

ГЧН

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Т Р У Д Ы
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 29. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 10)

Д. С. КОРЖИНСКИЙ

**БИМЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ФЛОГОПИТОВЫЕ И ЛАЗУРИТОВЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ АРХЕЯ ПРИБАЙКАЛЬЯ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Д. С. КОРЖИНСКИЙ

**БИМЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ФЛОГОПИТОВЫЕ И ЛАЗУРИТОВЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ АРХЕЯ ПРИБАЙКАЛЯ****ПРЕДИСЛОВИЕ**

Флогопитовые и лазуритовые месторождения и связанные с ними теоретические проблемы в течение ряда лет были основной и любимой (хотя и не единственной) темой исследования автора. Это внимание к флогопитовым месторождениям, с одной стороны, было связано с тем, что в СССР архейский алдано-слюдянский комплекс с установленной или возможной флогопитоносностью слагает громадные площади. Открытие за последние годы крупнейших флогопитовых месторождений Алданской плиты и развернутые здесь большие геолого-разведочные работы подтверждают значение и своевременность этой темы с точки зрения промышленности. Но, кроме того, флогопитовые месторождения и родственные им образования Южного Прибайкалья дают совершенно исключительный по разнообразию и полноте материал для познания метасоматических явлений вообще. На основе изучения этого материала автор впервые пришел к ряду новых представлений и методов, которые были затем проверены на других примерах и изложены в отдельных статьях. Именно флогопитовые месторождения внушили автору идею о дифференциальной геохимической подвижности элементов (1936³, 1942 и др.). Здесь же впервые автор применил диаграммы химических потенциалов (фиг. 2 и фиг. 39 этой книги), использованные затем при изучении скарновых месторождений и истолкованные в отдельной статье (1944). Здесь же зародилось представление о метасоматических контакт-реакционных процессах, приведших к образованию флогопитовых и лазуритовых месторождений, т. е. о метасоматическом взаимодействии двух химически неравновесных пород при участии постмагматических растворов. Этот процесс может быть назван также биметасоматическим, так как здесь идет сопряженное замещение двух реагирующих пород, иногда с существенным участием привносимых раствором компонентов. Позднее исследования Турьинских медных рудников и других скарновых месторождений показали, что эти контакт-реакционные (биметасоматические) процессы лежат в основе образования также и скарновых зон. Исследование скарновых месторождений позволило существенно развить теорию контакт-реакционных процессов с физико-химической точки зрения (1945², 1946). Обзор контакт-реакционных или биметасоматических месторождений, к которым кроме указанных отнесены также некоторые корундовые, вермикулитовые, тальковые, нефритовые, жадеитовые и прочие месторождения

в гипербазитах, был автором написан для данной книги, но потом был опубликован отдельно (1941, 1945²) в сокращенном виде. За недостатком места общетеоретические выводы были удалены из этой книги, поскольку они нашли отражение в отдельных статьях.

Таким образом, теоретические воззрения, развиваемые в этой книге, целиком выросли из описываемого здесь материала, а не просто приложены к нему. Поэтому автор надеется, что эта книга представит интерес не только для геологов, занимающихся флогопитовыми месторождениями, но и для всех тех, кто интересуется вопросами теории метасоматических и особенно биметасоматических явлений.

Недостаточное количество иллюстраций в описательных главах отчасти оправдывается наличием их в работах других авторов, упоминаемых в тексте.

Полевые исследования в Южном Прибайкалье велись автором по поручению Центрального научно-исследовательского геолого-разведочного института (Ленинград) в 1933 и 1934 гг., отчасти в 1935 и 1938 гг. В работах 1933 г. принимала участие геолог Н. М. Кеппен, а в 1933 и 1934 гг. прораб Г. В. Успенский (во всех случаях, когда ниже будет приведено измерение или наблюдение, сделанное не лично мною, будет сделана соответствующая оговорка). Главным результатом этих исследований, законченных в стенах Института геологических наук Академии Наук СССР, являются две тесно между собою связанные монографии, а именно: книга «Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири» (Труды ИГН, вып. 61, 1945) и предлагаемое исследование реакционно-метасоматических образований Южного Прибайкалья; эти две работы можно рассматривать как два тома одного труда. Однако наиболее необходимые сведения из первой работы будут здесь кратко повторены.

Приводимые в этой работе номера образцов отвечают номерам шлифов и номерам по полевому дневнику. Соответствующая коллекция хранится в Центральном геологическом музее им. Ф. Н. Чернышева (Ленинград) под № 4503. Коллекция по Лиственичному району носит музейный № 4878, всегда указываемый в тексте. Шлифы хранятся в шлифотеке того же музея, а полевые дневники — в Центральной геологической библиотеке (Ленинград). Ряд образцов, не имевших шлифов, исследован в порошке иммерзионным методом. На всех диаграммах составы, нанесенные по данным химического анализа, обозначены кружком с крестиком, а нанесенные по примерному минералогическому составу — кружком без крестика. Химические анализы, кроме особо оговоренных случаев, выполнены в Геохимическом секторе ЦНИГРИ. В конце работы приложено объяснение символов минералов.

Большинство описываемых в этой работе месторождений расположено в бассейне нижнего течения р. Слюдянки, впадающей с ЮЮЗ в озеро Байкал в крайнем юго-западном углу его. В устье р. Слюдянки лежит город и железнодорожная станция Слюдянка, вблизи которых, на расстоянии 2—4 км от вокзала, находятся все флогопитовые рудники. Мало-Быстринское месторождение лазурита удалено от г. Слюдянки на 22 км (по прямой линии) на ЮЮЗ. Район с. Лиственичного, для которого будут описаны непромышленные флогопитовые месторождения, лежит восточнее истока из озера Байкала р. Ангары, в 75 км к ВСВ от г. Слюдянки.

За внимательное редактирование выражаю благодарность профессору И. А. Преображенскому и Н. И. Берлингу.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК АРХЕЯ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

1. Общая стратиграфия и петрология

§ 1. Все описываемые в этом труде месторождения подчинены архейскому алдано-слюдянскому комплексу, общая характеристика которого, как и других комплексов докембрия, дана в предыдущей моей монографии (1945¹). Последовательность образования этого комплекса в схеме такова:

1. Отложение осадочных, быть может, частью и вулканогеновых толщ.

2. Внедрение небольших габбро-диабазовых и ультраосновных интрузий.

3. Складчатость и глубинная инъекция гранитной магмы, сопровождаемые полной перекристаллизацией всех более древних пород, включая и габбро-диабазы. С этой же стадией связано и образование всех описываемых ниже месторождений.

В составе метаморфической толщи архея Южного Прибайкалья видную роль играют мраморы. По данным А. И. Сулоева (1939), в бассейне р. Слюдянки суммарная мощность мраморов 560 м, т. е. 46,5% от мощности всей развитой здесь толщи архейских пород. Эти мраморы преимущественно являются чистыми доломитами, в то время как кальцитовые мраморы и кальцифиры значительно менее распространены. Широко развиты биотитовые и биотит-альмандиновые гнейсы (частью с кордиеритом и силлиманитом), легко подвергающиеся мигматизации. Значительным развитием пользуются диопсидовые и гиперстеновые гнейсы, частью бескварцевые. Характерной для бассейна р. Слюдянки породой являются пироксеновые параамфиболиты (пироксен-рогово-обманковые бескварцевые гнейсы), с которыми связаны некоторые флогопитовые месторождения. Правильное пластовое залегание и известковые прослойки доказывают осадочное происхождение этих пород, которые по составу напоминают габброиды. Наконец, довольно обычные своеобразные полосатые кварциты с прослоями диопсидовой породы. Они ассоциируются с доломитами и произошли, повидимому, за счет кремнистой или кварцевой осадочной породы с прослоечками доломита. Они богаты апатитом, иногда содержат даже прослоечки мелкозернистой голубой апатитовой породы. В этих же породах встречается лавровит (ванадий и хромсодержащий диопсид), а изредка фиолетовый флюорит. Концентрация фосфора, ванадия, хрома и фтора связана здесь, очевидно, с осадочными процессами. Особенности метаморфизма всех этих пород рассмотрены в моей монографии (1945¹).

Ряд метасоматических пород описан в главе о флогопитовых месторождениях (диопсидовые, диопсид-скаполитовые и пр.).

Габбро-диабазы дают мелкие штоки и жилы, а ультраосновные породы — пластовые жилы и линзы среди осадочной метаморфизованной толщи. Они прорвакы гранитами и метаморфизованы наравне со всеми другими породами, только изредка сохраняя реликтовую офитовую структуру. В значительной степени они изменили также и свой состав благодаря явлениям мигматизации, связанным с воздействием гранитов. При мигматизации в них происходит развитие ортоклаза, что дало повод Сулоеву (1939) и Калинин (1939) к неправильному толкованию этих мигматизированных габбро-диабазов как пироксеновых сиенитов, монцонитов, лампрофиров. Никакой генетической связи с гранитоидами эти габбро-диабазы не имеют, как можно судить по отсутствию соединительных звеньев между ними и по тому, что внедрение

габбро-диабазов произошло в габбиссальных условиях (резкие контакты, нередко мелкозернистая диабазовая или бластоофитовая структура), а гранитов — в весьма глубинных условиях.

Граниты инфицируют осадочную толщу археозоя на всей площади ее развития, давая местами небольшие массивы. Весьма обильны согласные и секущие жилы гранит-пегматитов и пегматитов.

Нормальный тип гранитов алдано-слюдянского (архейского) комплекса — это аляскитовые биотитовые средне- и крупнозернистые граниты, в которых ортоклаз или микроклин-пертит резко преобладает над олигоклазом (см. в приложении их анализы). Для этих гранитов характерен розовый или красный цвет, который сменяется белым при залегании гранитов среди пород, бедных железом (мраморы) или бедных железом в окисной форме (альмадиновые гнейсы и пр.).

Характерной чертой гранитной интрузии является то, что связанные с нею в небольшом количестве более основные производные — гранодиориты, сиениты, кварцевые диориты — всегда возникают в явной связи с ассимиляцией или мигматизацией боковых пород и никогда не имеют характера дифференциатов. Совершенно отсутствуют также лампрофиры. Эти особенности общи для гранитоидных интрузий весьма глубоких фаций в отличие от интрузий малых глубин. Характерны также отсутствие в жильной свите гранит-порфировых разностей и редкость аплитов.

Граниты комплекса безусловно не являются палингенными, как этого можно было бы ожидать для столь глубинного комплекса. Это доказываются их весьма лейкскратовым (алаяскитовым) составом, совершенно не соответствующим среднему составу вмещающих пород, причем это различие не может быть объяснено избирательным плавлением, так как вблизи гранитов боковые породы обогащаются компонентами гранита, а не обедняются ими, как было бы при избирательном плавлении. Однообразие состава гранита в более крупных массивах на громадных протяжениях независимо от боковых пород тоже говорит за интрузивный их характер.

При метасоматическом замещении гранитов и пегматитов, залегающих в доломитах, закономерности ассоциации минералов не изменяются заметным образом сравнительно с теми, которые имеют место при метаморфизме всего комплекса, как это показано в моей работе (1945¹). Следовательно, кристаллизация и замещение пегматитов и гранитов происходили в условиях той же фации глубинности, что и общий метаморфизм осадочных пород комплекса.

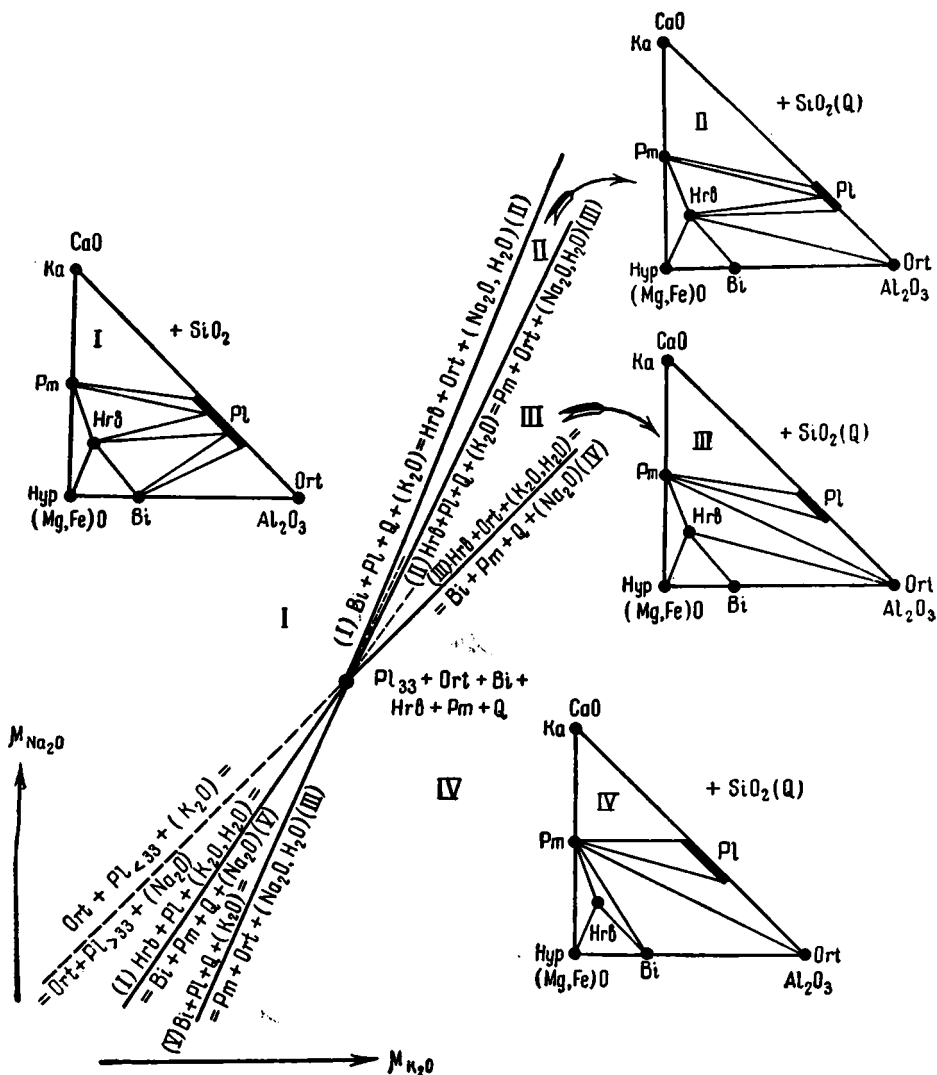
2. Типы гранитов и пегматитов, роль щелочности

§ 2. Процессы ассимиляции и мигматизации боковых пород протекают в разных участках различным образом. Различны также типы пегматитов, связанных с гранитами. Выяснение причин этого разнообразия представляет особый интерес, и на нем мы остановимся подробнее.

Исследование закономерностей ассоциации минералов в мигматитах и гибридизированных гранитах приводит к заключению, что при их образовании щелочи вели себя вполне подвижным образом, т. е. так, что в каждом данном участке их содержание в породе всегда является функцией соотношения менее подвижных компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , FeO , CaO). В силу этого возможные минералогические составы пород, насыщенных кремнеземом и обладающих некоторым средним отношением содержаний $\text{FeO} : \text{MgO}$, могут быть представлены для каждого данного участка некоторой трехкомпонентной диаграммой с компонентами $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$. На фиг. 1 дано четыре таких диаграммы, изображающих разные соотношения между обычными ми-

нералами насыщенных кремнеземом гранитоидов и мигматитов алдао-слюдянского комплекса: ортоклазом, микроклином или пертитом (символ Ort), плагиоклазом (Pl), биотитом (Bi), роговой обманкой (Hrb), диспидом или диопсид-авгитом (Di).

Нормальным для Слюдянского района и вообще для гранитоидов алдао-слюдянского комплекса является случай, изображаемый диаграммой I в левой части фиг. 1. В самих гранитах осуществляется ас-



Фиг. 1. Типы парагенезисов в гранитоидах в зависимости от химических потенциалов калия (абсцисса) и натрия (ордината).

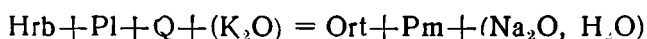
социация ортоклаза или микроклина с кварцем, средним олигоклазом, биотитом, магнетитом и пр., что соответствует треугольнику Ort — Pl — Bi диаграммы I фиг. 1. При мигматизации этими гранитами основных пород, например диопсид-плагиоклазовых сланцев, пироксен сохраняется только при наличии основного плагиоклаза (ассоциация Pm — Pl диаграммы I фиг. 1). По мере мигматизации плагиоклаз становится все более кислым, а пироксен замещается роговой обманкой. Ортоклаз по-

является вслед за олигоклазом, и с появлением ортоклаза роговая обманка замещается биотитом. Здесь следовательно имеет место обычная последовательность замещения при мигматизации: клинопироксен → роговая обманка биотит и основной плагиоклаз → кислый плагиоклаз.

Если происходит ассимиляция или мигматизация магмой нормальной щелочности известкового или основного материала (например пироксеновых амфиболитов), то вместо ортоклаза из магмы будет выкристаллизовываться плагиоклаз, в силу чего калий, нормально входящий в состав ортоклаза, будет накапливаться в магматическом остатке, а натрий, наоборот, будет осаждаться (в составе плагиоклаза) в большей степени, чем при отсутствии ассимиляции. При ассимиляции большого количества богатого кальцием материала концентрация калия в незастигшей части магмы может повыситься в такой степени, что произойдет изменение типа ассоциации минералов. Именно, если концентрация калия (при данной концентрации натрия) станет выше, чем это соответствует равновесию:



то реакция пойдет слева направо и ассоциации минералов будут соответствовать диаграмме II фиг. 1. В гранитах и пегматитах этого типа нормальным цветным минералом является роговая обманка, биотит же может появиться лишь при отсутствии плагиоклаза. Как и в нормальных гранитах, пироксен в ассоциации с ортоклазом здесь неустойчив. Дальнейшая ассимиляция известкового материала, вызывая осаждение плагиоклаза вместо ортоклаза, будет попрежнему сопровождаться повышением концентрации калия и понижением натрия в остаточной магме. В силу этого в некоторый момент станет устойчивой правая часть уравнения реакции:



и тогда ассоциации минералов будут подчиняться диаграмме III фиг. 1, соответствующей щелочным калиевым гранитам алдано-слюдянского комплекса. Эти щелочные калиевые граниты сложены обычно микропертитом, кварцем и клинопироксеном. Плагиоклаз часто совершенно отсутствует, но появляется при ассимиляции богатых кальцием пород; роговая обманка здесь возможна только при отсутствии плагиоклаза.

Своеобразны явления мигматизации боковых пород в контактах со щелочными калиевыми гранитами и пегматитами Слюдянского района. При мигматизации, например, биотитовых плагиогнейсов биотит замещается или непосредственно диопсидом, или сначала роговой обманкой, которая затем переходит в диопсид; плагиоклаз при этом замещается ортоклазом или микроклином. Таким образом, для цветных минералов получается обратная нормальної последовательность замещения, а именно: биотит → роговая обманка → диопсид. Причина такого замещения ясна из диаграммы III фиг. 1, поскольку вместо ассоциации $Bi + Pl$ здесь устойчива ассоциация $Pm + Ort$.

При еще более высоком отношении концентрации K_2O к Na_2O становится устойчивой ассоциация $Pm + Bi + Ort$, тогда как роговая обманка в присутствии полевых шпатов становится неустойчивой, как это выражено диаграммой IV фиг. 1; случай этот изредка осуществляется в некоторых пегматитах Слюдянского района.

На фиг. 1, помимо рассмотренных нами отдельных треугольных диаграмм I—IV, построен также пучок соответствующих линий равновесия. В качестве координат здесь взяты химические потенциалы μ оксидов калия (абсцисса) и натрия (ордината). (Возрастанию концентрации всегда отвечает и возрастание химического потенциала данного компо-

нента). При величинах $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ и $\mu_{\text{K}_2\text{O}}$, соответствующих центру пучка, в равновесии одновременно могут находиться все пять рассматриваемых минералов: ортоклаз (Ort), плагиоклаз (Pl), биотит (Bi), роговая обманка (Hrb) и диопсид (Pm) в присутствии также кварца. На линиях пучка в равновесии могут находиться на каждой по четыре минерала, а в секторах между линиями — по три минерала. Каждый сектор характеризуется особой диаграммой, указывающей, какие из тройных ассоциаций рассматриваемых минералов (в присутствии избыточного кварца) устойчивы одновременно; на фиг. 1 показаны четыре (I—IV) из пяти возможных диаграмм.

Выводу этого пучка линий фиг. 1 посвящена отдельная моя статья (1946), к которой и отсылаю за подробностями.

§ 3. Выше мы рассмотрели, как при широко идущих процессах ассимиляции богатых кальцием пород (известняки, габброиды, амфиболиты) нормальная гранитная магма может дать щелочную калиевую остаточную магму. И действительно, наблюдения в Слюдянском районе (как и на Алданской плите) показывают, что щелочные пегматиты и граниты всегда тесно ассоциируются с мраморами.

В то время как на Алданской плите (Коржинский, 1936²) щелочные диопсидовые граниты образуют особые фации гранитных массивов и даже самостоятельные интрузии, в Слюдянском районе они пользуются ничтожным распространением, встречаясь обычно в виде жил в основных породах и мраморах и отсюда заходя в прилежащие породы. Более бросаются в глаза щелочные пегматиты и гранит-пегматиты, жилы которых встречаются в тех же условиях и в особенности распространены около флогопитовых рудников, т. е. в районе устья р. Слюдянки.

Среди мощных толщ биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов щелочные граниты или пегматиты никогда не встречались. Причина этого ясна. Эти породы не содержат того избытка кальция, который может осаждать глинозем магмы в виде плагиоклаза, оставляя свободным калий. Наоборот, отдельные слои этих толщ содержат избыток глинозема в виде силлиманита или кордиерита. Эти минералы в силу подвижности щелочей в магме при мигматизации неустойчивы, замещаясь ортоклазом (силлиманит) или биотитом с ортоклазом (кордиерит), в обоих случаях осаждавая калий магмы. Поэтому смешивание с этими породами понижает концентрацию калия в магме.

Наблюдения показывают, что щелочные калиевые граниты и пегматиты появляются не во всех районах, где мраморы прорываются гранитами алдано-слудянского комплекса, а только в определенных районах, как, например, район флогопитовых месторождений устья Слюдянки, район Мало-Быстринского лазуритового месторождения и пр. В этих районах имеются как нормальные граниты и пегматиты, так и щелочные, причем нормальные секутся щелочными и вместе с тем частично связаны с ними постепенными переходами. В этих же районах наблюдается особо крупная величина зерна в пегматитах, гранитах и метаморфических породах, а метасоматическое взаимодействие между ними и постмагматические явления здесь особо интенсивны. Богатство магмы водой является, повидимому, необходимым для образования щелочных ее фаций. Но, с другой стороны, соответствующая жидкостьность магмы проявляется и в совершенно других условиях, например в участках с мусковитыми пегматитами среди биотит-гранатовых гнейсов, где кристаллы также достигают весьма большой величины. Отсюда можно сделать вывод, что для образования щелочной магмы в алдано-слудянском комплексе необходимы были оба условия: особое богатство магмы водой (что обычно имеет место в верхних частях кристаллизующихся магматических тел) и взаимо-

действие с богатыми кальцием боковыми породами. Жидкостьность магмы, очевидно, обуславливала возможность широкого взаимодействия с основными породами и мраморами и облегчала то перемещение излишнего калия путем диффузии, которое было необходимо для повышения его концентрации в остаточной магме. Отметим, что на юго-востоке от флогопитовых рудников р. Слюдянки, прямо по простираению метаморфических пород, в истоках пади Улунтуй (хребет «Становик») выходит массив гранитов (в расстоянии 1—3 км от рудников). Он дает ряд языков, выклинивающихся по направлению к рудникам. В силу преобладания у гранитов алдано-слюдянского комплекса согласных контактов естественно предположить, что этот массив на глубине продолжается под флогопитоносным участком, обуславливая обилие здесь пегматитов и интенсивность метаморфических и метасоматических процессов.

§ 4. Рассмотрим теперь жильные пегматитовые образования. Мною они изучались лишь попутно и в общих чертах, но все же полученные данные представляют некоторый интерес. Все пегматитовые образования носят высокотемпературный характер. Резко преобладают гранит-пегматиты («ортотектиты»), обладающие грубозернистой гранитной структурой. Гораздо более редки пегматиты с графической структурой, которые впрочем для района флогопитовых рудников довольно обычны. Наконец апографические и пегматоидные структуры, образующиеся за счет высокогидротермальной перекристаллизации пегматитов, пользуются крайне незначительным развитием. Низкотемпературные образования, например гребенчатый альбит, здесь полностью отсутствуют.

Минералогическую классификацию пегматитов удобнее всего производить по полям диаграммы химических потенциалов щелочей фиг. 1, хотя, конечно, эта диаграмма составлена для ограниченной области концентрации и не учитывает ряда второстепенных компонентов. По возрастающей величине химического потенциала калия могут быть выделены следующие типы архейских пегматитов Южного Прибайкалья:

I. Пегматиты пониженной щелочности. Сложены калиевым полевым шпатом, олигоклазом, кварцем, биотитом, часто содержат альмадин, а в эндоконтактных гибридизированных частях могут содержать силлиманит, дистен. При постмагматической перекристаллизации в них легко образуется мусковит. Встречаются исключительно среди биотит-гранатовых гнейсов (среднее течение р. Слюдянки, р. Талая, падь Буровщина и пр.).

II. Пегматиты нормальной для алдано-слюдянского комплекса щелочности (диаграмма I, фиг. 1). Обычно сложены калиевым полевым шпатом, кварцем, незначительным количеством плагиоклаза, биотита. При мигматизации основных пород ортоклаз может полностью замениться плагиоклазом, вместе с тем может появиться роговая обманка и, при основном плагиоклазе, даже клинопироксен. При последовательной кристаллизации все упомянутые минералы могут встретиться в пегматите и одновременно, но при этом должны наблюдаться реакционные отношения между минералами: клинопироксен будет облекаться роговой обманкой, а последняя биотитом. Вообще при установлении как этого, так и других типов во внимание нужно принимать лишь минералы одновременные или совместно-устойчивые.

Граниты и пегматиты этого типа наиболее распространены в алдано-слюдянском комплексе и встречаются здесь во всех породах без исключения.

Нужно сказать, что рассматриваемые нормальные для алдано-слюдянского комплекса пегматиты, гранит-пегматиты и граниты с точки зрения общей петрографии не являются наиболее обычными, а отличаются от среднего типа несколько повышенным химическим потенци-

алом калия. Это выражается в значительном преобладании калиевого полевого шпата над плагиоклазом в нормальных негибридизированных разностях этих пород и в обычном отсутствии в них автометасоматического мусковита (нужно различать метасоматический мусковит и серицит, образующиеся за счет разложения щелочных полевых шпатов при выносе из породы части щелочей, и, с другой стороны, метаморфические серицит и мусковит, образующиеся из анортитовой молекулы плагиоклаза, часто за счет внутренней перегруппировки окислов в породе).

