ . М. С. Сахарова. 1949. Устное сообщение (физ.-хим. свойства, хим. анализ).

Гунгаррит 4PbS · Bi<sub>2</sub>S<sub>3</sub>. Ф. И. Рукавишинков. Изв. Акад. Наук СССР, 1938, Отд. мат. и естеств. наук, сер. геол., № 1, 148 (упоминание).

\*Арсеносульванит  $Cu_3(V,As)S_4$ . А. Г. Бетехтин. Минералы СССР, т. 2. Изд. Акад. Наук СССР, 1940, 541; Зап. Всеросс. мин. общ., 1941, ч. 70, в. 2, 161—164. В. И. Михеев. Зап. Всеросс. мин. общ., 1941, ч. 70, в. 2, 165 (минерал. опис., кристалл. изуч., хим. и рентген. анализы).

Тиллит PbSnS<sub>2</sub>. Е. А. Радкевич. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1948, № 3, 132 (генезис).

Аргиродит  $4Ag_2S \cdot GeS_2$ . С. А. Ю ш к о. Методы изуч. руд под микроскопом в отраженном свете. М., Госгеолизд., 1949, 215 (физ.-хим. свойства).

#### галоидные соединения

# Хлориды

Молизит FeCl<sub>3</sub>. С. И. Набоко. Бюлл. Вулканолог. ст. на Камчатке. Изд. Акад. Наук

### Фториды безводные

Виллюмит, вильомит NaF. В. И. Герасимовский. Докл. Акад. Наук СССР, 1941, т. 32, № 7, 492 (физ. и хим. свойства, оптика, хим. хар-ка, хим. анализ, рентген. изуч., парагенезис).

Замбонинит, цамбонинит  $CaF_2 \cdot 2MgF_2 = CaMg_2F_6$ . В. И. Влодавец. Тр. Камчатск. вулканолог. ст. Изд. Акад. Наук СССР, 1940, в. 1, 66 (оптика).

#### Фториды водные

\*Фтористый минерал NaCaMgAl<sub>3</sub>F<sub>14</sub>·4H<sub>2</sub>O. С. И. Набоко. Докл. Акад. Наук СССР, 1941, т. 33, № 2, 139 (анализы: хим., спектр., рентген и терм.).

\*Гидропрозопит  $2CaF_2 \cdot 4Al(F,OH)_3 \cdot 3H_2O$ . Н. А. Смольянинов и Е. Н. Исаков. Сб. «Акад. Д. С. Белянкину к 70-летию». Изд. Акад. Наук СССР, 1946, 148 (анализ).

\*Парагеарксутит  $4\text{CaF}_2 \cdot 4\text{Al}(F, \text{OH})_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ . Н. А. Смольянинов. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1940, в. 53 (кр. обзор научи. работ. Инст. за 1939 г.), 191 (хим. анализ). Н. А. С м о л ья н и н о в и Е. Н. И с а к о в. Сб. «Акад. Д. С. Белянкипу к 70-летию». Изд. Акад. Наук СССР, 1946, 145 (хим., терм. и спектр. анализы, физ.-хим. свойства, генезис).

#### Силико-фториды

Криптогалит  $(NH_4)_2SiF_6$ ;  $2NH_4F\cdot SiF_4$ . В. И. Влодавец. Тр. Камчатск. вулканолог. ст. Изд. Акад. Наук СССР, 1940, в. 1, 66 (оптика).

#### ОКИСЛЫ И ИХ ГИДРАТЫ

- Опал кристаллической формы, по своей структуре соответствующий β-кристобалиту. Ю. Ир. Половинкина и Г. А. Ковалев. «Минерал. сб.». Львов. геол. общ., 1949, сб. 3, 107, 112 (минерал. опис., дебаеграмма, хим. состав).
- \*Метакварц  $SiO_2 \cdot nH_2O$ . Й. Д. Седлецкий. Природа, 1940, № 7, 25 (упоминание).
- \*Патропал Na<sub>2</sub>O·10SiO<sub>2</sub>·5H<sub>2</sub>O·5F. В. И. Герасимовский. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1940, в. 53 (кр. обзор научн. работ. Инст. за 1939 г.), 197 (минерал. опис., оптика).
- \*Гидросервантит  $Sb_2O_4 \cdot nH_2O$ . Л. Б. Шлайн. 1949. Устное сообщение (минерал. опис., оптика, хим. анализ).
- Монтроидит НдО. А. В. Сидорепко. Изв. Туркмен. фил. Акад. Наук СССР, 1945, № 2, 10 (минерал. опис.).
- Xёгбомит  $Mg(Al,Fe)_4O_7(?)$ . А. Л. Додин. Сов. геология, 1947, 35, 43 (упоминание).
- Вернадит  $MnO_2 \cdot nH_2O$ . А. Г. Бетсхтин. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1940, в. 30, сер. руд. м-ний (№ 4), 35, 36, 39 (минерал. опис., анализ).
- \*Экзотермит (Ca,Mg) $O \cdot 4$ ,5Mn $O_2 \cdot 3H_2O$ . Д. С. Белянкин и В. В. Лапин. Зап. Всеросс. мин. общ., 1943, ч. 72, в. 3—4, 165 (хим. и терм. анализы).
- \*Псевдогиббсит ( $Al_2O_3$ , $SiO_2$ , $TiO_2$ , $Fe_2O_3$ ,CaO,MgO). (Терентьева). II. М. Абашкини др. Сб. «Неметалл. ископ. СССР», Изд. Акад. Наук СССР, 1943, т. 2, 346 (хим. состав).
- \*Саранит, хромовый диаспор (MgO, FeO,  $Al_2O_3$ ,  $Cr_2O_3$ ,  $SiO_2$ ,  $H_2O$ ). А. Е. Ферсмап. Драгоценные и цветные камни в России, 1920, т. I, 49 (упоминание).

