

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-литнофилиита. 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. Неизменный 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 разновидностями, 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. Ассоциируют они обычно с такими же крупными желваками амблигонита или с гигантскими кристаллами сподумена и блоками микролина. 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 псевдоморфозу 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.

Неизменный 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.

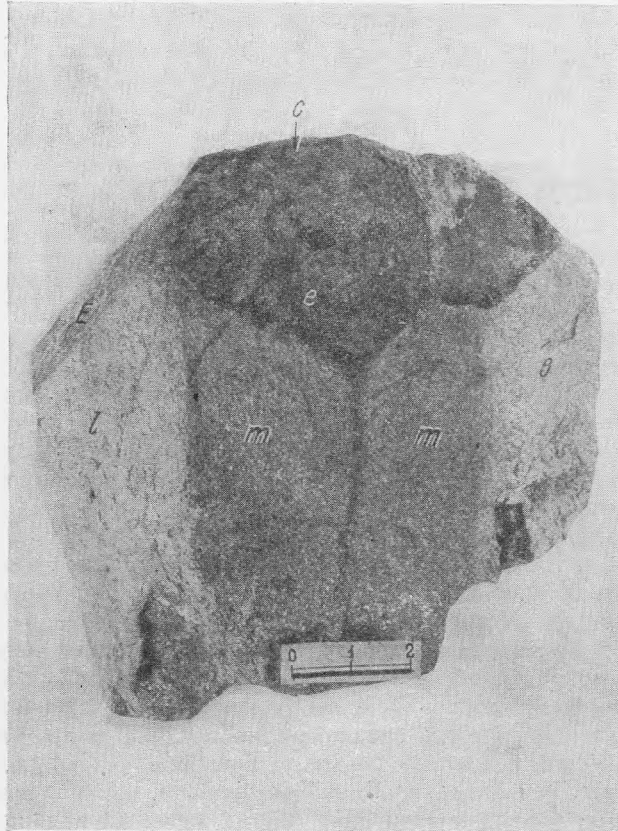


Рис. 1. Кристалл трифилина.

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 взаимно перпендикулярных систем трещин спайности и прямым погасанием вдоль них. Минерал двусосный, оптически положительный с малым углом  $2V$ , не превышающим  $10^\circ$ . Дисперсия сильная —  $r < v$ . Показатели преломления, определенные в иммерсионных жидкостях:  $N_p = 1,674 \pm 0,002$ ;  $N_m = 1,676 \pm 0,002$ ;  $N_g = 1,682 \pm 0,002$ ;  $N_g - N_p = 0,008$ .

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 включений 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 центральных 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 мусковита, и неправильные по форме включения других первичных фосфатов, преимущественно манганопатита.

Все трифилины в той или иной степени изменены. Даже в кажущемся под биноклярной лупой совершенно чистом трифилине под микроскопом обнаруживается 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.

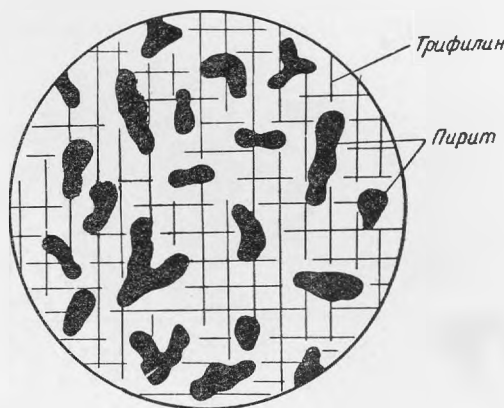


Рис. 2. Включения сульфидов в трифилине.

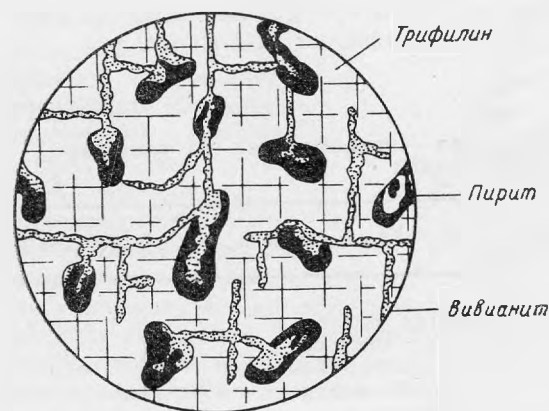


Рис. 3. Замещение трифилина и находящихся в нем включений пирита вивианитом.

Таблица 1

## Химический состав трифилина

P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	44,56	Удельный вес . . . . .	3,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	2V . . . . .	+10°
FeO . . . . .	27,25	Np . . . . .	1,674
MnO . . . . .	16,50	Nm . . . . .	1,676
MgO . . . . .	1,30	Ng . . . . .	1,682
CaO . . . . .	0,53	Ng — Np . . . . .	0,008
Li <sub>2</sub> O . . . . .	7,71		
Na <sub>2</sub> O } . . . . .	0,20		
K <sub>2</sub> O } . . . . .			
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	0,35		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	0,15		
Нераств. остаток . . . . .	1,29		
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, Центр Стаффорд), штата Массачусетс (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	Швеция, Варутреск . . . . .	1,3—0,9
Финляндия, р-н Ориярви . . . . .	3,7—3,2	Канада, Манитоба . . . . .	1,0
Швеция, Норре . . . . .	3,5	Португалия, Мангуальд . . . . .	1,0
Бавария, Цвизель, Гагендорф . . . . .	3,1	Шт. Коннектикут, США, Бранчвилл . . . . .	0,6—0,4
Туркестанский хребет . . . . .	2,8	Зап. Австралия, Воджина и др. . . . .	0,3—0,2
Франция, Ла Вилат . . . . .	2,2	Шт. Мэн, США, Полэнд, Норвеи, Букфильд . . . . .	0,3—0,4
Шт. Нью-Гемпшир, США, Графтон . . . . .	1,8—1,4	Швеция, Варутреск . . . . .	0,2
Калбинский хребет . . . . .	1,6	Шт. Коннектикут, США, Бранчвилл . . . . .	0,1
Шт. Массачусетс, США, Норвич . . . . .	1,5		

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 — показателю

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  $MgO$  характеризуется пониженным содержанием  $Li_2O$ , при нормальном для них содержании суммы  $FeO + MnO$ . Объясняется это, возможно, тем, что  $MgO$  может изоморфно замещать в трифилинах не только  $FeO$ , как это принято считать, но и  $Li_2O$ , тем более, что радиусы ионов  $Mg$  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 приальбитовой зоне альбитизированного кварц-мусковитового агрегата. Трифилин этого типа тесно ассоциирует с клевеландитом и встречается только там, где проявились процессы альбитизации. Он никогда не образует правильных кристаллов или крупных скопления, 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 иглоапатита, 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  $Mn$  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

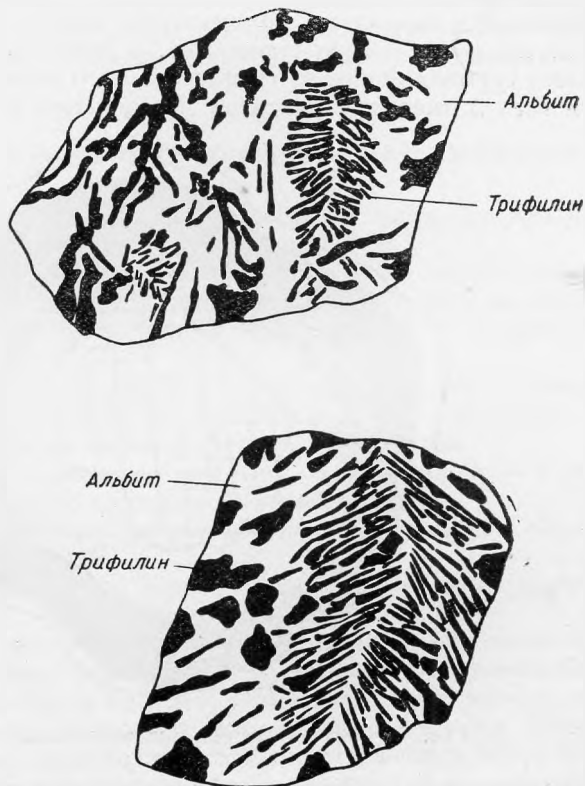


Рис. 4. «Ельчатые» структуры прорастания трифилина и клевеландита.