III. Пегматиты слабо повышенной щелочности, характеризующиеся ассоциацией роговая обманка + ортоклаз, согласно диаграмме II фиг. 1. Негибридизированные их разности сложены калиевым полевым шпатом и кварцем с небольшим количеством роговой обманки. В силу ассимиляции или в качестве более ранних минералов, чем ортоклаз и роговая обманка, могут содержаться плагиоклаз и клинопироксен; биотит появляется как более поздний минерал, неустойчивый с плагиоклазом. Мусковит в этих пегматитах никогда не появляется.

В пегматитах слабо повышенной щелочности, именно в роговообманковых и биотит-роговообманковых пегматитах и гранит-пегматитах, весьма распространенным минералом является ортит, образующий в ряде копей у г. Слюдянки крупные кристаллы.

IV. Щелочные калиевые пегматиты, характеризующиеся ассоциацией микропертит + клинопироксен, согласно диаграммам III и IV фиг. 1. Чистые разности пегматитов сложены микропертитом, кварцем и клинопироксеном, зеленым и плеохроирующим в шлифе. Нередки бедные кварцем или бескварцевые разности сиенитового состава. Плагиоклаз обычно совершенно отсутствует, если не считать альбита, входящего в состав микропертита. Однако в гибридных разностях присутствует и плагиоклаз, который, как видно из диаграммы III фиг. 1, устойчив с клинопироксеном и ортоклазом при отсутствии роговой обманки. В пегматитах этого типа много сфена и нередко встречается андрадит, тогда как ортит в них отсутствует или редок.

V. Как крайний тип с наиболее высоким потенциалом калия возможен такой, в котором из магмы одновременно с микропертитом осаждался кальцит. Плагиоклаз в этом типе неустойчив не только в чистых, но и в гибридных разностях (соответствующая диаграмма на фиг. 1 отсутствует). Возможно, что к этому типу относится пегматит копи Зильберминца (пады Улутуш, стрелка второго снизу лога правого склона), содержащий оранжевый кальцит, если этот кальцит действительно относится к магматической стадии, что не вполне ясно.

В этом обзоре пегматитов мы не упоминали менее характерных минералов пегматита — магнетита, циркона, апатита и др. (общее описание пегматитов см. Смирнов, 1928; Сулоев, 1939; Калинин, 1939).

3. Типы контактов гранитов и пегматитов с мраморами

§ 5. Наблюдения в алдано-слудянском комплексе заставляют выделять два типа контактов гранитов и пегматитов с мраморами.

Первый тип проявляется лишь в некоторых контактах полевошпатовых пород с доломитами. Вдоль контакта развиваются реакционные зоны, в которых появляются несвойственные нормальным изверженным породам района минералы — скаполит, лазурит, светлый диопсид и пр. Характерно развитие по нескольку зон, часто мономинеральных или биминеральных, с резкими границами между ними. Положение первичного контакта магмы с доломитом становится неясным или совершенно стирается, тогда как контакт внутренней из этих зон с неизменной или мало измененной изверженной породой обычно выражен весьма

отчетливо. Контакты такого типа весьма своеобразны и встречаются только в отдельных районах развития алдано-слюдянского комплекса пород. Детальное описание и анализ такого типа контактов и составляют содержание предлагаемой работы.

Ряд приводимых в этой работе данных с несомненностью показывает, что, вопреки обычной точке зрения, эти реакционные зоны являются постмагматическими образованиями, возникшими путем метасоматического замещения с одной стороны доломита, а с другой стороны уже совершенно застывшей и способной растрескиваться изверженной породы. Это положение следует из того, что, как правило, замещение гранита и пегматита идет не только вдоль контакта с мрамором, но и вдоль ряда трещин, пересекающих изверженную породу. Метасоматический характер замещения последней ясно виден из структурных отношений минералов; так, например, во многих случаях видно, как крупные кристаллы полевых шпатов по кривой поверхности срезаются тонкозернистым радиально-волокнистым диабловым прорастанием диопсида со скаполитом или диопсида с лазуритом и пр. Весьма показательно и то, что совершенно такие же реакционные зоны возникают вокруг ксенолитов кристаллических сланцев в доломите (см. § 44 — 46) и вообще вдоль контактов кристаллических сланцев с доломитами, т. е. при отсутствии магмы. Далее будет показано, что эти реакционные зоны возникают за счет химического взаимодействия пород, в данном случае полевошпатовых пород с доломитами, причем необходимым условием этого взаимодействия является наличие (циркуляция) здесь постмагматических растворов. Отсюда понятны локальность такого типа взаимодействия и колебание в мощности реакционных зон вдоль одного и того же контакта, вплоть до их выклинивания.

Другой тип контактов гранитоидов и пегматитов с мраморами, в том числе и с доломитами, характеризуется тем, что первичная поверхность контакта сохраняет свою отчетливость, причем изменение изверженной породы от контакта в глубь интрузии происходит вполне постепенно, а не путем резкой смены зон разного состава. В приконтактной части изверженная порода сохраняет свойственную магматическим породам структуру. Сюда относятся, следовательно, неизменные магматические контакты, без существенного проявления постмагматического метасоматического взаимодействия пород.

К сожалению, такого типа контакты не изучены с желаемой полнотой, со специальной их расшлифовкой, и здесь мы можем дать только самое общее их описание.

Кальцитовые мраморы в контакте с гранитоидами алдано-слюдянского комплекса не испытывают никакого изменения, кроме увеличения зерна. Самый гранитоид у контакта обычно обогатится плагиоклазом с исчезновением ортоклаза и с заменой биотита роговой обманкой и затем диопсидовым авгитом, т. е. переходит в кварц-диоритовую или габбровую эндоконтактовую породу. Этот нормальный случай соответствует диаграммам фиг. 1, на которых в присутствии кальцита другие полевые шпаты должны заместиться основным плагиоклазом, а цветные минералы — клинопироксеном. Надо заметить, что состав плагиоклаза, устойчивого в присутствии кальцита, зависит от химического потенциала (или концентрации) натрия в магме; чем выше этот потенциал, тем более кислый плагиоклаз будет кристаллизоваться в контакте с известняком.

Для щелочных калиевых гранитов и пегматитов нередко наблюдается полное отсутствие плагиоклаза вплоть до контакта с известняком; в этих случаях ни мрамор, ни пегматит или гранит не обнаруживают изменения своего состава в контакте. Как мы видели выше (§ 4), равно-

весие ортоклаза с кальцитом указывает на особо высокий потенциал калия в магме.

В более мелкозернистых и мелких по размеру гранитных интрузиях нередко не замечается каких-либо изменений состава почти вплоть до контакта с мрамором (например до расстояний в несколько миллиметров), независимо от характера гранита по щелочности. Здесь даже на близком расстоянии, порядка 1 см, могут находиться, по разную сторону контакта, такие минералы, ассоциация которых при высоких температурах неустойчива, например кальцит мрамора, а рядом биотит и кварц гранита. В этих случаях взаимодействие магмы с известняком почти отсутствовало, сколь это ни кажется странным.

Более интенсивно протекало взаимодействие гранитоидной магмы с доломитом. В непосредственном контакте доломит замещается диопсидом; далее образуется кальцифир с форстеритом, флогопитом и пр., затем идет доломит. Эти зоны у некоторых контактов гранитов настолько узки, что остаются незамеченными. В других случаях это экзоконтактовое воздействие может быть значительным, но в таком случае его трудно разграничить с постмагматическим взаимодействием, обычно здесь же проявляющимся и приводящим к сходным результатам.

Интересным примером являются описываемые ниже (§ 35—43) эруптивные брекчи зеленых диопсидовых пород, образующиеся при инъекции пегматитами доломитов. Образование диопсидовых пород за счет доломитов только частично происходит в магматическую стадию, большей же частью в постмагматическую. В тех случаях, когда участки диопсидовой породы заключены в пегматит, не измененный постмагматическими процессами, наблюдается следующая зональность диопсидовой породы (например на флогопитовом руднике № 3): в непосредственном контакте с диопсидовым щелочным пегматитом она сложена темнозеленым диопсид-авгитом, не отличимым от такового, образующего призмы в самом пегматите; но на протяжении уже 1 см от контакта он переходит в почти белый диопсид, почти лишенный и железа и глинозема, и это происходит в контакте с крупнозернистым щелочным пегматитом. В том же месторождении (рудник № 3), но ближе к флогопитовым жилам, видим идеально равномерную зеленую окраску диопсида в диопсидовых и диопсид-флогопитовых породах, что указывает на большую подвижность железа в постмагматическую стадию. В магматическую же стадию перемещение железа через поверхность контакта происходило лишь крайне медленно; для него здесь сохранились значительные разности химических потенциалов.

Эндоконтактовые изменения для всех типов гранитов и пегматитов около доломитов выражаются в возрастании количества диопсида (в виде темнозеленых призматических кристаллов) и в уменьшении содержания кварца. Эти изменения, очевидно, связаны с ассимиляцией CaO и MgO и выносом SiO_2 . Замечательно при этом, что вплоть до контакта клинопироксен сохраняет темную окраску, свойственную пироксену гранитов. Это показывает, что внутри гранитоида имела место значительная подвижность железа, так как железо, входящее в состав эндоконтактового диопсида, должно было привноситься из внутренних частей магмы. Эта подвижность резко падала за пределами поверхности контакта. Вместе с тем в эндоконтактовой зоне для нормальных гранитоидов наблюдается возрастание количества плагиоклаза при исчезновении ортоклаза. Но в некоторых щелочных диопсидовых гранитоидах плагиоклаз не появляется или почти не появляется и в контакте залегают сиенитовые (диопсид-ортоклазовые) разности.

Более сильное воздействие гранитоидов на доломиты имеет место только при сетчатой инъекции пегматитов в доломиты, замещаемые

при этом зеленой диопсидовой породой с текстурой эруптивной брекчин. В таких эруптивных брекчиях наблюдались всегда щелочные диопсидовые граниты, способность которых давать такую сетчатую интрукцию вероятно связана с меньшей вязкостью щелочной магмы. Вероятно имели влияние также механические напряжения, так как диопсидовые брекчиевидные породы не наблюдались среди особо мощных толл доломитов, а всегда в виде небольших пластов среди гнейсов.

Слабое воздействие гранитидов на мраморы в алдано-слюдянском комплексе представляется на первый взгляд странным, особенно если мы примем во внимание весьма мощные здесь явления мигматизации гнейсов, а также то, что в аналогичном по глубинности лаврентьевском комплексе Канады, в свите Грейвилл, по данным Адамса (Adams, 1909) около гранитов широко развиты явления замещения мраморов амфиболитами (плагиоклаз + роговая обманка + клинопироксен), чего в алдано-слюдянском комплексе не наблюдалось. Причина этого различия лежит повидимому в более высокой концентрации калия в гранитах алдано-слюдянского комплекса, в силу чего процессы образования плагиоклаза за счет кальция мраморов и глинозема магмы (вместо ортоклаза с кальцитом) не могут иметь большого развития, т. е. мрамор и гранит здесь не смешивают своих компонентов.

Обратим внимание на следующее обстоятельство: в магматических породах ассоциация ортоклаза с кальцитом становится возможной только в наиболее щелочных пегматитах и гранитах. В постмагматических же образованиях ассоциация кальцита с ортоклазом (или микроклином) становится устойчивой при всех типах постмагматических процессов вплоть до тех, которые совершаются при наиболее низких концентрациях калия в растворах. Это различие скорее всего обусловлено более низкой температурой постмагматических процессов, естественно способствующей образованию карбоната. Этим же различием температур объясняется и отсутствие скаполита в несомненных первично-магматических породах.

§ 6. Сопоставив явления магматического и постмагматического взаимодействия гранитоидов с мраморами в слюдянском комплексе пород мы видим следующие черты различия их: при магматическом взаимодействии поверхность контакта является границей, за которой наружу подвижность элементов магмы очень резко падает, в то время как при постмагматическом метасоматозе контакт сам по себе не создает никакого различия для диффузии. Далее, при магматическом взаимодействии на месте изверженной породы не образуется моно- или биминеральные зоны с резкими границами между ними, как это типично для метасоматических пород, но имеет место постепенное изменение состава. Наконец для постмагматических процессов характерны метасоматические струтуры и текстуры замещения гранитоида.

Наблюдения показывают, что постмагматическое взаимодействие пород, местами вовсе не проявляющееся, в других местах обладает несоизмеримо большей интенсивностью, чем магматическое.

Е качестве наиболее вероятной основной причины такого соотношения можно привести то обстоятельство, что магма, хорошо «растворяя» воду, должна обладать способностью удерживать ее или даже впитывать из боковых пород, осушая их (вспомним, что более концентрированный раствор способен путем осмотического просачивания поглощать растворитель из менее концентрированного раствора). При кристаллизации магмы удерживаемая ею вода освобождается и должна напитывать боковые породы, причем должны создаваться токи жидких растворов, просачивающиеся породы вдоль более проницаемых зон. Различная напитанность боковых пород растворами до и после кристаллизации маг

мы и создает резкое различие в скорости диффузии элементов взаимодействующих пород.

Можно привести и то соображение, что с повышением температуры жидкое состояние могут сохранять только все более концентрированные, а потому и более вязкие поровые растворы. Это должно затруднять диффузию вещества в порах пород при повышении температуры. (О жидком состоянии растворителей, вызывающих метаморфизм силикатов пород, см. Коржинский, 1940¹, § 21).

4. Общие особенности минералообразования и геохимии алдано-слюдянского комплекса пород

§ 7. Образование гранитоидов и метаморфизм алдано-слюдянского комплекса совершались в условиях исключительно большой глубинности. Об этом свидетельствуют как общий геологический характер этого гранито-гнейсового комплекса, так и специфические черты минералообразования. В особенности характерно полное отсутствие в породах этого комплекса волластонита, гроссуляра, везувиана и других «абиссофобных» богатых кальцием силикатов, несмотря на высокотемпературный характер метаморфизма, что связано с исключительно высоким здесь давлением углекислоты (подробнее см. работы автора 1936¹, 1937², 1940¹, 1945¹). Характерно также широкое развитие гиперстеновых гнейсов.

В связи с нашей темой привлекают к себе внимание особенности магматических и постмагматических процессов, связанных с гранитоидами.

В магматическую стадию не происходило каких-либо особо интересных явлений концентрации минералов. Можно лишь отметить, что на Алданской плите некоторые пегматиты архея заметно обогащаются магнетитом, давая участки с сидеронитовой структурой (Коржинский, 1936², стр. 59).

Из постмагматических явлений весьма характерны явления метасоматического взаимодействия доломитов с полевошпатовыми породами, совершающегося при участии постмагматических растворов. Они приводят к образованию флогопитовых, лазуритовых и других месторождений, детально описываемых ниже. Широкое распространение этих явлений и крупность образующихся здесь кристаллов (например флогопита до 1 м в поперечнике) связаны, очевидно, с глубиной этих процессов.

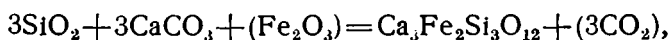
В некоторых случаях наблюдалось образование темной слюды (ряда биотит — флогспит) в контактах пегматита с метаморфизованными габброидами. Одно месторождение такого типа, в устье р. Кыренки, даже разведывалось и оказалось непромышленным. Склепления слюды здесь весьма незначительны и имеют, повидимому, метасоматический характер. Генезис неясен. Пегматиты изобилуют цеолитами. (Имеется отчет Мордасова и Фасталовича в фондах Вост.-Сиб. геол. управ.).

§ 8. Замечательной чертой алдано-слюдянского комплекса пород является то, что при постмагматических процессах не происходит существенного привноса вещества из гранитоидной магмы в базовые породы. Так, образование флогопитовых и других метасоматических месторождений, связанных с доломитами, происходит, как мы увидим, за счет перегруппировки элементов прилежащих взаимодействующих пород, тогда как миграция за пределы сферы взаимодействия происходит лишь для наиболее подвижных компонентов H_2O , CO_2 , K_2O , Na_2O , Cl , F , быть может P_2O_5 . Несмотря на обилие в районе кальцитовых и доломитовых мраморов, прорванных гранитоидами, какие-либо постмагматические рудные месторождения в алдано-слюдянском ком-

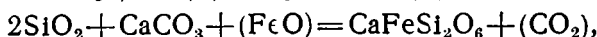
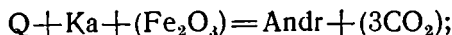
плексе пород отсутствуют. Редкие находки отдельных зерен халькопирита и молибденита в флогопитовых месторождениях не меняют, конечно, дела.

Особенно замечательно отсутствие в таких условиях скарнов. В литературе, правда, было высказано предположение, что фаялитовые породы Мысовского месторождения (13 км южнее г. Мысовска, расположенного на берегу озера Байкал восточнее Слюдянки) являются скарнами (Смирнов и Касаткин, 1931). Однако правильное пластовое залегание этих пород, равномерная мелкозернистая их структура и пр. говорят против этого, заставляя относить их к метаморфическим породам осадочного происхождения (Коржинский, 1936³). Образование небольших количеств андрадитовых пород особого типа описывается Eskola (1920—1921) для контакта «святоноситов» с мраморами (архей) на восточном берегу озера Байкал. Эти породы являются собственно образованиями магматической стадии, и гранат частью входит в состав эндоконтактовых гранитов и сиенитов. Поэтому они не являются настоящими скарнами, которые образуются постмагматически, за счет взаимного метасоматоза известняков и прилегающих гранитоидов. Но даже и такие, только похожие на скарны образования не встречены ни в Слюдянском районе, ни на Алданской плите.

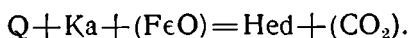
Образование скарнов в алдано-слюдянском комплексе, несомненно, затрудняется весьма высоким здесь давлением углекислоты. Обычными минералами скарнов, образующихся вдоль контактов известняков с гранитами, являются известковый гранат от гроссуляра до андрадита и клинопироксен от диопсида до геденбергита. Гроссуляр совсем не может образоваться в алдано-слюдянском комплексе в силу высокого здесь давления углекислоты. Образование андрадита и клинопироксена в контакте известняка с кварцсодержащим гранитоидом при участии постмагматических растворов, несущих Fe, Mg, могло бы идти по следующим формулам:



т. е.



т. е.



Для того чтобы эти реакции шли слева направо, необходимо, согласно закону действия масс, следующее соотношение концентраций (C):

$$C_{\text{Fe}_2\text{O}_3} > K_1 \cdot C^3_{\text{CO}_2}, \quad C_{\text{FeO}} > K_2 \cdot C_{\text{CO}_2},$$

где K_1 и K_2 — некоторые постоянные. Отсюда видно, что при возрастании с глубиной давления углекислоты, скажем, в два раза, наименьшая необходимая для образования андрадита концентрация Fe_2O_3 в растворе должна возрасти в восемь раз, а концентрация FeO, необходимая для образования геденбергита, должна возрасти в два раза. Возрастание давления углекислоты, связанное с глубиной, затрудняет, следовательно, образование скарнов.

Отсутствие жильных скоплений рудных минералов в алдано-слюдянском комплексе скорее всего может быть объяснено медленным охлаждением этого глубинного комплекса и отсутствием крупных трещин. Обе эти причины ведут к рассеянному выпадению металлов из растворов, препятствуя образованию их скоплений.

Впоследствии мы увидим, что и ряд подвижности элементов, т. е. относительная их подвижность, при образовании описываемых здесь

месторождений имеет свои специфические особенности сравнительно с месторождениями небольших глубин.

Интересны геохимические особенности некоторых метаморфических пород, связанные с условиями образования осадочных пород алдано-слюдянского комплекса. Богатство некоторых слоев диопсидовых кварцитов апатитом указывает на концентрацию здесь при осадочных процессах фосфора, отчасти фтора (в апатите, а реже и во флюорите), изредка ванадия (лавровит). В биотит-гранатовых гнейсах местами концентрируется углерод (графит), глинозем (в виде силлиманита). Некоторые интересные породы архея Алданской плиты в Южном Прибайкалье не встречаются: Сюда относятся магнетитовые кварциты, виридиновые кварциты (г. е. марганецсодержащие), корундовые породы.

5. Обзорная диаграмма типов парагенезисов метасоматических пород

§ 9. Ниже дается детальное описание всех встреченных в Южном Прибайкалье образований, связанных с метасоматическим взаимодействием доломитов с прилежащими полевошпатовыми породами.

Уже в первый (1933) год работы, до того, как была понята связь флогопитовых месторождений с доломитами, автором была замечена следующая интересная черта изучаемых месторождений: для каждого месторождения минералогический состав последующих зон замещения может быть изображен на трехкомпонентной диаграмме, как однозначная функция соотношения трех компонентов SiO_2 , Al_2O_3 , MgO ; остальные компоненты (H_2O , CO_2 , S, SO_3 , Cl, K_2O , Na_2O , F, CaO, O_2 , Fe) ведут себя при этом вполне подвижным образом, т. е. так, как будто их концентрация в растворе для всего месторождения (или для части месторождения) сохраняла постоянную величину. Именно в результате этого открытия и было сформулировано понятие о подвижности и инертности компонентов (Коржинский, 1936³). Эта и другие закономерности заставили предпринять детальное изучение самых различных типов метасоматических образований Южного Прибайкалья.

Следующее далее описание всех месторождений, сопровождаемое эмпирическими диаграммами: химический состав — парагенезис, было закончено в 1938 г. После этого было проведено детальное изучение закономерностей ассоциации минералов в метаморфических и метасоматических породах архея Восточной Сибири (Коржинский, 1945¹). В этом исследовании в частности выводится обзорная диаграмма всех возможных типов ассоциаций минералов бедных железом и насыщенным кальцием пород, в зависимости от концентрации (в растворе) калия и натрия. Эта диаграмма может быть принята за основу классификации изучаемых нами метасоматических образований по насыщенности растворов, как выше мы классифицировали пегматиты по полям диаграммы фиг. 1. Поэтому мы здесь воспроизводим эту обзорную диаграмму, однако в несколько ином виде, перестроив ее заново в связи с переменной координат (см. ниже).

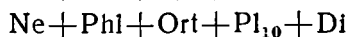
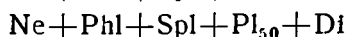
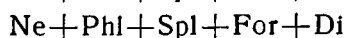
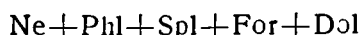
Существенно иметь в виду, что эта обзорная диаграмма основана на анализе наблюдаемых парагенезисов минералов в нашем комплексе пород и в частности на трехкомпонентных диаграммах, приводимых при описании биметасоматических образований, а последние диаграммы только увязываются и контролируются обзорной диаграммой, ссылки на поля которой вставлены в описание уже позднее.

Обзорная диаграмма фиг. 2 отличается от ранее опубликованной (Коржинский 1945¹, фиг. 12 на вкладном листе) только тем, что в качестве координат взяты не концентрации натрия и калия в растворе.

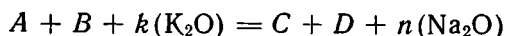
а логарифмы этих концентраций или иначе — химические потенциалы натрия $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ и калия $\mu_{\text{K}_2\text{O}}$. Это очень облегчает построение и делает его независимым от выбора точки начала координат. Химические потенциалы отсчитываются от вполне условных уровней, и изменение этих уровней может вызвать только параллельное смещение линий, тогда как наклон и кривизна линий на диаграмме концентраций зависят от расположения точки нулевой концентрации.

Эта замена координат даже внешне мало изменяет диаграмму, объяснение которой нами уже давалось ранее. Поэтому мы можем ограничиться краткими пояснениями, необходимыми для пользования диаграммой, отсылая за более подробными данными к предыдущей нашей работе.

Обзорная диаграмма фиг. 2 дает парагенезисы пятикомпонентной системы $\text{SiO}_2 - \frac{1}{2}\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ в присутствии избытка CaCO_3 , для высокотемпературной фации алдано-слюдянского комплекса пород. Вполне подвижно ведут себя H_2O , CO_2 , CaO , а также SO_3 , S , присутствие которых вызывает замену плагиоклаза скаполитом, а нефелина лазуритом. В этой системе возможно шесть пятиминеральных ассоциаций, каждой из которых, как невариантной системе, отвечает на диаграмме по точке, а именно:



Четырехминеральным ассоциациям соответствуют линии, исходящие из пятиминеральных точек. В полях между линиями, т. е. при «произвольной» концентрации калия и натрия в растворах, одновременно возможно не более трех минералов нашей пятикомпонентной системы. Все возможные парагенезисы каждого поля, в зависимости от соотношений $\text{SiO}_2 : \frac{1}{2}\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{MgO}$, изображаются обычной треугольной фазовой диаграммой. Переход от одного поля к другому соседнему сопровождается реакцией, в которой обычно участвуют по четыре минерала; последние устойчивы одновременно только на линии, разделяющей поля. Пусть уравнение реакции будет:



(где A , B , C и D — минералы). Тогда, согласно закону действия масс в логарифмированной форме:

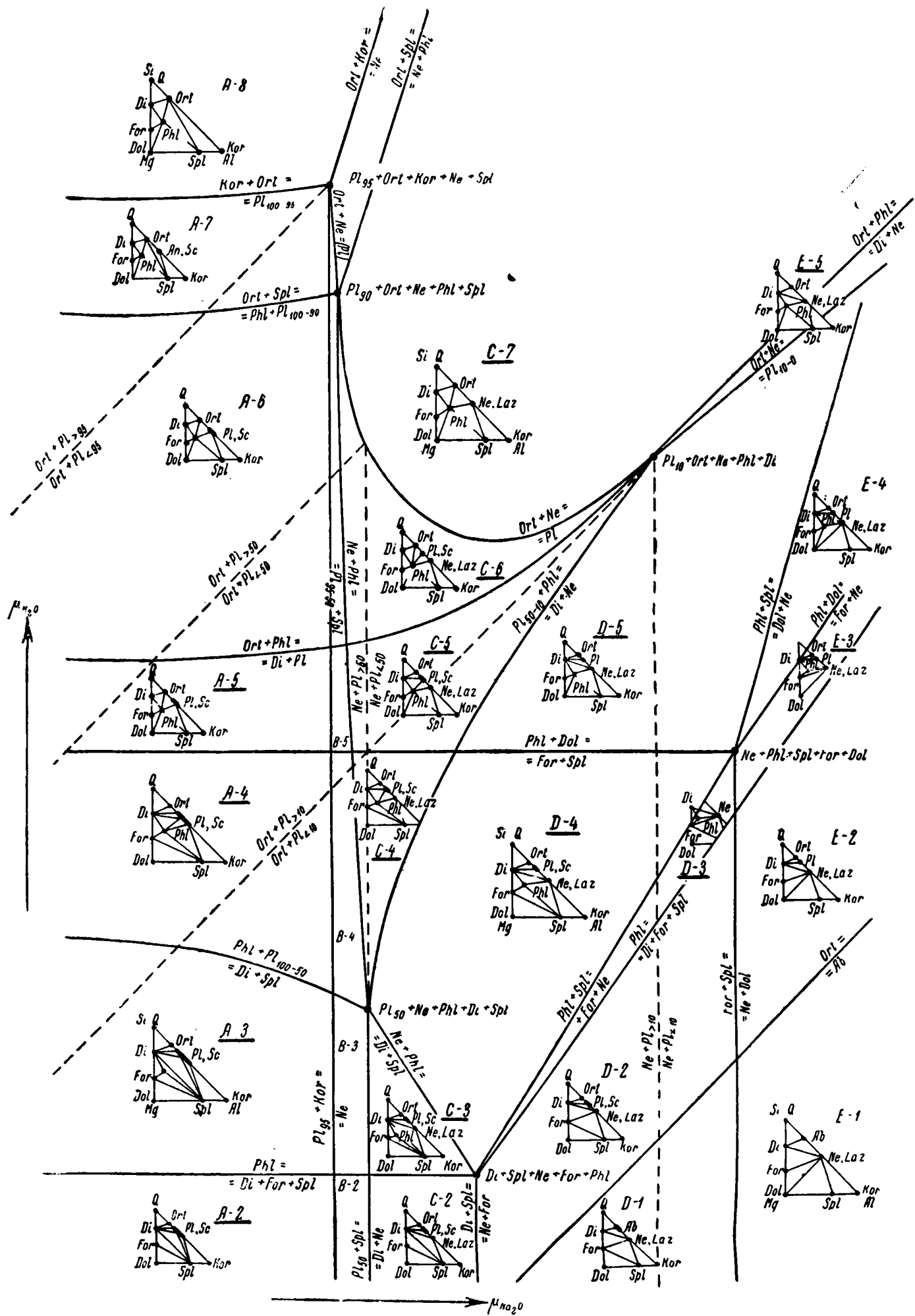
$$k \cdot \mu_{\text{K}_2\text{O}} = n \cdot \mu_{\text{Na}_2\text{O}} + \text{const}';$$

$$\mu_{\text{K}_2\text{O}} = \frac{n}{k} \mu_{\text{Na}_2\text{O}} + \text{const}''; \quad Y = \frac{n}{k} x + \text{const}''.$$

Следовательно, наклон α линии равновесия к горизонтальной координате найдем очень легко, если известны участвующие в реакции относительные количества калия и натрия:

$$\text{tg } \alpha = \frac{n}{k}.$$

Линии равновесия будут иметь кривизну только в том случае, если в реакции участвуют минералы, состав которых с изменением щелоч-



Фиг. 2. Типы парагенезисов минералов в метасоматических насыщенных кальцием породах алдано-слюдянского комплекса, в зависимости от химических потенциалов натрия (μ_{Na_2O}) и калия (μ_{K_2O}) (ордината).