#### соли кислородных кислот

### Ферриты, манганиты, кобальтиты

\*Ишкулит, хромомагнетит FeO·(Fe,Cr)<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=Fe¨(Fe¨,Cr<sub>2</sub>)O<sub>4</sub>, часть FeO может изоморфно замещаться MgO.

Г. И. Барсанов. Докл. Акад. Наук СССР, 1941, т. 31, № 7, 468 (физ.хим. свойства, хим. анализ ишкулита).

А. И. Симонов. Зап. Всеросс. мин. общ., 1945, ч. 74, в. 4, 305 (минерал. опис., кристалл. изуч., хим. анализ хромомагнетита).

Ситапарит (Мп", Fe") МпОз. А. Г. Бетехтин. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1940, в. 30, сер. рудн. м-ний (№ 4), 39 (минерал. опис., анализ).

Биксбиит (Fe,Mn) $_2$ O $_3$ ; FeMnO $_3$ . А. Г. Бетехтин. Промышленные марганцовые руды СССР. Изд. Акад. Наук СССР, 1946, 22 (минерал. опис.), 231.

Бростенит  $RO \cdot nMnO_2 + pH_2O$ ; R = Mg, Ca, Fe.

С. Д. Левина. Тр. Моск. геол.-развед. инст. им. Орджоникидзе, 1948, т. 23, 183 (хим. и терм. анализы).

\*Рансьеит никелистый, разновидность рансьеита, содержащая от 0,80 до 1,73% NiO. С. Д. Левина. Тр. Моск. геол.-развед. инст. им. Орджоникидзе, 1948, т. 23, 183 (хим. и терм. анализы).

Любенкит  $4\text{CuO} \cdot 0.5\text{Co}_2\text{O}_3 \cdot \text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ . Р. А. Борукаев. Изв. Казах. фил. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1945, в. 6—7 (20), 172 (упоминание).

#### КАРБОНАТЫ

Нахколит, бикарбонат натрия  $NaHCO_3$ . С. З. Макаров и Г. С. Седельников. Изв. Акад. Наук СССР, Отд. хим. наук, 1940, N 6, 836, 837, 840 (оптика, терм. анализ, кристалл. изуч.).

Гейлюссит  $Na_2CO_3 \cdot CaCO_3 \cdot 5H_2O$ .

А. Ф. Горбов и М. Г. Валяшко. 1949. Устное сообщение.

Розазит (Cu,Zn)CO<sub>3</sub>·(Cu,Zn)(OH)<sub>2</sub>. Н. Г. Сумин. Докл. Акад. Наук СССР, 1941, т. 31, № 8, 775 (физ.-хим. свойства, спектр. анализ).

### Сложные карбонаты

Стихтит  ${\rm MgCO_3\cdot 5Mg(OH)_2\cdot 2Cr(OH)_3\cdot 4H_2O.}$  (Г. С. Грицаенко). Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1947, в. 81, сер. Урал. компл. эксп. (№ 1), 6.

#### БОРАТЫ

Ссайбелиит, шайбелиит Mg<sub>2</sub>B<sub>2</sub>O<sub>5</sub>·H<sub>2</sub>O (?).

Н. Ю. Икоринкова - Леммлейн. Зап. Всеросс. мин. общ., 1944, ч. 73, в. 4, 193 (включения в индерборите, упоминание).

Флюоборит  ${\rm Mg}_3{\rm F}_3{\rm BO}_3$  или  ${\rm 3MgO\cdot 3B_2O_3\cdot 3Mg(F,OH)_2}.$  А. Н. Волков. 1949. Устное сообщение.

Гинорит, джинорит  $2CaO \cdot 7B_2O_3 \cdot 8H_2O$ . А. Н. Волков. 1940. Устное сообщение.

\*Курнаковит Мg<sub>2</sub>В<sub>6</sub>О<sub>11</sub>·13Н<sub>2</sub>О. М. Н. Годиевский. Докл. Акад. Наук СССР, 1940, т. 28, № 7, 639 (минерал. опис., хим. анализ).

Мейергофферит Ca<sub>2</sub>B<sub>6</sub>O<sub>11</sub>·7H<sub>2</sub>O.

Н. Ю. Икорникова. Зап. Всеросс. мин. общ., 1941, ч. 70, в. 2, 153 (кристалл. изуч.).

\*Индерборит, метагидроборацит СаМgВ<sub>6</sub>О<sub>11</sub>·11Н<sub>2</sub>О.

Г. С. Горшков. Докл. Акад. Наук СССР, 1941, т. 33, № 3, 254 (физ.-хим. свойства, хим., спектр. и рентген. анализы, оптика, кристалл. изуч. индерборита). Н. Ю. Икорникова. Докл. Акад. Наук СССР, 1941, т. 33, № 3, 257 (кристалл. изуч., оптика, хим. и терм. анализы метагидроборацита).

Хилгардит, гилгардит  $Ca_8(B_6O_{11})_3Cl_4\cdot 4H_2O$ . Я. Яржемский. Докл. Акад. Наук СССР, 1945, т. 47, № 9, 671 (хим. состав, оптика).

#### Водный боратофосфат магния

Люнебургит  $Mg_3[(PO_4)_2(H_3BO_3)]_{1,77} \cdot 6H_2O$ .