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 желвачки 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

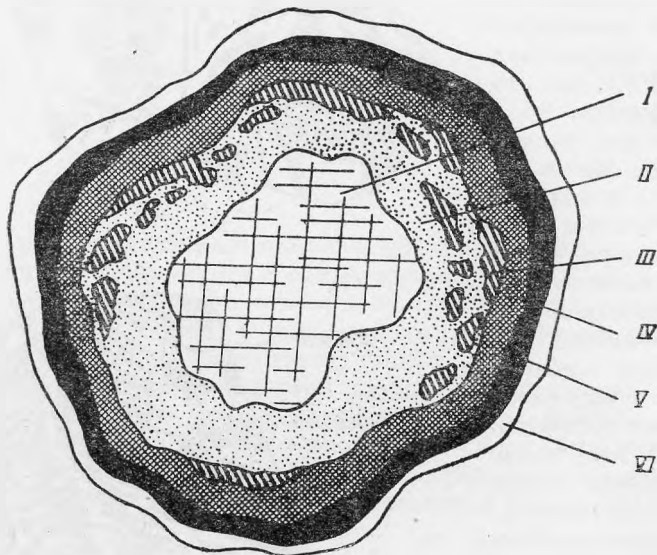


Рис. 5. Схема строения желвачка измененного трифилина.

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 алюмокремневыми растворами.

3. Мелкие желвачки трифилина обычно находятся среди клевеландита (а в других месторождениях и среди сахаровидного альбита), при этом пластинки последнего расходятся веерообразно от них, образуя что-то вокруг них типичные «солнца». Подобные структуры свидетельствуют о том, что основная масса трифилина образовалась в самом начале процесса альбитизации. Выделившиеся желвачки 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 желвачки 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 трифиллин голубовато-серого цвета, пронизанный виванитом, с мельчайшей вкрапленностью сульфидов.

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

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

IV. Темнобурая зона, сложенная водными фосфатами  $Fe^{III}$  и  $Mn^{II}$ . 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 мельчайших сферолитов даллита.

Микроскопическое изучение различных зон показало, что состав фосфатных желваков необычайно сложный. По трифиллину 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.

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

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

а) П р о ж и л к и в и в а н и т а. 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 погасением на спайных пластинках. Удлинение пластинок положительное. Минерал двуосный, положительный с большим  $2V$  (порядка  $70-80^\circ$ ). Интенсивно плеохроирует по схеме:  $N_p$  — бесцветный,  $N_m$  — бесцветный,  $N_g$  — 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 вивианитом и темнокоричневым минералом (оксикерченитом?) плеохроируют от синего или темнозеленого цвета к темнокоричневому.

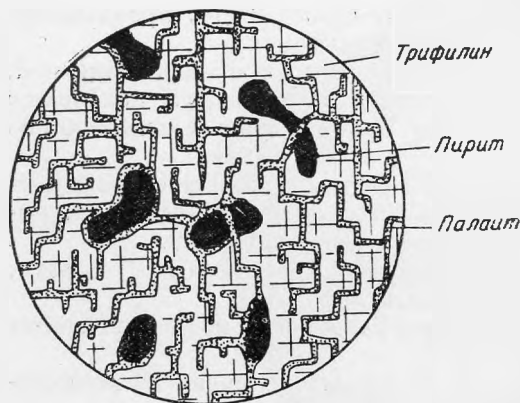


Рис. 6. Выделения палаита вдоль трещин спайности трифиллина.

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  $13-17^\circ$ . Минерал моноклинной сингонии, двуосный, оптически отрицательный с большим  $2V$  (порядка  $60-75^\circ$ ). Наблюдается слабая дисперсия осей  $\gamma > \nu$ . Показатели преломления, измеренные в иммерсионных жидкостях, оказались следующими:  $N_p = 1,650 \pm 0,003$ ;  $N_m = 1,654 \pm 0,003$ ;  $N_g = 1,658 \pm 0,003$ ;  $N_g - N_p = 0,008$ .

Спектральный анализ, произведенный в лаборатории Института геологических наук Академии Наук СССР, показал сильные и очень сильные линии P, Fe, Mn, линии выше средних Ca, 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  $5(Mn, Fe)O \cdot 2P_2O_5 \cdot 4H_2O$ , описанному впервые В. Шеллером в пегматитах Пала в Калифорнии, где он образуется при изменении литиофилита.

Дебаграмма этого минерала была снята Н. Н. Слудской в Институте геологических наук Академии Наук СССР и оказалась идентичной с дебаграммой минерала гюролита (см. табл. 9), с которым он связан постепенными переходами. Идентичность дебаграмм палаита и гюролита была в 1941 г. доказана также Б. Мэзоном (Mason, 1941).

б) Прожилки палаита. Ближе к краям центральной зоны вдоль трещин спайности трифиллина 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 стекляннным блеском и твердостью



Таблица 3

## Оптические свойства палаита

Месторождения	Сингония	Окраска	Спайность	Оптич. знак	$N_p$	$N_m$	$N_g$	$N_g - N_p$	2V
Калбинский хр. . . . .	Монокл.	Бесцв.	Неясная $N_g : c = 13-17^\circ$	—	1,650	1,654	1,658	0,008	Большой
Пала, Калифорния; В. Шеллер, 1912	Монокл.	Бесцв.	Отсутствует	—	1,652	1,656	1,660	0,008	То же

Палаит в трифиллине выделяется в первую очередь вдоль взаимно-перпендикулярных трещин спайности, вследствие чего возникает своеобразная ступенчатая структура замещения (рис. 6).

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

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

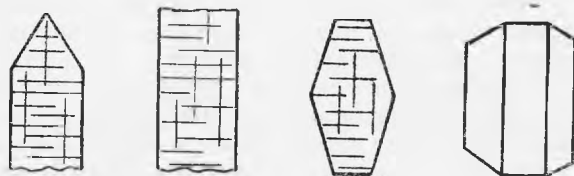


Рис. 7. Типичные разрезы кристаллов желтого минерала (под микроскопом).

Желтый минерал выполяет трещины спайности в трифиллине, образует также большие, неправильные по форме выделения, развивающиеся по трифиллину, 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 табличчатого 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  $64-65^\circ$ . Спайность плохая вдоль удлинения пластинок и ясная поперечная, вдоль последней колеблется  $N_g$ . Сингония моноклиная. Угол погасания  $N_g$  к спайности равен  $12^\circ$ . 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

плеохроируют 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 цвета 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, полученные в результате многократных измерений в иммерсионных жидкостях, следующие: Np =  $1,642 \pm 0,003$ ; Nm =  $1,650 \pm 0,002$ ; Ng =  $= 1,660 \pm 0,003$ .

Желтый минерал двуосный, оптически положительный с большим 2V порядка 55—75° 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	» .....	Mg
Слабые	» .....	Al, Si

Рентгенографическое исследование минерала, произведенное Н. Н. Слудской, показало, что дебаеграмма его почти идентична с дебаеграммой гюролита и палаита (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.