Каждое поле характеризуется диаграммой парагенезисов системы Al-Si-Mg при вполне подвижном поведении H_2O , CO_2 , S, SO_2 , Cl, K_2O , Na_2O , F, CaO, O_2 , Fe (в порядке подвижности). Концентрация железа низкая, с чем связано отсутствие амфибола. Может присутствовать кальцит. В зависимости от концентрации SO_2 и S плагиоклаз заменяется екаполитом, а нефелин — лазуритом.

ности раствора меняется, т. е. если отношение $\frac{n}{k}$ вдоль линии равновесия меняется. На диаграмме концентраций кривизну имели все линии равновесия, для которых отношение $\frac{n}{k}$, даже будучи постоянным, по величине отличалось от нуля, единицы или бесконечности.

Действительные разности концентраций или химических потенциалов, определяющие на обзорной диаграмме расстояния между линиями равновесия и между их узлами, неизвестны и взяты более или менее произвольно. Произвольность эта ограничена не только тем, что известен наклон линий и принадлежность их определенным пучкам, но и тем, что правильность относительного расположения линий равновесия может быть проверена изучением метасоматических образований. Действительно, каждая из диаграмм парагенезисов, выведенная эмпирически при описании метасоматических месторождений, должна соответствовать одному из полей обзорной диаграммы, что может иметь место лишь при правильном взаимном расположении линий; величина же этих полей, конечно, условна.

Пунктиром проведены линии равных предельных составов плагиоклаза, как было объяснено в предыдущей моей работе (op. cit., § 49, стр. 58). Поля обзорной диаграммы сохранили нумерацию, данную в предыдущей работе, причем номера полей, отвечающих описываемому материалу, подчеркнуты.

Глава II

ЛАЗУРИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А. Слюдянское месторождение лазурита

1. Общий характер

§ 10. Слюдянское месторождение лазурита было открыто геологом Е. Д. Поликовой и разведывалось трестом «Русские самоцветы» в 1933—1934 гг. Расположено оно на правом склоне р. Слюдянки примерно в 15 км выше ее устья и километров на 5 ниже слияния Правой илевой Слюдянки, на высоте 150—200 м над уровнем реки. Месторождение подробно описано Н. В. Воскобойниковой (1938).

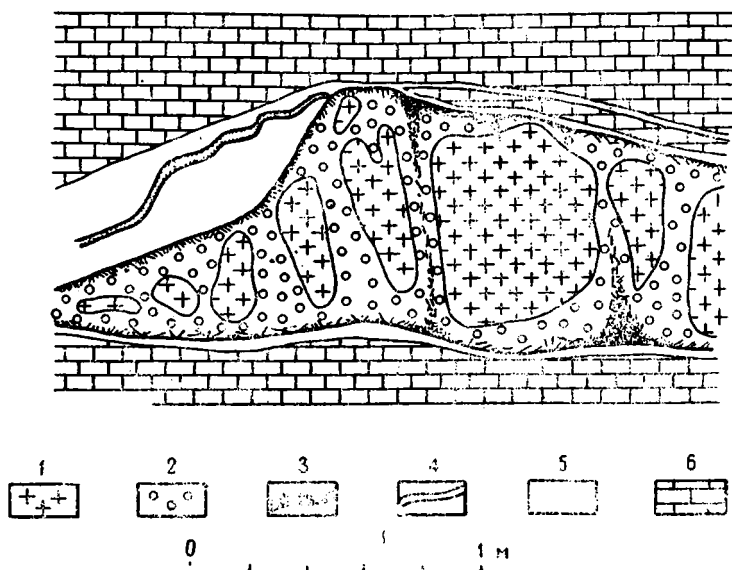
Месторождение представлено лазуритизированной жилой гранит-пегматита, залегающей в мощной толще крупнокристаллического доломита. Жила эта залегает в общем согласно с вмещающим доломитом и имеет меридиональное простирание (355°) с падением на восток под углом $15-30^\circ$. По простиранию часть жилы с лазуритом прослежена метров на 20, но в обе стороны от этого участка идет продолжение жилы с оторочками белых фельдшпатоидных пород. Вскрыта жила тремя открытыми забоями и одной короткой штольной с коротким штреком (по несколько метров длиной). Как видно в этих выработках, жила непостоянна по простиранию, распадаясь на несколько крупных линзообразных тел мощностью до 1—2 м, причем эти крупные линзы сопровождаются рядом более мелких, видимо разобщенных линз.

Ядро линз сложено светлосерым крупнозернистым лейкократовым биотитовым гранитом, который по своей неравномерной зернистости и лейкократовому характеру может быть назван гранит-пегматитом; графических структур в нем не наблюдается. Эти гранит-пегматитовые ядра окружены правильными концентрическими зонами замещения, в

которых лазуритовые породы и играют наиболее видную роль. Метасоматический характер этих образований представляется очевидным, поскольку эти зоны развиваются не только вдоль контакта гранит-пегматитов с доломитом, но и вдоль трещин и просечек линзы, так что первоначальная линза распадается на несколько ядер гранита, отделенных друг от друга и от доломита зонами лазуритовых (частью гаюиновых) пород (фиг. 3 и 5). В ядрах некоторых из небольших и сильно лазуритизированных линз вместо гранита наблюдается белый бескварцевый микроклинит.

2. Детальное описание

Дадим теперь результаты детального изучения отдельных линз. Главная масса образцов была собрана мною в 1933 г., когда штольня еще отсутствовала. Описание будем вести в порядке расположения выходов вдоль жилы, начиная с самого южного забоя к северу и северо-востоку.



Фиг. 3. Зарисовка линзы № 376 пегматита в доломите, р. Слюдянка.

1 — пегматит, 2 — белая диопсид-гаюиновая порода, 3 — флогспит, 4 — прожилок глаукоклита с флогопитовой оторочкой, 5 — кальцифир, 6 — доломит.

а. Линза пегматита (гранит-пегматита) точки 376

§ 11. Общий характер линзы дан на фиг. 3, которая представляет точную зарисовку в масштабе. Наблюдаются следующие зоны:

1. Ядра пегматита (гранит-пегматита) то крупно-, то мелкозернистого. Цвет желтовато-белый. Величина зерна в крупнозернистых участках 1.5—3.0 см, в мелкозернистых 3 мм и менее. Структура гранитовая, близкая к панидиоморфнозернистой. Сложена порода микроклин-микропертитом, кварцем (около 25%), незначительным количеством цветных минералов и примесей (2—3%, объемные). Кроме нормального ленточного микроклин-пертита, встречаются очень редкие мелкие зернышки олигоклаза (угол погасания $\perp$ РМ = —3.5°, т. е. около 18% Ап). Цветные минералы представлены преимущественно биотитом, в незначительном количестве салитом, зеленым в шлифе. Са-

лит (а отчасти и биотит) развивается в мелких зернах преимущественно вдоль стыков кварца и микроклин-пертита и является метасоматическим минералом. Примесь — из апатита и очень редко магнетита и циркона. В табл. 1 — 1 приводится химический анализ мелкозернистого аплитового гранита этой линзы (обр. 376 *b*). Полевые шпаты гранит-пегматита резко контактируют с замещающей их следующей зоной.

II. Гаюин-флогопитовая зона (шлиф 376 *d*). Мощность 1—7 мм. Цвет белый. Структура чешуйчатая, с чешуйками флогопита, расположенными перпендикулярно к поверхности контакта. Длина чешуек флогопита 0.2 мм, а зернышек диопсида 0.02—0.03 мм. Состав породы — флогопит (примерно, на-глаз 62%), диопсид (около 23%), гаюин (15%). Диопсид в округлых зернышках, флогопит в пластинках, поросших зернами диопсида, а гаюин вполне ксеноморфен. Кроме того, встречаются реликтовые зерна альбита. Как и в последующей зоне, преломление альбита, в зависимости от направления, меньше или равно канадскому бальзаму, а максимальные углы погасания в зоне $\perp$ (010) достигают 12.5°, что дает состав около 8% Ап. Зерна эти ситовидны и включают вrostки флогопита и гаюина.

III. Диопсид-гаюиновая зона (шлиф 376 *c, d*). Мощность 5—10 см. Цвет белый. Структура параллельно-шестоватая, благодаря вытянутости зерен диопсида по оси [001], причем это удлинение зерен ориентировано перпендикулярно к поверхностям раздела зон замещения. Мелкие зернышки диопсида (0.03—0.04 мм) рассеяны в ксеноморфном бесцветном гаюине. Встречается много жилообразных, а частью пятнообразных среднезернистых участков, с величиной зерна 2—3 мм, сложенных диопсидом с гаюином или одним диопсидом. Попадаются отдельные реликтовые ситовидные зернышки альбита (около 8% Ап, см. выше) с вrostками гаюина, флогопита и диопсида. В другом шлифе из этой же линзы (обр. 376 *c*) встречаются зерна как альбита, так и микропертита, замещаемые гаюином, флогопитом и диопсидом. Замечательно, что флогопит в этой зоне неизменно появляется около реликтовых зерен полевого шпата, но совершенно отсутствует вне их. Химический анализ этой зоны (обр. 376 *d*) приводится в табл. 1—2.

IV. Флогопитовая зона. Кнаружи предыдущая зона резко, хотя и с неровным контактом, переходит в флогопитовую зону. Мощность ее, как показывает зарисовка линзы (фиг. 3), весьма неравномерна; кроме того, более крупные листочки флогопита вдаются в окружающий мрамор, так что флогопитовая зона здесь имеет скорее характер бахромы, чем определенного пояса. Примерную среднюю мощность зоны можно оценить в $\frac{3}{4}$ —1 см. Как видно на фиг. 3, флогопитовая зона в виде секущих жилочек (просечек) клинообразно вдаётся в линзу пегматита, достигая здесь более значительной мощности, в несколько сантиметров.

Сложена эта зона главным образом беспорядочно расположенными листочками бесцветного, серебристо-белого в куске флогопита, с поперечником листочков обычно в 2—3 мм (в соседней линзе до 3 см). К флогопиту в одних участках присоединяется бесцветный гаюин, в других участках той же линзы вместо гаюина в существенном количестве присоединяется диопсид. Диопсид в штуфе белый и розовато-белый, величина его зерен 0.5—1.0 мм. Кроме того, для этой зоны характерно присутствие голубого апатита (местами до 10% флогопитовой породы). Имеется примесь окисленного пирита. Можно считать, что «средний тип» этой зоны состоит из одного флогопита с примесью апатита и пирита. Анализ минерала флогопита из аналогичной флогопитовой зоны соседней линзы (обр. 378 *d*) приведен в табл. 1—3.

V. Форстеритовый кальцифир. Флогопитовая или диопсид-флогопитовая зона граничит с белой (с буроватым оттенком в силу выветривания) зоной форстеритового кальцифира, за которым идет сероватый крупнокристаллический доломит. Мощность кальцифира то незначительна (2 см), то расширяется (фиг. 3) до 15 см. Образец и большой шлиф 376 g показывают эту зону вместе с соседними, а именно: а) флогопит-диопсидовая зона; сначала флогопитовая «рубашка» лазуритовой жилы, затем чисто диопсидовая порода с величиной зерна 0.5 см; б) форстеритовый кальцифир, с величиной зерна 0.5 см примерного состава (на-глаз): кальцита с примесью доломита 70%, форстерита 25%, флогопита 3%, существенная примесь апатита (1—2%) и незначительная — пирита. Около предыдущей зоны встречается также диопсид; в) доломит с величиной зерна 1 см, с примесью мелких зерен форстерита, флогопита, кальцита, апатита, пирита.

VI. Вмещающая порода — доломит, сероватый кристаллический, с величиной зерна в 1 см. При разломе или ударе издает сильный запах сероводорода. Содержит чешуйки графита (1 мм шириной). Вблизи линз пегматита, т. е. в пределах нескольких метров, доломит содержит примесь зерен кальцита, форстерита и флогопита.

Отклонение от описанной последовательности наблюдается в одной из точек той же линзы, в которой оторочки замещения весьма сужаются. Так, в обр. 376 f ширина всех вышеописанных оторочек вместе, от пегматита до кальцифира, уменьшается до 1.5—2 см, причем на долю III диопсид-гаюиновой зоны приходится всего 3—5 мм, и сравнительно большее значение здесь имеют богатые флогопитом зоны типа II и IV. В этом же обр. 376 f видна выклинивающаяся плагиоклазитовая зона шириной 0.5 мм, расположенная между нормальным пегматитом и флогопитовой оторочкой. Шлиф отсюда (обр. 376 f) показывает, как гранит-пегматит из олигоклаза (20% An), кварца и подчиненного ортоклаза постепенно переходит в андезиновый, а затем в лабрадорный и наконец битовнитовый плагиоклазит (в последнем угол погасания $\perp$ РМ в плагиоклазе достигает 41° , что соответствует 80—83% An). Вместе с лабрадором и битовнитом развиваются скаполит (в лабрадоровой зоне $N_p - N^w$ скаполита = 0.038, т. е. по диаграмме Винчеля около 82% Me, а по диаграмме Sundius 96% Me), диопсид и примесь сфена.

Рядом с линзой проходит показанный на зарисовке (фиг. 3) прожилочек главколит-плагиоклазита светлофиолетовой окраски. Сложен он (как показало исследование в порошке) лабрадором и главколитом. Окаймлен он белой зоной замещения, в составе которой существенное участие принимает флогопит. Такие случаи, когда главколит развивается только в эпифизах или прожилочках, сопровождающих главную вмещающую линзу пегматита в доломите, весьма характерны и для других месторождений. Приведенные детали интересны в том отношении, что даже в одной и той же линзе возможны столь значительные изменения в типе замещения.

Для всей вышеописанной линзы в целом получаем следующую схему:

I. Ядро	Mi — P + Q (+ Bi)
II. 0.4 см	Phl + Di + Laz ($\pm$ Ab _g)
III. 7.0 "	Di + Laz
IV. 0.3 см.	Phl ($\pm$ Di или Laz)
V. 2—15	Ka + For (+ Phl + Ap)
VI. Вмещает	Dol

На диаграмме фиг. 4 с компонентами Si — Mg — Al нанесены все минералы метасоматических пород вышеописанной линзы 376, причем те из них, которые встречаются совместно, соединены линиями. Сюда

Химический состав пород Слюдянского лазуритового месторождения

Компоненты	1 — обр. 376 b, гранит			2 — обр. 376 d, Di + Laz.			3 — обр. 378 d, Phl		
	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³
SiO ₂	71.12	1 185	183.5	45.58	760	131.0	40.20	670	114.9
TiO ₂	0.16	2	0.4	—	—	—	0.39	5	1.1
Al ₂ O ₃	14.96	147	38.6	12.13	119	34.8	14.14	138	40.0
Fe ₂ O ₃	0.90	5	2.3	0.48	3	1.4	0.44	3	1.2
FeO	0.07	1	0.2	0.14	2	0.4	0.32	4	0.9
MnO	0.01	0	0.0	—	—	—	0.01	—	0.0
CaO	0.66	0.012	1.7	16.76	299	48.1	0.59	11	1.6
MgO	0.26	6	0.7	11.87	296	34.1	27.91	698	78.9
K ₂ O	7.85	83	20.2	1.00	11	2.9	9.05	96	25.6
Na ₂ O	3.46	56	8.9	4.81	78	13.8	0.24	4	0.7
CO ₂	Her	—	0.0	1.48	34	4.2	—	—	—
Пот. при прок.	0.26	—	0.7	0.28	—	0.8	6.20	—	16.9
H ₂ O ⁺	0.14	—	0.4	0.53	—	1.5	0.78	—	2.2
F	—	—	—	0.35	18	1.0	0.06	3	0.2
Cl	—	—	—	1.82	51	5.2	—	—	—
SO ₃	—	—	—	3.64	45	10.5	—	—	—
Поправка на F ₂ , Cl ₂	—	—	—	-0.68	—	-2.0	-0.03	—	-0.1
Сумма	99.85	—	257.6	100.19	—	287.7	100.30	—	284.1
Аналитик	Р. П. Ильницкий			Л. В. Радкевич			Е. Н. Егорова [*]		
Уд. вес	Принято 2.58			Измерено 2.87			Измерено 2.83		

1. Обр. 376 b — мелкозернистый аплитовый гранит (зона I).

2. Обр. 376 d — гаюин-диопсидовая зона замещения (зона III).

3. Обр. 378 d — бесцветный флогопит из внешней оторочки соседней жилы (в 1—2 м от линзы в точке 376). В куске почти бесцветный, серебристый, с легким желтоватым оттенком. Это слюда I рода $[N_m || (010)]$ с $2V = +6$ (± 0.5) (угол оптических осей определен в толстой пластинке коноскопически на федоровском столике с линзой Бертрана).

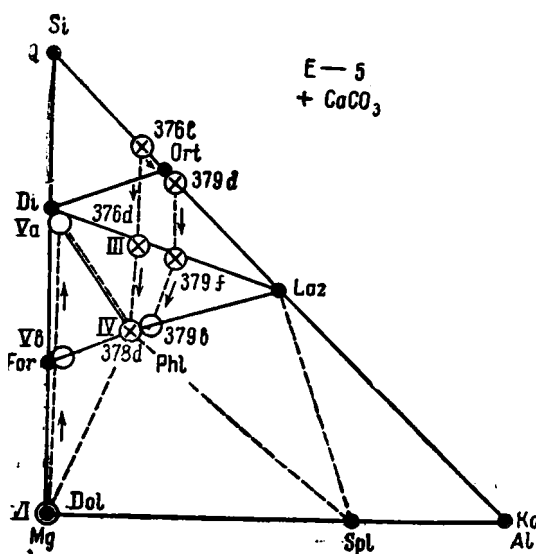
же нанесены химические анализы табл. I и II (кружки с крестиком). При нанесении все железо, закисное и окисное, присоединено к магнию, как это проделано и для всех других диаграмм этой книги. Каждая точка диаграммы дает, с одной стороны, химический состав в виде соотношения атомных количеств Si — (Mg, Fe) — Al, а с другой — минералогический состав породы. Однозначное соответствие между тем и другим указывает на вполне подвижное поведение всех остальных главных компонентов, входящих в состав минералов — H₂O, CO₂, SO₃, K₂O, Na₂O, CaO. Кружки без крестика дают примерный состав зон на основании их минералогического состава, а пунктиром со стрелками показан ход изменения состава пегматита и доломита по мере их замещения. Нумерация зон римскими цифрами та же, что и в тексте. Как указывалось, зоны I—IV возникли за счет гранит-пегматита, а зоны V a, b — за счет доломита.

^{*} Весовые количества на 100 см³ породы, полученные умножением весовых процентов на удельный вес породы. Для аплитового гранита обр. 376 b, по аналогии с похожим на него гранитом того же возраста $\left(\frac{28.4}{4.508}\right)$, принят уд. вес 2.58.

Полученная диаграмма фиг. 4 соответствует на обзорной диаграмме фиг. 2 полю Е — 5, т. е. крайне высокой концентрации и калия и натрия в растворе. Упомянутое появление плагиоклаза в той части линзы, где зоны замещения суживаются, указывает на падение здесь концентрации щелочей, особенно калия.

Характерно для некоторых пегматитовых линз со слабой лазури-зацией появление на самом фронте замещения пегматита лазуритовой

или гаюиновой породой узкой зоны, богатой флогопитом, именно зоны II в нашей линзе. Она сложена четырьмя или даже пятью минералами — флогопитом, диопсидом, гаюином, альбитом, иногда и ортоклазом, вместо обычных двух главных минералов в других зонах. Такой ассоциации на обзорной диаграмме фиг. 2 соответствует конвариантная точка, лежащая на границе пяти полей С — 5, С — 6, С — 7, D — 5, Е — 5. Причина возникновения этой узкой зоны — недостаточно быстрый приток на фронт замещения натрия, необходимого для образования гаюинового минерала. Понижение концентрации натрия приводит нас из поля Е — 5 фиг. 2 в поле С — 7, в котором, при привносе из доломита магния, ортоклаз непосредственно заме-



Фиг. 4. Диаграмма Al — Si — Mg, тип парагенезисов Е — 5 (см. фиг. 2).

Ход взаимодействия пегматита с доломитом с образованием диопсид-лазуритовой зоны. Здесь и далее кружок с крестиком — состав по химическому анализу, кружок без крестика — по примерному минералогическому составу.

щается флогопитом. Однако постепенно нормальная концентрация восстанавливается, и в следующей зоне мы видим гаюин с диопсидом, в согласии с полем Е — 5 фиг. 2. Следовательно появление узкой зоны II обусловлено не вполне совершенной подвижностью элементов в растворе, протитывавшем контактовую зону («поровый раствор»). Парагенезисы таких переходных зон (имеющих всегда весьма малую мощность) не могут быть показаны на трехкомпонентных диаграммах место-рождений.

6. Линза 378

§ 12. Рядом с вышеописанной линзой, в стенке карьера была зарисована в масштабе другая маленькая линза, типичная для данного месторождения (фиг. 5). Последовательность зон здесь следующая (парагенезисы как в предыдущем случае в основном отвечают фиг. 4, т. е. полю Е — 5 фиг. 2):

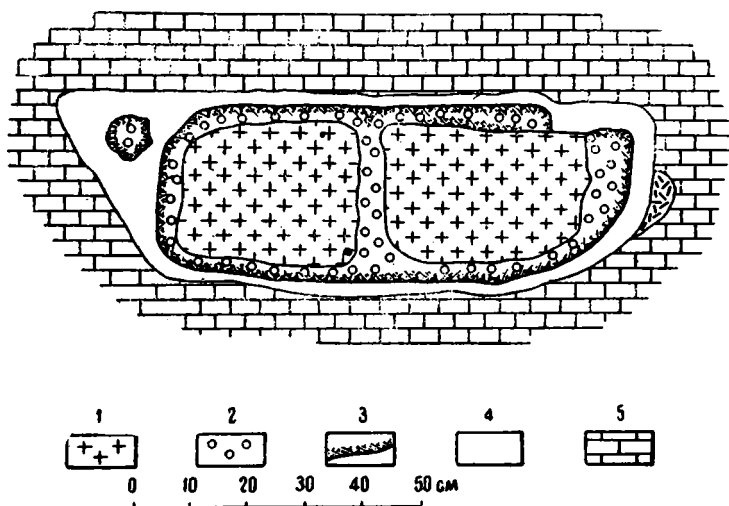
I. Ядро — нормальный весьма лейкократовый гранит белый крупнозернистый (величина зерна 0.5—2.0 см) (микроклин-микропертит, олигоклаз, кварц, незначительная примесь апатита, сфена).

II. У зоны замещения в полюсе около 1 см шириной кварц и олигоклаз исчезают и развит беловатый микроклинит. Примесь кальцита.

III. Белая волокнистая зона, мощностью 5 мм, флогопита с вростками диопсида и с реликтовыми зернами микроклина (лазурита здесь нет).

IV. Голубая плотная зона мощностью 2 см, сложенная диопсидом с лазуритом. Местами встречаются прорастания флогопита с лазуритом.

V. Серовато-белая беспорядочно-чешуйчатая зона, мощностью от нескольких миллиметров и до 2 см, сложена флогопитом с существенным содержанием бесцветного гаюина и с примесью диопсида.



Фиг. 5. Линза № 378 лазуризированного пегматита в доломите, р. Слюдянка.

1 — пегматит, 2 — диопсид-лазуриновая зона, 3 — флогопит, 4 — кальцифир, 5 — доломит.

