

Г. П. БАРСАНОВ

**МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ЭГИРИН-АВГИТОВОГО ПЕГМАТИТА  
ГРУППЫ 15-х КОПЕЙ В ИЛЬМЕНСКИХ ГОРАХ**

Наиболее известными копиями, связанными с сиенитовой зоной Ильменского петрографического комплекса, является группа копей, объединяемых под № 15 (15—I, 15—II и 15—III), расположенных в квартале 163 в районе р. М. Черемшанка. Наиболее старой копью из всей группы является копь № 15, заложенная П. Барбот-де-Марни в 1840 г. Позднее эта копь была описана Г. Розе (1842) и особенно подробно — в известной работе М. П. Мельникова (1882). В этой же работе М. П. Мельников описывает и заложенные П. Барбот-де-Марни копи 15—I, 15—II и 15—III. В 1907 г. К. А. Ненадкевич [15]<sup>1</sup> проанализировал сульфиды копи № 15, но остальные минералы он исследованием не затрагивает. Первое петрографическое описание вмещающих пегматитовые тела пород было сделано в 1909 г. акад. Д. С. Белянкиным [2], в связи с общими петрографическими исследованиями Ильменского комплекса. В период работ экспедиции Академии Наук под руководством акад. В. И. Вернадского (1912—1914) копь с целью сбора минералогического материала разрабатывалась В. И. Крыжановским, кратко описавшим ее минеральный парагенезис [8]. Им же был дан на анализ бурый сфен из этой копи, который и был проанализирован Л. Э. Кауфман; анализ впервые напечатан в работе Э. М. Бонштедт [3], где изложена также некоторая минералогическая характеристика сфена. Очень подробное описание условий залегания пегматоидных тел, вмещающих пород, микроскопическую характеристику некоторых минералов и т. п. дал в 1939 г. акад. А. Н. Заварицкий [5], суммировавший до некоторой степени все главные известные до него данные. И, наконец, в 1940 г. Н. Н. Смирнов [18] представил очень подробную петрографическую характеристику сиенитовых пород, заключающих пегматоидные тела. Изучение минералогического состава пегматоидов и парагенетического соотношения минералов значительно отстало и по существу касалось лишь главных силикатных минералов, слагающих пегматит. Достаточно указать, что в сводке Т. И. Устиновой, обобщающей данные по всем работам до 1939 г., приводится список минералов, обнимающий всего 17 видов (из которых три — графит, гематит и хлорит, повидимому, не относятся к пегматитовому парагенезису), в то время как моими исследованиями материала, имеющегося в музее Ильменского заповедника,

<sup>1</sup> Цифры в квадратных скобках соответствуют номерам списка литературы в конце статьи.

установлено 32 минеральных вида. В настоящей статье, на основе произведенных минералогических исследований упомянутого материала и частично материала, любезно предоставленного Л. И. Лобовой, я попытаюсь восполнить этот пробел и дать некоторые данные для суждения о генетическом типе пегматоидных образований копи № 15.

По классификации акад. А. Н. Заварицкого [5] пегматитовые образования копи № 15 относятся к группе сиенитовых пегматитов Ильменских гор (бескварцевых и безнефелиновых), залегающих внутри реакционной сиенитовой зоны. Однако описание взаимоотношений пегматоидных тел и вмещающих пород, приведенное М. В. Агафоновым, показывает, что серия, в которой интродуцированы сиенит-пегматиты копи № 15, являет-

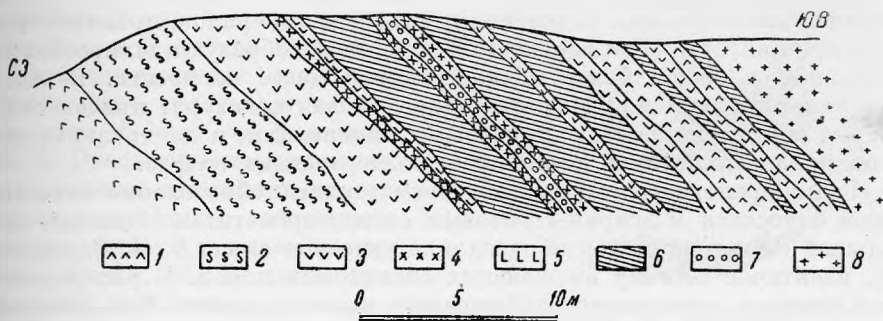


Рис. 1. Геологический разрез через копи № 15—III (по М. В. Агафонову).

1 — инъекционный биотито-мусковитовый гранито-гнейс. 2 — лейкократовый сиенит-пегматит. 3 — меланократовый сиенит-пегматит. 4 — слюда (биотитовая оторочка). 5 — кварцит. 6 — амфиболит. 7 — эгирин-роговообманковая полевошпатовая жила. 8 — гранито-гнейс.

ся сложной и по существу представляет собой пачку амфиболитов и частью кварцитов, зажатую между гранито-гнейсами — на востоке и серией довольно разнообразных петрографически, частью рассланцованных сиенитовых пород (эгирин-авгитовых сиенитов, роговообманковых сиенитов и т. д.) на западе (рис. 1). По залеганию пегматитовые образования представляются согласными с вмещающими породами и залегают в виде меридиональных тел линзообразного характера, простирающихся СВ 20—30°. Интересно наблюдение М. В. Агафонова, что тектонические трещины, наблюдающиеся в серии гнейсов и амфиболитов, не затрагивают пегматоидных образований, т. е. последние являются наиболее поздними во всем петрографическом комплексе. Мощность пегматоидных тел в раздувах достигает 1.5—2 м и более, обычно же 50—70 см. Там, где пегматитовые жилы контактируют с амфиболитами или рассланцованными гранито-гнейсами, зальбанды жилы резкие и не связаны постепенными переходами с породой (например, жила № 1 и жила № 4 — наиболее восточные); в контакте же с сиенитовыми породами (например, жила № 3) в зальбандах наблюдается постепенный переход от крупнозернистой пегматоидной части в типичные мелкозернистые сиениты. Хорошо выражена зональность, которая может быть намечена в следующем виде (по М. В. Агафонову).

1. Мелкозернистая аплитовидная зона светлорозового цвета, состоящая из зерен микроклина, плагиоклаза и кварца. Характеризует собою части жилы, примыкающие непосредственно к зальбандам (особенно в зальбандах у гранито-гнейса и кварцитов). Мощность не превышает 3—4 см.

2. Биотитовая зона, образующая оторочки между телом жилы и вмещающими породами. Обычна на контакте с амфиболитами. Состоит из

биотита, редкого полевого шпата, кварца и сфена («слюдит»). Наблюдались остаточные зерна амфибола и пироксена. Мощность различна: от 2 до 10—15 см.

3. Пегматоидная зона представляет собою главное жильное выполнение и состоит из эгирин-авгита, полевых шпатов и т. д., т. е. из всего комплекса минералов, характеризующих собой данные пегматоидные образования.

4. Кварцевые прожилки, состоящие из серого кварца, занимающие центральную часть жилы. По простирацию обычно не выдержаны, отличаются малой мощностью и, может быть, скорее должны быть отнесены к более поздним образованиям.

Текстура жильных тел обычно пегматоидная неравномернозернистая с крупнобластическими выделениями цветных минералов, преимущественно эгирин-авгита. Цветные компоненты часто образуют шпирообразные выделения в общей более мелкозернистой массе пегматита. В отдельных участках жил наблюдается миаролитовая текстура, причем стенки миарол обычно покрыты силикатными минералами, а центральная часть выполнена кальцитом и силикатами более поздних геофаз.

По минералогическому составу пегматоидные образования описанных копей относятся к эгирин-авгитовым сиенит-пегматитам. Главный минеральный состав жил, как справедливо отмечено акад. А. Н. Заварицким [5], идентичен составу вмещающих сиенитовых пород. В распределении темноцветных компонентов наблюдается неоднородность. Так, например, жилы № 1 и 2 являются более меланократовыми, чем жила № 3. Кроме того, цветные компоненты образуют шпирообразные скопления. Из наложившихся процессов особенно характерны чрезвычайно широкое развитие кальцитовой фазы, замещение микроклина плагиоклазами и наличие многократных генераций цветных минералов, особенно роговой обманки.

Минералогическое изучение пегматитового материала из описываемой копи показало чрезвычайное богатство ее минеральными видами, характеризующими последовательную смену сложных накладывающихся друг на друга процессов минералообразования от собственно пегматитовых до гидротермальных и гипергенных. В результате изучения констатированы 32 минеральных вида. Часть из них, в количестве 17 видов, описана, как указано выше, довольно подробно в ряде работ. Ниже мы приводим описание минералов, являющихся главными для парагенезиса 15-х копей, а также минералов, вновь открытых нами и ранее не описанных.