### III. ТЕМНОЗЕЛЕНАЯ ПЕРИФЕРИЧЕСКАЯ ЗОНА ЖЕЛВАКОВ ТРИФИЛИНА

Как уже указывалось, серый трифилин 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 (цинкрокбриджит) 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-зеленую. 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. 9). Поскольку палаит выделяется чаще всего вдоль взаимно перпендикулярных трещин спайности трифилина, то и дендриты черновато-зеленого 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, плеохроирует 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

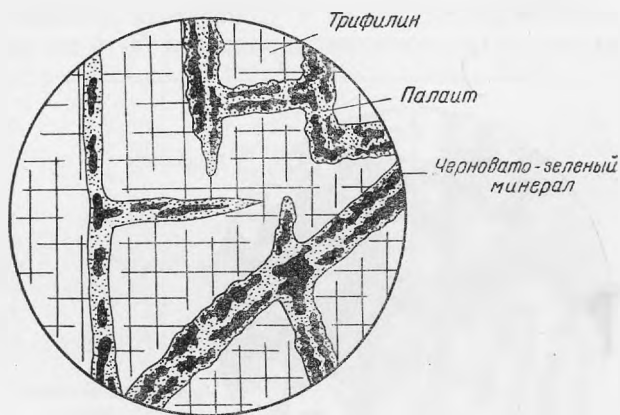


Рис. 8. Прожилки палаита с черновато-зеленым минералом (цинкрокбриджитом) в трифиллине.

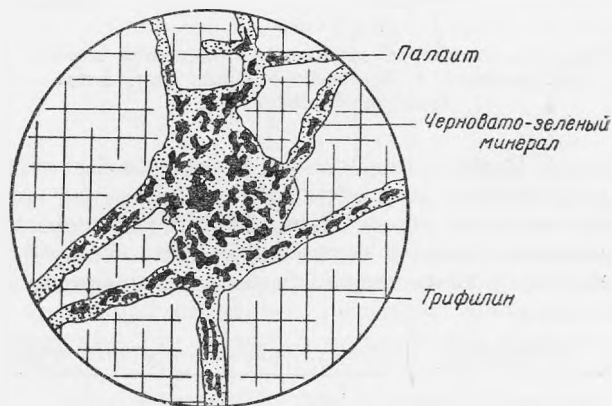


Рис. 9. Палаит и черновато-зеленый минерал (цинкрокбриджит) в трифиллине.

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 иммерсионными жидкостями определены быть не могли.

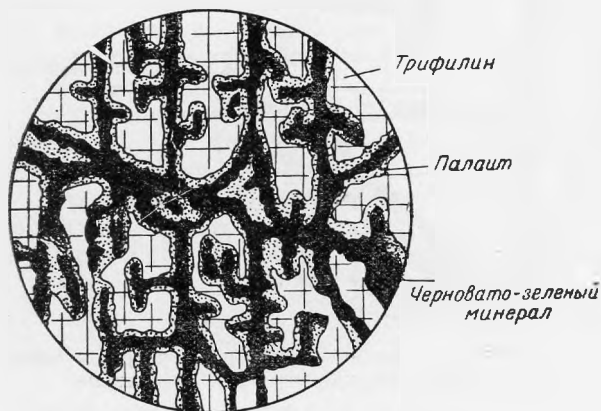


Рис. 10. Структура замещения трифилина агрегатом палаита и черновато-зеленым минералом (цинкробриджитом).

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

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

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

Таблица 4

Оптические свойства черновато-зеленого минерала (цинкробриджита)

Месторождения	Оптич. знак	$2V$	Дисперсия	Погасание	Плеохроизм	$N_p$	$N_m$	$N_g$
Калбинский хр.; 1949	+	Малое	Сильная	Близкое к прямому	$N_p$ — синевато-зеленый; $N_g$ — желтовато-зеленый	} Больше 1,78		
Гагендорф, Бавария; К. Фрондель, 1949	+	?	Очень сильная	$N_m : c = 6^\circ$	$N_p$ — темносиний; $N_m$ — оливково-бурый; $N_g$ — синевато-зеленый		1,82	1,83

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

Таблица 5

Межплоскостные расстояния черновато-зеленого минерала  
(цинкрокбриджита)

Калбинский хребет		Макседо, Португалия		Калбинский хребет		Макседо, Португалия	
интенсивность линий	d	интенсивность линий	d	интенсивность линий	d	интенсивность линий	d
—	—	2	7,00	—	—	1	1,90
—	—	3	4,86	Слабые	1,88	1	1,86
—	—	3	4,66	Оч. слабые	1,83	1	1,83
Средние	4,30	1	4,37	—	—	1	1,80
—	—	1	4,21	—	—	1	1,74
Слабые	3,66	2	3,59	—	—	1	1,72
Оч. сильные	3,33	10	3,40	—	—	1	1,71
Сильные	3,19	10	3,19	Слабые	1,69	1	1,68
—	—	1	3,02	Средние	1,66	2	1,64
Очень слабые	2,90	1/2	2,93	Сильные широкие	1,61	2	1,61
» »	2,77	} 2	2,76	Слабые	1,59	1	1,59
Средние	2,75			—	—	1	1,56
—	—	3	2,59	—	—	1	1,54
Средние	2,41	8	2,42	—	—	1	1,51
—	—	1/2	2,34	—	—	1	1,49
Средние широкие	2,28	1	2,27	Слабые	1,46	1	1,45
Оч. слабые	2,18	2	2,18	Оч. слабые	1,44	—	—
—	—	1	2,15	» »	1,39	—	—
—	—	2	2,11	Сильные	1,31	—	—
Средние	2,06	1	2,07	Оч. слабые	1,22	—	—
»	2,03	1	2,03	» »	1,17	—	—
—	—	1	1,97	» »	1,16	—	—
—	—	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».<sup>1</sup>

Зеленовато-черный минерал быстро изменяется и в периферической части темнозеленой зоны почти всюду представлен измененной разновидью. Процесс изменения его проявляется первоначально в том, что слегка меняется схема плеохроизма, 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 рокбриджита.

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

<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 приводятся химический анализ этого минерала, показывающий высокое содержание в минерале ZnO (5,20%). Авторы считают этот минерал цинковым аналогом рокбриджита и предлагают для него название цинкрокбриджит.

свойствам также не подходит ни к одному из известных минералов и встречается в виде небольших пятен среди темнозеленой зоны, имеющих хорошо видимое под микроскопом 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, иногда встречаются типичные сферолиты.

В проходящем свете минерал окрашен в желтовато-зеленый цвет и почти не плеохроирует. Только в отдельных шлифах наблюдается слабый плеохроизм от желтовато-зеленого цвета до буровато-зеленого. Спайность у волокон совершенная, удлинение положительное, погасание косое,  $N_g$  к спайности образует угол в  $18^\circ$ . Минерал моноклининой сингонии, двусосен, оптически положительный с большим  $2V$  и очень сильной дисперсией  $\gamma > \nu$ . Показатели преломления его не могли быть точно измерены, но порядок цифр следующий:  $N_p = 1,76$ ;  $N_m = 1,77$ ;  $N_g = 1,79$ ;  $N_g - N_p = 0,03$ .