А. А. И ванов. Докл. Акад. Наук СССР, 1941, т. 32, № 5, 351 (минерал. опис., хим. и терм. анализы, генезис, оптика).

#### СИЛИКАТЫ

#### Группа полевых шпатов

Бариевый ортоклаз (по П. В. Калинину — гиалофан). Д. С. Коржинский. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1945, в. 61, петр. сер. (№ 21), 10 (минерал. опис., хим. анализ).

# Группа лейцита

Поллуцит (Cs,Na)<sub>2</sub> (Si<sub>4</sub>Al<sub>2</sub>O<sub>12</sub>)·H<sub>2</sub>O. А. И. Гинзбург. Зап. Всеросс. мин. общ., 1944, ч. 73, в. 4, 185 (упоминание); Докл. Акад. Наук СССР, 1946, т. 52, № 4, 337 (минерал. опис., хим. и спектр. анализы).

# Группа нефелина

Эвкриптит LiAlSiO<sub>4</sub>. А. И. Гий вбург. Зап. Всеросс. мин. общ., 1944, ч. 73, в. 4, 185 (генезис. оптика).

#### Группа пироксена

Феррогиперстен FeSiO<sub>3</sub>. А. А. Полканов. Учен. зап. Ленингр. гос. унив., 1945, № 65, сер. геол.почв. наук., в. 13, 128 (упоминание).

Лейкавгит, разновидность авгита, содержащая немного или совсем не содержащая

А. Я. Булынников. Тр. Томск. гос. унив., Томск, 1948, сер. геол., т. 102, 53 (генезис).

# Группа амфиболов

\*Абхазит, разновидность роговообманкового асбеста.  $(OH)_2(Ca, Na, Mn, K)_3$  (Mg, Fe'',Fe''',Al)<sub>4,5</sub>Si<sub>8</sub>O <sub>22,5</sub>. Н. Е. Е ф р е м о в. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1938, в. 11, сер. мин.-геохим. ( $N_2$  3), 37—44 (минерал. опис., анализ, рентген. исслед.).

Керсутит, разновидность роговой обманки с титаном.

А. Л. Полканов. Учен. зап. Ленингр. гос. унив., сер. геол.-почв. наук, 1940 (на обложке 1941), в. 8, 229; Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1944, № 5, 44 (упоминание).

\*Фордфедоровит титанистый  $(Na_{0.4}K_{0.4}Ca_{1.6})_{24}(F_{4.1}Mg_{0.3}Fe_{0.6}^{+3}-TiO_{0.35})_{5,35}(OH_{1.8}F_{0.2})_2$ | Si <sub>5,6</sub> Ti<sub>0,8</sub> Al<sub>1,8</sub> O<sub>22</sub>|. Вл. Соболев. Учен. зап. Львов. гос. унив., 1947, т. 6, сер. геол., в 5, 111 (оптика, хим. анализ).

Фемагастингсит, промежуточный член между ферро- и магнезиогастингситом. В. Н. Котляр. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1945, № 2, 114 (оптика, хим, анализ).

# Группа граната

Когарит, хогарит  $Mg_3Fe_2(SiO_4)_3$ . Н. Н. Шаврова. Докл. Акад. Наук СССР, 1947, т. 58, № 6, 1144—1146 (минерал. опис., уд. вес, оптика, хим. анализ).

#### Группа оливина

Феррогортонолит (Fe, Mg, Mn, Ca)<sub>2</sub> [SiO<sub>4</sub>]. Л. Н. Овчинников. Докл. Акад. Наук СССР, 1949, т. 67, № 6, 1085 (минерал. опис., оптика, уд. вес, хим. анализ, дебаеграмма, генезис, минерал. accon.),

### Группа эпидота

Лотрит — пумпеллнит  $Ca_4(Al, Mg, Fe)_{6-5}(OH)_5(Si_2O_7)_3$  со следующими крайними пределами:  $Ca_4Al_5(OH)_5(Si_2O_7)_3$  и  $Ca_4Al_3(Mg, Fe)_3(OH)_5(Si_2O_7)_3$ .

В. Соболев. Минерал. сб. Львов. геол. общ., 1947, № 1, 83 (геол. ком плекс., история изуч., идентичность с пумпеллиитом).

Пумпелниит  $Ca_4(A1,Fe)_5$  (Mg,Fe,Mn)  $Si_6O_{23}(OH)_3 \cdot 2H_2O$ . Д. С. Коржинский. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1944, № 5, 87 (минерал. опис., кристалл. изуч., оптика, минерал. ассоц.).

### Группа гумита

\*Памирит  $6 {\rm Mg_2SiO_4 \cdot Mg(OH,Cl,F)_2}$ . А. Н. Лабунцов. Тр. Памир. экспед., 1928, в. 4, 20 (минерал. опис., апализ минерала без названия).

Титанклиногумит  $4Mg_2(Si,Ti)O_4 \cdot Mg(OH,F)_2$ . Г. П. Барсанов. Докл. Акад. Наук СССР, 1941, т. 31, № 3, 248 (минерал. опис., оптика, спектр. анализ).

### Группа лавсонита

Лавсонит  $CaAl_2(Si_2O_7)(OH)_2 \cdot H_2O$ . В. Н. Лодочников. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1941,  $N_2$  1, 125, 135 (анализ)

### Группа гиролита

Цеофиллит  $3\text{CaO}\cdot\text{CaF}_2\cdot3\text{SiO}_2\cdot2\text{H}_2\text{O}$ . Г. П. Барсанов и В. А. Шевелева. Тр. Мицерал. музея Акад. Наук СССР, 1949, в.1, 58 (сингония, уд. вес, оптика, хим. состав).