П и р и т. Является наиболее распространенным сульфидом в описываемом пегматите. Выделения пирита обычно локализованы в неправильных прожилках и обособленных выделениях совместно с минералами, относящимися к последним фазам пегматитового процесса. Парагенезис — розоватый и белый кальцит, лучистая роговая обманка, скаполитизированный микроклин, серый кварц, зернистый апатит, сфен, цеолиты и все минералы группы сульфидов. Форма выделения — ксеноморфная вкрапленность, мелкие прожилки и корочки нарастания по тонким трещинкам в кальците, лучистом гастингсите и т. д. Кристаллы очень редки и несовершенно образованы. Габитус кубический, наблюдались только формы (100) — куба. Размер кристаллов не превышает 1 см по ребру, обычно гораздо меньше. Микроскопическое изучение в отраженном свете показало, что мы имеем пирит двух генераций. Пирит I генерации образует крупные ангедральные зернистые агрегаты и реже зерна с кубическими очертаниями. Ангедрален по отношению ко всем другим сульфидам. Пирит II генерации образует очень тонкую сеть про-

жилов в массе нерудных минералов. Характерно окаймление пиритовой оторочкой зерен кальцита, гастингсита и других нерудных минералов. Микрoхимическое испытание пирита I на содержание Cu дало отрицательный результат. Вторичных изменений пирита не наблюдалось.

**П и р р о т и н.** Встречается значительно реже пирита, но всегда связан с выделениями последнего. Парагенезис тот же, что и описанный для пирита. Выделения мелкие и представляют собой или ксеноморфные зернистые агрегаты, или тонкие прожилки, иногда секущие пирит I. Микроскопически устанавливается почти во всех образцах, содержащих пирит. Образует ангедральные зернистые агрегаты, отдельные зерна и нитевидные прожилки в нерудном минерале. Нередки четковидные прожилки. Обычно тесно сростается с халькопиритом и реже со сфалеритом (рис. 2). Очень характерно вторичное замещение пирротина агрегатами колломорфного марказита. Микрoхимическое испытание пирротина на Cu, Ni, Co дало отрицательный результат.

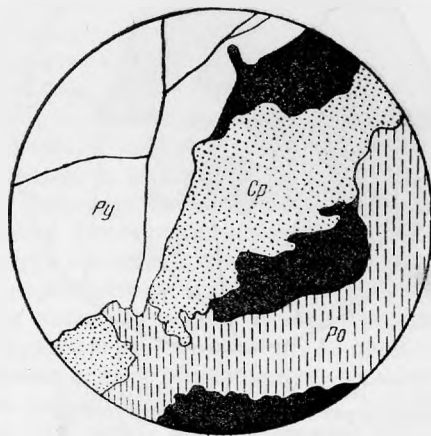


Рис. 2. Копь № 15. Выделения пирротина (Po) и халькопирита (Cp), вдоль границ зерен пирита I (Py). Ув. 75.

**Халькопирит** встречается совместно с другими сульфидами и обычно может быть констатирован только микроскопически.

Особенно тесная связь наблюдается между халькопиритом и пирротинoм. Халькопирит встречается реже пирротина, образует также ангедральные поля и мелкие извилистые зерна, тесно сростающиеся с пирротинoм. Вместе с последним окружает выделения пирита I и проникает в него по тонким трещинкам.

**С ф а л е р и т** констатирован впервые для Ильменских гор. Наблюдался только в отдельных шлифах, совместно с другими сульфидами. Эвгедральные весьма извилистые неправильные зерна сфалерита, совместно с пирротинoм и халькопиритом, окаймляют с краев выделения пирита I. В сфалерите наблюдаются эмульсивидная вкрапленность пирита и пирротина, а также включения мелких раздробленных зерен пирита (рис. 3 и 4).

**М а р к а з и т** также констатирован впервые в Ильменских горах. Наблюдался только в шлифах, где широко распространен в виде вторичных колломорфных образований по пирротину (рис. 5). Марказит всегда развивается вдоль трещинок в зернах пирротина. Структура колломорфная, скорлуповатая с перемежающимися участками явно кристаллического и черного порошкового вещества (мельниковит?).

**Ф л ю о р и т** не образует крупных скоплений, однако встречается довольно часто. Форма выделения — мелкие неправильные кристаллические зерна и тонкие прожилки, не превышающие 1 мм в диаметре. Наблюдался в парагенезисе с апатитом в плотном сиенитоподобном пегматоиде. Цвет от светло- до темнофиолетового. При микроскопическом изучении обнаружился совместный парагенезис зернистого апатита, альбита, слабо плеохроичного сфена, кварца, рудного минерала и флюорита, относящихся к гидротермальной стадии.

К в а р ц. Выделения кварца встречаются довольно часто в пегматоидных жилах копи № 15. Однако крупных скоплений кварц не образует, а встречается либо в виде мелких сростаний с другими силикатными минералами, либо в небольших обособленных жилкообразных и шширообразных

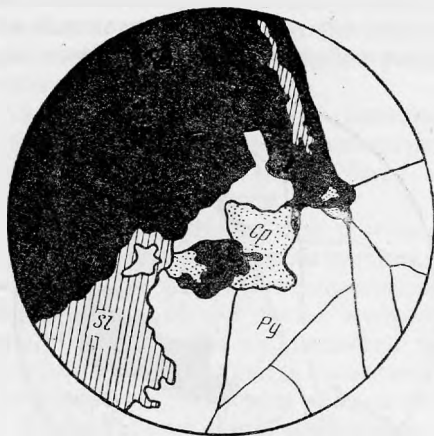


Рис. 3. Копь № 15. Сфалерит (Sp) и халькопирит (Sp), корродирующие зерна пирита I (Py). Ув. 40.



Рис. 4. Копь № 15. Эмульсионные выделения пирита (Py) в сфалерите (Sl). Ув. 325.



Рис. 5. Копь № 15. Замещение пирротина (Po) коллоидальным марказитом (мельниквит). Ув. 75.

выделениях вместе с микроклином. Цвет кварца серый или серовато-белый. Наиболее обогащенные кварцем являются лейкократовые части жилы, где кварц тесно сростается с микроклин-пертитом, а также аплитовидные мелкозернистые оторочки у зальбандов (см. выше). Однако кварц наблюдается и в меланократовых пегматоидных частях жил, образуя или неправильной формы вростки, или сростания с розовым микроклином в шширообразных выделениях или прожилках, секущих пегматоид. Очень интересно наличие «остаточного» кварца в слюдитовых оторочках, наблюдавшегося микроскопически М. В. Агафоновым. Им же отмечается совместная кристаллизация кварца и полевого шпата в

лейкократовых участках, образующих плохо выраженную псевдоэвтектическую структуру. Таким образом, следует заметить по крайней мере две генерации кварца: серый, — выделившийся совместно с полевыми шпатами и серо-белый («остаточный») — в биотитовых оторочках и шширообразных выделениях или прожилках среди меланократового пегматоида, обычно в центральной его части. Наконец, в шширах мною наблюдалась, повидимому, III генерация кварца в участках, связанных с цеолитовым процессом.

Магнетит макроскопически наблюдается довольно редко. Выделения его образуют мелкую вкрапленность кристаллов октаэдрического габитуса, приуроченных к участкам жилы миаролитовой текстуры. Кри-

стилки магнетита тесно срastaются с почти черной или темнозеленой роговой обманкой в парагенезисе с кальцитом и другими минералами, выполняющими миаролы. При исследовании шлифов с сульфидными минералами в массе силикатных минералов наблюдается также обычно мелкая вкрапленность отдельных, всегда ангедральных зерен магнетита, пространственно не связанных с сульфидными выделениями. Крупных прожилков или шлировых выделений магнетита не наблюдалось.

**Ильменит** — очень редко встречающийся в жилах минерал. Образуется очень мелкие ангедральные зерна в парагенезисе с бурым сфеном, причем, по М. В. Агафонову, наблюдается как обрастание ильменита сфеном, так и наоборот — сфена ильменитом.

**Кальцит** по форме выделения образует массивные крупнозернистые скопления, прожилки. Встречается также в виде отдельных зерен среди силикатных минералов, в мелких жеодах в меланократовых шлирах и т. д. Кристаллов обычно не образует. По парагенетическим соотношениям можно различить две генерации кальцита. I генерация составляет наибольшую массу встречающегося в пегматитах кальцита. Это зернистые выполнения миароловых пустот, белого, желтоватого или слабо розоватого цвета, очень близкие к описанным для горы Лохматой В. И. Крыжановским [9]. Парагенезис — апатит, эгирин-авгит, гастингсит I, сфен. Этот парагенезис указывает на относительно раннее образование кальцита I. Следует отметить также значительное резорбирующее влияние, оказываемое этим кальцитом на силикатные минералы, что указывает также на выделение его при высоких температурах.