VI. Белый кальцифир, мощность 1—2 см. Сложен кальцитом с диопсидом и флогопитом.

VII. Вмещающая порода — доломит с примесью форстерита и с ничтожным количеством шпинели и пирита.

Мы имеем, стало быть, такую последовательность:

I. Гранит	Mi — P, Olg, Q (+Ap, Sph)
II. 10 мм	Mi (+Ka)
III. 5 "	Phl (+Di)
IV. 20 "	Di + Laz
V. 10 "	Phl + Laz
VI. 15 "	Ka + Di + Phl
VII. Доломит	Dol (+For, Spl)

в. Линзы точки 379

§ 13. В том же карьере были взяты образцы из нескольких рядом расположенных и аналогичных по типу линз, подвергшихся весьма интенсивной лазуризации. От первичной гранитовой породы остались только отдельные округлые ядра микроклинита, пересеченные просечками лазурита и окруженные концентрическими зонами лазуриновой породы. Поперечники этих линз незначительны, в долях метра (ядра микроклинита порядка дециметра шириной). Отсутствие реликтов исходного пегматита вероятно обусловило и появление в этих линзах зон замещения, более десилицированных, чем вокруг линзы пегматита точки 376 (§ 11).

Во взятых крупных образцах видна такая последовательность зон:

Обр. 379 с (см. фиг. 6, отвечает полю С — 7 фиг. 2):

I ядро — белый микроклинит с небольшим содержанием биотита. Микроклин с решетчатой двойниковой структурой и имеет тонкопертитовый до криптопертитового характер.

II. Непосредственно к микроклиниту примыкает белая волокнистая зона флогопит + лазурит, мощностью 5 мм.

III. Синяя до голубой зона, мощностью 2—3 см, сложенная флогопитом и лазуритом (размеры чешуек флогопита 0.25 мм длины при 0.01 мм толщины). Редкая примесь мельчайших зернышек пирита. Отсюда взят материал для приводимого ниже химического анализа обр. 379 с. В том же образце лазурит-флогопитовая зона участками заменяется лазурит-диопсидовой; лазурит-диопсидовые участки среди лазурит-флогопитовых наблюдаются и микроскопически в шлифе (379 с).

Таблица 2

Химический состав пород Слюдянского лазуритового месторождения

Компоненты	1 — обр. 379 d, микроклинит			2 — обр. 379 f, Di + Laz			3 — обр. 379 с, Phl + Laz		
	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³
SiO ₂	64.48	1 075	166.9	41.07	684	108.9	35.15	586	88.6
TiO ₂	0.08	1	0.2	0.09	1	0.2	Следы	—	—
Al ₂ O ₃	19.38	190	50.2	17.20	169	45.6	22.90	225	57.7
Fe ₂ O ₃	0.13	1	0.3	0.18	1	0.5	0.54	3	1.4
FeO	0.07	1	0.22	0.18	2	0.5	Нет	—	—
MnO	0.01	—	—	0.02	—	0.1	»	—	—
CaO	1.26	22	3.3	13.63	243	36.1	5.63	101	14.2
MgO	0.52	13	1.4	9.22	230	24.4	9.69	242	24.4
K ₂ O	9.16	97	23.7	1.48	16	3.9	5.54	59	14.0
Na ₂ O	4.36	70	11.3	8.30	134	22.0	8.88	143	22.4
S	—	—	—	—	—	—	0.24	8	0.6
SO ₃	—	—	—	—	—	—	7.64	96	19.2
Пот. при прок.	0.34	—	0.9	8.82	—	23.4	3.18	—	8.0
H ₂ O	0.12	—	0.3	0.17	—	0.4	0.18	—	0.4
Сумма	99.91	—	258.7	100.36	—	266.0	99.57	—	250.9
Аналитик	Б. М. Френкель			Б. М. Френкель			В. В. Лангваген		
Уд. вес	Измерено 2.59			Вычислено 2.65			Вычислено 2.52		

1. Обр. 379 d — микроклинит белый, типичный для ядер, окруженных зонами лазуритовых пород. В шлифе видим порфировидную структуру, с крупными зернами (0.5—1 см) микроклина, окруженными более мелкокристаллической микроклинитовой массой торцової структуры. Микроклин содержит в небольшом количестве пертитовые вросстки. Неправильными зонами среди микроклина развиваются мелкие зерна андезина (угол погасания $\perp$ РМ = +18.5, 34% An), сопровождаемые светлым биотитом и обильной примесью апатита, сфена, местами диопсида и окисленного рудного минерала. Эти участки явно имеют метасоматический характер.

2. Обр. 379 f — синяя лазурит-диопсидовая порода с примесью флогопита и пирита. Образец более густо окрашенной лазуритовой породы, представляющей наиболее высокосортный продукт месторождения.

3. Обр. 379 с — голубая лазурит-флогопитовая порода, с примесью диопсида и пирита. Оба эти типа оторочек (обр. 379 f и с) развиваются вокруг ядер микроклинита.

Удельный вес определен был только для микроклинита, а для остальных двух он был вычислен исходя из химического и минералогического состава породы (при вычислении мы приняли за удельный вес лазурита 2.42, а диопсида — 3.27).

IV. Тонкочешуйчатая сероватая зона мощностью 3,5 см, сложенная флогопитом с примесью бесцветного гаюина (дальнейших зон в образце не видно).

Обр. 379 *a* (тип D — 4 или D — 5, фиг. 2):

I. Ядро — микроклинит белый.

II. 5 мм — белый андезинит.

III. 7 мм — светлая голубоватая лазурит-флогопитовая зона.

IV. 15 мм — голубая диопсид-лазуриновая зона.

V. 10—15 мм — сероватая диопсид-лазуриновая зона с примесью флогопита.

VI. 25 мм — серовато-белая мелкочешуйчатая зона, сложенная флогопитом и лазуритом (бесцветным), с редкой примесью диопсида, но без кальцита.

Далее следует, как и в предыдущем случае, зона кальцифира, ближе здесь не исследованная.

Из образцов, взятых в этой точке (379), сделано три анализа (табл. 2).

Всего в описываемых линзах точки 379, несмотря на их внешнее сходство, установлено три следующих типа зон замещения:

Штуф 379 *a* (тип D — 4,5):

- I. Ядро Mi
- II. 5 мм Pl (андезин)
- III. 7 " Phl + Laz
- IV—V. 30 " Laz + Di
- VI. 25 " Phl + Laz

Штуф 379 *b* (тип E — 5, фиг. 2)

- I. Ядро Mi
- II. 2 мм Phl + Laz
- III. 20 " Di + Laz
- IV. 15 " Fhl

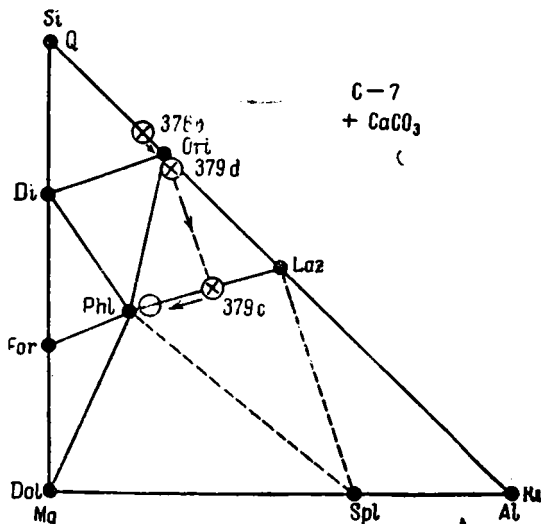
Штуф 379 *c* (см. фиг. 6, тип C — 7, фиг. 2)

- I. Ядро Mi
- II — III. 3 см. Phl + Laz
- IV. 3,5 см Phl (+Laz)

(примесь Bi) (белое) (обр. 379 *d*)
(беловатая зона)
(синяя) (обр. 379 *f*)
(примесь Laz) (серая)

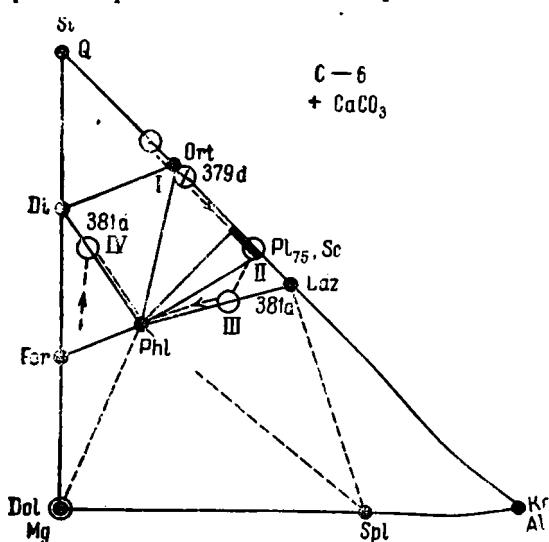
Зоны штуфа 379 *b* вполне одинаковы с таковыми вышеописанной линзы 376 и потому состав их может быть нанесен на ту же самую диаграмму фиг. 4. Составы зон I и III обр. 379 *b* мы приравняем при этом к составам неотличимых от них макроскопически анализированных микроклинита обр. 379 *d* и лазурит-диопсидовой породы обр. 379 *f*; состав флогопитовой зоны IV наносим по минералогическому составу. Так как микроклинит произошел метасоматически за счет гранит-пегматита, то на диаграмме фиг. 4 имеем два пути замещения гранит-пегматита, с различной степенью десицикации. По щелочности этот тип замещения, как мы видели, отвечает полю E — 5 обзорной диаграммы фиг. 2.

Тип замещения обр. 379 *a* отличается присутствием узкой зоны плагиоклазита и соответствует полю D — 5 или D — 4 фиг. 2. Наиболее



Фиг. 6. Диаграмма Al — Si — Mg, тип C — 7 (см. фиг. 2). Необычный случай замещения пегматита.

проста последовательность зон в обр. 379 с, где с микроклинитом непосредственно граничит широкая лазурит-флогопитовая зона (с меняющейся по зонам окраской). На диаграмме фиг. 6 изображена такая схема замещения, соответствующая полю С—7 фиг. 2. На фиг. 6 нанесен анализ обр. 379 с флогопит-лазуритовой зоны, равно как уже рассмотренный анализ микроклинита обр. 379 d, за счет замещения которого образовалась флогопит-лазуритовая зона; кроме того, даем состав гранит-пегматита обр. 376 b, поскольку самый микроклинит несомненно образовался за счет замещения подобной породы.



Фиг. 7. Диаграмма Al—Si—Mg, тип С—6. Лазуритизация пегматита с промежуточной плагиоклазизацией (обр. 381a).

Именно здесь у точки 379, в выработанной части этих линз, встречался главколит (т. е. просвечивающий окрашенный скаполит). Главколит интенсивно лиловый (сиреневого оттенка) средне- и крупнозернистый. Е. Д. Полякова любезно сообщила результаты анализа в Геохимическом секторе ЦНИГРИ главколита, по видимому взятого из этой точки (табл. 3). Главколит один, или вместе с плагиоклазом, образует зоны замещения микроклинита, расположенные

между микроклинитом и белой гаюин-флогопитовой зоной. Так, в обр. 381 a видим (фиг. 7):

I. Ядро — серовато-белый микроклинит. Структура порфировидная: между крупными зернами микроклин-микропертита (1.5 см величиной) расположена мелкозернистая масса, сложенная микроклин-криптопертитом с примесью кальцита, диопсида и флогопита.

II. Лиловая зона, мощностью 2 см, сложенная сверх ожидания главным образом лабрадор-битовнитом (в контакте со следующей зоной у плагиоклаза угол погасания в зоне $\perp$ М достигает 42° при $N_m = 1.570$, т. е. около 75% An). Замечательно, что макроскопически этот плагиоклаз имеет лиловую окраску, как у главколита. В меньшем количестве наблюдается главколит. Примесь кальцита, флогопита, лазурита и реликтового микроклина.

III. Белая поперечно-волокнистая зона, шириной 3 мм, затем голубая шириной 7 мм. Обе сложены прорастаниями флогопита гаюином.

IV. Белая мелкозернистая зона, сложенная диопсидом с подчиненным количеством флогопита, с примесью кальцита. В обнажениях такого рода породы сливаются с кальцифирами, вмещающими пегматитовые линзы с их зонами замещения.

Схематически имеем здесь такую последовательность:

I. Ядро	Mi	} (обр. 381a)
II. 2 см	Pl ₇₅ , Sc	
III. 1	Phl + Laz	
IV. >1 см	Di + (Phl)	

Ход замещения изображен на диаграмме фиг. 7, отвечающей полю С—6 обзорной диаграммы фиг. 2.

§ 14. Описываемые ниже образцы происходят из точек, удаленных от вышеописанных линз с микроклиномитом (обр. 379) не более, чем на несколько метров, и взяты из маленьких куч руды внутри штольни, пробитой в первом карьере (обр. 620), а частью (обр. 382) в следующем к северо-востоку втором карьере.

Обр. 382 *a—d*. В этих образцах видны следующие зоны (см. диаграмму фиг. 8).

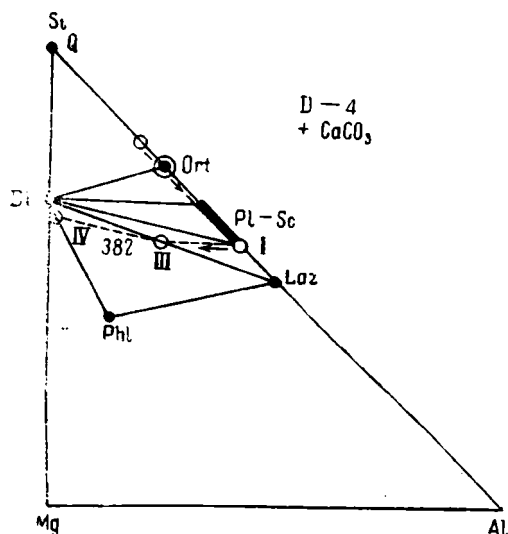
I. Главколит сплошной сиреневый, с жирным блеском, ширина кусков до 4 см. В нем частые лазуритовые прожилочки.

II. Переходная беловатая зона поперечно-волокнистого строения, сложенная флогопитом с лазуритом, мощность около 3 мм (на фиг. 8 не показана; ср. конец § 11).

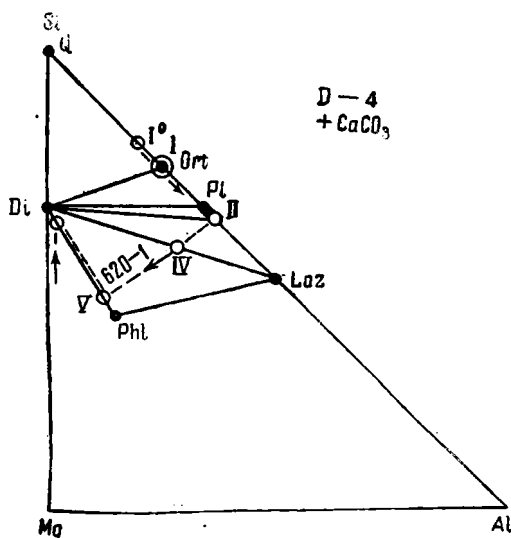
III. Синяя зона, около 1 см, сложенная прорастаниями диопсида и лазурита.

IV. Грязновато-белая зона диопсида среднезернистого, мощностью 2.5 см. В ней значительная примесь сначала лазурита, а далее флогопита. Эта зона образовалась уже за счет доломита. Характерно отсутствие постепенности в переходе между зонами III и IV: зона с преобладающим (по объему) лазуритом резко сменяется почти чисто диопсидовой породой. Тип ассоциаций поля D — 4 фиг. 2.

Очень интересен шлиф 382 *e* главколитовой породы. Главколит крупнозернистый с двупреломлением 0.032. В шлифе виден его контакт с чисто диопсидовой породой, от которой он отделен тонкой зоной (1—2 мм), сложенной микропрорастаниями диопсида с лазуритом; флогопит в этом контакте вовсе отсутствует. В том же шлифе в главколите виден прожилочек шириной 1.5 мм, сложенный мирмецитоподобными прорастаниями лазурита с плагиоклазом; как и во всех других стебельчатых прорастаниях, стебельки идут перпендикулярно к контактам жилки. Кроме того, в небольшом количестве в жилке видим: диопсид, кальцит, флогопит, апатит. Зернышки плагиоклаза встречаются также в главколите около жилки, состав его около 40% An (угол



Фиг. 8. Тип парагенезисов D — 4. Зоны в главколитовых породах, обр. 382.



Фиг. 9. Тип D — 4 (см. фиг. 2). Зоны замещения микроклина обр. 620¹.

погасания $\perp$ РМ = $+22^\circ$). Это замещение скаполита (по диаграмме Sundius 100% Me) лазуритом с плагиоклазом (40% An) весьма интересно.

В обр. 620¹⁻⁹ главную роль играют синие диопсид-лазуритовые зоны, окружающие ядра микроклинита, причем между микроклином и лазуритовой породой иногда появляется зона плагиоклазита или глауколита. Так, в обр. 620¹ видим (см. диаграмму фиг. 9):

I. Ядро микроклинита серовато-белого, величина зерна 1 см.

II. Прерывающаяся зона плагиоклазита гранобластовой структуры, величина зерна 0.3 мм. Сложен андезином (угол погасания $\perp$ РМ = $+25,46^\circ$ An) со скаполитом ($N_m - N_p = 0.038$, т. е. 95% Me по диаграмме Sundius)¹.

III. Белая поперечно-волокнистая зона, сложенная флогопитом с лазуритом, мощностью 0.5—1.0 см. Примесь апатита и пирита (на фиг. 9 эта зона, имеющая переходный характер, не показана, так как образование ее связано с временным понижением концентрации натрия при образовании лазурита).

IV. Синяя диопсид-лазуритовая зона, 2—3 см.

V. Светлосерая мелкочешуйчатая флогопитовая зона, 2.5 см. Кроме флогопита содержит немного диопсида и примесь кальцита, пирита. В некоторых более редких участках преобладает диопсид с подчиненным флогопитом.

Особенно интересна просечка почти чистого лазурита в плагиоклазитах обр. 620⁶ со следующими зонами:

I. Белый, местами фиолетовый плагиоклазит. Структура аплитовидная, величина зерна 0.5 мм. Вблизи просечки плагиоклаз относится к битовниту; угол погасания $\perp$ РМ = 40.5° . Замер периклинового двойника на федоровском столике дал: двойниковая ось [010]: $N_g = 53^\circ$; $N_m = 55.5^\circ$; $N_p = 55^\circ$ (92% An по диаграмме Никитина); $\perp$ шву: $N_g = 37^\circ$; $N_m = 66.5^\circ$; $N_p = 65^\circ$, что ближе всего соответствует ромбическому сечению при 89% An. Местами появляются скелетные зерна глауколита ($N_m - N_p = 0.040$, по диаграмме Сундиуса 100% Me, по диаграмме Винчелла около 88% Me) — он развивается в виде округлых зернышек, группы которых ориентированы оптически параллельно. В шлифе другие минералы отсутствуют. Исследование в порошке фиолетовых участков показало, что они сложены в основном плагиоклазом, с существенной примесью флогопита, лазурита, кальцита, глауколита.

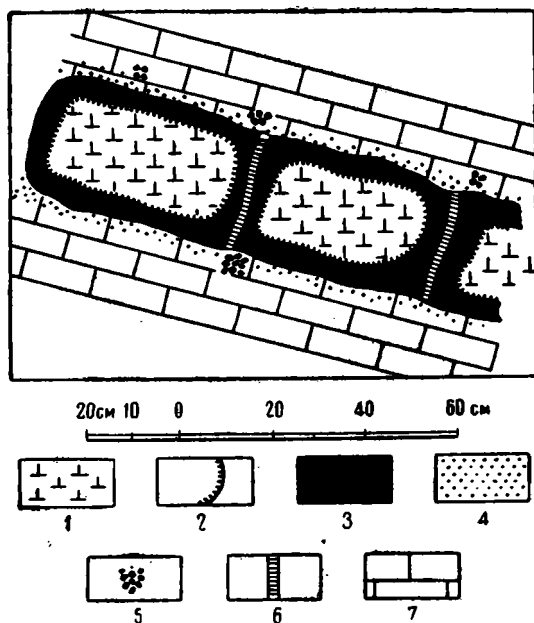
II. Непостоянная белая поперечно-волокнистая зона флогопит + лазурит + диопсид, 1—3 мм.

III. В шлифе 620 плагиоклазит большей частью непосредственно граничит с зоной почти сплошного лазурита (светлосиний в шлифе) шириной в 4 мм. Замечательно, что лазурит, непосредственно замещающий битовнит, всюду имеет мирмекитообразные вроски кислого плагиоклаза, необыкновенно тонкие и правильно распределенные в виде расходящихся стебельков. Изредка этот плагиоклаз обособляется в мелкие зернышки, в которых замерено на федоровском столике: максимальный угол погасания в зоне $\perp$ М = 12° . Угол $\perp$ Р: $N_p = 87.5^\circ$; $N_m = 12.5^\circ$, т. е. 30% An по диаграмме Никитина. Таким образом, мы имеем ясную реакцию замещения битовнита лазуритом с кислым плагиоклазом. Дальше от края идет почти сплошной лазурит с примесью мельчайших реликтовых включений плагиоклаза, скаполита, изредка микропертита. Редкие чешуйки флогопита, зернышки апатита и кальцита. По трещин-

¹ Для анализированных скаполитов Слюдянки диаграмма двупреломления Sundius (1916, 1919) оказывается более подходящей, чем Winchell (1927); см. Коржинский, 1945¹, § 10.

кам идет вторичное замещение лазурита микрозернистой массой цеолита, флогопита и кальцита.

Замещение основного плагиоклаза лазурином с вростками более кислого плагиоклаза не изменяет соотношения глинозема, кремнезема и магнезии, но сопровождается обогащением натрием; причиной этого замещения может быть только возрастание концентрации натрия в растворе по мере замещения.



Фиг. 10. Лазуритовая жила Слюдянского месторождения, разрез по падению, по Н. В. Воскобойниковой (1938).

1 — десилицированный пегматит, 2 — внутренняя флогопит-содержащая оторочка, 3 — лазуриновая порода, 4 — вкрапленность флогопита, 5 — вкрапленность лазурита, 6 — прожилки, заполненные диопсидом, 7 — мрамор. Пример метасоматической контракции при лазуризации.

IV. По середине просечки белая зона диопсида с незначительной примесью лазурита и кальцита, мощность 2 мм.

Таким образом, исключая непостоянную зону II, имеем такую последовательность зон, в данном случае имеющих каждая мономинеральный состав: I — плагиоклазит, III — лазуриновая зона, IV — диопсидовая. Наличие чисто диопсидовой зоны в центральной части лазуриновых просечек в пегматите крайне характерно. Приводим зарисовку Н. В. Воскобойниковой (1938) лазуризированного пегматита этой части месторождения, сохраняя данную ею легенду (фиг. 10). На зарисовке хорошо видно расположение диопсидовых зон в центре просечки. Ниже (§ 110) мы покажем, что эти диопсидовые прожилки являются контракционными и образовались в силу сокращения объема при лазуризации пегматита.

д. Пегматит обр. 387—390 северо-восточного карьера

§ 15. Выше был описан самый южный карьер, находящийся у штольни. С северо-востока к нему примыкает средний карьер, в котором в забое пегматит отсутствует, выклиниваясь на этом протяжении, хотя

первоначально, судя по отвалам, здесь были какие-то линзы с глауколитом, выработанные при продвижении забоя. По проводнику жилы осталась полоса форстерит-лазуритовых кальцифиров, которые мы опишем ниже. Далее по направлению этого проводника, в самом северо-восточном карьере, опять появляется пластовая жила пегматита, мощностью около 35 см. От самого пегматита остались только небольшие округлые реликтовые участки, окруженные зонами белой гаюин-диопсидовой, а затем флогопитовой породы; собственно лазурит здесь отсутствует совершенно.

Порядок следования основных зон замещения здесь вполне отвечает таковому линзы 376 (§ 11), т. е. подчиняется диаграмме фиг. 4 и полю Е — 5 фиг. 2. Действительно, в реликтовых ядрах здесь развит белый микроклинит, местами несколько пористый от выщелоченного вторичного кальцита. Очень редко у гаюин-флогопитовой зоны замещения появляются отдельные участки белого и фиолетового плагиоклазита с глауколитом (обр. 389). Затем идет узкая белая поперечно-волокнистая зона флогопита с гаюином, в несколько миллиметров шириной. Затем идет широкая, цвета кости, плотная диопсид-гаюиновая зона, шириной 5—10 см, почти не содержащая флогопита. Далее от микроклинита видим белую мелкочешуйчатую флогопитовую породу, содержащую незначительную, а местами весьма существенную примесь диопсида. Ширина просечек этой породы до 8 см. Замечательно, что непосредственно к жиле с лежащего бока прилегает почти нормальный крупнозернистый серый доломит с небольшой только примесью форстерита и кальцита, а также графита и апатита; висячем боку белый мрамор с примесью графита и флогопита, примерно с равным количеством кальцита и доломита. Очевидно, что привнос магния при замещении пегматита шел главным образом вдоль по простиранию жилы, а не из непосредственно подстилающих и налегающих на жилу пород. Доломит лежащего бока при ударе издает запах сероводорода. Химический анализ его, произведенный Т. Б. Поленовой в Геохимсекторе ЦНИГРИ, дал $S\ 0.006\%$ (обр. 387 е). Сульфидов этот образец повидимому не содержит.

Отметим еще строение просечки обр. 388 а в микроклините описываемой жилы:

I. Микроклинит белый, величина зерна 1—5 мм. Сложен микроклинитом с примесью вторичных минералов: бесцветного диопсида, кальцита, а также сфена и апатита.

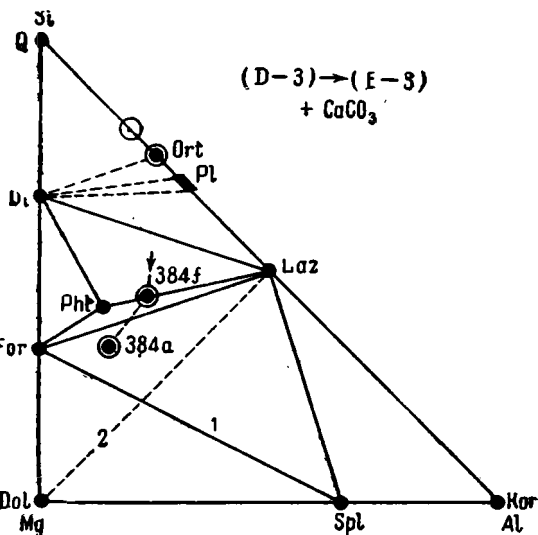
II. Зона диопсид-гаюиновых прорастаний, макроскопически плотная, белая, шириной 1 см. В контакте с микроклинитом наблюдается небольшая примесь флогопита, далее отсутствующего. Примесь сфена.

III. В середине просечки тонкий прожилок (2—3 мм) диопсидовой породы с примесью апатита. По другую его сторону опять диопсид-гаюиновая зона в 1 см шириной.