### Группа цеолитов

Ардуинит  $Na_4CaAl_2Si_8O_{22} \cdot 8H_2O$ . М. Н. III кабара. Докл. Акад. Наук СССР, 1948, т. 63, № 6, 729 (оптика).

Эпидесмин (Na<sub>2</sub>,Ca)Al<sub>2</sub>Si<sub>6</sub>O<sub>16</sub>-6H<sub>2</sub>O. М. Н. Ш кабара. Докл. Акад. Наук, 1941, т. 32, № 6, 420 (физ.-хим. свойства).

\*Курсебскит

Изотропный цеолит, продукт изменения томсонита. М. Н. Ш к а б а р а. Докл. Акад. Наук СССР, 1948, т. 60,  $\mathbb{N}$  1, 105 (оптика).

#### Группа слюд

Фторфлогопит  $K_{0.9}$  (Mg<sub>2,4</sub>, Fe<sub>0.6</sub>) (AlSi<sub>3</sub>O<sub>10</sub>)(OH, F)<sub>2</sub>. М. Г. Х и с а м у т д и и о в. Докл. Акад. Наук СССР, 1949, т. 68, № 2, 381 (генезис, хим. анализ, оптика).

Бариофлогопит, флогопит, содержащий около 1% BaO.
П.Б. Калинин. Зап. Всеросс. мин. общ., 1945, ч. 74, в. 1, 63 (физ.-хим. свойства, содерж. BaO и CaO, хим. и спектр. анализы).
Г.С. Горшков. Докл. Акад. Наук СССР, 1945, т. 50, 433 (кристалл. изуч., минерал. опис., уд. вес, оптика, хим. и спектр. анализы, содерж. Fe).

# Группа хлорита

\*Донбассит p H  $_2$  Al  $_2$  SiO  $_6$  · q A; p=1, 2, 3, 4, 5; q=1,2; A=n H  $_2$  O, SiO  $_2$  · n H  $_2$  O.

Е. К. Лазаренко. Докл. Акад. Наук СССР, 1940, т. 28, № 6, 520 (анализ).
 О. М. Шубникова. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1947, в. 74
 (назгание «донбассит» считает излишним).

Амезит железистый  $(OH)_8(Fe^-,Mg)_4\cdot (Al, Fe^-)_4Si_2O_{10}\cdot H_2O$ .

- Д. П. Сердюченко. Докл. Акад. Наук СССР, 1948, т. 60, № 3, 433 (оптика, хим. анализ).
- Ферростильиномелан (ОН) $_{4,28}$ (Al $_{0,79}$ Fe $_{0,15}$ Fe $_{1,54}$ Mg $_{0,88}$ Mn $_{0,03}$ )(Si $_{3,85}$ Al $_{0,5}$ )О $_{9,72}$ . Е. К. Лазаренко. Минералогия медно-цинковых м-ний Среднего Урала. Изд. Львов. гос. унив., 1947, 161 (хим. анализ, оптика).
- Брунсвигит 9(Fe,Mg)O·2Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·6SiO<sub>2</sub>·8H<sub>2</sub>O. А. В. ПэкиЛ. И. Лукин. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1947, в. 84, петр. сер., ( $\mathbb{N}_2$  27), 161 (оптика).
- Стриговит железный 2(Fe¨,Mg)O·(Al, Fe¨)₂O₃·2SiO₂·2H₂O. Д. П. Сердюченко. Докл. Акад. Наук СССР, 1948, т. 60, № 3, 434 (хим. анализ, физ.-хим. свойства).
- (?) Маккенсит  $\text{Fe}_2\text{O}_3\cdot\text{SiO}_2\cdot\text{2H}_2\text{O}$ . Ю. Г. Гериюй г. «Минерал. сб.» Львов. геол. общ., 1949, сб. 3, 173.

#### Группа монтмориллопита

- Парамонтмориллонит  $\Pi_2\Lambda_1 \mathrm{Si}_4 \mathrm{O}_{12} \cdot \Pi_2 \mathrm{O} + aq$ . Д. И. Сидерии А. Н. Лямина. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1944,  $\mathcal{N}_2$  3, 131—150 (рептен. и терм. анализы, генезис).  $\alpha$ -Пилолит 1,0A + 1,5B; A = [ $\Pi_6 \mathrm{Al}_2 \mathrm{Si}_4 \mathrm{O}_{16} \cdot 6 \mathrm{H}_2 \mathrm{O}$ ]; B = [ $\mathrm{Mg}_2 \mathrm{SiO}_4 \cdot n \mathrm{H}_2 \mathrm{SiO}_3$ ]. Ф. В. Сыромятников. Сб. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии», Изд. Акад. Наук СССР, 1946, 142 (хим., терм и тензиметр. анализы, оптика, минерал. опис.).
- \*Магиезио-сапонит  $(O\,H)_4(Mg,Al^2/_3)_4[Si_4O_{10}]+aq$ . Д. П. Сердюченко. Зап. Всеросс. мин. общ., 1947, ч. 76, в. 3, 185 (физ.хим. свойства).