**Кальцит II** встречается в прожилках и мелких линзообразных скоплениях, часто явно секущих более ранние эгирин-полевошпатовые выделения. Цвет кальцита от розоватого до белого. Структура грубозернистая, хорошо образованных кристаллов не наблюдалось. Парагенезис — пирит и другие сульфиды, лучистый гастингсит и др. Качественная микрохимическая проба на Mg дала отрицательный результат.

**Полевые шпаты.** Минералы этой группы составляют основную массу пегматоидных тел. По форме выделения наблюдаются как мелкозернистые ксеноморфные агрегаты, тесно срastaющиеся с темноцветными компонентами, иногда кварцем, образующие упомянутые выше аплитовидные и мелкозернистые сиенитоподобные зоны у зальбандов, так и крупные фенокристаллы и агрегаты, слагающие наряду с эгирин-авгитом пегматоидные центральные части жил. Главная масса полевого шпата представлена розоватым или розовато-белым микроклин-пертитом, тесно срastaющимся с эгирин-авгитом, что обусловлено совместной кристаллизацией. Микроскопическое исследование показывает, что помимо крупнопертитовых структур распада микроклин обычно замещается агрегатом альбит-олигоклаза, развивающегося по контактам зерен микроклин-пертита. Обычно в микроклине наблюдается отчетливая решетчатая двойниковая структура.

Плагиоклазы представлены альбитом и альбит-олигоклазом; образуют несколько генераций. Наиболее ранней генерацией, одновременной с микроклином, является альбит широких, часто клинообразных, пертитовых вростков, представляющих собой типичные структуры распада. Наряду с альбитом пертитовых вростков, в тесном срastании с микроклином, наблюдаются зерна и пластинки, двойникованные по альбитовому закону, частично замещающие микроклин. В разрезах  $\perp Ng$  дают погасание  $19^\circ$ , что соответствует № 3—5 альбита. Наконец, наблюдались отдельные зерна и прожилки, связанные генетически с выделениями апатита, кальцита, слабо плеохроичного сфена и др., где мелкозернистый пластинчатый

альбит замещает микроклин или образует самостоятельные мелкие прожилки. Измерения в разрезах  $\perp (010)$  дали погасание  $16^\circ$ , что соответствует почти чистому альбиту. Микроклин в участках, примыкающих к кальцитовым миаролам, иногда замещается пластинчатым агрегатом скаполита с включениями мелкого зернистого апатита.

**Эгириин-авгит** является главным фемическим минералом рассматриваемых пегматитовых жил. Главная масса эгириин-авгита образует совместно с микроклином крупнопегматоидный агрегат, с размером отдельных пластинчатых неделимых, доходящим до 10—12 см в длину. Ясно выраженные идиоморфные очертания очень редки. Цвет от светлозеленого до зеленого. Нередки шпирообразные скопления этого эгириин-авгита в теле пегматоидной жилы.

Эгириин-авгит несколько иного характера наблюдается в участках жилы с миароловой текстурой. Кристаллы его темнозеленого, почти черного цвета обычно одевают стенки миарол, более мелки и ассоциируют с кальцитом, роговой обманкой, апатитом и другими минералами, выполняющими миаролы. Таким образом, намечаются как бы две генерации, а при наличии игольчатого эгириин-авгита — три. Оптическое исследование иммерсионным методом и на универсальном столике Федорова дало следующие результаты: эгириин-авгит I генерации: цвет (в шлифе) светлый, желтовато-зеленый; плеохроизм слабый; по Ng зеленовато-желтый; по Nm желто-зеленый, по Np желто-зеленый до зеленого; схема адсорбции:  $Ng < Nm \leq Np$ . Дисперсия сильная,  $\rho > \nu$ ; C : Ng =  $48-54^\circ$  (измерено в разных шлифах непосредственно и по сетке); 2 V от  $+68$  до  $+72^\circ$ . Показатели преломления, измеренные в иммерсионных жидкостях: Ng =  $1.720 \pm 0.004$ ; Nm =  $1.703 \pm 0.003$ ; Np =  $1.694 \pm 0.003$ ; Ng - Np = 0.026.

Эгириин-авгит II генерации: цвет (в шлифе) — темный, бурозеленый; плеохроизм сильный; по Ng светлорусый; по Nm зелено-бурый; по Np темнозеленый; схема адсорбции:  $Ng < Nm < Np$ ; дисперсия очень сильная,  $\rho > \nu$ ; C : Ng =  $69-70^\circ$ ; 2 V  $+80^\circ$ ; Ng - Np = 0.032 (компенсатором Берекса).

Пользуясь известной диаграммой А. Винчелла [32], связывающей изменение оптических свойств в ряду диопсид-эгирина с увеличением в составе эгириновой молекулы, для исследованных нами минералов (не принимая во внимание геденбергитовой молекулы) получим следующий примерный состав: эгирин I — Di ~ 80%; Aeg ~ 20%; эгирин II — Di ~ 65%; Aeg ~ 35%. Таким образом, от начальных к конечным геофазам развития пегматитового процесса наблюдается тенденция к увеличению эгириновой молекулы в составе эгириин-авгита, в то время как главная масса эгириин-авгита, слагающая главное пегматоидное выделение, представляет собою, по существу, относительно бедный эгириновой молекулой диопсид. Аналогичная тенденция к обогащению щелочами (Na) к концу пегматитового процесса наблюдалась также и в эгиринах ряда других щелочных пегматитов [11].

Процессы замещения эгириин-авгитов более поздними минералами выражены особенно отчетливо в отношении эгирина I. Наиболее широко развиты процессы замещения щелочными роговыми обманками (гастингситом), биотитом и в отдельных шлифах наблюдалось замещение флогопитом.

**Гастингсит.** Роговые обманки в пегматитах копи № 15 значительно менее распространены, чем эгириин-авгит. По парагенетическим взаимоотношениям и форме выделения может быть намечено три генерации роговой обманки: I генерация — роговая обманка темнозеленого цвета, не дающая идиоморфных кристаллов, развивается за счет замещения эгириин-авгита I, замещаемого иногда нацело. Выделения ее приурочены исклю-

чительно к эгирин-авгитовым участкам и иногда сопровождаются биотитом. Эта генерация наблюдается главным образом при микроскопическом изучении шлифов и макроскопически почти неотличима от эгирин-авгита. II генерация — почти черные идиоморфные блестящие зерна, иногда разорбированные кристаллы, находящиеся вместе с кальцитом, апатитом, мелким сфеном, биотитом и др. Кристаллы часто непосредственно вырастают в кальцит, обычно сростаются с мелкопластинчатым биотитом и приурочены к участкам с миаролитовой текстурой. III генерация — лучистые и шестоватые агрегаты роговой обманки светлозеленого и зеленого цвета, приуроченные к трещинкам, заполненным розоватым кальцитом, кристалликами микроклина и серого кварца, пирита, иногда альбита и скаполита. Оптические исследования универсальным методом и иммерсией дали следующие результаты.

Роговая обманка I: цвет (в шлифе) — густозеленый. Плеохроизм сильный; по Ng темный сине-зеленый, по Nm синеваато-зеленый, по Np светлый, буровато-зеленый. Схема адсорбции:  $Ng > Nm > Np$ ; дисперсия заметная,  $\rho > \nu$ ;  $C : Ng = 20 - 21^\circ$ ;  $2V$  от  $-48$  до  $-52^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.016$  (компенсатором Берека).

Роговая обманка II: цвет (в шлифе) густозеленый. Плеохроизм сильный; по Ng темный сине-зеленый; по Nm сине-зеленый; по Np светлый зеленовато-бурый. Схема адсорбции:  $Ng > Nm > Np$ ; дисперсия сильная,  $\rho > \nu$ ;  $C : Ng = 26 - 28^\circ$ ;  $2V - 65^\circ (-70^\circ)$ . Показатели преломления:  $Ng = 1.700 \pm 0.004$ ;  $Nm = 1.697 \pm 0.002$ ;  $Np = 1.682 \pm 0.004$ ;  $Ng - Np = 0.018$ .