е. Лазурит-форстеритовые породы (обр. 383—386)

§ 16. Как мы указывали, в среднем карьере гранит-пегматитовая жила отсутствует, но явственно намечается ее проводник, выраженный зоной лазурит-форстеритовых кальцифиров. В части карьера эти породы, слагая полосу мощностью около 10 см, почти не содержат кальцита и сложены преимущественно форстеритом со значительным количеством лазурита. В меньшем количестве они содержат шпинель. Замечательно, что шпинель всегда сидит внутри зерен лазурита, всегда отделяясь от форстерита равномерной зоной лазурита. В небольшом количестве встречается кальцит, а иногда вместе с ним и доломит (узнает-

сываемых породах встречается пирит и очень редко магнетит (сильно магнитен, черта черная). Структура лазурит-форстеритовых пород гранобластовая крупнозернистая, со средней величиной зерна 3 мм и больше. Количественный минералогический подсчет на столике Уэнтворса дал в шлифе 384 а (в объемных процентах): форстерит 52.1%, лазурит 39.8%, шпинель 5.8%, кальцит 2.3%; сумма 100%. Здесь же встречаются обломки, наполовину сложенные вышеописанными форстерит-лазуриновыми породами, а наполовину тонкими поперечно-волоконистыми флогопит-лазуриновыми протастаниями с составом (подсчет на столике Уэнтворса в шлифе



Фиг. 11. Тип парагенезисов D—3, с наложением типа E—3. Лазурит-форстеритовые и лазурит-флогопитовые породы, обр. 384.

384 f): лазурита 34%, флюопита 66% объемных. Согласно с этими данными и принимая во внимание «объемные коэффициенты», составы этих двух пород 384 а и 384 f нанесены на диаграмме фиг. 11.

Эти форстерит-лазуритовые породы представляют, повидимому, крайнюю степень замещения пегматитов под влиянием привноса магния из доломита, возможность чего видна из расположения точек их составов на диаграмме фиг. 11. Весьма интересно образование лазурита в качестве реакционной зоны между шпинелью и форстеритом. Это явление вполне аналогично тем случаям образования каемок лазурита и скаполита между шпинелью и диопсидом, которые будут описываться и обсуждаться далее (§ 28, 38). Явления эти связаны с повышением концентрации щелочей, в данном случае натрия, в течение процесса замещения, в силу чего ассоциация шпинели с форстеритом (или диопсидом), устойчивая вначале (линия 1 фиг. 11), позднее становится неустойчивой. Тип парагенезиса отвечает полю D — 3 фиг. 2 с переходом к полю E — 3.

Описанная пластовая жилка по простираанию переходит в зону крупнозернистого кальцита с вкрапленными кристаллами лазурита и форстерита. Внутри лазурита и здесь встречаются зерна шпинели (здесь встречена шпинель, окрашенная в куске в интенсивно-розовый цвет), примесь пирита. По простираанию этой зоны в северо-восточном карьере появляется описанная выше гранит-пегматитовая жила 387.

Укажем следующие особенности минералов вышеописанных лазу-
рит-форстеритовых пород. Форстерит бесцветен и частью водянопрозра-

¹ В сечении у доломита двойниковые швы идут параллельно короткой, а у кальцита — длинной диагонали ромбов спайности.

чен, при выветривании приобретает желтоватый цвет кости. Удивительно свеж, без следов серпентинизации. Угол оптических осей большой положительный. Флогопит также бесцветен, в более толстых пластинках чуть желтоватый. Лазурит, вкрапленный в кальцит, дает правильные зерна в 1 см и более величиной, с кристаллическими гранями; окраска темносиняя. У этого лазурита постоянно наблюдается аномальное двупреломление, иногда с появлением чернильных фиолетовых и зеленовато-голубых цветов интерференции с решетчатым двойниковым строением кристалла. Н. В. Воскобойниковой (1938) был выделен этот аномальный лазурит из породы и путем сопоставления химических анализов было показано, что он по составу не отличается от нормального лазурита.

ж. Химический состав главколита и лазурита

§ 17. О составе этих минералов дают представление следующие анализы (табл. 3).

Таблица 3

Химический состав минералов лазуритовых месторождений

Компоненты	I — главколит			II — лазурит			III — лазурит		
	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³
SiO ₂	44.05	0.734	121.9	31.76	0.529	76.8	32.13	0.535	77.7
TiO ₂	0.40	5	1.1	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	33.40	3.27	92.5	27.18	2.67	65.7	26.64	2.61	64.5
Fe ₂ O ₃	0.17	1	0.5	0.03	0	0.1	0.14	1	0.3
FeO	0.06	1	0.2	—	—	—	—	—	—
MnO	Следы	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	18.22	3.25	50.5	8.72	1.55	21.1	7.76	1.39	18.8
SrO	—	—	—	0.03	0	0.1	0.02	0	0.0
MgO	0.04	1	0.1	0.15	4	0.4	0.29	7	0.7
K ₂ O	0.38	4	1.1	0.23	2	0.6	0.51	5	1.2
Na ₂ O	1.88	30	5.2	16.86	27	40.8	16.42	265	39.7
S	0.0	1	0.1	0.34	11	0.8	0.20	6	0.5
SO ₃	0.02	0	0.1	11.78	147	28.5	10.08	126	24.4
Cl	0.02	1	0.1	0.2	7	0.6	0.52	15	1.3
CO ₂	1.24	23	3.4	1.03	24	2.5	1.36	31	3.3
H ₂ O ⁺	0.00	—	—	1.73	96	4.2	3.78	210	9.1
H ₂ O ⁻	0.17	—	0.5	0.35 ¹	—	0.8	—	—	—
Сумма	100.07	—	277.3	100.44	—	243.0	99.85	—	241.5
Аналитик	Р. П. Иленицкий			Ю. Н. Книпович и М. М. Стукалов			М. М. Стукалов		

I — главколитовая порода из главколитовой зоны замещения Слюдянского лазуритового месторождения Поляковой (вероятно, кроме главколита содержит также плагиоклаз).

II — лазурит, среднее из трех анализов лазурита из того же месторождения.

III — лазурит, среднее из трех анализов лазурита Мало-Быстринского месторождения.

Анализ главколита и исходные (для вычисления среднего) анализы лазурита заимствованы из подготавливаемой к печати рукописи Е. Д. Поляковой и отчасти из работы Н. В. Воскобойниковой (1938). Для получения числа граммов на 100 см³ для главколита, сообразно с его составом, принят примерный удельный вес 2.77, а для лазурита 2.42.

¹ Одно определение.

² Среднее из двух определений.

При пересчете анализа главколита получается небольшой избыток металлов, который исчезает, если предположить, что пропущено содержание конституционной воды 0.06 вес.%. Тогда пересчет дает: 0.88 $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, 0.12(Na, K) AlSi_3O_8 , 0.057 CaCO_3 , 0.023 Na_2CO_3 , 0.003 Na_2S , 0.003 NaCl , 0.020 NaOH . Соотношение мейонитовой и мариалитовой молекулы 88 : 12, причем содержание добавочных молекул вдвое меньше, чем обычно принимается для скаполитов, что указывает на наличие в породе плагиоклаза (при пересчете TiO_2 прибавлено к SiO_2 , Fe_2O_3 к Al_2O_3 , FeO и MgO к CaO).

Б. Мало-Быстринское лазуритовое месторождение

1. Общий характер

§ 18. Знаменитое Мало-Быстринское месторождение лазурита расположено на правом склоне долины речки Лазурной, впадающей слева в р. М. Быструю, южный приток р. Иркута.

От устья р. Слюдянки месторождение находится примерно в 22 км на ЗЮЗ по прямой линии. Подробное общее описание месторождения подготавливается к печати Е. Д. Поляковой, которая ранее опубликовала свой предварительный отчет (1932); см. также обзорную работу А. Е. Ферсмана (1920). Поэтому здесь мы можем ограничиться данными, представляющими специальный интерес для нашей темы. Многочисленное месторождение было осмотрено в 1934 г., кроме того, были изучены образцы, собранные Н. М. Кеппен в 1933 г.

Месторождение приурочено к мощной толще кристаллических доломитов, имеющих, по данным Е. Д. Поляковой (1932), мощность 450 м и относное залегание с северо-западным простиранием. С северо-востока с доломитами контактируют мигматизированные диопсидовые гнейсы с гнейсовидными мигматитовыми клинопироксеновыми сиенитами; с юго-запада к доломитам примыкает толща биотитовых гнейсов.

Лазуритовые породы добывались исключительно из дислокационной брекчии, мощная зона которой проходит в доломитах примерно согласно с их простиранием. Брекчия состоит преимущественно из обтертых глыб серого вонючего кристаллического доломита, содержащего примесь зерен кальцита, графита, форстерита, шпинели, диопсида, флогопита, пирротина. В подчиненном количестве встречаются куски и глыбы пироксенового амфиболита, пироксен плагиоклазового кристаллического сланца, различных гнейсов и пр. По величине глыбы совершенно не сортированы, так что бок-о-бок встречаются мелкие куски и крупные глыбы до 2 м поперечником. Все они окатаны и изборозжены штрихами скольжения. Цементом служит рыхлая или полурыхлая перетертая масса тех же пород («мякотью»), состав которой всегда соответствует среднему составу глыб в данном месте. Исследованные образцы белой полурыхлой мякоти оказались состоящими преимущественно из зерен доломита и кальцита, а также частиц флогопита, диопсида (и салита), шпинели, графита, псевдоморфоз серпентина (вероятно по форстериту), сфена, реже зерен микроклина, бурого биотита и т. д.

В определенных местах среди этой дислокационной брекчии встречаются скопления глыб измененных пегматитов с каймой лазуритовых пород и отдельные куски этих лазуритовых пород. Образование брекчий совершенно очевидно произошло в позднюю эпоху и не имеет никакого отношения к процессам образования лазуритовых пород, в результате изменения которых в брекчии незначительно и выражается в обесцвечивании лазурита у поверхности валунов, в зоне шириной

чен, при выветривании приобретает желтоватый цвет кости. Удивительно свеж, без следов серпентинизации. Угол оптических осей большой положительный. Флогопит также бесцветен, в более толстых пластинках чуть желтоватый. Лазурит, вкрапленный в кальцит, дает правильные зерна в 1 см и более величиной, с кристаллическими гранями; окраска темносиняя. У этого лазурита постоянно наблюдается аномальное двупреломление, иногда с появлением чернильных фиолетовых и зеленовато-голубых цветов интерференции с решетчатым двойниковым строением кристалла. Н. В. Воскобойниковой (1938) был выделен этот аномальный лазурит из породы и путем сопоставления химических анализов было показано, что он по составу не отличается от нормального лазурита.

ж. Химический состав главколита и лазурита

§ 17. О составе этих минералов дают представление следующие анализы (табл. 3).

Таблица 3

Химический состав минералов лазуритовых месторождений

Компоненты	I — главколит			II — лазурит			III — лазурит		
	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³
SiO ₂	44.05	0.734	121.9	31.76	0.529	76.8	32.13	0.535	77.7
TiO ₂	0.40	5	1.1	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	33.40	327	92.5	27.18	267	65.7	26.64	261	64.5
Fe ₂ O ₃	0.17	1	0.5	0.03	0	0.1	0.14	1	0.3
FeO	0.06	1	0.2	—	—	—	—	—	—
MnO	Следы	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	18.22	325	50.5	8.72	155	21.1	7.76	139	18.8
SrO	—	—	—	0.03	0	0.1	0.02	0	0.0
MgO	0.04	1	0.1	0.15	4	0.4	0.29	7	0.7
K ₂ O	0.38	4	1.1	0.23	2	0.6	0.51	5	1.2
Na ₂ O	1.88	30	5.2	16.86	27	40.8	16.42	265	39.7
S	0.0	1	0.1	0.34	11	0.8	0.20	6	0.5
SO ₃	0.02	0	0.1	11.78	147	28.5	10.08	126	24.4
Cl	0.02	1	0.1	0.2	7	0.6	0.52	15	1.3
CO ₂	1.24	28	3.4	1.03 ¹	24	2.5	1.36	31	3.3
H ₂ O ⁺	0.00	—	—	1.73	96	4.2	3.78	210	9.1
H ₂ O ⁻	0.17	—	0.5	0.35 ¹	—	0.8	—	—	—
Сумма	100.07	—	277.3	100.44	—	243.0	99.85	—	241.5
Аналитик	Р. П. Илницкий			Ю. Н. Книпович и М. М. Стукалов			М. М. Стукалов		

I — главколитовая порода из главколитовой зоны замещения Слюдянского лазуритового месторождения Поляковой (вероятно, кроме главколита содержит также плагиоклаз).

II — лазурит, среднее из трех анализов лазурита из того же месторождения.

III — лазурит, среднее из трех анализов лазурита Мало-Быстринского месторождения.

Анализ главколита и исходные (для вычисления среднего) анализы лазурита заимствованы из подготавливаемой к печати рукописи Е. Д. Поляковой и отчасти из работы Н. В. Воскобойниковой (1938). Для получения числа граммов на 100 см³ для главколита, сообразно с его составом, принят примерный удельный вес 2.77, а для лазурита 2.42.

¹ Одно определение.

² Среднее из двух определений.

При пересчете анализа главколита получается небольшой избыток металлов, который исчезает, если предположить, что пропущено содержание конституционной воды 0.06 вес.%. Тогда пересчет дает: 0.88 $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, 0.12 (Na, K) AlSi_3O_8 , 0.057 CaCO_3 , 0.023 Na_2CO_3 , 0.003 Na_2S , 0.003 NaCl , 0.020 NaOH . Соотношение мейонитовой и мариалитовой молекулы 88 : 12, причем содержание добавочных молекул втрое меньше, чем обычно принимается для скаполитов, что указывает на наличие в породе плагиоклаза (при пересчете TiO_2 прибавлено к SiO_2 , Fe_2O_3 к Al_2O_3 , FeO и MgO к CaO).

Б. Мало-Быстринское лазуритовое месторождение

1. Общий характер

§ 18. Знаменитое Мало-Быстринское месторождение лазурита расположено на правом склоне долины речки Лазурной, впадающей слева в р. М. Быструю, южный приток р. Иркута.

От устья р. Слюдянки месторождение находится примерно в 22 км на ЗЮЗ по прямой линии. Подробное общее описание месторождения подготавливается к печати Е. Д. Поляковой, которая ранее опубликовала свой предварительный отчет (1932); см. также обзорную работу А. Е. Ферсмана (1920). Поэтому здесь мы можем ограничиться данными, представляющими специальный интерес для нашей темы. Многочисленное месторождение было осмотрено в 1934 г., кроме того, были изучены образцы, собранные Н. М. Кеппен в 1933 г.

Месторождение приурочено к мощной толще кристаллических доломитов, имеющих, по данным Е. Д. Поляковой (1932), мощность 450 м и отнесенное залегание с северо-западным простиранием. С северо-востока с доломитами контактируют мигматизированные диопсидовые гнейсы с гнейсовидными мигматитовыми клинопироксеновыми сиенитами; с юго-запада к доломитам примыкает толща биотитовых гнейсов.

Лазуритовые породы добывались исключительно из дислокационной брекчии, мощная зона которой проходит в доломитах примерно согласно с их простиранием. Брекчия состоит преимущественно из обтертых глыб серого вонючего кристаллического доломита, содержащего примесь зерен кальцита, графита, форстерита, шпинели, диопсида, флогопита, пирротина. В подчиненном количестве встречаются куски и глыбы пироксенового амфиболита, пироксен плагиоклазового кристаллического сланца, различных гнейсов и пр. По величине глыбы совершенно не сортированы, так что бок-о-бок встречаются мелкие куски и крупные глыбы до 2 м поперечником. Все они окатаны и изборозжены штрихами скольжения. Цементом служит рыхлая или полурыхлая перетертая масса тех же пород («мякоть»), состав которой всегда соответствует среднему составу глыб в данном месте. Исследованные образцы белой полурыхлой мякоти оказались состоящими преимущественно из зерен доломита и кальцита, а также частиц флогопита, диопсида (и салита), шпинели, графита, псевдоморфоз серпентина (вероятно по форстериту), сфена, реже зерен микроклина, бурого биотита и т. д.

В определенных местах среди этой дислокационной брекчии встречаются скопления глыб измененных пегматитов с каймой лазуритовых пород и отдельные куски этих лазуритовых пород. Образование брекчии совершенно очевидно произошло в позднюю эпоху и не имеет никакого отношения к процессам образования лазуритовых пород, вторичное изменение которых в брекчии незначительно и выражается в обесцвечивании лазурита у поверхности валунов, в зоне шириной

примерно 2 см. Оторочка мрамора у лазуритовых пород и преобладание глыб доломита в брекчии указывают, что лазуритизированные гранит-пегматиты первично залегали в доломите, откуда и попали в брекчию.

В коренном залегании лазуритовые породы не встречены; повидимому, в коренном залегании находится вскрытый канавой среди доломитов измененный гранит-пегматит с метасоматической нефелиновой оторочкой (образцы точки 699 описаны ниже).

Гранит-пегматиты, встречающиеся среди диопсидовых гнейсов и среди доломитов территории месторождения, во многих случаях носят щелочной характер. Сложены они преимущественно белым микроклин-микропертитом с кварцем и содержат темнозеленый пироксен, близкий к геденбергиту, облекаемый сине-зеленой роговой обманкой с необычайно малым отрицательным углом оптических осей (в сходящемся свете мало расходящийся крест); они богаты сфеном и иногда содержат андрадит. Структура крупнозернистая гранитовая, изредка лишь собственно пегматитовая. Встречаются и нормальные пегматиты с плагиоклазом и биотитом. Прилегающие к доломитам «диопсидовые гнейсы» в значительной степени могут быть отнесены к гнейсовидным сиенитам, сложенным микроклин-микропертитом, салитом (т. е. диопсид-геденбергитом), сине-зеленой роговой обманкой, сфеном. Отсутствие плагиоклаза, кварца и биотита (кроме вторичного) указывает на щелочной характер этих сиенитов.

Лазуритовые и лазурит-нефелиновые породы образуют каемки вокруг гранит-пегматитов в контакте их с мрамором. Отчетливые структуры и текстуры замещения, с реликтовыми полевошпатовыми участками среди лазуритовых пород, с просечками лазуритовых пород в гранит-пегматите и т. д. не оставляют сомнения в метасоматическом характере лазуритовых пород. Они, несомненно, возникли в результате взаимодействия вполне затвердевших пегматитов с вмещающими доломитами при посредстве растворов с высокой концентрацией натрия, необходимого для образования фельдшпатоидов. Эта высокая щелочность растворов, повидимому, находится в связи с щелочным характером сиенитов и некоторых пегматитов месторождения. Характерно однако, что образование реакционных зон с фельдшпатоидами происходило только внутри толщи доломитов, в то время как соответствующие реакционно-метасоматические образования в зоне контакта между толщей мигматитовых диопсидовых сиенитов и гнейсов и толщей доломитов относятся к более нормальному типу. В этой зоне контакта в пределах территории рудника (канавы № VI карты Е. Д. Поляковой, 1932) в сиенитах встречаются неправильной формы участки замещения с такой, например, последовательностью зон: 1) сиенит, 2) диопсидовый олигоклазит, 3) диопсид-скаполитовые прорастания, 4) зона роговой обманки, 5) зона флогопита. Это замещение тоже обусловлено взаимодействием полевошпатовых пород с доломитами, но тип этого замещения, весьма сходный с таковым флогопитовых месторождений, является почти нормальным для изучаемого нами алдано-слюдянского комплекса пород, в то время как образование фельдшпатоидов является исключительным, требующим повышенной концентрации щелочей в растворах.

§ 19. Среди фельдшпатоидных метасоматических образований Мало-Быстринского месторождения по минералогическим и парагенетическим признакам может быть выделено несколько типов. Минералогический состав последовательных зон замещения может быть изображен на диаграммах, различных для каждого типа замещения. Среди изученных мною образцов устанавливаются следующие типы замещения:

А. Нормальный для месторождения тип замещения (поле Е—5 фиг. 2), иллюстрируемый диаграммой фиг. 12. Плагиоклазы при таком замещении

неустойчивы, и калиевый полевой шпат может непосредственно замещаться фельдшпатом.

В. Менее обычный тип замещения с плагиоклазизацией (диаграмма фиг. 13 и 14, поле Д—5 фиг. 2). Здесь сначала происходит замещение калиевого полевого шпата плагиоклазом, а затем уже замещение плагиоклаза фельдшпатом. В отличие от Слюдянского месторождения Поляковой, плагиоклаз данного месторождения всегда кислый, типа олигоклаз-альбита (что, как увидим, указывает на более высокую концентрацию натрия в растворах).

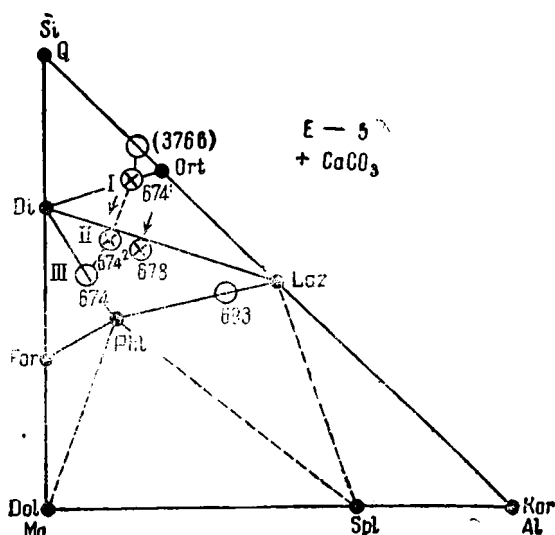
С. Необычный тип замещения с образованием диопсид-шпинелевой зоны (поле С—3 фиг. 2, диаграмма фиг. 15).

Для каждого из этих типов наблюдались случаи, когда наряду с лазуритом или вместо него фельдшпатом был представлен менее обычным нефелином. В типе А, в котором плагиоклаз неустойчив, вместо микропертита около зоны лазуритизации нередко видим гомогенный водяно-прозрачный санидиновидный ортоклаз с очень малым углом оптических осей; по составу он отличается исключительной бедностью натрием (5—10 мол. % натриевого алюмосиликата). Наличие ортоклаза с малым углом оптических осей и с низким содержанием натрия было отмечено С. С. Смирновым (1928, стр. 26). Замеренные мною в некоторых случаях углы $2V < 30^\circ$ при моноклинной сингонии минерала дают право называть такие разновидности санидином.

По общему характеру и генезису Мало-Быстринское и Слюдянское месторождения лазурита весьма близки между собой. Минералогическим отличием является наличие в Мало-Быстринском месторождении санидина и нефелина, не встреченных в Слюдянском месторождении, и, наоборот, отсутствие характерных для последнего зон основных плагиоклазов и зон глауколита (скаполита). Различия сводятся к различной концентрации подвижных компонентов в растворах (отсутствие зоны плагиоклазита и глауколита указывает на более высокую концентрацию калия и натрия в Мало-Быстринском месторождении). Эта концентрация, надо сказать, вообще весьма непостоянна в пределах каждого из месторождений. Другим отличием является гораздо большая интенсивность метасоматических процессов в Мало-Быстринском месторождении, приведшая в некоторых случаях к полному замещению мелких тел гранит-пегматитов лазуритовыми породами. Дадим характеристику отдельных типов замещения с детальным описанием некоторых отдельных примеров.

2. Нормальный для месторождения тип лазуритизации

Сюда мы отнесем те метасоматические образования, для которых парагенезисы минералов могут быть иллюстрированы диаграммой фиг. 12



Фиг. 12. Тип парагенезисов E—5. Нормальная для Мало-Быстринского месторождения лазуритизация пегматита.

их в воднопрозрачный санидиновидный ортоклаз. Большинство лазуритовых оторочек Мало-Быстринского месторождения относится именно к данному типу.

Прежде всего мы детально опишем два характерных случая замещения данного типа и приведем химические анализы описанных пород. После этого дадим общее описание данного типа замещения.

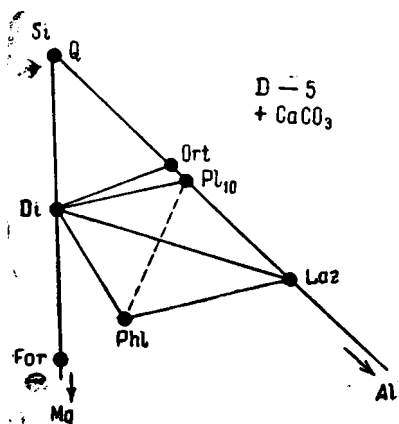
а. Лазуритовые оторочки обр. 674

§ 20. В отвалах выработок Мало-Быстринского месторождения часто встречаются глыбы темносерой полевошпатовой породы с синей оторочкой лазуритовой породы. Характерным представителем таких образований является глыба обр. 674. Эта глыба поперечником около 0,5 м была сложена из-

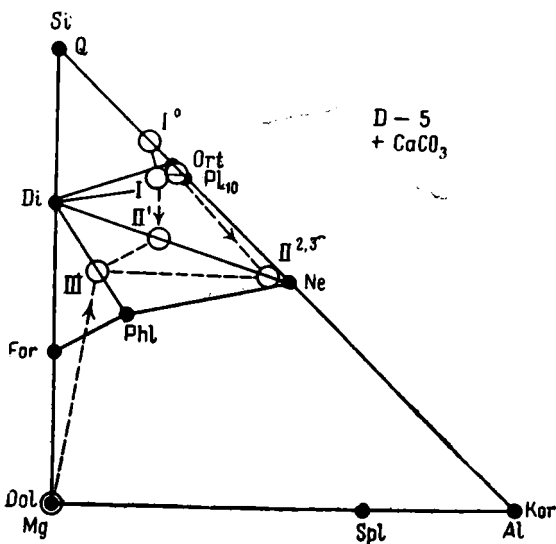
мененным гранит-пегматитом (I) с темносерыми полевыми шпатами с неправильными зеленоватыми диопсидизированными участками. Диопсидизация развита преимущественно ближе к контактам, а особый (гомогенный) характер полевого шпата сохраняется по всей глыбе. Эта центральная часть окружена зоной шириной около 3 см синей диопсид-лазуритовой породы (II), за которой следует крупнозернистая кальцитовая порода (IV). Дадим детальное описание этих типичных для Мало-Быстринского месторождения образований:

1. Диопсидизированный гранит-пегматит (ядро поперечником 0,5 м) сложен главным образом интересным калиевым полевым шпатом, с существенным содержанием кварца, кальцита, диопсида, с примесью апатита и пирита.

Полевой шпат гомогенный, не содержащий пертитовых вrostков, представлен ортоклазом, частью санидиновидным. Гомогенность и прозрачность полевого шпата обуславливают характерный темносерый его цвет в породе, в мелких же осколках большинство зерен оказываются водянпрозрачными. В шлифе видно, что большинство зерен совершенно чисты и прозрачны, но пересекаются мутными полосами, богатыми мель-



Фиг. 13. Схема парагенезисов при лазуритизации с промежуточной плагиоклазизацией.