# Группа глинистых минералов

- \*Сулинит  $(0.02-0.07)(K_2,Na_2,Mg,Ca)O\cdot Al_2O_3\cdot 2.4Si~O_2\cdot 2H_2O$ . Н. Д. Седлеңкийи И. А. Шамрай. Учен. зап. Ростов/Д. гос. унив., 1948, т. 11, в. 6, 28 (оптика, рентген. и терм. исслед.).
- \*Магний-монотермит  $0.26 {\rm MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 2,85SiO_2 \cdot 2,6H_2O}$ . И. Д. Седлецкий и П. С. Самодуров. Зап. Всесоюз. мин. общ., 1949, ч. 78, в. 4, 274 (мин. ассоц., хим., терм. и микрохимич. анализы, оптика).
- \*Гидронакрит  $Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 3H_2O$ . Н. Г. С у м и н. Тр. Минерал. музея Акад. Наук СССР, 1949, в. 1, 93—101 (минерал. опис., уд. вес, хим. свойства, оптика, терм., спектр. и хим. анализы, дебайеграмма).
- \*Хромовый галлуазит, галлуазит с более высоким содержанием хрома. Г. С. Грицаснко и С. В. Грум - Гржимайло. Зап. Всесоюзн. мин. общ., 1949, ч. 78, в. 1, 61 (минерал. опис., хим. и терм. анализы, кривые спектр. поглощения).

#### Группа магнезиальных силикатов

- Стевенсит  $3MgO \cdot 4SiO_2 \cdot nH_2O$ . Я. Я. Яржемский. Докл. Акад. Наук СССР, 1949, т. 68, № 6, 1088 (оптика, генезис).
- \*Адыгент  $Mg_5Si_3O_{11} \cdot 4H_2O = 5MgO \cdot 3SiO_2 \cdot 4H_2O$ . Н. Е. Ефремов. Докл. Акад. Наук СССР, 1939, т. 22, № 7, 438; С. R Acad. Sci. URSS, 1939; v. 22, № 7, 432 (анализ).

#### Группа хризотила

\*Краснодарит, коротковолокнистый хризотил  $7 \text{MgO} \cdot 4 \text{SiO}_2 \cdot 5 \text{H}_2 \text{O}$ ; MgO :  $\text{SiO}_2 = 1,75$ . Н. Е. Ефремов. Докл. Акад. Наук СССР, 1939, т. 22, № 7, 437—440 (состав молекулы).

\*Алюмохризотил H<sub>4</sub>(Mg<sub>3</sub>,Al<sub>2</sub>)Si<sub>2</sub>O<sub>9</sub>. Д. П. Сердюченко. Докл. Акад. Наук СССР, 1945, т. 46, № 3, 125 (минерал. опис., анализ).

### Группа девейлита

Никелевый девейлит, разновидность девейлита, содержащая от 5 до 14% NiO. Г. С. Грицаенко. Зап. Всеросс. мин. общ., 1944, ч. 73, в. 4,75 (минерал. оппс., хим. и рентген. анализы, генезис).

# Марганцовый алюмосиликат

\*Мазулит 5MnO·(Ca,Mg)O·Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·5—6SiO<sub>2</sub>·8—10H<sub>2</sub>O.
И.В. Борисевич. Тр. Иист. геол. наук Акад. Наук СССР, 1940, в. 44, иетр. сер. (№ 14), 21 (минерал. опис.).

# Водный силикат с анионами $CO_3$ и $SO_4$

Таумасит, томасит CaSiO₃·CaCO₃·CaSO₄·15H₂O. Д. С. Белянкин и В. П. Йетров. Докл. Акад. Наук СССР, 1941, т. 32, № 1, 66 (онтика).

#### Титано-силикат

Нарсарсукит  $4\mathrm{Na_2O}\cdot(\mathrm{FeO},\ \mathrm{Fe_2O_3})\cdot3.5\mathrm{TiO_2}\cdot16.5\mathrm{SiO_2}(?)$ . Д. С. Белянкин и В. И. Влодавец. Докл. Акад. Наук СССР, 1949, т. 67, № 1, 133 (минерал. опис., оптика).

#### ФОСФАТЫ

### Безводные фосфаты

Арроядит, аррожадит  $2Na(Fe,Mn)PO_4 \cdot 5(Fe,Mn)_3(PO_4)_2$ . А. А. Беус. 1948. Устное сообщение.

\*Магниофилит (Fe, Mn, Mg)<sub>3</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>. А. А. Беус. 1949. Устное сообщение.

Манганфёлькерит (Са, Мп) $_{10}(PO_4)_6(O,F_2)$ . А. И. Гинзбург. Тр. Минерал. музея Акад. Наук СССР, 1949, в. 1, 76 (минерал. ассоц., структура минерал. агрегата).

Гебронит, разновидность амблигонита (Li,Na) $\mathrm{AlPO_4(F,OH)} \cdot 0.47\mathrm{H}_2\mathrm{O}$ . Е. К. Уствев. Зап. Всеросс. мин. общ., 1945, ч. 74, в. 2, 132 (хим. свойства, кристалл. изуч., оптика, хим. анализ, наименование, минерал. ассоц.).

Сиклерит Li<sub>2</sub>O·4(MnO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)·2P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. А. И. Гинзбург. 1945. Устное сообщение.

#### Водные фосфаты

Стюартит 3MnO ·  $P_2O_5 \cdot 4H_2O = Mn_3(PO_4)_2 \cdot 4H_2O$ . А. И. Гинзбург. 1945. Устное сообщение.

Гюролит H<sub>2</sub>(Mn,Fe)<sub>5</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>4</sub>·4H<sub>2</sub>O. А. И. Гинзбург. 1945. Устное сообщение.

Варисцит AlPO<sub>4</sub>·2H<sub>2</sub>O.

Б. И. В ронский и И. А. Островский. Зап. Всеросс. мин. общ., 1945, ч. 74, в. 2, 138 (упоминание).
Гарбортит 4AlPO. 2Al(OH)<sub>0</sub>.5½-H<sub>2</sub>O.