Роговая обманка III — цвет (в шлифе) зеленый. Плеохроизм сильный, по Ng синеваато-зеленый; по Nm зеленый; по Np светлый желтовато-зеленый. Схема адсорбции:  $Ng > Nm > Np$ ; дисперсия слабая,  $\rho > \nu$ ;  $C : Ng = 23^\circ$ ; двусный отрицательный,  $2V$  большой;  $Ng = 1.658 \pm 0.002$ ;  $Np = 1.632 \pm 0.003$ ;  $Ng - Np = 0.024$ .

Приведенные константы показывают, что роговые обманки относятся к ряду паргасита-гастингсита.

Скаполит является очень редким минералом в изученной жиле. Он наблюдался в шширообразных участках, обогащенных серым кварцем, кальцитом, черными кристаллами гастингсита, апатитом, сфеном, биотитом и др. Скаполит развивается по розоватому микроклину, образуя тонкопластинчатое замещение белого цвета часто с перламутровым блеском.  $N\omega = 1.562 \pm 0.004$ ;  $N\varepsilon = 1.539 \pm 0.003$ ;  $N\omega - N\varepsilon = 0.023$ ; на основании оптических свойств скаполит по данным Е. Ларсена [12] следует отнести к мицонииту.

Группа цеолитов. Цеолитовый процесс в пегматитовых жилах копи № 15 представлен двумя минералами — гейландитом и стильбитом. Гейландит образует мелкие (до 1 см) псевдопризматические кристаллики и отдельные пластинчатые зерна с хорошей спайностью, группирующиеся в пустотках крупнозернистых существенно эгирин-авгитовых шширообразных скоплений, с включенными участками и прожилками зернистого белого кальцита. Кристаллы прозрачны, бесцветны, с характерным слегка перламутровым блеском по плоскостям спайности. Габитус кристаллов псевдопризматический, так как кристаллы нередко вытянуты по оси  $b$  и почти равномерно развитые грани  $c$ ,  $t$ ,  $s$  придают им псевдогексагональный облик. Из граней наблюдались:  $c$  (001);  $b$  (010);  $m$  (110);  $t$  (101);  $s$  (101). При микроскопическом изучении минерал оказался прозрачным, бесцветным с весьма совершенной спайностью по  $b$  (010). Минерал двусный положительный.  $2V \sim 5^\circ$ . Погасание почти прямое;  $Ng \parallel b$ ;  $Nm : C = 3 - 4^\circ$ ; плоскостью оптических осей является  $c$  (001); острая биссектриса  $\perp b$  (010). Дисперсия слабая,  $\rho > \nu$ . Показатели преломления,



измеренные в жидкостях:  $N_g = 1.505 \pm 0.003$ ;  $N_p = 1.497 \pm 0.003$ ;  $N_g - N_p = 0.008$ .

**С т и л ь б и т.** Минерал также выполняет пустотки и мелкие трещинки в пегматоиде, образуя плотные прожилки, составленные из пластинчатых, иногда веерообразных или сноповидных агрегатов. Минерал бесцветный, в шлифах и тонких осколках прозрачный. Спайность весьма совершенная по (010) и заметная по (100). Минерал двуосный отрицательный.  $2V \sim 35^\circ$ . Плоскостью оптических осей является (010); острая биссектриса почти  $\perp (001)$ ; погасание косое;  $N_p : C = 6-8^\circ$ . Дисперсия слабая. Показатели преломления, измеренные в жидкостях:  $N_g = 1.500 \pm 0.002$ ;  $N_p = 1.492 \pm 0.003$ ;  $N_g - N_p = 0.008$ .

**Б и о т и т.** В пегматоидных образованиях группы копей № 15 является подчиненным и более редким фемическим минералом, чем эгирин-авгит. Пространственно наиболее крупные скопления биотита приурочены к биотитовым («слюдитовым») оторочкам, в которых биотит совместно со сфеном, апатитом и более редкими кварцем и кальцитом образует тонкочешуйчатый агрегат из черных с синеватым отливом листочков. Отдельные мелкие агрегаты и идиоморфные чешуйки биотита очень характерны также для обогащенных эгирин-авгитом и кальцитом шлировых обособлений в пегматоиде, часто обладающих миароловой текстурой. Наконец, очень характерно нахождение биотита в кристаллах эгирин-авгита, часто в значительной мере тонко прорастающего чешуйками биотита. При микроскопическом исследовании видно, как биотит развивается за счет эгирин-авгита, проникая в него в виде тонких пластинчатых кристалликов и агрегатов. Оптические свойства биотита обычны для этого минерала.

**Ф л о г о п и т.** Несколько зерен флогопита было встречено мною при изучении эгирин-авгита из шлировых богатых кальцитом участков. Так же как и биотит, флогопит был отмечен развивающимся в виде мелких пластинок и агрегатов по эгирин-авгиту. Минерал имеет коричневатожелтый цвет и обладает плеохроизмом: по  $N_g$  буровато-желтый; по  $N_p$  желтоватый, почти бесцветный;  $2V = 3-5^\circ$ ;  $N_g - N_p = 0.034$  (компенсатором Берека).

**Т и т а н и т.** По богатству титанитом и по величине кристаллов его пегматитовые жилы группы копей № 15 (особенно копь № 15 сфеновая) овляются наилучшими из копей Ильменских гор. В копи № 15 титанит образует шлировые выделения в меланократовом эгирин-авгитовом пегматите совместно с роговой обманкой, микроклином, апатитом, кварцем, альбитом. В. И. Крыжановским были добыты в 1912 г. крупные темно-бурые кристаллы размером до  $12 \times 8$  см. Непосредственно в пегматоидных жилах, обогащенных сульфидами, сфен обычно встречается в виде более мелкой кристаллической вкрапленности и реже — пластинчатых бурых кристаллов. Обогащенными титанитом являются также биотитовые оторочки вокруг пегматоидных тел. Анализ бурого титанита, проведенный Л. Э. Кауфман по материалам В. И. Крыжановского [3,10], приведен в работе Э. М. Бонштедт.

Данные анализа показывают, что бурый титанит копи № 15 следует отнести к разновидности, известной под названием гротит [3].

**А п а т и т** — обычный и очень характерный для описываемых жил минерал. Его находят в форме неправильных зерен, зернистых агрегатов тонких призматических кристалликов и очень редко — в форме резорбированных кристаллов до 5—6 см в длину. Цвет минерала варьирует от почти бесцветного до бледнозеленого. Наиболее крупные скопления апатита связаны с меланократовыми участками жил миаролитовой текстуры, где апатит, образуя крупнозернистые скопления зеленоватого цвета

тесно ассоциирует с кальцитом и другими минералами, заполняющими миаролы. Апатит наблюдался также в парагенезисе со скаполитом (тонкие призматические зерна), с пиритом и другими сульфидами в трещинах (зеленоватые мелкие зерна), иногда в парагенезисе с гейландитом. При микроскопическом исследовании обнаружен также тонкий призматический апатит в эгирин-авгите, микроклине и др., а также в парагенезисе с флюоритом. Исследованные оптические свойства оказались обычными для фтор-апатита. Химического изучения апатита с данных копей не производилось.

Описанными минералами, вместе с опубликованными в старых работах, исчерпывается парагенезис сиенитовых пегматитов, вскрытых группой копей № 15. Кроме этих минералов М. П. Мельников [14] указывает на хлорит, имеющийся в незначительном количестве, И. В. Крыжановский [10] — на гематит в тонких налетах на полевом шпате и М. В. Агафонов — на вторичный мусковит (жилбертит) и лейкоксен в виде корочек на сфене.

В 1942 г. геологом Л. И. Лобовой на более глубоких горизонтах в высячем боку пегматитовой жилы № 1 и 2, на ее контакте, в серии вмещающих амфиболитов и кварцитовидных гнейсов был встречен пропласток перекристаллизованной известняковой породы, оказавшей весьма интересной по установленным в ней контактным изменениям. Порода эта при исследовании обнаруживает все переходы от типичного мраморизованного контактного известняка до сплошного силикатного, преимущественно пироксено-скаполитово-рогообманкового и флогопитового скарна. Структура известняка, повторяющего сланцеватость амфиболитов и гнейсов, и состав, обнаруживающий значительное содержание доломитовой молекулы,<sup>1</sup> в отличие от кальцита в миаролах пегматита, не оставляет сомнения в осадочном происхождении первоначальной породы, впоследствии мраморизованной и скарнированной на контакте с пегматитом. Этот первый случай нахождения известняков среди метаморфизованной серии амфиболитов осадочного, по Н. Н. Смирнову [17], происхождения, безусловно заслуживает быть отмеченным и реально ставит вопрос о возможном вхождении известняков в ту мощную осадочную серию, за счет которой образовались амфиболиты и другие метаморфические породы Ильмен.