Таблица 6

## Межплоскостные расстояния яблочнозеленого минерала, желтого и гюролита

Яблочнозеленый минерал		Желтый минерал		Гюролит (красный)	
интенсивность линий	$d$	интенсивность линий	$d$	интенсивность линий	$d$
Слабые двойные	5,89	—	—	—	—
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	»	2,85	»	2,88
—	—	—	—	Оч. слабые	2,76
—	—	—	—	» »	2,70
Оч. слабые	2,63	Средние	2,62	Слабые	2,61
» »	2,56	»	2,55	»	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	2,15	Средние	2,14	Оч. слабые	2,13
» »	2,02	Слабые	2,03	» »	2,03
» »	1,97	»	1,97	» »	1,97
» »	1,93	»	1,93	Слабые	1,92
» »	1,82	Оч. слабые	1,83	—	—
Слабые широкие	1,71	Средние	1,76	Оч. слабые	1,73
—	—	»	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	—	—	—	—
» »	1,52	—	—	—	—
» »	1,50	Слабые широкие	1,49	—	—
—	—	—	—	—	—
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), Ca (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 лудламиту (ленериту) —  $7\text{FeO} \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ , типичному продукту изменения трифиллина, но показатели преломления его значительно выше (у лудламита  $n_p = 1,650—1,653$ ;  $n_g = 1,689—1,697$ ).

Дебаэграмма яблочнозеленого минерала, снятая Н. Н. Слудской, оказалась близкой к дебаэграмме 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 межплоскостных 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.

Агрегат волокон и чешуек яблочнозеленого минерала часто замещает дендритоподобные выделения черновато-зеленого минерала и в свою очередь замещается лучистым агрегатом рокбриджита.

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 (ПЯТНА В КРАЕВОЙ ЧАСТИ ТЕМНОЗЕЛЕННОЙ ЗОНЫ)

Минералы, образующие темнозеленую зону, по направлению к периферической ее части изменяются, приобретая красно-бурю 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 трифиллина характерный пятнистый облик. Пятна изобилуют многочисленными цветотами, выполненными мельчайшими прозрачными кристалликами розового, оранжевого, желтого, кирпично-красного и светлофиолетового цвета. В тех местах, где красно-бурые пятна изменены, они превращены в порошокобразный 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 степенно

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

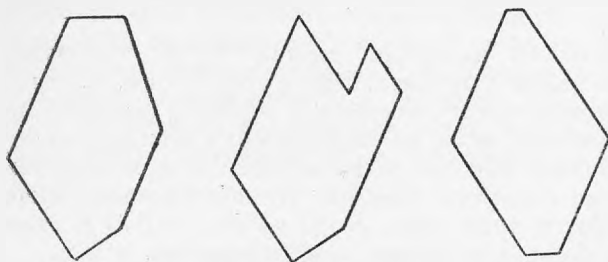


Рис. 11. Типичные разрезы кристаллов гюролита (под микроскопом).

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. Последние 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 стекляннм 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  $N_g$ . Разрезы, параллельные плоскости оптических осей, по отношению к удлинению погасают прямо, на других разрезах наблюдается косое погасание  $N_g : c = 70-75^\circ$ . Минерал двусный, оптически отрицательный с большим  $2V$  и сильной дисперсией  $g > v$ . 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. Алексеевой и приведен в табл. 8.

Анализ с некоторыми допущениями укладывается в формулу —  $4(Mn, Fe)O \cdot 2P_2O_5 \cdot 5H_2O$  или  $H_4(Mn, Fe)_4(PO_4)_4 \cdot 3H_2O$ , тогда как формула гюролита из Ла Вилат —  $5(Mn, Fe)O \cdot 2P_2O_5 \cdot 5H_2O$  или  $H_2(Mn, Fe)_5(PO_4)_4 \cdot 4H_2O$ .

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—75°	Np — бесцветный; Nm — светлорозовый, буровато-желтый; Ng — красно-бурый	1,649	1,655	1,662	0,013	Сильная $r > v$
Бранчвилл, шт. Коннектикут; Е. Ларсен, 1921	—	74°	Np — бесцветный; Nm — светложелтый, бледно-розовый; Ng — красно-бурый	1,647	1,654	1,660	0,013	Сильная $r < v$

Таблица 8

Окислы	Содержание в %	Молекул. колич.	Суммарное молекул. колич.	Молекул. отнош.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	39,46	0,277	0,277	1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,42	0,004	0,016	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,00	0,012		
FeO . . . . .	1,51	0,021	0,596	2,1
MnO . . . . .	40,80	0,575		
MgO . . . . .	0,20	0,005	0,034	—
CaO . . . . .	1,60	0,029		
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,20	0,003	—	2,6
K <sub>2</sub> O . . . . .		0,003	—	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	12,90	0,717	0,717	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	0,27	—	—	
Нераств. остаток . . . . .	0,43	—	—	
Сумма . . . . .	99,76	—	—	—

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

Дебаеграмма гюролита, как видно из табл. 9, совпадает с дебаеграммой палаита и очень близка к дебаеграмме желтого минерала.

Взаимотношения 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 обуславливает 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 прозрачные кристаллы (палаит II)		Красно-бурый гюролит		Палаит		Желтый минерал	
интенсивность линий	d	интенсивность линий	d	интенсивность линий	d	интенсивность линий	d
—	—	—	—	Слабые	8,80	—	—
—	—	—	—	»	8,04	—	—
—	—	—	—	»	4,50	—	—
—	—	—	—	»	3,99	Слабые	3,99
—	—	—	—	»	3,78	—	—
—	—	—	—	»	3,59	—	—
—	—	—	—	»	3,29	Слабые	3,24
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	2,97
»	2,85	»	2,88	Слабые	2,87	»	2,85
—	—	Оч. слабые	2,76	—	—	—	—
—	—	»	2,70	—	—	—	—
Слабые	2,61	Слабые	2,61	Средние	2,62	Средние	2,62
»	2,55	»	2,54	Слабые	2,55	»	2,55
—	—	»	2,40	»	2,40	Слабые	2,41
Слабые	2,30	—	—	—	—	—	—
»	2,26	Оч. слабые	2,25	Слабые	2,26	Слабые	2,26
Средние	2,18	Средние	2,17	Средние	2,18	Сильные	2,18
Оч. слабые	2,14	Оч. слабые	2,13	Оч. слабые	2,14	Средние	2,14
—	—	»	2,03	»	2,03	Слабые	2,03
Оч. слабые	1,96	»	1,97	»	1,98	»	1,97
»	1,92	Слабые	1,92	»	1,92	»	1,93
Слабые	1,74	Оч. слабые	1,73	Слабые	1,73	—	—
»	1,70	Слабые	1,70	»	1,71	Слабые	1,71
Средние	1,63	Средние	1,63	Сильные	1,64	Сильные	1,64
»	1,58	»	1,57	Оч. сильные	1,59	»	1,58
—	—	—	—	Слабые широкие	1,54	Слабые широкие	1,49
—	—	—	—	Слабые	1,49	Слабые	1,45
—	—	—	—	Слабые	1,45	Слабые	1,45
—	—	—	—	Оч. слабые	1,43	—	—
—	—	—	—	»	1,41	—	—
—	—	—	—	Слабые	1,38	Слабые	1,39
—	—	—	—	»	1,35	»	1,36
—	—	—	—	»	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 рокбриджита (минерал из группы дофренита). Последний образует веерообразно расходящиеся сноповидные, волокнистые агрегаты, хорошо видимые макроскопически. Они обычно тесно ассоциируют с гюролитом, часто располагаются среди его выделений. По внешнему виду минерал необычайно напоминает дофренит 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 — рокбриджитом  $(\text{Fe}, \text{Mn})^{\text{II}}\text{Fe}_4^{\text{III}}(\text{PO}_4) \cdot (\text{OH})_5$ .

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

Рокбриджит 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 рокбриджита из различных месторождений (по К. Фроделю, 1949).