Гарбортит 4АРО<sub>4</sub>: 2AI(OH)<sub>3</sub>: 5<sup>1</sup>/<sub>2</sub>H<sub>2</sub>O.
Б. И. Вронский и И. А. Островский. Зап. Всеросс. мин. обш., 1945, ч. 74, в. 2, 138 (упоминание).

Дюфренит  $Fe^{..}Fe_4^{...}(PO_4)_3(OH)_5\cdot 2H_2O$ . А. И. Гинзбург. Тр. Минерал. музея Акад. Наук СССР, 1949, в. 1, 80 (структура минерал. агрегата).

Кальциоферрит  $Ca_3Fe_2(PO_4)_4 \cdot Fe(OH)_3 \cdot 8H_2O(?)$ . Б. И. Вронский и И. А. Островский. Зап. Всеросс. мин. общ., 1945, ч. 74, в. 2, 138 (упоминание).

### Водный сложный фосфато-арсенат

\*Фосфоскородит  $Fe_2(AsO_4)(PO_4) \cdot 4H_2O$ . Т. Н. Шадлун, Ю. С. Нестерова. Зап. Всеросс. мин. общ., 1947, ч. 76, в. 3, 213 (минерал. опис., уд. вес, оптика, хим. состав, спектр. и рентген. анализы, генезис).

#### **АРСЕНАТЫ**

Леграндит  $Zn_{14}(AsO_4)_9OH \cdot 12H_2O$ . В. Н. Флоровская, И. И. Шафрановский и Г. М. Попов. Зап. Всеросс. мин. общ., 1941, ч. 70, в. 2, 158 (анализ, оптика, кристалл. изуч., рентген. исслед.).

#### ВАНАДАТЫ

Купродсклуазит, медистый деклуазит. М. Н. Чурева. Зап. Всесоюзн. мин. общ., 1948, ч. 77, в. 1, 103 (упоминание).

Ф. Я. Аносов и Ф. В. Чухров. Зап. Всесоюзн. мин. общ., 1948, ч. 77, в. 1, 47 (кристалл. изуч., хим. анализ).

Ванадинит мышьяковистый.

Ф. Я. Аносов и Ф. В. Чухров. Зап. Всесоюзн. мин. общ., 1948, ч. 77, в. 1, 43, 47 (минерал. опис.).

Метахеветтит, метахьюэттит  $CaO \cdot 3V_2O_5 \cdot 9H_2O$ . М. Н. Лабунцов. Тр. Минерал. музея Акад. Наук СССР, 1949, в. 1, 113 (предварит. исслед.).

#### АНТИМОНАТЫ

Атопит (Na,Ca,Fe,Mn)<sub>2</sub>Sb<sub>2</sub>O<sub>6</sub>(OH,F). Н. П. Сажин. Сурьма. М.— Л., Металлургизд., 1941, 44 (минерал. ассоц.).

Гидроромент  $3CaO \cdot 2Sb_2O_5 \cdot 8H_2O$ . Л. Б. Шлайн, 1949. Устное сообщение (минерал. опис., оптика, хим. анализ).

\*Гидроромент железистый. Л. Б. Шлайн. 1949. Устное сообщение (минерал. опис.).

### СУЛЬФАТЫ

#### Безводные сульфаты

Стронциобарит, разновидность барита. В. А. Франк-Каменецкий. Зап. Всеросс. мин. общ., 1946, ч. 75, в. 3, 181 (хим. анализ).

Целестин бариевый, разновидность целестина. Г. Д. А фанасьев. Докл. Акад. Наук СССР, 1948, т. 62, № 5, 678 (ссдержание SrO, BaO,  $\rm P_2O_5$ ,  $\rm SO_3$ , оптика).

### Водные сульфаты

\*Полугидрат CaSO<sub>4</sub>·0,5H<sub>2</sub>O. А. Н. Волков. Индерские бораты, 1938, 111 (упоминание).

И. И. Феофарова. Почвовед., 1940, № 12, 51 [оптика, генезис, растворимость (кривая).

Сеомольнокит, ферропаллидит FeSO<sub>4</sub>·H<sub>2</sub>O. Т. Н. Шадлун и Ю. С. Нестерова. Докл. Акад. Наук СССР, 1941, т. 32, № 5, 354 (хим. и спектр. анализы, оптика, минерал. опис.).

Сидеротил, сидеротилит FeSO<sub>4</sub>·5H<sub>2</sub>O. С. С. Смирнов, П. П. Епифанов, М. М. Дубовик, А. И. Муромпев, А. О. Розенцвит. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1941, в. 46, мин. сер. (№ 9), 29, 31 (упоминание).

(?) Бутит (Cu, Fe, Zn)SO<sub>4</sub> · 7H<sub>2</sub>O.

С. И. Набоко. Тр. Лаборат. вулканолог. и Камчатск. вулканолог. ст. Изд. Акад. Наук СССР, 1947, в. 5, 19 (минерал. опис.).

Серпьерит, серпиерит  $Ca(Cu,Zn)_4 \cdot (SO_4)_2(OH)_6 \cdot 3H_2O$ .

Ф. В. Чухров. Докл. Акад. Наук СССР, 1945, т. 46, № 9, 409 (физ.-хим. свойства, спектр. и хим. анализы).

(?) Кренкит  $Na_2SO_4 \cdot CuSO_4 \cdot 2H_2O$ . С. И. Набоко. Тр. Лаборат. вулканолог. и Камчатск. вулканолог. ст. Изд. Акад. Наук СССР, 1947, в. 5, 19 (минерал. опис.).