Просмотр шлифов показал, что скарнированный известняк представляет собою средне- и мелкозернистую серовато-белую породу, иногда с плоско-полосчатым расположением чешуек флогопита. Листочки и скопления флогопита достигают размера 5×5 см, обычно же 3×3 до 5×5 мм. В массе породы среди зерен кальцита видны включения бесцветных и слабо зеленоватых силикатов, а также наблюдается мелкая вкрапленность

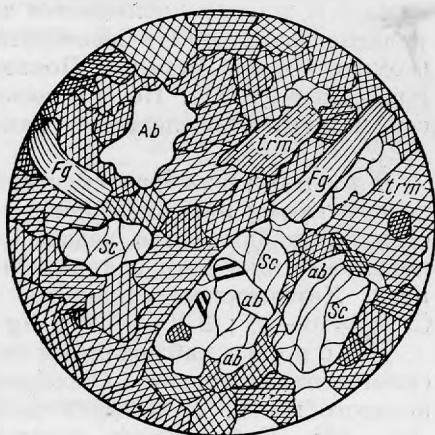


Рис. 6. Копь № 15. Контактный карбонатный скарн с флогопитом (Fg), тремолитом (trm), плагиоклазом (Ab) и развивающимся по последнему скаполитом (Sc). Никели скрещены. Ув. 80.

<sup>1</sup> Предварительные данные анализа, приведенного И. Д. Старынкевич-Борнемай, любезно сообщены мне Л. И. Лобовой.

сульфидов, главным образом мелкого ангедрального пирротина и зерен пирита, часто проникающего в трещинки силикатов. При микроскопическом исследовании главная масса породы оказывается состоящей из кальцита и силикатов в различных соотношениях (рис. 6).

**К а л ь ц и т** обычно образует неравномернозернистый агрегат мраморовидной структуры. Почти во всех зернах наблюдается двойниковая структура скольжения. В зернах кальцита наблюдаются, с одной стороны, пойкилитовые включения зерен силикатных минералов, с другой стороны, наоборот, кальцитовые агрегаты наблюдаются в силикатах, где они как бы залечивают трещинки. Микрохимическое исследование на Mg дало положительный результат.

**Ф л о г о п и т** — очень распространенный минерал в карбонатном скарне. Цвет его бронзово-желтый. Он образует крупные скопления, мелкие пластинчатые, изогнутые, иногда расчлененные листочки. Вдоль трещинок спайности проникают узкие участки кальцита. Плеохроизм очень слабый и хорошо наблюдается только в толстых пластинках; по Ng буровато-желтый; по Np желтоватый;  $2V$  от 0 до  $-3^\circ$ .  $Ng - Np = 0.032$  (компенсатором Берека). Показатели преломления:  $Ng = 1.594 \pm 0.004$ ;  $Np = 1.558 \pm 0.004$ . По оптическим данным флогопит должен быть отнесен к почти безжелезистой разновидности К-На магнезиальной слюды [12].

**Т р е м о л и т** образует совершенно бесцветные с неправильными, иногда округлыми краями зерна в кальците. Идиоморфные вытянутые кристаллики наблюдаются редко. Тремолит является одним из главных минералов силикатного скарна. Он содержит включения флогопита и кальцита. Характерная спайность по (110) под  $\angle 56^\circ$ . Погасание косое:  $C: Ng = 16-18^\circ$ ;  $2V = -76^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.018$  (компенсатором Берека).

**Д и о п с и д** наблюдался в скарнах, почти нацело состоящих из одних силикатных минералов. Он образует столбчатые и шестоватые зерна зеленоватого цвета. В шлифах диопсид бесцветен. Спайность по (110) под  $\angle \sim 88^\circ$ . Наблюдались двойники по (100). Минерал двусный, положительный;  $2V + \sim 70^\circ$ ;  $C: Ng = 38-40^\circ$ . Показатели преломления:  $Ng = 1.700 \pm 0.003$ ;  $Np = 1.662 \pm 0.004$ ;  $Ng - Np = 0.038$ .

**С к а п о л и т** образует крупные (до 1 см), часто идиоморфные, иногда резорбированные кристаллы, обычно с закругленными ребрами. Он содержит неправильные включения олигоклаза, резорбированные, округлые зерна кальцита, обрывки зерен флогопита и очень редко мелкий апатит. Разорванные кристаллы залечиваются кальцитом. В сечениях  $\perp$  оптической оси (001) наблюдались грани  $a$  (100) и  $m$  (110), дающие в сечении восьмигранник. Спайность хорошая по (100). Минерал одноосный отрицательный. Погасание прямое;  $N\varepsilon \parallel C$ ; знак зоны — минус.  $N\omega - N\varepsilon = 0.015$  (компенсатором Берека); указанные константы относят скаполит к мицдонитовому ряду.

**Н е и з в е с т н ы й м и н е р а л**. В скаполите при макроскопическом изучении наблюдались очень мелкие, правильно огранные и ориентированные вполне параллельно эллипсоиду скаполита, многочисленные кристаллические включения розоватого цвета. Ng и Np включений значительно меньше таковых же у скаполита (т. е. меньше 1.54). Двупреломление включений очень слабое, но отчетливое:  $N\omega - N\varepsilon = \sim 0.004$ . Погасание прямое. Удлинение отрицательное. Оптическая ось минерала совпадает с осью C и с  $N\varepsilon$ , т. е. минерал оптически одноосный отрицательный. В разрезах перпендикулярно C наблюдаются четкие восьмигранные очертания граней призмы; при больших увеличениях видно, что призматические грани покрыты черным порошковатым веществом. В разрезах



\* \* \*

Изложенный выше материал по изучению минералогического состава и парагенетических взаимоотношений своеобразных сиенит-пегматитовых образований группы копей № 15 позволяет сделать некоторые обобщения касающиеся процессов формирования пегматоидных тел. На основании изучения парагенетического соотношения минералов в шлифах и образцах можно наметить следующие стадии процессов минералообразования.

**I с т а д и я** обнимает собой начальные геофазы процесса и сводится к последовательной кристаллизации твердых фаз — минералов, из остаточного обособившегося пегматоидного расплава (телокристаллизация). Это собственно пегматитовый процесс, характеризующийся образованием грубозернистых структур, кристаллизацией главных силикатных минералов, насыщающих остаточный расплав в тех или иных соотношениях, и, наконец, структурно-пространственное обособление главных зон — аплитовидной и мелкозернистой у зальбандов и пегматоидной, составляющей главную массу жилы. Характерными для этой стадии текстурами будут плотные массивные от мелкозернистых до грубозернистых пегматоидных, в зависимости от пространственного расположения кристаллизующихся агрегатов. В изученных пегматитах к этой стадии в отношении кристаллизацию следующих минералов: эгирин-авгит I, микроклин-пертит I, альбит-олигоклаз, апатит I, кварц I (аплитовидных зон) и акцессорные минералы. Таким образом, на первой стадии процесса кристаллизуются минералы, составляющие, несомненно, и главную часть исходной «материнской» магмы, и также некоторые минералы, пределы растворимости которых в силикатном расплаве низки, а решетки устойчивы при высоких температурах (А. Е. Ферсман [20]; Г. Бьёрликке [23]). Эта стадия, несомненно, отвечает тому, что в американской литературе принято считать отдельным типом «магматических» пегматитов. Главными элементами, определяющими геохимию этой стадии, являются O, Si, Al, Na, K, Ca, Mg, Fe<sup>2+</sup>, P, Ti. Согласно классификации А. Е. Ферсмана [20], главные элементы этой стадии относятся к основным элементам расплава и частично рассеянным элементам, накапливающимся в остаточном расплаве благодаря низким кларкам. Типичные пневматолиты и летучие комплексы на этой стадии остаются в расплаве и накапливаются по мере выпадения твердых фаз. Очень характерной особенностью именно этого пегматита является недостаток калия и избыток Ca, Mg и Fe<sup>2+</sup>, благодаря чему образуется не обычная для пегматитов слюда (биотит), а богатый диоксидовой молекулой эгирин-авгит. Это же сказывается и в характерном очень раннем, как отмечал А. Н. Заварицкий [5], замещении K-Na микроклин-пертитов плагиоклазами олигоклазового ряда.