Таблица 10

## Оптические свойства рокбриджита

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

По характеру плеохроизма выделяются три типа рокбриджита: 1) нормальный рокбриджит со схемой плеохроизма, указанной в табл. 10 (наиболее широко распространен); 2) рокбриджит с обратной схемой плеохроизма: по Ng — бурый, а по Np — темнозеленый; 3) рокбриджит 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 рокбриджита.

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

## Межплоскостные расстояния рокбриджента и дюфренита

Темнозеленый рокбриджент, Калбинский хр.		Рокбриджент, Рокбридж Каунти, США		Измененный темнобу- рый рокбриджент, Калбинский хр.		Дюфренит	
интенсивность линий	d	интенсивность линий	d	интенсивность линий	d	интенсив- ность линий	d
—	—	—	—	—	—	3	12,33
—	—	1	8,41	—	—	—	—
—	—	2	6,90	Оч. слабые	7,21	—	—
—	—	—	—	—	—	1	6,90
—	—	—	—	—	—	1	6,54
—	—	—	—	—	—	1	6,10
—	—	—	—	—	—	9	5,05
—	—	1	4,83	—	—	1	4,04
—	—	1	4,64	—	—	—	—
—	—	1	4,34	Слабые	4,46	3	4,40
—	—	1	4,19	»	4,30	—	—
—	—	—	—	—	—	4	4,15
—	—	—	—	—	—	1	4,04
—	—	—	—	—	—	1	3,79
—	—	—	—	—	—	2	3,67
Средние	3,55	3	3,58	Сильные	3,63	1	3,54
—	—	1	3,43	—	—	9	3,42
Средние	3,31	2	3,37	Сильные	3,38	—	—
—	—	—	—	—	—	8	3,24
Оч. сильные	3,21	10	3,18	Оч. сильные	3,19	10	3,17
Средние	3,00	3	3,02	Слабые	3,06	4	3,01
—	—	1	2,94	—	—	—	—
Оч. сильные	2,89	1	2,85	—	—	5	2,88
—	—	—	—	Средние	2,81	2	2,81
Слабые	2,73	3	2,76	Оч. слабые	2,71	—	—
Средние	2,64	2	2,67	—	—	3	2,64
Слабые	2,56	3	2,59	Слабые	2,60	1	2,58
—	—	—	—	—	—	1	2,50
Слабые	2,38	5	2,42	Сильные	2,42	5	2,44
—	—	1	2,33	Оч. слабые	2,30	1	2,38
Оч. слабые	2,25	2	2,26	—	—	2	2,29
—	—	1	2,23	Слабые	2,20	2	2,23
Слабые	2,14	1	2,16	—	—	2	2,16
—	—	—	—	Оч. слабые	2,12	6	2,11
Слабые	2,08	3	2,06	Средние	2,07	4	2,07
Средние	2,03	—	—	—	—	1	2,02
—	—	—	—	—	—	1	2,00
Средние	1,94	3	1,96	Средние	—	3	1,95
Слабые	1,92	1	1,94	Оч. слабые	—	1	1,92
—	—	2	1,90	»	»	1	1,86
Средние	1,83	3	1,84	Средние	1,85	1	1,83
Слабые	1,79	1	1,80	Оч. слабые	1,81	1	1,81
—	—	—	—	—	—	1	1,77
—	—	—	1,75	—	—	1	1,75
—	—	—	—	Слабые	1,73	1	1,73
Средние	1,70	1	1,71	»	1,70	1	1,70
»	1,67	1	1,69	»	1,66	1	1,68
—	—	—	—	—	—	1	1,66
Средние	1,63	1	1,64	—	—	1	1,63
—	—	—	—	—	—	1	1,62
Оч. сильные	1,58	8	1,59	Сильные	1,60	—	—
Слабые	1,54	1	1,55	Оч. слабые	1,56	—	—
Средние	1,53	1	1,53	Слабые	1,54	—	—
—	—	1	1,51	—	—	—	—
—	—	1	1,48	Оч. слабые	1,49	—	—
Слабые	1,45	1	1,46	Слабые	1,47	—	—
»	1,38	1	1,39	»	1,39	—	—
—	—	—	—	Оч. слабые	1,36	—	—
Слабые	1,29	3	1,29	Слабые	1,30	—	—
—	—	2	1,26	—	—	—	—
Слабые	1,24	1	1,24	Слабые	1,25	—	—
—	—	—	—	Оч. слабые	1,22	—	—
—	—	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 —  $\text{Fe}^{\text{II}}\text{Fe}_4^{\text{III}}(\text{PO}_4)_3(\text{OH})_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  и встречающиеся в осадочных железорудных месторождениях, и рокбриджиты —  $\text{Fe}^{\text{II}}\text{Fe}_4^{\text{III}}(\text{PO}_4)_3(\text{OH})_5$ , образующиеся чаще всего в зоне окисления пегматитовых жил.

Как показало рентгенографическое исследование, произведенное Н. Н. Слудской, минерал из трифилиновых желваков пегматитов Калбинского хребта (табл. 11) по своей дебаеграмме должен быть скорее отнесен к рокбриджиту, нежели к дюфрениту. Но и от эталонного рокбриджита из Рокбридж Каунти (США) он отличается тем, что решетка его несколько более сжата (межплоскостные расстояния несколько меньше, чем у эталонного рокбриджита), что, возможно, вызвано несколько иным соотношением в содержании  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$  и  $\text{MnO}$ , по сравнению с образцом 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 трифилина состоит в основном из гюролита, рокбриджита и небольшого количества желтого минерала. Помимо них, среди этой зоны под микроскопом обнаружен целый 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 явно развивается по гюролиту и цинкрокбриджиту 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 бесцветный, спайность в двух взаимно перпендикулярных направлениях, из которых одна развита значительно лучше другой. Вдоль наилучшей спайности колеблется  $N_g$ . Погасание косое. Угол погасания относительно следов лучшей спайности  $19^\circ$ , на разрезах, перпендикулярных оптической оси, погасание прямое. Минерал моноклинной сингонии.  $N_g - N_p = 0,020 - 0,0025$ . Отличается необычайно сильной дисперсией  $r > v$ , которая обуславливает 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, цинкрокбриджиту 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.

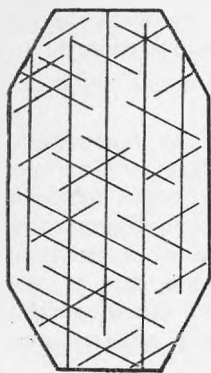


Рис. 12. Форма зерен бесцветного, оптически отрицательного минерала.

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  $63^\circ$  к первой. Погасание косое, на разрезах, параллельных плоскости оптической оси, — прямое. Минерал моноклинной сингонии. Вдоль наилучшей спайности минерала колеблется  $Ng$ . Угол погасания  $Ng : c = 70-71^\circ$ . 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:  $Np = 1,685 \pm 0,003$ ;  $Nm = 1,708 \pm 0,003$ ;  $Ng = 1,718 \pm 0,003$ . По оптическим данным несколько приближается к фосфосидериту, но все же отличается от него (показатели преломления несколько ниже, не плеохроирует, иной угол погасания).

Среди красно-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 перестроения.

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 красно-бурой и темнозеленой зоне, встречается большое количество мельчайших прозрачных кристалликов, бесцветных или слабо окрашенных в светло-розовый, 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 призм и граней пирамид нескольких типов. В зоне призм развивается большое количество вицианальных граней, вследствие чего у кристаллов появляется 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 палайту. Под микроскопом он бесцветен с  $N_g - N_p = 0,008 - 0,009$ . Погасание косое,  $N_g : c = 70 - 75^\circ$ . Двуосен, оптически отрицательный с  $2V$  порядка  $65 - 75^\circ$ , дисперсия осей отсутствует или едва заметна. Показатели преломления, как видно из табл. 12, у различно окрашенных кристаллов несколько колеблются.