фиг. 14. Диаграмма Al — Si — Mg, тип D — 5.
Замещение пегматита нефелином.

чайшими включениями жидкостей¹. В этих мутных полосах появляются иногда и пертитовые вроски. Измерения на федоровском столике шлифа 674¹ показали, что прозрачный полевой шпат обладает моноклинной сингонией с небольшим отрицательным углом оптических осей. Этот угол меняется не только в различных зернах, но даже в различных участках одного и того же зерна, причем наименьшим он оказывается в наиболее прозрачных зернах и участках. Замеры на федоровском столике дали: $2V = -33; -37; -42; -43; -44; -45; -47; -49.5^\circ$ (как увидим далее, в других шлифах установлены еще меньшие углы, например $2V < 17^\circ$). Моноклинный характер особенно хорошо устанавливается в замеренном карлсбадском двойнике по совпадению осей N_g обоих индивидов между собой и с перпендикуляром к плоскости шва, т. е. $N \perp (010)$ при углах двойниковой оси $[001]: N_m = 19.5^\circ$ и $[001]: N_g = 90^\circ$ ($2V$ здесь $= -42^\circ$). Совершенная спайность (001) с углами $\perp (001): N_m = 6^\circ$; $N_g = 88.5^\circ$ (измерено, а должно быть 90°). Иногда видна спайность (010) с замеренным углом $N_g: \perp (010) = 1.5^\circ$ (вместо 0°). Для этого шлифа характерна правильная совершенная отдельность, близкая к мурчисонитовой ($\bar{1}502$), с замеренными углами:

	N_g	N_m	N_p	
$\perp$ отд.	90°	75°	15°	} измерено
" "	85	80	11	
" "	87	83	7	
$(\bar{1}502)$	90°	78°	12°	у ортоклаза по диаграмме В. В. Никитина (1927)

Этот полевой шпат образует зерна величиной 0.5—2.0 мм, иногда сдвойникованные по карлсбадскому закону; N_m около 1.522.

Более мутные зерна, а также мутные участки в прозрачных зернах, обладают неоднородным погасанием и сложены микроклином. Углы оптических осей большие (замерено $2V = -65.5; -68; -79.5$), сингония явно триклинная, что особенно хорошо видно при замере карлсбадских двойников (в которых измерено $\perp (010): N_g = 16.5^\circ$), а также из положения спайности (001) (измерено $\perp (001): N_g = 83^\circ$; $N_m = 12^\circ$). Здесь также наблюдается резкая отдельность, близкая к мурчисонитовой ($\bar{1}502$):

	N_g	N_m	N_p	
$\perp$ отд.	79°	82°	13.5°	} измерено
" "	80.5	76.5	16.5	
" "	77	84	15	
$(\bar{1}502)$	72.5°	83°	18.5°	у микроклина по диаграмме В. В. Никитина (1927)

Микроклин этот образовался за счет ортоклаза и санидина. Это видно из того, что помутнение и превращение в микроклин происходит вдоль трещинок и по неправильным зонам, пересекающим по несколько зерен породы. Приводимый ниже (табл. 4¹) анализ описываемой породы обр. 674¹ (в которой щелочи могут содержаться только в полевошпате) показывает, что наш полевой шпат является существенно-калиевым

¹ Упомянутая здесь и в других местах мутность полевых шпатов обычно обозначается как «пелитизация». Это ошибочно, так как эта мутность обусловлена мельчайшими включениями жидкости, а не пелитовым веществом (Коржинский, 1940²).

с молекулярным отношением $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} = 1 : 9$, т. е. 90% калневого алюмосиликата и 10% натриевого.

Такой же полевой шпат из лазуритовых пород Мало-Быстринского месторождения (типа ортоклаза, но с крайне малым углом оптических осей) был отдан в анализ С. С. Смирновым (1928, стр. 25—26). Анализ дал 15.30% K_2O и 0.52% Na_2O , что дает 5 мол. % натриевого алюмосиликата.

Низкое содержание альбитовой молекулы (10%) и обуславливает гомогенный характер полевого шпата. Несомненно, именно то обстоятельство, что при понижении температуры полевой шпат в связи со своим составом не претерпел распада на пертит, как раз и является причиной частичного сохранения свойств санидина.

Как известно (Winchell, 1927, стр. 32), санидин является высокотемпературной формой ортоклаза и при простом нагревании обычного ортоклаза (адуляра) до температуры 600—800° угол оптических осей уменьшается до 0° и затем возрастает в плоскости (010), перпендикулярной к первоначальной плоскости оптических осей, приобретая таким образом оптические свойства санидина. Если при этом температура нагрева превысила 600°, то обратное изменение при охлаждении затруднено, благодаря чему санидин может существовать и при низких температурах как метастабильный минерал. Неоднородность наших полевых шпатов и может быть объяснена частичным переходом высокотемпературной формы — санидина — в низкотемпературную, с возрастанием угла оптических осей. Сохранение санидина, несомненно, обусловлено отсутствием явления пертитового распада, а также залеганием среди мраморов, отчасти предохранявших в силу своей пластичности линзы пегматита от катакластических явлений.

Кроме полевого шпата, в породе имеется в существенном количестве кварц в пойкилобластическом прорастании с замещающим его кальцитом, и скопления зерен диопсида (диопсид бесцветен в шлифе, для него измерено $N_g - N_p = 0.027$, $[001] : N_g = 39^\circ$). Примесь апатита и окисленного пирита. В общем структура породы является зернистой и частью ситовидной (кварц с кальцитом), с величиной зерна 1—2.5 мм. Около контакта с лазуритовой породой кварц исчезает, и в некоторых зернах ортоклаза появляются мельчайшие червеобразные вроски лазурита. В табл. 4 — I дан химический анализ описанной породы (в пробе, отданной на анализ, кварц, повидимому, почти нацело замещен диопсидом с кальцитом).

II. Зона диопсид-лазуритовой породы, мощностью около 3 см (шлиф 674²). Линия ее контакта с полевошпатовой породой очень резкая (волосная черта), фестончатая, причем непосредственно к полевошпатовой породе прилегает зона шириной до 2 мм субмикроскопически тонкого поперечно-волокнистого прорастания диопсида с лазуритом. Далее идут зернистые прорастания диопсида с синим лазуритом, с величиной зерна от сотых долей миллиметра до 1 мм. Немного кальцита, примесь пирита. (В лазурите встречается какой-то вторичный бесцветный минерал с прямым погасанием). Анализ этой породы дан в табл. 4—2.

III. Прерывистая зона мелкозернистой ассоциации почти бесцветных флогопита, диопсида и кальцита. Эта зона прерывается крупными зернами кальцита, распадаясь благодаря этому на ряд скоплений упомянутых минералов. Мощность до 0.5 см. Примесь пирита, лазурита.

IV. Крупнозернистый кальцитовый мрамор (дальнейшая зона V — доломит — в данных образцах не представлена).

§ 21. Типичны для Мало-Быстринского месторождения темносиние лазуритовые породы с беловатыми глазками; представителем этих обычных для месторождения пород и является анализированный обр. 678. Этот кусок лазуритовой породы взят в отвале штольни и имел в наименьшем измерении 8 см. Снаружи куска в полосе шириной 1—3 см лазурит обесцвечен, что весьма характерно для брекчиевидных руд месторождения. В темносиней породе рассеяны круглые зеленовато-белые полевошпатовые глазки, поперечником до 1 см, сложенные микроклин-микропертитом, крупные зерна которого частью распались на мелкие, дающие участки мозаичной торцевой структуры. Эти участки микроклина окружены замещающей их диопсид-лазуритовой породой, обладающей диаблостовой, а частью зернистой структурой, с величиной зерна 0.02—0.50 мм. В узкой (0.5 мм) зоне контакта с микроклином появляются также частицы флогопита и кальцита, так что непосредственное замещение микроклина в этой узкой зоне происходит большей частью прорастаниями флогопита с лазуритом, к которым присоединяются кальцит и диопсид; частью происходит замещение микроклина сыпью частиц кальцита с лазуритом. Величина зерна в этой зоне непосредственного замещения снижается до 0.001—0.010 мм. Характерно, что вся диопсид-лазуритовая порода разбита сетью узких (1—2 мм) диопсидовых, кальцитовых или диопсид-кальцитовых среднезернистых (1—3 мм) прожилочков на отдельные участки с микроклином в центре; эти прожилочки указывают на уменьшение объема («усадку») при замещении. Примесь пирита.

В табл. 4—3 и на диаграмме 12 дан состав этих типичных для месторождения пород.

в. Химические анализы пород нормальных зон замещения (обр. 674 и 678)

§ 22. В табл. 4 приведены результаты химического анализа описанных выше пород Мало-Быстринского месторождения.

Удельные веса вычислены путем пересчета анализов на минералы, причем получен следующий приблизительный минералогический состав (в вес. %): в анализе обр. 678 для упрощения расчета выпущены микроклин и флогопит, присутствующие в породе в небольшом количестве.

Минералы	Обр. 674 ¹	Обр. 674 ²	Обр. 678
Ортоклаз ($Or_{90}Ab_{10}$)	60.8	—	—
Кварц	4.5	—	—
Диопсид	21.4	57.4	56
Кальцит	11.0	25.3	15
Лазурит	—	15.8	27
Апатит	1.3	—	1.3
Пирит	1.0	1.5	0.7

На основании соотношения молекулярных количеств Si — Al — Mg наносим эти анализы на диаграмму фиг. 12. Кружком без крестика показан приблизительный состав тонкой внешней зоны (III) обр. 674¹, ², исходя из примерного минералогического состава. Для сравнения показан кружком также нормальный состав гранит-пегматита (376 б).

Расположение точек на диаграмме фиг. 12 показывает, что образование описанных оторочек происходило в силу привноса магния, без заметного изменения отношения $SiO_2:Al_2O_3$. Сопоставив содержание Al_2O_3 в граммах на 100 см³ породы, получим: гранит обр. 376 б (табл. 1) — 38.6 г; диопсидизированный гранит обр. 674¹ — 33.7 г; диопсид-лазуритовая порода обр. 674² — 20.3 г и обр. 678 — 33.9 г. Эти

Химический состав пород Мало-Быстринского лазуритового месторождения

Компоненты	1 — обр. 674 ¹ , пегматит			2 — обр. 674 ² , Di + Laz			3 — обр. 678, Di + Laz		
	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³
SiO ₂	55.26	921	149.7	35.96	599	105.2	37.19	620	108.3
TiO ₂	Нет	0	0	Следы	0	0	Следы	0	0
Al ₂ O ₃	12.44	122	33.7	6.94	68	20.3	11.67	114	33.9
Fe ₂ O ₃	0.48	3	1.3	0.32	2	0.9	0.16	1	0.5
FeO	0.43	6	1.2	0.59	8	1.7	0.28	4	0.8
MnO	0.03	0	0.1	0.01	0	0.0	0.03	0	0.1
CaO	12.04	215	32.6	29.78	531	87.2	23.01	410	66.9
MgO	3.77	94	10.2	10.20	255	29.9	9.00	225	26.2
K ₂ O	9.29	99	25.2	1.01	11	3.0	0.33	3	1.0
Na ₂ O	0.68	11	1.8	2.16	40	7.2	4.87	78	14.2
P ₂ O ₅	0.65	4	1.8	—	—	—	0.55	4	1.6
CO ₂	4.84	110	13.1	11.14	253	32.7	6.60	150	19.2
S	—	—	—	1.49	47	4.4	1.73	54	5.0
H ₂ O—	0.11	—	0.3	0.38	—	1.1	0.48	—	1.4
Пот. при прок.	0.46	—	1.2	0.05	—	0.1	3.68	—	10.7
Сумма	100.48	—	272.2	100.33	—	293.7	99.58	—	289.8
Аналитик	М. Т. Селютина			М. Т. Селютина			М. Т. Селютина		
Уд. вес	Вычислено 2.71			Вычислено 2.93			Вычислено 2.91		

1. Обр. 674¹ — диопсидированный гранит-пегматит; сложен ортоклаз-санидином, диопсидом, кальцитом, кварцем, с примесью апатита и пирита.

2. Обр. 674² — диопсид-лазуритовая оторочка из того же штуфа; диопсид, лазурит, кальцит, примесь пирита.

3. Обр. 678 — диопсид-лазуритовая порода; диопсид, лазурит, кальцит, немного микропертита, флогопита, апатита, пирита.

данные показывают, что по мере привноса MgO и CaO при данном замещении происходил вынос не только кремнезема, но и глинозема, без заметного изменения соотношения SiO₂:Al₂O₃ в замещаемой породе. Интересно, что содержание FeO + Fe₂O₃ на единицу объема при замещении не менялось (обр. 376 b — 2.5 г на 100 см³; обр. 674¹ — 2.5 г; обр. 674² — 2.6 г).

г. Общее описание нормальных для Мало-Быстринского месторождения случаев лазуритизации

§ 23. Лазуритовые породы Мало-Быстринского месторождения в большинстве случаев относятся к тому же типу лазуритизации без плагиоклазизации, как и два детально описанных выше примера. Это тип поля Е—5 фиг. 2. Различные глыбы этих пород весьма сильно отличаются по своей текстуре и по степени замещения, но весьма близки по минералогическому составу отдельных наблюдающихся в них зон замещения. Парагенезисы минералов этих зон укладываются, как отмечалось выше, в диаграмму фиг. 12. Зоны эти следующие:

1. Нормальный лейкократовый гранит-пегматит. Вполне одинаков с таковым Слюдянского месторождения Поляковой (химический анализ см. табл. 1—1, обр. 376 b). Сложен в основном микроклин-микропер-

титом и кварцем. Редкая примесь биотита. Структура гранитовая крупнозернистая с чертами пегматитовой. Цвет беловатый. В неизменном виде сохраняется только в глыбах со слабой лазуритизацией, с тонкой зоной лазуритовой породы. Интересно, что в некоторых случаях в шлифах и образцах такой неизмененный гранит-пегматит находится всего в нескольких миллиметрах от тонких стебельчатых диопсид-лазуритовых прорастаний.

II.¹ Диопсидизированные гранит-пегматиты. В большинстве глыб гранит-пегматит претерпел значительное изменение, выражающееся в частичном или полном замещении кварца зернистыми агрегатами диопсида и кальцита, с преобладанием то диопсида, то кальцита. Вместе с тем происходит частичная или полная грануляция микропертита и кварца, с образованием торцевой структуры, с величиной зерна в десятые доли миллиметра (эта грануляция связана, вероятно, с выносом кварца и уменьшением вследствие этого объема породы; микропертит, так сказать, втискивается в освобождающиеся промежутки и при этом деформируется и перекристаллизовывается). Сам микроклин-микропертит в некоторых случаях не испытывает изменения, в других случаях в нем происходит расширение лент альбита и развитие пятен альбита — это случай, переходный к следующему типу лазуритизации, с плагиоклазизацией микроклина. Наконец, в ряде случаев наблюдается замена микропертита однородным ортоклазом и водянопрозрачным санидиновидным ортоклазом, как это описано для обр. 674 (§ 20). Такое развитие ортоклаза и санидина совершенно отсутствует в типе замещения с плагиоклазизацией. Глыбы темносерых измененных гранит-пегматитов с каемками лазуритовой породы весьма типичны для месторождения; темносерый цвет полевого шпата здесь обусловлен именно его прозрачностью, связанной с отсутствием вростков. В шлифе переход от нормального микропертита к санидиновидному ортоклазу представляется постепенным, с постепенным сужением пертитовых вростков до тончайших волосных черточек. Такой плавный переход хорошо объясняется следующим представлением: при температуре замещения все полевые шпаты были гомогенными К-Na-санидинами, и замещение заключалось в том, что растворы постепенно выносили из санидина натрий, оставляя на его месте калий. При последовавшем затем охлаждении санидин, там, где он был богат растворенной плагиоклазовой молекулой, будучи неустойчивым, претерпел внутреннюю перекристаллизацию с превращением в микроклин с вростками олигоклаз-альбита, количество которых определялось составом санидина. Наиболее бедный примесями санидин оказался, естественно, наиболее устойчивым и, избегнув общей перекристаллизации, сохранил свой моноклинный характер, а в отдельных участках и свой малый угол оптических осей.

Помимо описанной породы обр. 674¹, весьма тщательные замеры санидиновидного ортоклаза были сделаны в шлифе 297. Замеры производились на федоровском столике, причем определялись границы областей возможного расположения осей N_m и N_g (т. е. областей, где ось столика J давала сохраняющуюся темноту) и оси помещались в центре этих областей. Результаты для различных зерен в шлифе 297 получены следующие:

$N_g : \perp \text{сп. (001)}$	$N_m : \perp \text{сп. (001)}$	2V
90°	7°	$\leq 15^\circ$
90	6	≤ 17
90	3.5	≤ 26
89	9	$= 28$
		$= 29$
		$= 32$

Химический состав пород Мало-Быстринского лазуритового месторождения

Компоненты	1 — обр. 674 ¹ , пегматит			2 — обр. 674 ² , Di + Laz			3 — обр. 678, Di + Laz		
	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³
SiO ₂	55.26	921	149.7	35.96	599	105.2	37.19	620	108.3
TiO ₂	Нет	0	0	Следы	0	0	Следы	0	0
Al ₂ O ₃	12.44	122	33.7	6.94	68	20.3	11.67	114	33.9
Fe ₂ O ₃	0.48	3	1.3	0.32	2	0.9	0.16	1	0.5
FeO	0.43	6	1.2	0.59	8	1.7	0.28	4	0.8
MnO	0.03	0	0.1	0.01	0	0.0	0.03	0	0.1
CaO	12.04	215	32.6	29.78	531	87.2	23.01	410	66.9
MgO	3.77	94	10.2	10.20	255	29.9	9.00	225	26.2
K ₂ O	9.29	99	25.2	1.01	11	3.0	0.33	3	1.0
Na ₂ O	0.68	11	1.8	2.16	40	7.2	4.87	78	14.2
P ₂ O ₅	0.65	4	1.8	—	—	—	0.55	4	1.6
CO ₂	4.84	110	13.1	11.14	253	32.7	6.60	150	19.2
S	—	—	—	1.49	47	4.4	1.73	54	5.0
H ₂ O—	0.11	—	0.3	0.38	—	1.1	0.48	—	1.4
Пот. при прок.	0.46	—	1.2	0.05	—	0.1	3.68	—	10.7
Сумма	100.48	—	272.2	100.33	—	293.7	99.58	—	289.8
Аналитик	М. Т. Селютин			М. Т. Селютин			М. Т. Селютин		
Уд. вес	Вычислено 2.71			Вычислено 2.93			Вычислено 2.91		

1. Обр. 674¹ — диоксидированный гранит-пегматит; сложен ортоклаз-санидином, диопсидом, кальцитом, кварцем, с примесью апатита и пирита.

2. Обр. 674² — диоксид-лазуритовая оторочка из того же штуфа; диопсид, лазурит, кальцит, примесь пирита.

3. Обр. 678 — диоксид-лазуритовая порода; диопсид, лазурит, кальцит, немного микропертита, флогопита, апатита, пирита.

данные показывают, что по мере привноса MgO и CaO при данном замещении происходил вынос не только кремнезема, но и глинозема, без заметного изменения соотношения SiO₂ : Al₂O₃ в замещающей породе. Интересно, что содержание FeO + Fe₂O₃ на единицу объема при замещении не менялось (обр. 376 b — 2.5 г на 100 см³; обр. 674¹ — 2.5 г; обр. 674² — 2.6 г).

г. Общее описание нормальных для Мало-Быстринского месторождения случаев лазуритизации

§ 23. Лазуритовые породы Мало-Быстринского месторождения в большинстве случаев относятся к тому же типу лазуритизации без плагиоклазизации, как и два детально описанных выше примера. Это тип поля Е—5 фиг. 2. Различные глыбы этих пород весьма сильно отличаются по своей текстуре и по степени замещения, но весьма близки по минералогическому составу отдельных наблюдающихся в них зон замещения. Парагенезисы минералов этих зон укладываются, как отмечалось выше, в диаграмму фиг. 12. Зоны эти следующие:

1. Нормальный лейкократовый гранит-пегматит. Вполне одинаков с таковым Слюдянского месторождения Поляковой (химический анализ см. табл. 1—1, обр. 376 b). Сложен в основном микроклин-микропер-

титом и кварцем. Редкая примесь биотита. Структура гранитовая крупнозернистая с чертами пегматитовой. Цвет беловатый. В неизменном виде сохраняется только в глыбах со слабой лазуритизацией, с тонкой зоной лазуритовой породы. Интересно, что в некоторых случаях в шлифах и образцах такой неизменный гранит-пегматит находится всего в нескольких миллиметрах от тонких стебельчатых диопсид-лазуритовых прорастаний.

II.¹ Диопсидизированные гранит-пегматиты. В большинстве глыб гранит-пегматит претерпел значительное изменение, выражающееся в частичном или полном замещении кварца зернистыми агрегатами диопсида и кальцита, с преобладанием то диопсида, то кальцита. Вместе с тем происходит частичная или полная грануляция микропертита и кварца, с образованием торцової структуры, с величиной зерна в десятые доли миллиметра (эта грануляция связана, вероятно, с выносом кварца и уменьшением вследствие этого объема породы; микропертит, так сказать, втискивается в освобождающиеся промежутки и при этом деформируется и перекристаллизовывается). Сам микроклин-микропертит в некоторых случаях не испытывает изменения, в других случаях в нем происходит расширение лент альбита и развитие пятен альбита — это случай, переходный к следующему типу лазуритизации, с плаггиоклазизацией микроклина. Наконец, в ряде случаев наблюдается замена микропертита однородным ортоклазом и водянопрозрачным санидиновидным ортоклазом, как это описано для обр. 674 (§ 20). Такое развитие ортоклаза и санидина совершенно отсутствует в типе замещения с плаггиоклазизацией. Глыбы темносерых измененных гранит-пегматитов с каемками лазуритовой породы весьма типичны для месторождения; темносерый цвет полевого шпата здесь обусловлен именно его прозрачностью, связанной с отсутствием вростков. В шлифе переход от нормального микропертита к санидиновидному ортоклазу представляется постепенным, с постепенным сужением пертитовых вростков до тончайших волосных черточек. Такой плавный переход хорошо объясняется следующим представлением: при температуре замещения все полевые шпаты были гомогенными K-Na-санидинами, и замещение заключалось в том, что растворы постепенно выносили из санидина натрий, оставляя на его месте калий. При последовавшем затем охлаждении санидин, там, где он был богат растворенной плаггиоклазовой молекулой, будучи неустойчивым, претерпел внутреннюю перекристаллизацию с превращением в микроклин с вростками олигоклаз-альбита, количество которых определялось составом санидина. Наиболее бедный примесями санидин оказался, естественно, наиболее устойчивым и, избегнув общей перекристаллизации, сохранил свой моноклинный характер, а в отдельных участках и свой малый угол оптических осей.

Помимо описанной породы обр. 674¹, весьма тщательные замеры санидиновидного ортоклаза были сделаны в шлифе 297. Замеры производились на федоровском столике, причем определялись границы областей возможного расположения осей N_m и N_g (т. е. областей, где ось столика I давала сохраняющуюся темноту) и оси помещались в центре этих областей. Результаты для различных зерен в шлифе 297 получены следующие:

$N_g : \perp \text{сп. (001)}$	$N_m : \perp \text{сп. (001)}$	2V
90°	7°	$\leq 15^\circ$
90	6	≤ 17
90	3.5	≤ 26
89	9	$= 28$
		$= 29$
		$= 32$

Символ $\leq$ обозначает, что темнота сохраняется на протяжении указанного угла, который равен или, вероятнее, превосходит истинный угол $2V$. Эти измерения относятся к наиболее прозрачным зернам. Для менее чистых зерен того же шлифа измерения давали: $2V = -40.5$; -47 ; -48 ; -49.5 ; -56.5 ; -60° ; моноклинная сингония этих ортоклазовых зерен была установлена измерением карлсбадского двойника с $N_g^1 = N_g^2 = \perp$ пл. шва (010) и с $B : N_g = 90^\circ$, $B : N_m = 20^\circ$. В шлифе 296 *a* для гомогенных полевых шпатов замерено: $2V = -35$; -35.5 ; -35 ; -47.5 ; -50° , и $2V \leq 12$; ≤ 15 ; $\leq 15^\circ$, и в шлифе 295 $2V = -48$; -52 ; -49° . Наконец, в специальных толстых шлифах 296 для наиболее прозрачных участков замерено: $2V \leq -7$; $= -15$; $= -30.5$; -33 ; -35 ; -37° и т. д.

Наиболее прозрачные санидин-ортоклазы появляются около диопсид-лазуритовых зон замещения и просечек и в реликтовых глазках полевого шпата среди лазуритовых пород. В этих случаях иногда наблюдаются почти мономинеральные ортоклазиты, всегда небольшими лишь участками.

II². Вместе с исчезновением в гранит-пегматите кварца часто наблюдается появление в полевом шпате мелкой сыпи замещающих его минералов, распределенных по зерну полевого шпата более или менее равномерно. Весьма характерны случаи, когда в ортоклазе развиваются червеобразные тончайшие вrostки синего или бесцветного лазурита, без каких-либо иных частиц. Эти вrostки толщиной в тысячные доли миллиметра (например 0.003 мм) густо пронизывают полевой шпат, создавая подобие мирмекитовой структуры. В других случаях в полевом шпате видна сыпь лазурита с кальцитом или флогопитом, гораздо реже с частицами диопсида. Нередко в сыпи преобладает флогопит с кальцитом, а в более редких случаях среди частиц сыпи преобладает кальцит.

III. Между полевошпатовой породой и диопсид-лазуритовой зоной замещения иногда наблюдается непостоянная и всегда очень тонкая (1—2 мм) поперечно-волокнистая зона, сложенная тонким срастанием флогопита с лазуритом и диопсидом. В некоторых образцах эта зона совсем отсутствует, и полевые шпаты непосредственно замещаются диопсидом с лазуритом; в других образцах она появляется только в отдельных участках, выклиниваясь между зонами II и IV. Появление этой зоны показывает, что на фронте замещения калиевого полевого шпата диопсид-лазуритовой породой привнос натрия совершался недостаточно быстро, в силу чего вместо диопсида с лазуритом частично образовывался флогопит (согласно с типом поля C—7 фиг. 2). Это отступление от полной подвижности щелочей следует рассматривать, по отношению к основной схеме замещения, как явление второго порядка.

IV. Диопсид-лазуритовая зона. Сложена главным образом диопсидом с лазуритом, причем диопсид преобладает над лазуритом или же, в других случаях, объемные количества их примерно равны. Местами присоединяется кальцит, неправильно распределенный, а иногда и флогопит, обычно в виде мелких вторичных чешуек. Примесь апатита и пирита. Очень часто диопсид и лазурит являются единственными составными частями.