Буссенготит, буссиньотит (NH<sub>4</sub>)<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>·MgSO<sub>4</sub>·6H<sub>2</sub>O. С. И. Набоко. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1945, № 1, 51. Тр. Даборат. вулканолог. и Камчатск. вулканолог. ст. 13д. Акад. Наук СССР, 1947, в. 5, 18 (минерал. опис., оптика).

Чермигит  $(NH_4)Al(SO_4)_2 \cdot 12H_2O$ .

А. В. Данов. Тр. Туркмен. фил. Акад. Наук СССР, 1942, в. 2, 221 (генезис).

Стювенит (Na<sub>2</sub>,Mg)Al<sub>2</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>4</sub>  $\cdot$  22—24H<sub>2</sub>O. М. Ф. Колбин. Зап. Всесоюзн. мин. общ., 1948, ч. 77, в. 4, 323 (минерал. опис., хим. анализ).

Дитрихнт  $(Zn,Fe,Mn)Al_2(SO_4)_4\cdot 22H_2O$ . С. С. Смирнов, М. М. Дубовик, П. П. Епифанов, А. И. Муромпев и А. О. Розенцвит. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1941, в. 46, мин. сер., (№ 9), 23 (упоминание).

Ланпарантит, лаппаранит  $Al_2(SO_4)_2(OH)_2 \cdot 9H_2O$ . М. Ф. Колбин. Зап. Всесоюзн. мин. общ., 1948, ч. 77, в. 4, 323 (минерал. опис., хлм. анализ).

Славикит  $MgFe^{\cdots}(SO_4)_4(OH)_3\cdot 18H_2O$ . С. С. Смирнов, М. М. Дубовик, П. П. Епифанов, А. И. МуромцевиА. О. Розенцвит. Тр. Инст. геол. н ук Акад. Наук СССР, 1941, в. 46, мин. сер., (№ 9), 29, 31 (минерал. опис.).

(?) Метавольтин H<sub>7</sub>K<sub>5</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>6</sub>·3Fe(OH)<sub>3</sub>·H<sub>2</sub>O. Ф. М. Дитерихс, В. С. Кулаков и А. Е. Святловский. Тр. Камчатск. вулканолог. ст., 1948, в. 2, 16 (упоминание).

#### Сульфат с карбонатом

Бёркит, бёркеит  $2\mathrm{Na}_2\mathrm{SO}_4\cdot\mathrm{Na}_2\mathrm{CO}_3$ . С. З. Макаров, В. П. Блипдин. Изв. Акад. Наук СССР, отд. мат. и естеств. наук, сер. хим., 1938, № 4, 865 (кристалл. изуч., хар-ка, уд. вес, оптика, рентген. исслед.).

#### ОРГАНИЧЕСКИЕ ВЕЩЕСТВА

\*Арвазит (глубокое изменение битуминозного материала).

А. В. Данов. Тр. Туркмен. фил. Акад. Наук СССР, 1942, в. 2, 233 (хар-ка, генезис).

Хризматит. Группа озокерита. А. И. К равцов. Докл. Акад. Наук СССР, 1946, т. 52, № 2, 163 (хим анализ).

\*Чирвинскит, каустобиолит. Н. Х. Платонов. Докл. Акад. Наук СССР, 1941, т. 33, № 5, 360. (элемент. состав, физ. свойства, дебаеграмма).

\*Эрделит.

Ю. Л. Симашко. Метеорит «Мигей» 6/8 июня 1889 г. СПб., 1890, 43 (предварит. исслед.).

#### УКАЗАТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ

Абхазит 155 Адыгеит 157 Алюмохризотил 158 Амезит железистый 156 Арвазит 160 Аргиродит 152 Ардуинит 156 Аррожадит см. арроядит Арроядит 158 Арсеносульванит 152 Атопит 159

Бариевый ортоклаз см. ортоклаз бариевый
Бариофлогопит 156
Беркеит 160
Беркит см. беркеит
Бикарбонат натрия см. нахколит
Биксбиит 154
Браггит 154
Бростенит 157
Буссенготит 160
Буссиньотит см. буссенготит
Бутит 160

Ваесит 151 Ванадинит мышьяковистый 159 Варисцит 158 Ваэзит см. ваесит Вернадит 153 Виллиомит 152 Вильомит см. виллиомит

Галлуазит хромовый см. хромовый галлуазит
Гарбодітит 158
Гебронит 158
Гейлюссит 154
Гидронакрит 157
Гидропрозопит 152
Гидроромент 159
Гидроромент железистый 159
Гидросервантит 153
Гилгардит см. хилгардит
Гинорит 154
Гунгаррит 152
Гюролит 158

Деклуазит медистый 159 Джинорит см. гинорит Джозеит см. жозеит Дигенит 151 Дитрихит 160 Донбассит 156 Дюфренит 159

Жозеит 151

Замбонинит 152 Зандбергерит 152

Индерборит 154 Ишкулит 153 Кальциоферрит 159
Керсутит 155
Краснодарит 155
Краснодарит 157
Кренкит 160
Креннерит 151
Криптогалит 153
Купродеклуазит см. деклуазит медистый
Курнаковит 154
Курсебскит 156

Лавсонит 156 Лаппаранит см. лаппарантит Лаппарантит 160 Леграндит 159 Лейкавгит 155 Летрит 156 Любецкит 154 Люнебургит 154 Лючианит см. стевенсит

Магнезио-сапонит 157 Магний-монотермит 157 Магниофилит 158 Мазулит 158 Маккенсит 157 Манганфёлькерит 158 Мейергофферит 154 Метавольтин 160 Метагидроборацит см. индерборит Метакварц 153 Метахеветтит см. метахьюэттит Метахьюэттит 159 Минерал группы платины № 1 151 Минерал группы платины № 2 151 Минерал фтористый см. фтористый минерал Молизит 152 Монтроидит 153