Таблица 12

Показатели преломления различных разновидностей минералов группы палайта-гюролита ( $\pm 0,002$ )

Минералы	$N_p$	$N_m$	$N_g$	$N_g - N_p$	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	1,645	1,650	0,009	»	»
Палайт . . . . .	1,650	1,654	1,658	0,008	»	Слабая $\gamma > \nu$
Желтый минерал . . . .	1,642	1,650	1,660	0,018	Плеохроирует от бесцветного до желтого	Оч. сильная $\gamma > \nu$
Гюролит . . . . .	1,649	1,655	1,662	0,013	Плеохроирует от бесцветного до красно-бурого	Сильная $\gamma > \nu$

Спектральные анализы различно окрашенных разновидностей 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, Pb, Cu (следы, слабые), при этом линии As доходят до средних.

Дебаграммы<sup>1</sup> этих прозрачных, находящихся в пустотах, кристалликов оказались идентичными с палайтом, 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 палайта II всегда бесцветны и находятся чаще всего среди выделений палайта I, при этом ассоциируют

<sup>1</sup> Дебаграммы 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 палаита II встречаются в пустотах разрушенного гюролита, окраска их обычно розовая или оранжевая. Очень часто на них, а иногда и внутри них, находятся мельчайшие иголки рокбриджента II, образующие характерные «солнца» (рис. 14).

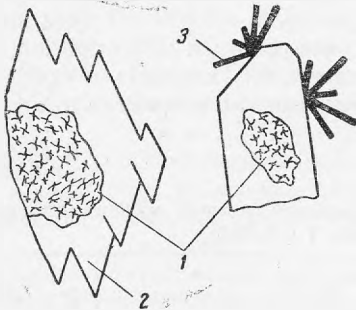


Рис. 13. Последовательность выделения кристаллов II генерации в пустотах темнозеленой зоны.

1 — желтый минерал; 2 — кристаллы палаита II; 3 — иголки рокбриджента II.

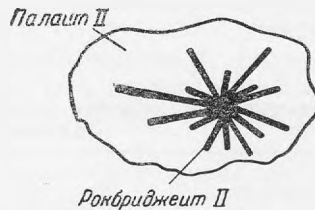


Рис. 14. «Солнце» иголок рокбриджента II генерации в палаите II.

## 2. Пустоты, выполненные кристаллами вилатента

Среди пустот гюролита были обнаружены мельчайшие кристаллики светлофиолетового цвета, оказавшиеся марганцевой разновидностью фосфосидерита, весьма редким минералом вилатентом —  $(\text{Mn}, \text{Fe})_2\text{O}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ .

Подробное описание этих кристаллов было дано нами ранее (Гинзбург, 1950). Среди пустот, выполненных вилатентом, 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  $\text{H}_2\text{SO}_4$  фосфаты растворяются, из сульфидных растворов, при наличии здесь же Са-содержа-



щих минералов (включения апатита и графтонита, изоморфные примеси Са в трифиллине), выпадает гипс, в результате чего концентрация ионов  $[SO_4]^{2-}$  в растворе резко уменьшается и создаются условия для кристаллизации водных фосфатов Fe и Mn, образующих мелкие кристаллы второй генерации. Возможно, вследствие этого подобные кристаллы палаита II содержат небольшие примеси такого, например, элемента, как 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 рокбриджит

На многих образцах хорошо видно, как веерообразно расходящийся лучистый агрегат темнозеленого рокбриджита по мере приближения к периферии постепенно изменяется, приобретая темнобурую окраску. Переход зеленого рокбриджита 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 рокбриджита прежде всего иной оптической ориентировкой (удлинение волокон отрицательное), другими тонами плеохроизма (Nr — темнобурый, Nm — бурый, Ng — светлобуровато-желтый), несколько большим  $Ng-Nr = 0,030$  и обратной схемой дисперсии —  $r > v$ .

Оптически он положительный, так же как и темнозеленый рокбриджит, угол оптических осей средний. Дебаеграмма такой бурой разности по существу идентична дебаеграмме нормального темнозеленого рокбриджита (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 рокбриджита и дофренита из различных месторождений были уже давно описаны в литературе (Карстен, 1827; Дистервег, 1863) и в последнее время сведены К. Фропделем (1949). Согласно этим работам, появление темнобурой окраски минералов группы дофренита связано с полным окислением всего FeO до Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Такие окисленные минералы имеют, по данным некоторых старых анализов, формулу — Fe<sup>III</sup>(PO<sub>4</sub>)(OH)<sub>12</sub>. По внешнему виду и оптическим свойствам они неотличимы от бераунита, который образуется, возможно, таким же путем и имеет сходный состав — Fe<sup>III</sup>(PO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>(OH)<sub>6</sub> · 2H<sub>2</sub>O, но дает иную дебаеграмму.

## Сиклерит

Реликты трифилина, находящиеся в этой зоне, всегда изменены и превращены в минералы группы сиклерита —  $\text{Li}_2\text{O} \cdot 4(\text{MnO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5$ . Они встречаются в виде темнобурых скоплений с хорошо развитой спайностью в двух взаимно-перпендикулярных направлениях. Твердость 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-бурый тон, плеохроирующий от темнокрасно-бурого, иногда темнокарминово-красного по  $\text{Np}$ , до желтовато-бурого по  $\text{Ng}$ . Спайность у минерала такая же, как и у трифилина, погасание прямое. Оптический знак отрицательный,  $2V$  небольшое, дисперсия очень сильная  $g < v$ , показатели преломления порядка 1,70—1,74.

Таблица 13

Химический анализ сиклерита (аналитик О. А. Алексеева)

Окислы	Сиклерит, Калбинский хр., 1949	Окислы	Сиклерит, Калбинский хр., 1949
$\text{P}_2\text{O}_5$ . . . . .	43,00	$\text{Li}_2\text{O}$ . . . . .	2,30
$\text{Al}_2\text{O}_3$ . . . . .	1,73	$\text{Na}_2\text{O}$ . . . . .	0,20
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ . . . . .	30,53	$\text{H}_2\text{O}^+$ . . . . .	1,30
$\text{FeO}$ . . . . .	—	$\text{H}_2\text{O}^-$ . . . . .	1,00
$\text{MnO}$ . . . . .	14,93	Нераств. остаток . . . . .	1,00
$\text{MgO}$ . . . . .	1,20		
$\text{CaO}$ . . . . .	2,10		
		Сумма . . . . .	99,39

Как видно из анализа, сиклерит отличается от трифилина резко пониженным содержанием  $\text{Li}_2\text{O}$  и присутствием вместо  $\text{FeO}$  — окиси  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , а также несколько повышенным количеством  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{H}_2\text{O}$ . 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  $\text{Li}_2\text{O}$ , 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 нет, 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 появляются

ся плохо образованные кристаллы, имеющие в поперечном сечении вид неправильного, изометрического восьмиугольника.

Цвет минерала бурый, зеленовато-бурый, черта светлорусая, 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 цвет и интенсивно плеохроирует по схеме:  $Np$  — винножелтый,  $Nm$  — оранжево-бурый,  $Ng$  — красно-бурый,  $Ng > Nm > Np$ . 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 результаты (табл. 14).