У контакта с зоной II или III диопсид с лазуритом дают тончайшие, иногда даже субмикроскопически тонкие (криптокристаллические) волокнистые и стебельчатые прорастания, как всегда ориентированные волокнами перпендикулярно к фронту замещения. С удалением от этого фронта замещения волокна становятся более грубыми и сменяются затем зернистым или пойкилобластовым агре-

гатом диопсида и лазурита, с величиной зерна в десятые доли миллиметра, а местами даже до 1—3 мм. Мощность диопсид-лазуритовой зоны несколько сантиметров, достигая в некоторых случаях 10 см и, быть может, более. Эта порода обычно имеет интенсивный синий цвет и представляет обыкновенный тип добывавшейся ляпис-лазури.

V. Между диопсид-лазуритовой зоной и мрамором имеется переходная зона, которая представляет собой крайнюю степень изменения гранит-пегматита. Переход к этой зоне от предыдущей обычно постепенный, переход же к мрамору резкий, хотя эта граница крайне непостоянна, как бы рваная, с внедрением участков кальцита в переходную V зону. Намечаются два типа этой переходной зоны. Тип V¹ — с преобладанием флогопита, к которому присоединяется либо лазурит, либо диопсид, а также кальцит. Эта зона обычного для Слюдянского лазуритового месторождения типа, но в Мало-Быстринском месторождении ширина этой зоны почти всегда незначительна, менее 1—2 см. Удивительно то, что в большинстве глыб флогопит в переходной зоне почти отсутствует, и мы имеем переходную зону V², сложенную зернами лазурита и диопсида в кальците. Нередко в небольшом количестве присутствует и флогопит.

VI. Вмещающей породой является крупнозернистый кальцитовый мрамор, почти лишенный каких-либо других минералов. Имеется незначительная примесь флогопита, диопсида, пирита, апатита, графита. В отличие от Слюдянского месторождения, здесь вблизи от лазуритовых пород форстерит не был встречен мною вовсе.

Во всех зонах замещения встречается примесь пирита и апатита, причем апатит особенно скапливается в кальците непосредственно у контакта с V зоной. Сфен и магнетит, повидимому, первичная примесь пегматита, но сфен без заметного изменения остается и в диопсид-лазуритовой зоне.

Из вторичных минералов встречаются цеолиты, замещающие лазурит. Из других вторичных минералов изредка встречается тремолит, развивающийся по диопсиду. Пирит нередко бывает замещен гидроокислами железа; но в общем породы лазуритовых месторождений отличаются поразительной свежестью (вероятно вмещающие мраморы предохраняли их от тектонических воздействий).

Особую разновидность данного типа замещения представляют те случаи, когда к лазуриту присоединяется нефелин. В некоторых образцах нефелин даже преобладает над лазуритом; такие нефелин-диопсидовые породы беловаты, с жирным блеском (обр. 676). Нефелин встречается как в мелких зернах, так и в тонких червеобразных вросках в ортоклазе и микроклине. Если в таких вросках присутствуют лазурит и нефелин одновременно, то они всегда относятся к различным зонам и моментам замещения; если в зоне, пограничной с нетронутыми полевыми шпатами, в последних развиваются вроски нефелина, то лазурита уже в этой зоне не появляется, а он сменяет нефелин только на определенном расстоянии от границы нетронутой зоны. Иногда распределение обратное, т. е. у фронта замещения видим вроски одного лазурита, а на некотором расстоянии отсюда вроски одного нефелина. Очевидно в каждый данный момент у фронта замещения развивались вроски только одного из этих минералов. Нефелин встречается в тех же парагенезисах, что и лазурит, являясь его заменителем; на диаграммах типа фиг. 12 лазурит и нефелин проектируются в одну и ту же точку.

§ 24. Перейдем к вопросу о текстурах. Можно различать два крайних текстурных типа лазуритизации: а) с образованием правильных просечек зонального строения, как это характерно для Слю-

дянского месторождения лазурита; б) неправильное замещение гранит-пегматита ветвящимися полосами и пятнами с фестончатыми краями, причем образующиеся лазуритовые породы содержат многочисленные «глазки» полевого шпата и прожилки диопсида. Для Мало-Быстринского месторождения особенно характерен второй тип замещения и переходный от первого ко второму, хотя встречаются и случаи образования правильных зон и просечек лазуритовой породы с резкими и правильными контактами с ортоклазитом или диопсидизированным гранит-пегматитом. В случае образования лазуритовых пород с реликвовыми незамещенными полевошпатовыми участками, вокруг последних развивается кокардовая текстура с концентрическими зонами замещения, обладающими описанными выше составами и последовательностью. Интересно, что между этими замещенными участками в диопсид-лазуритовых породах всегда проходят прожилочки диопсида или кальцита, содержащие апатит, но лишенные алюмосиликатов. Точно так же в середине просечек лазуритовой породы, пересекающих измененные гранит-пегматиты, всегда имеется зона кальцита или диопсида, нередко богатая апатитом. Постоянное наличие этих лишенных глинозема прожилочков в лазуритовых породах указывает на сокращение объема (усадку) пегматита при его замещении («метасоматическая контракция»).

Степень замещения в различных глыбах месторождения весьма различна. Встречаются куски гранит-пегматита с очень тонкими зонами замещения, общей шириной менее сантиметра, с нетронутым пегматитом за пределами этой узкой зоны. Гораздо более характерны случаи интенсивного замещения, когда значительные глыбы гранит-пегматита по всей своей толще более или менее замещены. В некоторых кусках полевошпатовая порода сохранилась лишь в виде небольших реликтов. Наконец, встречаются заключенные в мраморе тела, сложенные лазуритовой породой, почти или совершенно не содержащей остатков полевых шпатов. Это крайняя степень замещения гранит-пегматитов, которая по составу отвечает описанной выше зоне V нормального замещения. Среди этих пород наблюдаются те же два типа, что были указаны для зоны V: диопсид-лазуритовые породы с примесью флогопита и флогопит-лазуритовые породы с примесью диопсида. Обычно эти породы обладают гранобластовой структурой с величиной зерна около 2 мм и содержат значительное количество кальцита, ввиду чего могут быть названы лазуритовыми кальцифирами. Так, обр. 693 состоит примерно из равных количеств зерен лазурита и кальцита с небольшим количеством флогопита и с примесью апатита, диопсида и пирита. Внутри зерен лазурита изредка встречаются мелкие реликтовые участки полевого шпата, указывающие на происхождение этого лазуритового кальцифира за счет пегматитовой породы. Существенное содержание кальцита в лазуритовых породах стоит в связи с тем, что при замещении пегматита лазуритом без перемещения глинозема лазурит может занимать только около половины первичного объема породы (как видно из табл. 1, в 100 см³ гранит-пегматита 376 б содержится 38.6 г Al₂O₃, в то время как 100 см³ лазурита содержат около 66 г Al₂O₃). Освобождающийся объем заполняется кальцитом, как равномерно рассеянным (лазуритовые кальцифиры), так и образующим неправильные жилки, характерные для таких скоплений лазурита.

Описанные выше текстурные и структурные особенности лазуритизированных пород сохраняются и для других, менее обычных типов замещения Мало-Быстринского месторождения, которые отличаются исключительно лишь в минералогическом отношении.

3. Лазуритизация и нефелинизация гранит-пегматитов с промежуточной плагиоклазизацией

а. Общий характер

§ 25. В некоторых образцах лазуритовых пород около поверхности замещения полевошпатовой породы диопсид-лазуритовыми прорастаниями наблюдается также замещение микроклин-пертита плагиоклазом. Плагиоклаз этот в Мало-Быстринском месторождении всегда имеет кислый состав альбита и олигоклаз-альбита. Замеры его на федоровском столике в двух породах дали 5 и 8% Ап. Плагиоклазизация эта развита крайне незначительно, в полосе шириной всего в несколько миллиметров, и встречается относительно редко. Парагенетические соотношения для этого типа передаются диаграммой фиг. 13 (поле D — 5 фиг. 2). В узкой зоне контакта лазурит-диопсидовых прорастаний с плагиоклазовыми зернами наряду с диопсидом и лазуритом появляется также флогопит, исчезающий далее от контакта. Это усложнение обозначено на диаграмме фиг. 13 пунктирной линией между точками плагиоклаза и флогопита. Обусловлено оно недостаточно быстрой подачей натрия на фронте замещения.

В выработках среди глыб лазуритовых пород встречаются изредка белые оторочки, сложенные диопсид-нефелиновыми (обр. 284а) и кальцит-флогопит-нефелиновыми (обр. 283) метасоматическими породами. Но особый интерес представляют нефелиновые оторочки обр. 699, происходящие не из дислокационной брекчии, а из коренного выхода, и заслуживающие детального описания. В конце этого описания прибавим несколько замечаний и о других образцах этого типа.

б. Нефелиновые оторочки (обр. 699 а — с)

§ 26. Исключительно интересные образования встречены в разведочной канаве, метрах в 200—250 к ССВ от главного жилого барака Мало-Быстринского месторождения (канавы № 5 по карте Е. Д. Поляковой 1932, стр. 14). Эта канава в нижней своей части проходит в доломитах, а верхняя часть ее вскрыла мигматитовые диопсидовые гнейсы. Среди этих доломитов и залегала полевошпатовая порода обр. 699 а — с, при встрече которой канава была расширена и, вероятно, углублена шурфом, затем засыпанным. В отвале канавы в этом месте встречаем крупные глыбы, в которых видны следующие зоны (см. фиг. 14 и после D — 5 фиг. 2):

I. Крупнозернистая серая порода, в основном сложенная серым полевым шпатом с величиной зерен 1.5 см.

II. Неправильная мелкозернистая зона замещения в контакте полевошпатовой породы с мрамором, весьма непостоянной ширины порядка 4—10 см. Местами в этой зоне встречаются тонкозернистые «саловидные» участки нефелиновой породы.

III. Снаружи некоторых глыб виден мрамор с чешуйками почти бесцветного флогопита и с зернышками диопсида.

Исследование восьми шлифов этих пород дало следующие результаты:

I. Крупнозернистая полевошпатовая порода обнаруживает значительное замещение, с вполне постепенным переходом в зону с нефелином. В основном эта порода (шлифы 699 а⁴ и 699 с¹) сложена крупными (1.5 см) зернами микроклин-микропертита обычной для пертитов ленточной структуры. Микроклин обладает отчетливым решетчатым полисинтетически-двойниковым строением, $2V = -83.5^\circ$. Скопления мелких зернышек диопсида с кальцитом несомненно заместили первичный

кварц, реликтовые зернышки которого ($2V = +0$) встречаются среди таких скоплений (шлиф 699а⁴). Вдоль стыков этих крупных зерен микропертита происходит их замещение, довольно разнообразное в разных участках даже одного и того же шлифа. Решительно преобладает замещение микропертита ситовидными зернами альбит-олигоклаза с червеобразными вростками нефелина. Это замещение происходит путем расширения полос плагиоклаза в микропертите, причем микроклин остается в плагиоклазовых зернах в виде тончайших параллельных штрихов, а затем и вовсе исчезает. Плагиоклаз имеет мозаичное строение, образуя мелкие (0.5 мм) зерна с зубчатыми ограничениями, с оптически близкой ориентировкой соседних зерен. Двойникование часто незаметно или же имеет шахматный характер. Замеры на федоровском столике дали угол погасания $\perp PM = -8.5^\circ$, что соответствует 13% Ап. $2V = -87.5^\circ$. Вместе с сужением полосок микроклина в плагиоклазе появляются червеобразные вростки нефелина (одноосен, отрицателен, малое двупреломление и т. д.), придающие зернам внешнее сходство с мирмекитом. Тонкое и относительно равномерное распределение этих вростков представляется удивительным. Изредка вместо нефелина в плагиоклазе появляются такие же червеобразные вростки бесцветного гаюина (почему-то такая замена нефелина содалитовым минералом приурочена к узким зонам контакта плагиоклазовых участков с микропертитом).

Другие виды замещения микропертита развиты особенно при переходе к приконтактовой с мрамором зоне II. Здесь (шлиф 699а³) помимо замещения микропертита ситовидным олигоклаз-альбитом идет замещение его тончайшими волокнистыми прорастаниями диопсида с флогопитом; в других участках шлифа идет замещение микропертита зернами нефелина с диопсидом и кальцитом. В описанных полевошпатовых породах встречаются также зерна пирита и апатита.

II. Во внешней неправильной зоне замещения (ширина 4—10 см) микропертит исчезает вовсе. Минералогический состав этой зоны весьма непостоянный, т. е. даже в соседних участках замещение шло несколько различным образом. Различаются следующие типы участков с более или менее постепенным переходом между ними:

1. Участки, сложенные примерно в равном количестве нефелином, диопсидом и кальцитом. Структура приближается к гранобластовой, хотя перечисленные минералы частью дают лапчатые зерна, прорастающие друг друга. Встречаются реликтовые зерна олигоклаз-альбита, изредка даже с остатками пертитовых вростков микроклина; по краям этих зерен плагиоклаза в них врастают, замещая их, зерна диопсида и нефелина, иногда и флогопита, вследствие чего плагиоклаз частью имеет ситовидный характер. Весьма тонкое полисинтетическое двойникование плагиоклаза наблюдается в равной степени по двум взаимно перпендикулярным плоскостям, в силу необыкновенной интенсивности периклинового двойникования сравнительно с обычным по (010). Благодаря этому плагиоклаз имеет решетчатую структуру в скрещенных николях и внешне удивительно похож на микроклин.

Замеры на федоровском столике такого странного плагиоклаза в трех разных шлифах дали:

$\perp (001): N_m$	$= 21^\circ$	20°	19°
" " $: N_p$	$= 70$	—	73
" " $: N_g$	$= 84.5$	87	—
$2V$	$\Rightarrow -$	$+84+86$	$+83$
% Ап	8	9	8

Замечательной является следующая черта структуры: вокруг зерен нефелина в местах стыка их с диопсидом наблюдается узенькая каем-

ка альбита, причем здесь же появляются чешуйки флогопита. Эти соотношения показывают, что в первую генерацию возникли (на месте олигоклаз-альбита) зерна диопсида с нефелином, а позднее они взаимодействовали между собой с образованием альбита с флогопитом, на чем мы еще остановимся далее.

2. Другие участки сложены примерно равным количеством нефелина и кальцита, без диопсида. Структура торцовая, частью нефелин в лапчатых зернах (при объединении нескольких «торцов»); средняя величина зерна порядка 0.5 мм. Здесь, как и в других участках этого месторождения, нефелин узнается по следующим признакам (для Мало-Быстринского месторождения нефелин отмечается впервые): строго одноосный, отрицательный, малое (сравнительно с плагиоклазом и микроклином) двупреломление, показатель преломления N_m чуть заметно меньше, чем у балзама, двойники отсутствуют, погасание удивительно однородно; спайность обычно незаметна, иногда с трудом обнаруживаются слабые и неправильные трещинки спайности по призме и по пинакниту, дающие, следовательно, прямое погасание.

При просмотре шлифов этот нефелин может быть спутан с тем санидиновидным калиевым полевым шпатом, который характерен для мало-быстринских лазуритовых пород; отличием является, помимо строгой одноосности нефелина, отсутствие в нем совершенной спайности (001), характерной для полевых шпатов.

3. Особенно интересны участки тонкозернистой серовато-белой почти мономинеральной нефелиновой породы, которая обладает жирным блеском и в поле была записана как «салицидная порода». Неправильные участки ее, сантиметров до 5 шириной, встречаются в приконтактных частях глыб полевошпатовой породы. Шлиф этой салицидной породы (обр. 699 с) показывает, что она в основном сложена нефелином, который обладает мозаичной торцовой структурой, с величиной зернышек 0.2 — 0.5 мм. Кроме того, в очень небольшом количестве наблюдаются скаполит, диопсид, кальцит, флогопит, примесь сфена, апатита и пирита. Скаполит образует ситовидные зерна, развиваясь в стыках зерен нефелина и облекая последние. Установлено, что он одноосен, отрицателен, имеет плохо видимую спайность по прямоугольной призме и двупреломление $N_m - N_p$ около 0.021 (по диаграмме Сундиуса 50%, Винчеля — около 45% Ме). Преломление N_m отчетливо меньше, чем N_m флогопита. Разбросанные по породе мелкие зернышки диопсида неизменно облекаются вышеописанными ситовидными зернами скаполита, каемки которого всюду отделяют диопсид от нефелина. Здесь же вблизи диопсида группируются и чешуйки флогопита. Это соотношение дает основание думать, что весь скаполит этой породы возник вторичным образом, за счет реакции: $Di + Ne + \text{раствор} = Sc + Phl + \text{раствор}$, т. е. скаполит здесь возник аналогично с вышеописанными каемками альбита между нефелином и диопсидом в зоне II¹. Кальцит образует прожилки, а также дает мельчайшие зернышки среди нефелина. Скопление мелких зерен сфена с диопсидом и флогопитом, расположенное среди нефелиновой породы, имеет явно метасоматический характер.

Таковы три типа участков во внешней зоне замещения, дающие между собой переходы. Закономерности в расположении этих участков не установлено. В пределах каждого из имеющих шлифов встречается более чем по одному из вышеописанных типов участков (которые отличаются степенью десиликации и контракции).

III. К внешней метасоматической зоне примыкает крупнозернистый мрамор, состоящий из кальцита со скоплениями мелких зернышек бесцветных диопсида и флогопита.

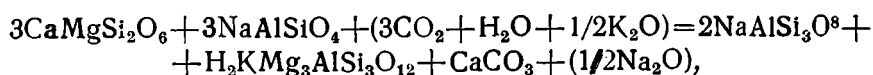
§ 27. На основании данного выше описания устанавливается следующая последовательность реакционных зон, отвечающая полю D — 5 фиг. 2 (см. также диаграмму фиг. 14).

- I⁰. Mi-P + Q (первичный пегматит)
- I. (M-P → Pl₈₋₁₃, Ne) + (Q → Di, Ka) ± Py, Ap
- II¹. Di + Ne + Ka; II² Ne + Ka; II³ Ne
(кроме того, в II¹⁻³) (Di + Ne → Ab, Phl) + Sph, Ap, Py
- III. Ka + Phl + Di

Первичный пегматит, повидимому, имел нормальный состав из микропертита и кварца (кружок I⁰ на фиг. 14). Этот первичный пегматит во всех взятых образцах изменен, с частичным замещением кварца диопсидом с кальцитом, а микропертита — олигоклаз-альбитом с вросками нефелина. Дальнейшее замещение во внешней зоне приводит к полному исчезновению полевых шпатов и совершается в различных участках несколько различно. Первый тип замещения приводит к диопсид-нефелин-кальцитовой породе (II¹ на фиг. 14). Это превращение пегматита, как показывает расположение соответствующих точек на фиг. 14 (расставленных соответственно наблюдаемым объемным соотношениям минералов), осуществляется за счет обмена SiO₂ на MgO, без существенного изменения объема породы. При типе замещения пегматита нефелин-кальцитовой (II²) или нефелиновой (II³) породой привноса магния почти не происходит, т. е. мы имеем чистую десиликацию (вынос SiO₂).

Тип замещения II², в котором нефелин и кальцит образуются за счет полевошпатовой породы примерно в равном количестве, протекает без заметного изменения объема породы. Действительно, легко рассчитать, что при замещении щелочного полевого шпата (K₂O · Al₂O₃ · 6SiO₂, молекулярный объем = молекулярный вес: плотность = 556 : 2.55 = 218) нефелином (Na₂ · Al₂O₃ · 2SiO₂, молекулярный объем = 284 : 2.60 = 109), при условии полной неподвижности глинозема, объем сократится ровно вдвое (109 вместо 218). Это сокращение объема может быть компенсировано привносом равного объемного количества кальцита, что мы и видим в участках типа II². Напротив, образование плотных «саливидных» участков, сложенных почти одним нефелином (II³), связано с уменьшением (сжатием) замещаемого пегматита в два раза («метасоматическая контракция»). Доломит около замещенного пегматита превращается в кальцитовый мрамор с диопсидом и флогопитом. Схему такого замещения и дает диаграмма фиг. 14.

Интересным осложнением этой схемы являются вторичные образования каемок олигоклаз-альбита вокруг нефелина в контактах его с диопсидом, с появлением также чешуек флогопита. Эта реакция может быть выражена следующей формулой:



т. е.



Образование этих реакционных каемок показывает, что по мере хода метасоматического процесса произошло некоторое изменение условий равновесия минералов с раствором, в результате чего вместо диопсида с нефелином (поле D — 5 фиг. 2) устойчивой стала пара олигоклаз-альбит с флогопитом, как это показано пунктиром на фиг. 13 (соответственно полю C — 5 фиг. 2). Можно указать две возможных причины

такого изменения типа диаграммы парагенезисов: 1) поскольку соответствующая реакция идет с поглощением воды и углекислоты, причиной изменения равновесия может быть понижение температуры; 2) при постоянстве температуры изменение условий равновесия может быть вызвано понижением концентрации натрия в растворе или, наоборот, повышением концентрации калия, хотя бы в результате освобождения калия из замещаемого пегматита.

Вполне аналогичные парагенезисы, соответствующие диаграмме фиг. 14, наблюдались и в диопсид-нефелиновой и кальцит-флогопит-нефелиновой оторочке, встреченных среди глыб лазуритизированных пород в дислокационной брекчии. Здесь также зерна нефелина отделены от зерен диопсида правильной каймой олигоклаз-альбита (угол погасания $\perp \text{PM} = -9^\circ.5 - 11^\circ/\% \text{An}$), с развитием здесь же пластинок флогопита, согласно разобранный только что реакции.

4. Шпинельсодержащие оторочки

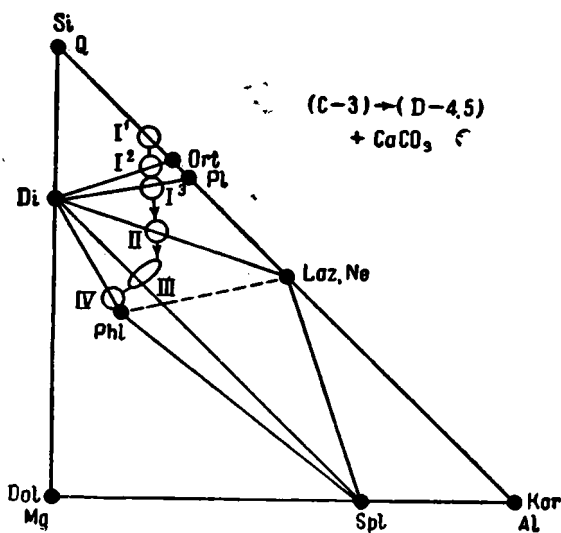
§ 28. В нескольких образцах фельдшпатоидных оторочек замещения встречена также шпинель. В этих образцах (264, 265, 307) устанавливается такая последовательность замещения, передаваемая диаграммой фиг. 15:

I^{1,2,3}. Нормальный гранит-пегматит, сложенный микроклин-микропертитом и кварцем; последний замещается кальцитом и диопсидом и исчезает около зоны II. Наблюдается частичное метасоматическое замещение микропертита плагиоклазом (угол погасания $\perp \text{PM} = -9^\circ.5 - 11^\circ/\% \text{An}$), в другом случае (шлиф 307b) — гомогенным ортоклазом с малым углом оптических осей.

II. Диопсид-лазуриновая зона, сначала волокнистой, потом зернистой структуры. В некоторых случаях, наряду с лазуритом присутствует и нефелин. Примесь кальцита, апатита, пирита.

III¹. Диопсид-шпинелевая зона. Вдоль стыков шпинели с диопсидом наблюдается кайма лазурита или нефелина (или обоих одновременно), так что шпинель нигде не соприкасается с диопсидом. Структура дает ясное впечатление образования фельдшпатоида за счет взаимодействия шпинели с диопсидом (аналогичный случай мы видели в лазурит-форстеритовых породах Слюдянского месторождения, где шпинель также всегда отделена от форстерита зоной лазурита). Кроме того, в породе содержится примесь кальцита, мелких чешуек флогопита, апатита.

III². Далее кнаружи следует зона, существенно сложенная диопсидом и флогопитом. Среди участков флогопита встречаются зерна шпинели, которые всюду отделены от диопсида зернами флогопита. Вместе



Фиг. 15. Диаграмма лазуритизации пегматита с появлением шпинели.

с флогопитом около шпинели встречается изредка и паргасит (шлиф 264 а, 2V +); существенная примесь кальцита.

Вокруг шпинели в некоторых участках (но далеко не всегда) наблюдается также тончайшая кайма лазурита, так что имеем двойной реакционный венец: шпинель — лазурит — флогопит — диопсид.

IV. Мелкочешуйчатая зона белого флогопита с несущественной примесью кальцита, диопсида, апатита.

Общая мощность зон II—IV незначительна, в некоторых образцах всего 3 см.

Реакционные структуры ясно показывают, что зона III¹⁻² первоначально была сложена диопсидом со шпинелью. Последующее взаимодействие этих минералов с образованием флогопита и лазурита, которые в зоне III² присутствуют одновременно, было очевидно вызвано изменением условий равновесия, в силу чего вместо пары диопсид — шпинель стала устойчива пара флогопит — лазурит, как показано на фиг. 15 пунктиром. Это изменение условий равновесия могло быть вызвано повышением концентрации щелочей в растворе (либо же понижением температуры). Казалось бы, при взаимодействии диопсида со шпинелью в этих новых условиях должны образовываться флогопит и лазурит одновременно и в определенном отношении, как это следует из крестообразного расположения на диаграмме фиг. 15 пар диопсид — шпинель и флогопит — лазурит. Но мы видели, что, как правило, в зонах замещения присутствуют только два минерала из тех, что могут быть изображены на нашей трехкомпонентной диаграмме. Эта закономерность обусловлена относительной подвижностью при метасоматозе магния: химический потенциал магния, падая от доломита к пегматиту постепенно, в пределах каждой зоны имеет переменное от точки к точке значение, т. е. обладает одной степенью свободы, что и уменьшает на единицу число устойчивых одновременно минералов. В силу относительной инертности SiO₂ и Al₂O₃, в каждой зоне устойчивы по два минерала. Ассоциация диопсида со шпинелью была устойчива для определенного интервала концентраций магния и щелочей. Если концентрация щелочей в растворе возросла (или температура понизилась), то для того же самого интервала концентраций MgO могут стать устойчивыми некоторые другие ассоциации минералов по два. Как показывают наблюдаемые в данном случае соотношения, вместо одной зоны с устойчивыми диопсид + шпинель, мы получили во внутренней части зоны устойчивыми диопсид + лазурит или лазурит + шпинель; в средней части зоны стали устойчивы диопсид + флогопит, флогопит + лазурит и наконец лазурит + шпинель. Наконец во внешней части первоначальной диопсид-шпинелевой зоны диопсид стал устойчив с флогопитом, а флогопит со шпинелью. Соответственно с этим во внутренней подзоне шпинель отделилась от диопсида каемкой лазурита (или нефелина), во внешней подзоне каймой флогопита, а в средней подзоне эта кайма флогопита в свою очередь отделяется от шпинели каймой лазурита. Образование всех этих каемок может быть объяснено одним изменением концентрации щелочей (или понижением температуры) (см. также § 115).