**II с т а д и я** происходит при активном участии газовой фазы как в кристаллизации новых твердых фаз минералов, так и в замещении минералов I стадии благодаря изменившимся условиям равновесия между пневматолитом, с одной стороны, и раствором и выкристаллизовавшимися минералами, с другой. Характеризуется главным образом широко развитыми процессами метасоматоза (в широком смысле) и кристаллизацией минералов, содержащих летучие. Насыщенность газовой фазой предопределяет главную кристаллизацию минералов этой стадии в участках с миароловой текстурой: совершаются заполнение миарол, метасоматические замещения минералов в участках, примыкающих к миаролам, кристаллизация по трещинам, в промежутках между ранее отложившимися минералами, и, наконец, активные обменные реакции с вмещающими породами, с каталитическим участием галоидных летучих производных [4]. Обра-

зование минералов, относимых мною к этой стадии, представляется мне в следующем виде:

а) Заканчивающаяся телокристаллизация из жидкой фазы в изменившихся условиях равновесия системы: эгирин-авгит II (с большим содержанием эгириновой молекулы), плагиоклаз и биотит I (?).

б) Кристаллизация минералов, связывающих летучие; выпадение новых фаз, связанных с насыщением раствора новыми компонентами, заимствованными при реакционном обмене с вмещающими породами, и широкое развитие метасоматического замещения как ранее выделившихся минералов, так и минералов вмещающих пород помощью фракционной дистилляции летучих и реакций двойного обмена с вмещающими породами при каталитическом воздействии галоидных производных; наконец, образование, благодаря понижению температуры, устойчивых решеток карбоната ниже критической точки диссоциации  $\text{CaCO}_3$  (~550°; см. А. Е. Ферсман [20]; В. Линдгрэн [13]). Относящиеся сюда минералы являются главными для II стадии формирования пегматитовых жил и представлены следующими видами: биотит II — образование биотитовых оторочек «слюдита» на контактах с амфиболитами, замещение эгирин-авгита и кристаллизация в миароловых участках. Гастингсит I и II — замещение эгирин-авгита и кристаллизация в миаролах; флогопит — замещение (?) эгирин-авгита; альбит II — замещение микроклин-пертита и др.; апатит II — кристаллизация в миароловых участках, трещинках и замещенных шлирах; сфен I — кристаллизация в реакционных «слюдитовых» оторочках, миароловых участках и шлирах, богатых щелочными землями; сульфиды I генерации — в миароловых участках, шлирах и трещинках; магнетит — в миароловых участках; ильменит — в миароловых участках; кальцит I — в миароловых участках, пустотках и прожилках, корродирующей силикаты; скаполит замещает микроклинпертит.

в) Остаточная кристаллизация главных компонентов исходного раствора. Очень характерный для пегматитов скрещения процесс «самоочистки» раствора, согласно А. Е. Ферсману [20] всегда заканчивается остаточной кристаллизацией главных компонентов «чистой» линии. Это явление наблюдается, повидимому, и в рассматриваемом нами пегматите. Действительно, и М. В. Агафонов отмечает поздние сегрегации, иногда прожилки (?) в центральной части жил, состоящие из сероватого кварца, микроклина и плагиоклазов. Таковые наблюдались и мною в образцах музея Ильменского заповедника. Относящиеся сюда минералы — кварц II, микроклин II и, быть может, олигоклаз (?).

Эта стадия по характеристике процесса, несомненно, отвечает «гидротермально-пневматолитическим» или пегматитам замещения О. Андерсена [22], Ф. Хесса [27] и других сторонников гипотезы метасоматического образования определенных типов пегматитов и соответствует пневматолитическим геофазам А. Е. Ферсмана [20]. Однако рассмотрение парагенезиса минералов показывает, что для его объяснения мы не нуждаемся в каком-то непрерывном притоке изменяющихся магматических эксгалаций и все изменения могут быть объяснены а) контаминацией вещества разными путями извне, т. е. из боковых пород, и б) явлениями переотложения новых групп минералов благодаря изменившимся соотношениям между летучими, твердой и жидкой фазами, с одной стороны, и фракционной дистилляции летучих и осаждению их согласно полям устойчивости, пределов растворимости и насыщенности, согласно с законом действующих масс, с другой. Главными элементами, характеризующими геохимию этой стадии, будут: O, Si, Al, Na, K, Ca, Mg, Fe'', Fe''', Ti, P, H, S, C, F, Cl. При сравнении со списком элементов I стадии процесса, в отно-

шении ведущих элементов наблюдается, разумеется, большое сходство. Однако резко бросается в глаза наличие летучих элементов (образующих легколетучие соединения — пневматолиты), и при анализе парагенезиса наблюдается иное соотношение между главными группами окислов; так, соотношение между  $R_2O$  и  $RO$  резко меняется в сторону преобладания последних; отношение  $K : Na$  меняется в пользу последнего в собственно пегматитовом теле, так как слюды главным образом образуются вне тела в реакционных оторочках; отсюда альбитизация, появление  $Na$ -роговых обманок и увеличение эгириновой молекулы в позднейших эгирин-авгитах. Исключительно характерным для этой стадии процесса является преобладание  $Ca, Mg, Fe''$  над щелочами. Не говоря о том, что все метасоматические процессы идут в сторону замещения  $Ca - Mg - Fe$  силикатами, широкое развитие сфена и апатита характерно, как известно, для богатых кальцием пегматитов. Наконец, исключительно большое развитие кальцита I, осаждающегося в сравнительно ранних геофазах, также указывает на пересыщение остаточного раствора  $Ca$  и  $CO_2$ , т. е. на значительное отклонение от чистой линии процесса. Выделение в конце этой стадии снова розового микроклина и кварца, т. е. главных минералов «чистой» линии кристаллизации, указывает на известную для пегматитов скрепления [20] геохимическую тенденцию «самоочистки» и стремление к исходному соотношению фаз.

III стадия обнимает собою процессы, совершающиеся за счет реакционных взаимодействий ранее выделившихся минералов с минерализованными водными растворами или за счет выпадения новых систем из тех же водных растворов. Эта стадия заключает в себе главным образом гидротермальные геофазы по А. Е. Ферсману, но однако, несомненно, тесно и постепенно связана с предыдущей II стадией, что особенно подчеркивает А. Н. Заварицкий [5]. Действительно, в точках, близких к критическим температурам воды, и особенно в надкритических растворах несомненна большая насыщенность газовыми фазами, т. е. среда, близкая по характеристике к пневматолиту. С другой стороны, надкритическое состояние воды — главного агента гидротермального процесса — при больших давлениях захватывает широкое температурное поле, собственно неразделимое и сосуществующее с пневматолитом. Особенно характерно повышение критической точки, как показал Н. И. Хитаров [21], для щелочных растворов, т. е. тех, которые, повидимому, и характерны для поздних стадий пегматита. Следствием этого является продолжение кристаллизации некоторых минералов, наблюдаемых как типичные в предыдущей II стадии, однако несколько иного состава, габитуса кристаллов и т. д., что и позволяет выделять их в отдельную генерацию, как бы переходную к настоящим гидротермальным ассоциациям. К таковым минералам мы относим: лучистый гастингсит III, апатит III, сфен II.

Остальной минеральной парагенезис, относимый мною к этой стадии, обычен для собственно гидротермальных процессов. Это прежде всего образование обычных сульфидных минералов, последовательно кристаллизующихся из раствора — пирит (две генерации), сфалерит, пирротин, халькопирит и марказит; образование сопровождающих их минералов — кварца и кальцита поздних генераций, и, наконец, цеолитный процесс, представленный образованием гейландита и стильбита. Геохимическая характеристика III стадии определяется в основном следующими элементами:  $O, Si, Al, Na, Ca, Mg, Fe, Ti, P, Zn, Cu, H, S, C, F$ . При сравнении ряда элементов, характеризующих III стадию процесса, вновь наблюдается значительное сходство его с элементами II стадии, а тем самым и с I стадией, т. е. подчеркивается общность геохимического процесса фор-

мирования пегматитовых тел в целом, что является лишним подтверждением известного положения о замкнутости пегматитового процесса, подчеркиваемого, в противоположность американской школе, А. Е. Ферсманом [20], А. Н. Заварицким [5] и другими русскими исследователями. Однако количественные соотношения элементов в этой стадии естественно будут иными, что наряду с изменениями и физического состояния системы в целом дает иной минеральный парагенезис. Прежде всего усиливается группа халькофилов, благодаря чему образуются характерные сульфидные решетки. В алюмо-силикатах усиливается роль воды, что ведет к образованию цеолитов. Роль летучих постепенно уменьшается, и в конце процесса сохраняются только обычные для гидротерм  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$ .

\* \* \*

Приведенный выше фактический материал позволяет сделать некоторые выводы о ходе генетического процесса, приведшего в рассмотренной выше геологической обстановке к формированию своеобразных, обогащенных сульфидами, эгирин-авгитовых пегматитов района копей № 15. Для решения этого вопроса прежде всего необходимо остановиться на составе получившегося пегматоидного образования и сравнении его с составом непосредственно контактирующих с ним пород. В этом отношении большой интерес представляют приводимые М. В. Агафоновым валовые анализы пегматита и анализы пород из непосредственного контакта, в % (табл. 2).