Таблица 14

## Химический анализ крыжановскита

Оксиды	Содержание в %	Молекул. колич.	Суммарное молекул. колич.	Молекул. отнош.
$P_2O_5$ . . . . .	35,30	0,249	0,249	1
$Fe_2O_3$ . . . . .	34,62	0,217	0,217	0,87
$MnO$ . . . . .	16,39	0,231	0,289	1,16
$MgO$ . . . . .	1,30	0,032		
$CaO$ . . . . .	1,50	0,026		
$Na_2O$ . . . . .	Нет	—	—	—
$K_2O$ . . . . .	»	—	—	—
$H_2O^+$ . . . . .	8,75	0,486	0,486	1,95
$H_2O^-$ . . . . .	0,95	—	—	—
Нераств. остаток . . . . .	0,56	—	—	—
Сумма . . . . .	99,37	—	—	—

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

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

Таблица 15

## Межплоскостные расстояния крыжановскита

Интенсивность линий	d	Интенсивность линий	d	Интенсивность линий	d
Слабые	4,97	Средние	2,62	Оч. сильные	1,82
»	4,67	»	2,52	»	1,77
»	4,25	»	2,39	»	1,73
»	3,86	»	2,32	Слабые	1,67
Оч. слабые	3,45	»	2,20	»	1,61
»	3,33	»	2,13	»	1,56
Оч. сильные	3,14	Слабые	2,06	»	1,53
Слабые	3,08	Средние	2,00	Сильные	1,50
»	2,99	Сильные	1,90	Слабые	1,48
Средние	2,71	Оч. сильные	1,85	»	1,45
				Оч. сильные	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 —  $Li_2O \cdot 4(MnO + Fe_2O_3) \cdot 2P_2O_5$  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 —  $Fe_2O_3 \cdot P_2O_5 \cdot 6H_2O$ .

## 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 радиально-лучистой и сферолитовой структурой.

Переход от минералов предыдущей зоны — бурого рокбриджита, сиклерита и крыжановскита к этим колломорфным образованиям постепенный: теряются очертания зерен, усиливается окраска, и кристаллический агрегат вышеописанных минералов постепенно переходит в черную, сплошную массу с характерным смолистым блеском. Часто эти же явления наблюдаются и вдоль трещин в темнобурой зоне, вследствие чего среди зерен рокбриджита 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 сиклерита 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.

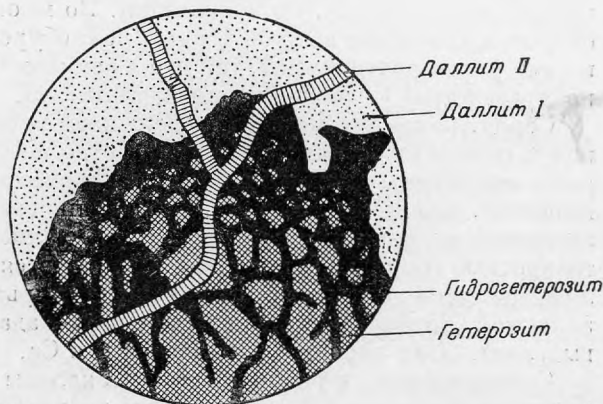


Рис. 15. Образование гидрогетерозита (черный) по гетерозиту. Вокруг черного гидрогетерозита слабо дву-преломляющий агрегат даллита I. Гетерозит, гидрогетерозит и даллит пересекаются белыми опалоподобными прожилками даллита II с характерной волокнистой структурой.

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  $\text{Fe}^{\text{III}}$  и  $\text{Mn}^{\text{III}}$ , содержащим 14%  $\text{H}_2\text{O}$  и названный П. Квенселем гидрогетерозитом. Хотя П. Квенсел не выводит для этого минерала определенной формулы, но если пересчитать приводимый им анализ, то формула гидрогетерозита должна иметь вид —  $(\text{Fe}, \text{Mn})_2\text{O}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$  или  $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{PO}_4 \cdot 1\frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$ .

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

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 темнобурые 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<sub>2</sub>. 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<sub>2</sub>, т. е. **д а л л и т о м**.

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

Сферолиты даллита I . . . . .	$n_g = 1,623; n_p = 1,617$
Волокна даллита II . . . . .	$n_g = 1,618; n_p = 1,614$

Удлинение волокон и знак сферолита — отрицательные, другие оптические свойства определить нельзя, так как в обеих разностях коноскопической фигуры наблюдать не удастся.

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

Таблица 16

## Спектральные анализы даллита

Элементы	Сферолиты даллита I (интенсивность линий)	Сферолиты даллита II (интенсивность линий)
P	Сильная	Сильная
Ca	»	»
Fe	»	Оч. слабая
Mn	»	—
Al	Средняя	Оч. слабая
Si	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 I.

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 темное бурое или черное аморфное пятно 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

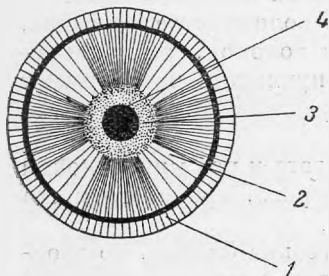


Рис. 16. Строение сферолита даллита. В центре его остатки соединений Fe—Mn (4), вокруг него каемка волокнистого даллита II (1).

окраску, напоминающую окраску агатов; в них наблюдается чередование различных 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, выполненные 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.

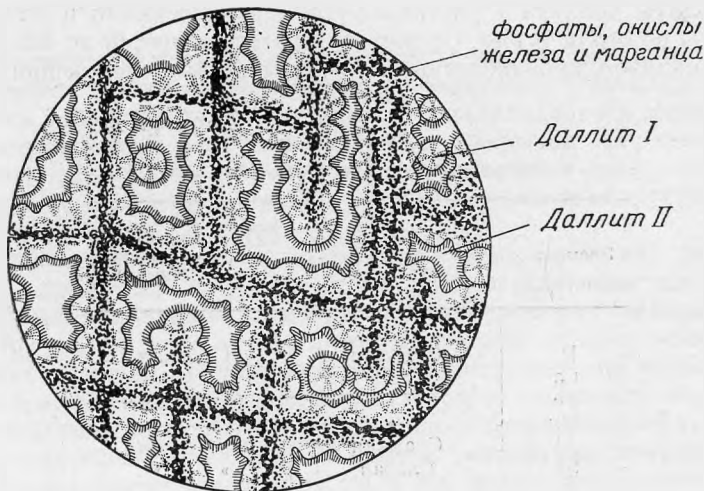


Рис. 17. Строение даллитовой оторочки. Остатки железомарганцевых соединений (фосфаты и окислы) образуют две системы прожилков, окаймленные сферолитами даллита.

#### ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ФОСФАТОВ

Из приведенного описания отдельных зон желваков измененного трифилина следует, что каждая зона складывается 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	Трифилин — $\text{Li}(\text{Fe}, \text{Mn})\text{PO}_4$ Вивианит — $3(\text{Fe}, \text{Mn})\text{O} \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ Палаит — $5(\text{Fe}, \text{Mn})\text{O} \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Пирит Арсенопирит Сфалерит Марказит Халькопирит
II. Темнозеленая зона	Трифилин (реликты) Водные фосфаты, содержащие FeO и MnO: Палаит — $5(\text{Fe}, \text{Mn})\text{O} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ 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 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ : Гюролит — $5(\text{Mn}, \text{Fe})\text{O} \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ Рокбриджент — $2(\text{Fe}, \text{Mn})\text{O} \cdot 4\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	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 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ : Сиклерит — $\text{Li}_2\text{O} \cdot 4(\text{MnO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5$ Крыжановскит — $\text{MnO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ Бурый рокбриджент	Сульфиды изменены и частично превращены в лимонит и скородит
V. Черная зона	Водные фосфаты, содержащие $\text{Mn}_2\text{O}_3$ и $\text{Fe}_2\text{O}_3$ : Железистые водные фосфатные гели — $(\text{Fe}, \text{Mn})_2\text{O}_3 \cdot n\text{P}_2\text{O}_5 \cdot m\text{H}_2\text{O}$ Гетерозит — $(\text{Fe}, \text{Mn})_2\text{O}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5$ Гидрогетерозит — $(\text{Fe}, \text{Mn})_2\text{O}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Сульфиды нацело изменены и превращены в лимонит и скородит
VI. Халцедоно-видная оторочка	Даллит Лимонит Псиломелан	Пустоты выщелачивания по сульфидам