Нагиагит 151 Нарсарсукит 158 Натропал 153 Нахколит 154 Никдиферрит 151 Никелевый девейлит 158

Опал кристаллический 153 Ортоклаз бариевый 155

Памирит 156 Парагеарксутит 153 Парамонтмориллонит 157 Пилолит «-157 Плюмботривисмутит 152 Полуцит 155 Полугидрат 159 Псевдогиббсит 153 Пумпеллиит 156 Пурпурит 158 Рансьеит никелистый 154 Риккардит 151 Розазит 154

Саранит 153
Серпиерит 160
Серпьерит см. серпиерит
Сидеротил 160
Сидеротил 158
Ситапарит 158
Ситапарит 152
Славинит 160
Ссайбелиит (шайбелиит) 154
Ссомольнокит 160
Станнопалладинит медистый 151
Станнопалладинит медистый 151
Стевенсит 157
Стихтит 154
Стриговит железистый 157
Стронциобарит 159
Стюртит 158
Стювенит 160
Сулинит 157

Таумасит 158 Тиллит 152 Титанклиногумит 156 Томасит см. таумасит

Умангит 151

Фемагастингсит 155 Феррогиперстен 155 Феррогортонолит 155 Ферропаллидит см. ссомольнокит Ферростельпномелан 157 Флюоборит 154 Фордфедоровит титанистый 155 Фосфоскородит 159 Фтористый минерал 152 Фторфлогонит 156

Хёгбомит 153 Хилгардит 154 Хогарит см. когарит Хризматин (хризматит) 160 Хризотил коротковолокнистый см. краснодарит Хромовый галлуазит 157 Хромомагнетит см. ишкулит

Цамбонинит см. замбонинит Целестин бариевый 159 Цеофиллит 156

Чермигит 160 Чирвинскит 160

Шайбелиит см. ссайбелиит Шватцит 152 Швацит см. шватцит

Эвкайрит 151 Эвкриптит 155 Экзотермит 153 Эпидесмин 156 Эрделит 160

# содержание

	Стр.
Д. С. Белянкин, Н. В. Самойлова и В. П. Петров. Анальцим и	0
лейцит в вулканогенном эоцепе Талыша	3
Г. П. Барсанов. О изоморфном ряде аксинита и новом минеральном виде —	10
севергините	19
А. А. Беус. Новые фосфаты из пегматитов Туркестанского хребта А. П. Гинзбург. Трифилин в пегматитах Калбинского хребта и процессы	19
его изменения	37
Ив. Ф. Григорьев и Е. И. Доломанова. Новые данные по кристал-	-0
лохимии и типоморфным особенностям касситерита разного генезиса	73
Ив. Ф. Григорьев и Е. И. Доломанова. Геарксит (новый водный алюмо-кальциевый фторид).	93
М. Д. Дорфман. Новые алюмо-кальциевые фториды	97
Н. Г. Сумин и Н. К. Лашева. Новые разновидности хризоколлы типа	100
планшента в Меднорудянске на Урале	106
Н. Г. Сумин. О типоморфных шпинелях железорудных месторождений скарнового типа	122
Минородолиноскио заможи	
Минералогические заметки	
А. И. Гинзбург. Чильдренит	133
Ю. М. Дымков. Графическое изображение минерального состава сложных	
пегматитовых жил	135
И. А. Преображенский. Диффузионные образования в миндалинах	420
диабазов	138
Ф. В. Чухров. Новые данные о лаксманите	143
Ф. В. Чухров. Миметезит и скородит в степной части Казахстана	144
Л. Л. Шилин. О гранатах Шишимских гор	146
Сведения о работе научного кружка Минералогического музея АН СССР за 1950 г	149
Библнография	
А. П. Тронцкая. Минералы, впервые указываемые для территории СССР в литературе за 1941—1949 гг. Сообщение 4	150
VEGOTOTE MEDIODO	164

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета Академии Наук СССР

Редактор издательства Г. И. Носов Технический редактор Н. П. Аузан Корректор Н. Н. Шкуратова

РИСО АН СССР № 4415. Т-06837. Издат. № 3031. Тип. заказ № 1007. Подп. к печ. 4/IX 1951 г. Формат бум. 70×108<sup>1</sup>/<sub>18</sub>. Печ. л. 14,04. Бум. л. 5. Уч.-издат. 13<sup>1</sup>/<sub>4</sub> Тираж 1500.

2-я тип. Издательства Академии Наук СССР Москва, Шубинский пер., д. 10

# исправления и опечатки

Cmp.	Cmpona	Н апеч <b>а</b> тано	Долэкно быть
	2		
95	3 сн.	белянкина	белянкита
97	табл. I, II колонка,	_	М. Д. Дорфман
	внизу		
99	15 сн.	пинекоида	пинакоида
151	8 сн.	иккардит	Риккардит
153	14 ен.	* Саранит, хромовый диаспор (MgO, FeO, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , SiO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> O)	* Саранит, хромовый диаспор
153	17 сн.	$(Al_2O_3, SiO_2, TiO_2, Fe_2O_3, CaO, MgO)$	близок гиббситу с примесями SiO <sub>2</sub> , TiO <sub>2</sub> , Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , CaO, MgO
149	14, 29, 40 сн.	Гинзбург Н. И.	Гинзбург А. Н.
	, , , , , , , , , , , , , , , , , , , ,	31	**

Тр. Минералогического Муаел, вып. 3.