Таблица 2

	I	II	III	IV	V
$\text{SiO}_2$	75.78	60.63	52.44	66.08	74.56
$\text{TiO}_2$	0.02	0.48	0.86	0.94	0.09
$\text{Al}_2\text{O}_3$	14.08	12.70	13.64	13.33	11.31
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0.84	5.97	4.54	2.90	2.70
$\text{FeO}$	0.12	3.18	7.44	2.94	1.21
$\text{MnO}$	—	0.15	—	—	—
$\text{MgO}$	0.17	1.68	6.84	1.34	0.49
$\text{CaO}$	0.02	2.37	7.90	2.76	0.80
$\text{K}_2\text{O}$	3.54	4.76	1.15	2.62	4.68
$\text{Na}_2\text{O}$	5.78	5.57	4.24	5.51	3.96
$\text{H}_2\text{O}^{+110}$	0.01	—	0.80	0.16	—
$\text{H}_2\text{O}^{-110}$	0.05	0.12	0.12	0.11	0.19
$\text{P}_2\text{O}_5$	—	—	0.14	0.42	Следы
S	0.12	0.15	—	0.04	»
Пот. при прок.	—	0.13	—	—	0.29
<b>Σ</b>	<b>100.53</b>	<b>98.07</b>	<b>100.11</b>	<b>99.15</b>	<b>100.28</b>
	9.0 $\text{SiO}_2 \cdot$ $\cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot$ $\cdot 0.99\text{RO};$ $\alpha = 4.5;$ $\text{R}_2\text{O} : \text{RO} =$ $= 16.4 : 1$	6.3 $\text{SiO}_2 \cdot$ $\cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot$ $\cdot 1.6 \text{RO};$ $\alpha = 2.7;$ $\text{R}_2\text{O} : \text{RO} =$ $= 1.1.1$	5.4 $\text{SiO}_2 \cdot$ $\cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot$ $\cdot 3.2 \text{RO};$ $\alpha = 1.7;$ $\text{R}_2\text{O} : \text{RO} =$ $= 1 : 5.3$	7.5 $\text{SiO}_2 \cdot$ $\cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot$ $\cdot 1.7 \text{RO};$ $\alpha = 3.3;$ $\text{R}_2\text{O} : \text{RO} =$ $= 1 : 1.2$	9.6 $\text{SiO}_2 \cdot$ $\cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot$ $\cdot 1.4 \text{RO};$ $\alpha = 4.4;$ $\text{R}_2\text{O} : \text{RO} =$ $= 1.6 : 1$

I. Лейкократовый пегматит, копь № 15—III. Аналитик А. В. Помосов.

II. Меланократовый пегматит, копь № 15—III. Аналитик А. В. Помосов.

III. Амфиболит, вмещающий пегматитовые жилы, копь № 15, шурф 2. Аналитик К. П. Гонибесова.

IV. Кварцевый эгирин-авгитовый сиенит, копь № 15, северный штрек. Аналитик К. П. Гонибесова.

V. Гранито-гнейс, копь № 15, канава № 2. Аналитик К. П. Гонибесова.



Из сопоставления анализов можно сделать следующие выводы:

1) По коэффициенту кислотности, соотношению между щелочами и щелочными землями пегматит, особенно в лейкократовых частях, резко отличается от нормального типа сиенитовых пород Ильменских гор. Только меланократовые участки пегматитового тела, значительно обогащенные против среднего состава щелочными землями и соответственно обедненные  $\text{SiO}_2$ , приближаются по составу к обычным сиенитам и даже кварцевому сиениту, т. е. к породе, заведомо обогащенной против среднего состава окисью кремния и с нормальным для этих пород соотношением  $\text{R}_2\text{O} : \text{RO}$ .

2) Лейкократовый пегматит очень близок по химической характеристике к гранит-аплиту (Г. Розенбуш [16]), что позволяет говорить о близости среднего состава пегматита к среднему составу гранитов и к составу гранитовых пород Ильменских гор.

3) Амфиболиты по отношению к пегматиту являются породами резко недонасыщенными кремневой кислотой, пересыщенными щелочными землями и бедными щелочами, особенно калием.

Независимо от того, считать ли пегматит телом, закристаллизовавшимся из внедрившегося остаточного расплава, или породой, образовавшейся за счет селективной перекристаллизации участка магматической породы, насыщенного минерализаторами, несомненно, что на соприкосновении таких двух разнородных сред, как вмещающие амфиболиты и образующийся пегматит, должны возникнуть реакционные явления. Частично я упоминал, что таковые, действительно, наблюдаются как в образовании биотитовых оторочек, так и в скарнировании известняковых участков. Характер этих реакционных явлений может быть сведен в виде следующей таблицы (табл. 3).

Неизменная порода	Минералогический состав	Геохимич. характеристика	Контактовая (реакционная) порода
Амфиболит	Роговая обманка, диопсид, плагиоклаз (микроклин-пертит), (биотит), (кварц), (сфен), (апатит)	O, Si, Al, Mg, Ca, Fe, Na, (K), (Ti), (P), $\text{H}_2\text{O}$	Биотитовый «слюдит»
Доломитовый известняк	Кальцит, доломит	Ca, Mg, $\text{CO}_2$	Силикатный скарн

Примечание. В скобках поставлены аксессуарные минералы и элементы.

При рассмотрении этой таблицы нетрудно заметить, что реакционные воздействия пегматитового тела на вмещающие породы ближе всего отвечают процессу так называемой десиликации гранитного пегматита, приводящему к образованию десилицированных карбонатных и других типов «пегматита скрещения» в зависимости от характера вмещающих пород, количества и качественного состава летучих и т. д. Процесс десиликации гранитных пегматитов с образованием «пегматитов скрещения», рассмотренный в работе А. Е. Ферсмана [20] и особенно подробно в работе К. А. Власова [4] как в отношении изменения вмещающих пород, так и в

отношении состава получившегося пегматита, вполне отвечает данным, полученным мною при изучении пегматита группы копей № 15. Действительно: 1) геологическое положение пегматитовых тел, внедрившихся в толщу амфиболитов и гнейсов с прослоями карбонатных пород и кварцита, вполне отвечает положению о нахождении десилицированных пегматитов только в толще железо-магнезиальных или карбонатных пород; 2) анализы пегматитовой породы, правда, уже измененной против первоначального состава в сторону обогащения щелочными землями, все же показывают на близкое ее сходство с производными гранитной группы; 3) минеральный парагенезис пегматитовых жил как в отношении состава, так и в отношении порядка кристаллизации значительно уклоняется от типа гранитных пегматитов «чистой» линии по классификации А. Е. Ферсмана [20] и приближается к так называемому промежуточному («Intermediate») типу комплексных пегматитов К. Ландеса [28], с развитием кальцита, сульфидов и др., которые, повидимому, в большинстве случаев и относятся к контактным десилицированным пегматитам. Характерной чертой изученного пегматита является подавляющее преобладание в меланократовой части богатого диопсидовой молекулой эгирин-авгита, раннее замещение К-полевых шпатов плагиоклазом, чрезвычайное развитие процессов замещения пироксена в пневматолитовой стадии роговыми обманками, биотитом и флогопитом, развитие миаролового процесса с крупными выделениями кальцита и апатита, скопления сфена, флюорита, наличие скаполитизации, остаточная кристаллизация микроклина и кварца, наличие сульфидов, характерные шпировые текстуры — все это целиком отвечает контактному типу пегматитов скрещения, выделяемых А. Е. Ферсманом. Примеры подобных пегматитов находим главным образом в Канаде. Мно-

Таблица 3

Минералогический состав	Геохимич. характеристика	Элементы привноса	Элементы выноса
Биотит, микроклин, альбит, кварц, сфен (апатит)	O, Si, Al, K, Mg, Fe <sup>II</sup> , Na, Ti, Ca, H <sub>2</sub> O, (P)	K, Ti, Si, H <sub>2</sub> O, (P)	Mg, Fe <sup>II</sup> , (Ca)
Тремолит, флогопит, кальцит, диопсид, скаполит, олигоклаз, (апатит), (магнетит), (сульфиды железа)	O, Si, Al, Ca, Mg, Fe, K, Na, CO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> O, S, Cl, (P), (F)	Si, Al, Fe, K, Na, H <sub>2</sub> O, S, Cl, (P), (F)	Ca, CO <sub>2</sub>