Аналогичная же зональность наблюдалась в изменении строения желваков трифилина, взятых с различных горизонтов пегматитовых 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

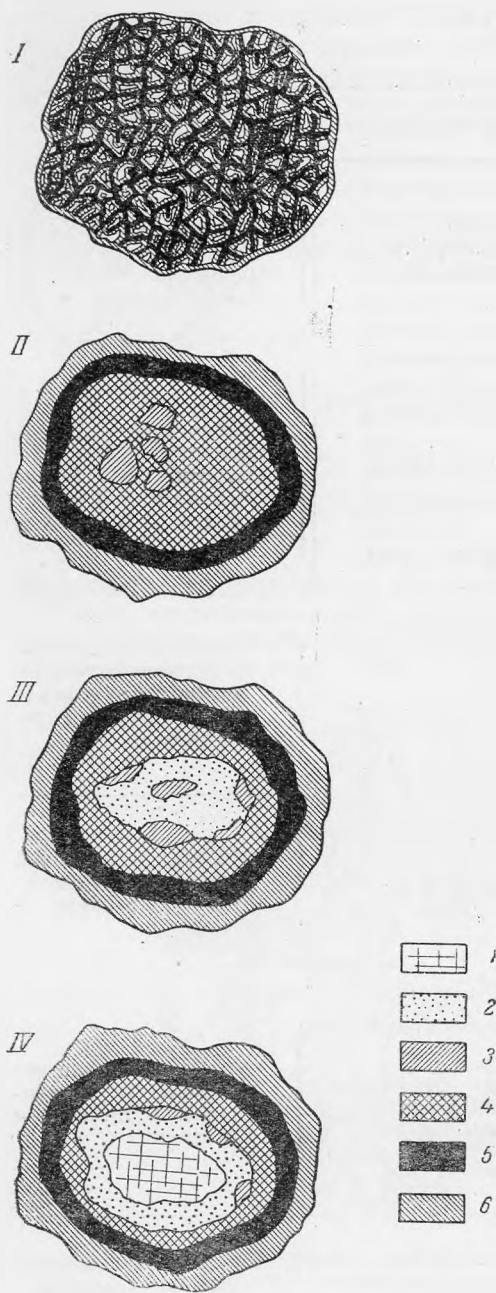


Рис. 18. Схема изменения строения желваков трифилина с глубиной.

I — строение измененных желваков 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. 1 — трифилин; 2 — темнозеленая зона; 3 — красно-бурая зона; 4 — темнотемнобурая зона; 5 — черная зона; 6 — оторочка даллита.

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 измененным гюролитом.

На глубине 5—6 м желваки стали 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 Fe-вивианит, 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, по видимому, 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 цинкрокбриджит.

Характерно, что в тех местах, где сульфиды отсутствуют, палаит и цинкрокбриджит обычно не образуются.

3. При дальнейшем развитии этого процесса, трифиллин оказывается почти нацело превращенным в агрегат водных фосфатов Fe<sup>II</sup> и Mn<sup>II</sup>, которые постепенно начинают сами изменяться в условиях гипергенеза, в первую очередь окисляться.

Как показали работы С. П. Попова (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,

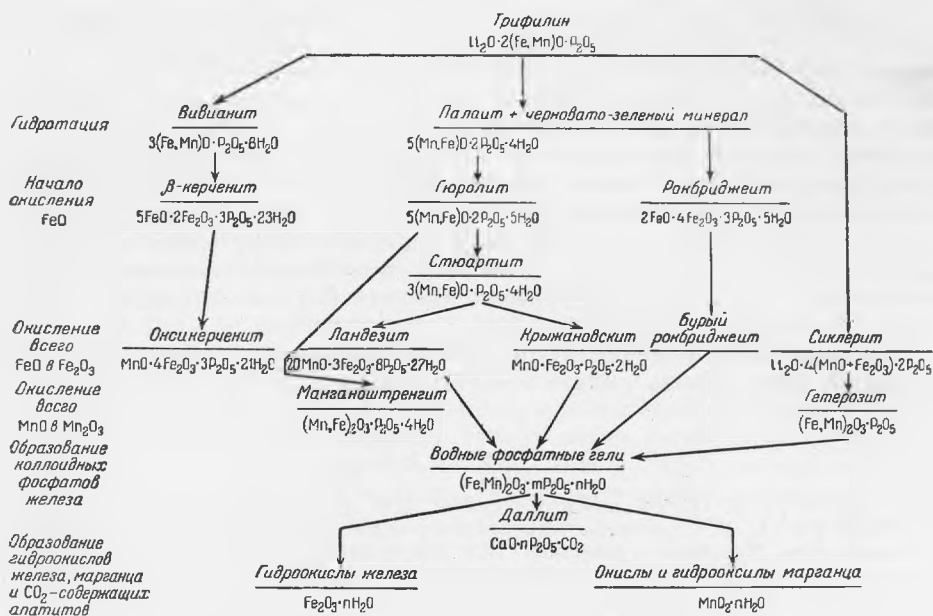


Рис. 19. Схема процессов изменения трифиллина.

содержащих все большее количество Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а когда все количество FeO изменится до Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, начинается процесс окисления MnO до Mn<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Таким образом, на первой стадии окисления образуются фосфаты, содержащие наряду с FeO и MnO некоторые количества Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Переход палаита в гюролит и знаменует начало этого процесса.

После работ В. 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%) Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 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 FeO, так и в виде Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, является рокбриджит, пользующийся широким развитием среди красно-бурой зоны.

4. При дальнейшем окислении образуется большая группа фосфатов, содержащая все железо в виде  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , а весь марганец в виде  $\text{MnO} - \text{MnO} \cdot m\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{P}_2\text{O}_5 \cdot p\text{H}_2\text{O}$ . 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 рокбриджит, 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 —  $20\text{MnO} \cdot 3\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 8\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 27\text{H}_2\text{O}$  и др.

5. При полном окислении продуктов изменения трифилина возникают сложные и трудно диагностируемые фосфаты: гетерозит —  $(\text{Fe}, \text{Mn})_2\text{O}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5$ , гидрогетерозит —  $(\text{Fe}, \text{Mn})_2\text{O}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ , конинкит —  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  и целая группа коллоидных минералов, объединяемых обычно под собирательным названием — водные фосфатные железистые гели.

6. В конечную стадию Mn выносятся из этих соединений и входит в состав широко распространенных в зоне окисления пегматитовых жил окислов Mn — псиломелана, манганита и др. Образующиеся фосфаты железа типа  $\text{FePO}_4$  легко гидролизуются с образованием  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  и с переходом иона  $\text{P}_2\text{O}_5$  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  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и уменьшение в минералах  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Переходящий в раствор ион  $\text{P}_2\text{O}_5$ , при наличии в нем  $\text{CaO}$ , 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 являются даллит, гидроокислы железа и марганца.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. 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. Вилатейт. 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.  
 Laubmann H. u. Steinmetz H. Phosphatführende Pegmatite des Oberpfälzer und Bayerischen Waldes. Zeit. Kryst., Bd. 55, 1920.  
 Mason B. Some iron-manganese phosphate minerals and their alteration products, with special reference to material from Varuträsk. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 63, N. 2, 1941.  
 Quensel P. The lithium-manganese phosphates. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 59, 1937.