гочисленные примеры богатых кальцитом пегматитов, залегающих главным образом в карбонатных или амфиболит-пироксенитовых сериях среди гнейсов в Гастингсе и Галибуртоне в Канаде, описывает Г. Эльсворт [24]. Характерен парагенезис: кальцит, роговые обманки, пироксен, К-На-полевые шпаты, апатит, флюорит, сфен и др. Автор считает, что пегматиты этого типа образовались за счет ассимиляции известняков пегматитовой магмой. Г. Спенс [31], описывая пироксеновые пегматиты Онтарио и Квебека для жил Mines Branch, Hull'a и др., приводит парагенезис, очень близкий к описываемому мною для копей № 15. Интересно

отметить, что этот тип «карбонатных» и «пироксеновых» пегматитов в месторождениях Канады часто содержит и сульфиды. Очень близкими по типу являются пегматиты апатит-флогопитовых месторождений Квебека, описанные К. Ландесом [29]. Парагенезис жил — пироксен (диопсид), микроклин, кварц, скаполит, сфен, роговые обманки, кальцит, апатит, флогопит, турмалин, флюорит, сульфиды (сфалерит и др.) — очень близок к изученным мною пегматитам. Автор отмечает также широкое развитие процессов замещения пироксена роговыми обманками, слюдами и т. д. в выделяемую им II фазу — микроклин-пегматитовую, т. е. соответствующую выделенной мной II стадии процесса. Образование пегматита К. Ландес связывает с отщеплением расплава, богатого водой, фосфором, кремнием, калием и алюминием, от гранитной магмы, с последующим насыщением его кальцием, магнием и углекислотой за счет вмещающих пород. Некоторые аналогии можно наметить и с образованием контактных пегматитов района Слюдянки. Работы последних исследователей установили связь этих месторождений с гранитными десилицирующими интрузиями [19]. Своеобразные флогопитовые пегматиты по А. Е. Ферману [20] образуются за счет кристаллизации пегматитового расплава, ассимилировавшего доломитовые известняки. По П. В. Калинину [6, 7] процесс образования связан с воздействием пневматолитов и флюидных растворов остаточного гранитного расплава и взаимодействием их с базальными породами — известняками и пироксен-амфиболовыми гнейсами. Этот тип процесса мы находим и в изученных пегматитах, в образовании своеобразных скарнов с парагенезисом, очень близким качественно к Слюдянке. Процессы замещения известняка скарновыми минералами, как видно из генетической таблицы образования скарна (см. табл. 1), я также склонен считать относящимися к пневматолитовой фазе.

Реакционные взаимодействия с вмещающими породами целиком отвечают процессу десиликации. Как показал К. А. Власов [4], образование реакционных зон возможно только в случае внедрения пегматита в железо-магнезиальные или Са-Mg-породы. Поэтому естественно, что именно только в этих случаях проявляются реакционные зоны, а в случае внедрения в гнейсы или сиениты подобных явлений нет и быть не могло. С этой точки зрения совершенно закономерно обогащение пегматитового расплава Mg и Fe<sup>2+</sup> при каталитическом действии HF, обогащение Са за счет ассимиляции диссоциирующей СаСО<sub>3</sub> и, наоборот, — вынос К и частично Si в виде легколетучих и подвижных соединений, с относительным накоплением Na, дающего более труднолетучие соединения. Очевидно, эти процессы должны происходить в фазе пневматолита, т. е. отвечают выделяемой мной II стадии, что и объясняет широкое развитие здесь процессов замещения, разъедания, выделение накаплиющихся избыточных компонентов и т. д. Развитие в биотитовой реакционной кайме кварца и остаточного кварца в пегматите также целиком увязывается с данными К. А. Власова, показавшего, что если десиликация в амфиболитах идет, то зоны талька не образуется, и в биотитовой зоне и в остаточном пегматите наблюдается скопление зерен и линз кварца.

\* \* \*

Изложенные факты и соображения позволяют мне считать эгириновитовый пегматит копей № 15 генетически не сиенитовым пегматитом, а гранитным пегматитом линии скрещения, образовавшимся за счет процесса десиликации. Этим, вероятно, объясняется и редкость этого типа среди образований так называемых сиенитовых пегматитов Ильменских

гор, большинство которых представлено биотит-полевошпатовыми жилами, совершенно иного, более обычного типа. С этой точки зрения представляется интересным изучить все известные эгирин-авгитовые пегматиты и особенно у д. Селянкино, которые, как мне представляется, возможно, относятся также к десилицированным пегматитам скрещения. По классификации А. Е. Ферсмана, пегматиты копи № 15 следует отнести к десилицированным контактным пегматитам линии скрещения (тип XXVIII — карбонатные пегматиты).

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Г. П. Барсанов. Зап. Минер. общ., 1944, № 2—3.
2. Д. С. Белянкин. Очерки по петрографии Ильменских гор. Изв. Полит. инст., 1909, в. 12 и 13.
3. Э. М. Бонштедт. Титанит. Тр. Ломоносов. инст. АН СССР. Минер. Союза, 1934, сер. А, в. 3.
4. К. А. Власов. О теории десиликации гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1938, № 2.
5. А. Н. Заварицкий. Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей. Изд. Ком. по заповедн., М., 1939.
6. П. В. Калинин. Минералы Слюдянского района. Тр. ВИМС, 1939, в. 150. ГОНТИ.
7. П. В. Калинин. Генезис флогопитовых месторождений. Тр. ВИМС, 1939, в. 150, ГОНТИ.
8. В. И. Крыжановский, Е. Д. Ревуцкая. Список минеральных копей, отмеченных на петрографической карте Ильменских гор. Тр. Радиев. экспед. АН, 1915, 3.
9. В. И. Крыжановский, А. И. Гинзбург. Некоторые новые данные к минералогии г. Лохматой в Ильменских горах. Тр. Ильменск. заповедн., 1940, в. II.
10. В. И. Крыжановский. Минералы нефелин-сиенитового комплекса Ильменских гор. Сб. «Ильменский заповедник». Челябинск, 1940.
11. Е. Е. Костылева. Группа пироксенов. Сб. Изд. АН СССР, 1937.
12. Е. Ларсен и Г. Берман. Определение прозрачных минералов под микроскопом. ОНТИ, 1937.
13. Б. Линдгрэн. Минеральные месторождения, в. 3. ОНТИ, 1935.
14. М. П. Мельников. Ильменские минеральные копи. Горн. журн., 1882, I, № 1.
15. К. А. Ненадкевич. Материалы к познанию химического состава минералов России. Тр. Геол. музея, 1907, I.
16. Г. Розенбуш. Описательная петрография. ОНТИ, 1934.
17. Н. Н. Смирнов. Кристаллические сланцы южной части Ильменских гор. Тр. УФАИ, сер. общ., 1933, в. 3.
18. Н. Н. Смирнов. Сиениты восточных предгорий южной части Ильменского хребта. Тр. Ильменск. заповедн., 1940, в. II.
19. А. И. Сулоев. Петрология кристаллического комплекса слюдянского флогопитового района. Тр. ВИМС, 1939, в. 150. ГОНТИ.
20. А. Е. Ферман. Пегматиты, т. I. Изд. 3, АН СССР, 1940.
21. Н. И. Хитаров. К познанию критических явлений в природных процессах. Сов. геол., 1939, 9, № 2.
22. O. A n d e r s e n. Discussion of certain phases of the genesis of pegmatites. Norsk. geol. Tidsskrift, 1931, B. 7.
23. H. B j o r l y k k e. The granit pegmatites of southern Norway. Amer. Miner., 1937, v. 22, N 4.
24. G. E l l s w o r t h. Rare-element minerals of Canada. Econ. geol. Ser. № 11. Canada Dep. Mines, 1932.
25. V. G o l d s c h m i d t. Atlas der Kristallformen. B. IV, 1918; B. VI, 1920. Heidelberg.
26. C. H i n t z e. Handbuch der Mineralogie. B. I, Abt. 1, 1904.
27. F. L. H e s s. Pegmatites. Econom. geol., 1933, v. XXVIII, № 5.
28. K. L a n d e s. Origin and classification of pegmatites. Amer. Miner., 1933, v. 18, № 2—3.
29. K. L a n d e s. Origin of the Quebec phlogopite-apatite deposit. Amer. Miner., 1938, v. 23, № 6.
30. G. R o s e. Mineralogisch-geognostische Reise nach dem Ural. Berlin, 1842, II.
31. H. S. S p e n s e. Pegmatite minerals of Ontario and Quebec. Amer. Miner., 1930, v. 15, № 9—10.
32. A. W i n c h e l l. Elements of optical Mineralogy, II. N. Y., 1933.