Нужно сказать, что описываемые каемки долгое время казались автору загадочными. Ведь при образовании каймы лазурита за счет взаимодействия шпинели с диопсидом порода обогащается кремнеземом и обедняется магнием. Казалось естественным объяснить это привносом элементов пегматита. Но в данном случае образование породы несомненно идет за счет замещения пегматита, т. е. в условиях общего привноса магнезии и выноса кремнезема. К тому же и в прилегающей кнаружи зоне III² за счет диопсида со шпинелью образуется флогопит, т. е. здесь происходит обогащение магнием. Данное выше объяснение

устраняет все трудности. Сходное явление мы видели в лазурит-шпинель-форстеритовых породах месторождения Поляковой (§ 16) и увидим далее в диопсид-шпинелевых породах Лиственничного района.

Глава III

ГЛАВКОЛИТОВЫЕ, ШПИНЕЛЕВЫЕ И ДРУГИЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

1. Главколитовые (скаполитовые) и плагиоклазитовые жилки в доломитах (обр. 154, 324, 466, 536, 554, 568, 750 и др.)

а. Общее описание

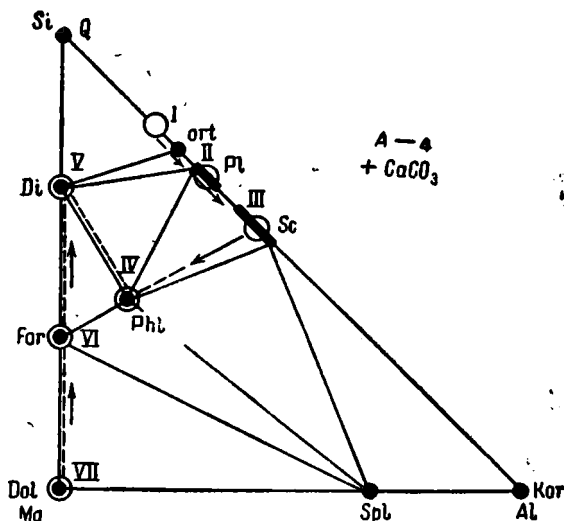
§ 29. Главколитовые (скаполитовые) жилки почти всегда приурочены к более или менее мощным пластам доломитов. В связи с этим они встречены были преимущественно в верхней части пади Улунтуй, начиная с месторождения флогопита «шестая заявка» и выше, и в верхнем течении р. Слюдянки. В меньшем количестве главколит встречается в мраморах низовьев р. Слюдянки.

В пади Улунтуй попадают жилки, сложенные в средней части почти одним крупнозернистым главколитом с величиной зерен по нескольку сантиметров, с мощностью главколитовой части до 10—15 см.

Главколит полупрозрачный, однородного светлофиолетового (сиреневого) цвета. Но обычно в средней части жилки главколит сменяется белым плагиоклазитом.

Во многих случаях можно было удостовериться, что главколит образуется за счет метасоматической десицикации гранит-пегматита. Действительно, не раз наблюдалось, что главколитовые прожилочки имеют характер апофиз или сопровождающих параллельных прожилков у линз гранит-пегматита, залегающих в доломите, причем самая линза с краев замещается нормальными диопсид-скаполитовыми прорастаниями, а чистый главколит заместил только тонкие апофизы этой линзы. Наблюдались и такие случаи, когда большой выход нормального богатого кварцем микропертитового гранита в контакте с доломитом давал зону главколитовой породы («шестая заявка»). Наконец существуют все переходы между главколитовыми жилами с реликтовыми участками плагиоклазита и плагиоклазитовыми жилами с нормальным гранит-пегматитом в середине. Образование главколитовых пород за счет замещения гранит-пегматита было описано и выше для лазуритового месторождения по р. Слюдянке.

§ 30. В нормальном типе главколитовых жил наблюдаются следующие зоны замещения, примерные составы которых показаны на диаграмме фиг. 16 и соответствуют полю А—4 фиг. 2:



Фиг. 15. Диаграмма зон замещения в обычном типе главколитовых жил в доломите.

Химический состав зон глауколитовой жилки обр. 568с
(падь Улунтуй)

Компоненты	1 — обр. 538 с, плагноклазит			2 — обр. 538 б ¹ , глауколит			3 — обр. 538 б ¹ , флогопит		
	вес. %	мол. ксч.	г/100 см ³	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³
SiO ₂	57.37	956	153.0	51.90	865	137.9	38.78	646	109.7
TiO ₂	Следы	—	0.0	Следы	0	0.0	0.07	1	0.2
Al ₂ O ₃	26.24	257	70.1	23.83	233	63.4	16.81	165	47.6
Fe ₂ O ₃	0.03	0	0.1	0.24	1	0.6	0.89	6	2.5
FeO	Нет	0	0	0.07	1	0.2	0.44	6	1.2
MnO	Следы	0	0	Нет	0	0.0	Следы	0	0.0
BaO	—	—	—	—	—	—	1.0	7	2.9
CaO	6.46	115	17.2	9.81	175	26.1	1.80	32	5.1
MgO	0.78	20	2.1	0.93	23	2.5	26.01	650	73.6
K ₂ O	1.36	15	3.6	0.61	6	1.6	8.65	91	24.2
Na ₂ O	6.19	101	16.5	7.14	115	19.0	0.32	5	0.9
F	—	—	—	0.05	3	0.1	0.77	41	2.2
CO ₂	0.62	14	1.7	0.83	19	2.3	1.08	24	3.1
Пот. при прож.	0.47	—	1.3	4.63	—	12.3	3.70	206	10.5
H ₂ O	0.09	—	0.2	0.11	—	0.3	0.07	—	0.2
—(O = F ₂)	—	—	—	—0.02	—	—	—0.32	—	—
Сумма	99.61	—	265.6	100.16	—	266.3	99.95	—	283.9
Аналитик	В. В. Лангзаген			М. М. Стукалов			Н. В. Левенфиш		
Уд. вес	Принято 2.67			Принято 2.66			Принято 2.83		

1. Обр. 563 с — плагноклазит. Плагноклаз (30 % Ап), примесь флогопита, кальцита.

2. Обр. 563 б² — глауколит, светлофиолетовый.

3. Обр. 568 б¹ — флогопитовая зона. Флогопит, примесь кальцита.

В табл. 5 приведены анализы этих пород, взятых из разных зон одного и того же куска породы. При этом глауколитовую породу обр. 568 б² можно считать мономинеральной, так как примесь флогопита в ней ничтожна. По соотношению SiO₂ с Al₂O₃ получаем, что этот глауколит содержит 40.5% мейонитовой молекулы (из которых только менее половины отнесется к кальцит-мейониту).

Флогопитовая порода обр. 568 б¹ содержит примесь кальцита, который легко вычистить из анализа, получив состав флогопита (не содержащий CO₂). Присоединяя FeO к MgO, Na₂O + CaO + BaO к K₂O, Fe₂O₃ к Al₂O₃, F₂ к H₂O, — получим формулу для флогопита обр. 568 б¹: 2.10H₂O · 0.06K₂O · 1.58 Al₂O₃ · 6.09MgO · 6.00SiO₂.

Анализ плагноклазита обр. 568 с не поддается пересчету как не согласующийся с минералогическим составом породы. Невероятным является высокое содержание глинозема (молекулярное количество Al₂O₃ = 257 · при K₂O + Na₂O + CaO — CO₂ = 216). Вместе с тем отношение

$$\frac{(\text{CaO} - \text{CO}_2) \cdot 1.0}{2\text{K}_2\text{O} + 2\text{Na}_2\text{O} + (\text{CaO} - \text{CO}_2)} = 30.5$$

согласуется с оптическим определением состава плагноклаза в 30% Ап.

§ 33. Интересен шпинелевый прожилок обр. 144/4503. Здесь различаются следующие зоны замещения:

I. Крупнозернистые участки андезина ($34\% \text{ An}$) и скаполита, проросшие крупными скелетными кристаллами паргасита, бесцветного в шлифе. Имеется немного кальцита. Для паргасита Г. В. Успенским получено: $c : N = 27^\circ$, $N = 1.646$, $N_p = 1.626$. $2 V$ около $+80^\circ$.

II. Шпинель ($N = 1.73$) с кальцитом, местами присоединяется флогопит.

III. Зона весьма светлого буроватого флогопита. В ней встречаются реликтовые зерна шпинели и паргасита, изредка и лабрадора. Соотношение участков I и II в жилке не выяснено. Флогопитовая зона III является внешней оторочкой прожилка, причем флогопит отчетливо разрезает другие минералы, развиваясь за их счет. Общая мощность прожилка до 3 см.

IV—V. Вмещающей породой является доломит с зернами форстерита и кальцита и с примесью флогопита и вторичного (по форстериту) диопсида.

Замечательной особенностью этого прожилка является развитие вокруг зерен шпинели каемок вторичного корунда, причем в виде внешней каемки, примыкающей снаружи к каемке корунда, развиваются зернышки доломита. От кальцита, обычно окружающего зерна шпинели, доломит отличается большей прозрачностью, большим преломлением и иным направлением двойниковых швов (в шлифе параллельным короткой диагонали ромбической решетки спайностей). Для корунда получено $2 V = -0^\circ$, $N_m - N_p = 0.008$.

Сопровождение корунда доломитом доказывает, что образование корунда более позднее и связано с изменением условий равновесия, очевидно в силу понижения температуры, с карбонатизацией шпинели:



т. е. шпинель + кальцит + CO_2 = доломит + корунд.

Прожилки обр. 144 являются звеном, связующим шпинелевые прожилки с более нормальными плагиоклазовыми. Их следует рассматривать как крайнюю степень замещения пегматитовых прожилков, в которых десиликация зашла еще дальше, чем в главколитовых жилах, как это можно видеть на диаграмме фиг. 19. В некоторых случаях наблюдалось непосредственно в обнажении (по р. Слюдянке), как скаполитовые прожилочки в доломите по простиранию переходили в прожилочки со скоплением голубой шпинели в середине.

3. Шпинелевый шурф р. Талой (обр. 739)

§ 34. На правом склоне долины р. Талой, примерно в 3 км выше ее устья, вблизи разведывавшегося флогопитового месторождения, имеется два шурфа. Один из них прошел в мраморе, вероятно доломитовом, другой представляет собой «шпинелевую копь». Вмещающая порода здесь — форстеритовый кальцифир, сложенный доломитом, кальцитом и форстеритом с небольшим количеством шпинели.

В одной стенке шурфа открыто большое тело пегматита, сложенного розовым олигоклазом с кварцем, со вторичным диопсидом. Очень характерно, что около этого большого тела пегматита оторочка со шпинелью отсутствует; эта оторочка наблюдается с другой стороны шурфа, где в кальцифире видна небольшая выклинивающаяся жилка белого плагиоклазита с концентрическими зонами замещения, с крупными

зернами шпинели (до 2—3 см поперечником) снаружи. Последовательность зон следующая (см. диаграмму фиг. 20, которая в отношении концентрации щелочей в растворе соответствует полю А—2 фиг. 2):

I. Микроклинит белый не-равномернозернистый. Сложен ленточным микроклин-микрoпертитом, который с краев зерен замещается олигоклазом.

II. Белый плагиоклазит, сложен олигоклаз-андезином (28% An) с реликтовым микроклином и с примесью кальцита, флогопита.

III. Узкая (1 мм) непостоянная диопсид-скаполитовая зона.

IV. Широкая волокнистая паргаситовая зона, шириной обычно около 4 см, в отдельных штуфах до 15 см. Структура ее волокнистая, с шестоватыми кристаллами паргасита длиной до 1 см и более и шириной не свыше 1 мм и частью тоньше 0.1 мм; эти шестоватые кристаллы ориентированы

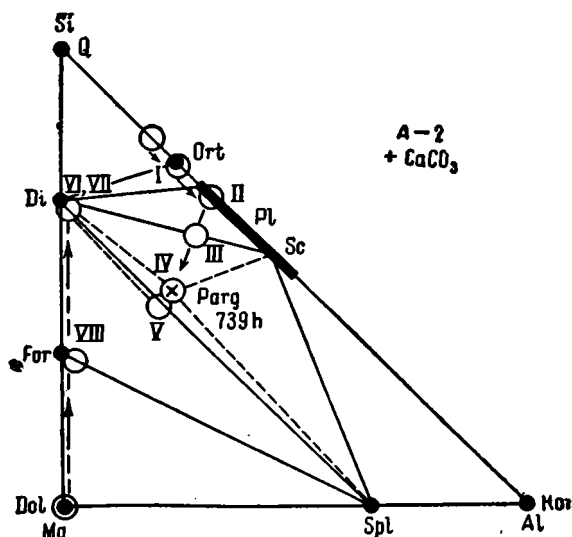
перпендикулярно к контактам зоны. Некоторые участки сложены одним паргаситом, но обычно имеется примесь диопсида, изредка незначительная примесь кальцита, флогопита или шпинели. Цвет породы яблочно-зеленый, светлый. У паргасита $s : N_g$ около 22° ; $N_m = 1.645$, $N_g - N_o = 0.020$, $2V +$. В шлифе он бесцветен. Анализ породы отсюда, сложенной одним паргаситом (обр. 739 h, аналитик П. Н. Ниссенбаум, Геохим. Лабор. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР), дал следующие результаты (табл. 6).

Таблица 6

Анализ паргасита обр. 739 h
(шпинельный шурф р. Талой)

Компоненты	Вес. %	Мол. ксл.	Компоненты	Вес. %	Мол. кол.
SiO ₂	43.51	725	K ₂ O	1.5	13
TiO ₂	0.39	5	Na O	2.2	35
Al ₂ O ₃	17.31	170	H ₂ C+	0.27	15
Fe O ₃	0.99	6	H ₂ O-	0.12	—
FeO	0.72	10			
M. O	0.52	7			
CaO	13.36	131	Сумма	100.27	—
MgO	19.38	434			

V. Диопсид-шпинелевая зона, сложена диопсидом и шпинелью, к которым иногда присоединяется кальцит. Иногда имеется примесь реликтовых зерен паргасита и плагиоклаза (лаорадора) или скаполита. Объемные отношения диспсида к шпинели колеблются от 3:1 до 2:1. Структура гранобластовая средне- и крупнокристаллическая. Особо



Фиг. 20. Диаграмма зон замещения пегматита в шпинелевом шурфе р. Талой, сбр. 739.

крупная величина зерна развивается в богатых кальцитом участках этой зоны (со шпинелью до 1 см и даже до 2—3 см). Шпинель зелено-вато-серая малопрозрачная, в шлифе бесцветная, диопсид в штуфе тоже зеленоватый. Обычная ширина зоны — 2—3 см и больше. Эта же зона развивается в виде просечек внутри паргаситовой зоны.

VI. Беловатая с зеленовато-серым оттенком диопсидовая зона, сложенная одним диопсидом, изредка с примесью кальцита, шпинели. Структура гранобластовая от мелко- до крупнозернистой, средняя мощность зоны 3 см.

VII. Диопсидовый кальцифир (кальцит, диопсид).

VIII. Форстеритовый кальцифир (кальцит, доломит, форстерит, примесь шпинели).

В виде исключения в одном из штуфов наблюдалась между плагио-оклазитом и паргаситовой породой узкая (1 см) флогопитовая зона.

Помимо этого правильного зонального замещения в шурфе встречаются также куски (поперечником до 30 см) с равномерным, но неполным замещением пегматита. Это голубовато-серая порода (обр. 739 i, 1) основным сложенная диопсидом, шпинелью, паргаситом, с многочисленными реликтовыми зернами плагиоклаза и скаполита; небольшое количество кальцита. Состав плагиоклаза меняется в широких пределах. В стороне от шпинели встречен андезин (начиная от 30% An) и лабрадор, а в богатых шпинелью участках установлен основной лабрадор (начиная от 68% An), битовнит и даже анортит (измерение двойника на федоровском столике дало углы двойниковой оси:

$$BN_g = 66^\circ,5; BN_m = 27^\circ; BN_p = 76^\circ,5,$$

что близко к положению $\perp [001]$ анортита № 95—100 по диаграмме В. В. Никитина; шов (010) с углами:

$$\perp (010) : N_g = 48^\circ, N_m = 65^\circ, N_p = 51^\circ,$$

что соответствует анортиту № 100. 2 $V = -79^\circ$, $N_g - N_p = 0.012$). Таким образом, состав плагиоклаза, находящегося в парагенезисе со шпинелью и диопсидом, колеблется примерно от 70 до 100% An. Это указывает на некоторое непостоянство потенциала натрия в различных точках породы, так как при постоянстве потенциала щелочей в парагенезисе с диопсидом и шпинелью одновременно был бы устойчив только плагиоклаз определенного состава, как это показано на диаграмме фиг. 20. У скаполита замерено двупреломление 0.030, 0.032 и 0.036, т. е. приблизительный состав его колеблется от 80 до 90% Me по диаграмме Сундиуса. Одновременное присутствие плагиоклаза и скаполита одинаковой основности показывает на недостаток здесь летучих частиц (SO_2 , Cl и др.) и недостаточную их подвижность.

Парагенезисы последовательных зон замещения прекрасно укладываются в диаграмму фиг. 20. Особенностью этой диаграммы является прежде всего отсутствие флогопита. Флогопит почти отсутствует в шпинелевой копи, появляясь иногда в первые стадии замещения микроклинита и плагиоклазита, иногда среди паргасита или шпинели, но всегда в виде незначительной примеси. Другой особенностью этого типа замещения является появление паргасита.

Химические условия образования паргасита разобраны мною в другом месте (1945¹, § 63). Для образования паргасита необходима некоторая минимальная концентрация железа в растворе, причем величина этой минимальной концентрации зависит от концентрации щелочных металлов. Благоприятна высокая величина отношения концентраций

$C_{Na} : C_K$, так как в таком случае паргасит может образоваться уже при сравнительно низкой железистости породы.

При уменьшении содержания Fe вместо паргасита может стать устойчивой заменяющая его ассоциация диопсида со шпинелью и плагиоклазом, которые могут сопровождаться и паргаситом. Именно такой случай мы и имеем в обр. 739 i, где все эти минералы тесно ассоциируются друг с другом. Однако при правильном зональном замещении диопсид-шпинелевая зона неизменно отделяется от плагиоклазита и диопсид-скаполитовых прорастаний широкой зоной паргасита.

4. Эруптивные брекчии диопсидовых пород в Лиственичном районе

§ 35. Кристаллический массив района с. Лиственичное сложен тем же алдано-слюдянским (архейским) комплексом кристаллических сланцев, мигматитовых гнейсов и гранитов. Так же как и в Слюдянском районе, граниты здесь не дают крупных массивов, но повсеместно тонко инъецируют гнейсовую толщу; более крупный массив архейских гранитов, поперечником в 1 км, занимает бассейн р. Смородовой. В отличие от Слюдянского района, породы Лиственичного массива претерпели сильное вторичное изменение — они катаклазированы и в них местами наблюдается интенсивное развитие серицита, хлорита, пренита и пр. Заметим, что пренит совершенно отсутствует в Слюдянском районе и является повидимому «абиссофобным» минералом, неустойчивым (при любых температурах) в весьма глубинных условиях формирования алдано-слюдянского комплекса (Коржинский, 1937², 1940¹). Это вторичное изменение пород архейского комплекса связано с последующей магматической и тектонической деятельностью, в результате которой в архейский комплекс внедрился крупный массив нижнепротерозойских? «котовских» гранитоидов (восточнее рч. Средней) и многочисленные жилы молодых диабазов.

Доломиты и кальцифиры мало распространены в Лиственичном массиве, образуя среди гнейсов отдельные линзы, мощностью по несколько метров. Более часто встречаются своеобразные брекчии диопсидовых пород, сцементированные гранит-пегматитами. Это пластовые жилы гранит-пегматитов, мощностью по несколько (2—6) метров, переполненные угловатыми кусками светлозеленых диопсидовых пород. Обычно гранит и диопсидовые породы входят в эти брекчиевидные образования примерно в равном количестве, иногда преобладают диопсидовые породы; в последнем случае окраска диопсидовых пород более светлая, вплоть до почти белой. Никогда не наблюдалось обособленных включений диопсидовых пород в пегматите, всегда имеем типичную картину пластов и линз брекчиевидных диопсидовых пород. Как показали наблюдения в Слюдянском районе (особенно падь Улунтуй), такого рода брекчиевидные диопсидовые породы образуются при внедрении гранит-пегматитов в доломиты (см. зарисовку, фиг. 25). Интересно, что боковые породы таких пластовых брекчий часто не обнаруживают заметной мигматизации или гранитизации. Линзы доломитов среди гнейсов очевидно наиболее проницаемы для внедрения гранитов и инъецируются в первую очередь. Прекрасные береговые обнажения такого рода брекчиевидных пород встречаются в районе мыса Лиственичный, а также в истоке р. Ангары.

Инъецирующей породой является розовый гранит-пегматит, сложенный в основном микроклин-микропертитом и кварцем. Структура крупнозернистая гранитовая, изредка встречаются участки графической структуры. Цветным минералом является зеленый диопсид, весьма не-

равномерно распределенный и скапливающийся около обломков диопсидовой породы; диопсид пегматита, как правило, бывает несколько более темным (железистым), чем диопсид обломков, особенно внутренних их частей. Примесь сфена, апатита, нередко ортита. В более крупных участках гранита цветные минералы могут отсутствовать, а изредка вместо диопсида появляется биотит. Вблизи скоплений обломков диопсидовых пород гранит теряет кварц, переходя в розовые диопсидовые сиениты. Непосредственной оторочкой диопсидовых пород (шириной в несколько сантиметров) нередко являются белые крупнозернистые плагиоклазиты, сложенные олигоклазом или андезином (до 50% An) с диопсидом; появляются здесь и крупные кристаллы (до 20 см) серого или сиреневого скаполита, иногда образующие сплошную зону. В выходах с меньшим количеством диопсидовых пород плагиоклазиты и скаполит нередко совершенно отсутствуют, и к диопсидовым породам примыкает диопсидовый гранит или сиенит. Сиениты, плагиоклазиты и диопсид-скаполитовые породы обычно богаты сфеном. Структурные отношения решительно говорят за метасоматическое образование скаполита, так как его крупные ситовидные кристаллы прорастают более мелкие зерна плагиоклаза и микроклина, разделяя их на неправильные реликтовые участки с неровными краями. Изредка наблюдается образование диопсид-скаполитовой грубо шестоватой зоны замещения плагиоклазита, с резкой границей между обеими породами. Относительно способа происхождения плагиоклазита (магматического или метасоматического) структуры в данном случае не дают определенных указаний.

Плагиоклазы и особенно скаполиты этих контактовых зон в Лиственичном райсоне в значительной степени замещены сплошными мелкочешуйчатыми агрегатами серицита. В более крупных чешуйках его удается получить коноскопическую фигуру, указывающую на малый или средний отрицательный угол оптических осей. В одном случае коноскопически замерено $2V = -46^\circ$. Пересчет химического анализа породы, богатой такими псевдоморфозами (обр. 144a², табл. 7), как увидим далее, также говорит в пользу серицита. Макроскопически эти агрегаты имеют нежнорозовую окраску и весьма походят на главколит. Такие псевдоморфозы серицита по скаполиту («вильсонит») известны и в канадских флогопитовых месторождениях (Schmid, 1914, стр. 300; Landes, 1938); эти последние месторождения, как известно, пересечены жилами более молодых гранитов. Кроме серицита, плагиоклазы замещаются также пренитом, который местами дает сплошные агрегаты. Такой сплошной серицитизации и особенно появления пренита в Слюдянском районе ни разу не наблюдалось; это, конечно, позднейшее, не архейское явление. Кроме серицита и пренита здесь обычны также клиноцоизит, альбит.

§ 36. Перейдем теперь к диопсидовым породам. Главная масса обломков сложена одним диопсидом без каких-либо примесей; полное отсутствие примесей крайне характерно для этих пород. В краевых частях пластов брекчиевидных пород иногда появляются диопсидовые породы с вкрапленностью мелких листочков биотита или флогопита, причем биотит расположен по правильным прослоечкам. Такая правильная слоистость говорит в пользу происхождения этих пород за счет доломитов с мергелистыми прослоями. В других, очень редких случаях, в диопсидовых породах встречаются неправильные гнездообразные или жилообразные скопления пластинок флогопита. Такого рода скопления встречаются исключительно лишь в более крупных глыбах диопсидовых пород, поперечником в 1—2 м, и притом в местах резкого преобладания

Внутри одной из крупных глыб диопсидовой породы обнаружена зональная жилка следующего состава (фиг. 21):

I. В середине жилки плагиоклазит белый, с величиной зерна 0.5 см. Сложен андезином. Андезин частично замещен серицитом, пренитом, альбитом. Примесь апатита и сфена. Отсюда анализ обр. 144a¹ (табл. 7). Около границы с зоной II плагиоклаз становится особо основным (угол погасания $\perp$ РМ = 27, 50% Ап) и явно замещается крупными ситовидными кристаллами скаполита.

II. Постепенный переход в зону, по виду близкую к диопсид-скаполитовым зонам. Ширина 1—3 см. Сложена она мелкочешуйчатым агрегатом серицита («вильсонит»), образующим псевдоморфозы по скаполиту или основному плагиоклазу (реликты которого изредка встречаются). В куске цвет этих агрегатов розовый. В существенном количестве диопсид. Местами примесь флогопита. Отсюда анализ обр. 144a².

III. Диопсид-шпинель-флогопитовая зона, мощностью 2—4 см. Величина зерна здесь 1—4 мм. Сложена диопсидом, шпинелью, флогопитом. Шпинель всегда заключена внутри псевдоморфоз мелкочешуйчатого серицита по какому-то минералу (вероятно скаполиту); эти псевдоморфозы сохраняют следы правильной спайности первоначального минерала. Примесь состоит из паргасита, апатита, сфена. В куске эта порода имеет довольно темную сине-зеленую окраску, благодаря чему резко отличается от зоны II. В шлифе шпинель светлозеленого цвета, диопсид бесцветен, а флогопит светлый буровато-желтый. Анализ этой породы обр. 144a³ см. в табл. 7. Кнаружи, т. е. к границе с зоной IV, увеличивается содержание флогопита, который дает пластинки по несколько сантиметров.

Таблица 7

**Химический состав зон замещения пегматита среди диопсидовых пород
Лиственичного района**

Компоненты	Обр. 144a ² /4878			Обр. 144a ³ /4878			Обр. 144a ¹ /4878		
	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³
SiO ₂	57.96	966	155.1	47.58	793	173.7	41.03	681	116.2
TiO ₂	0.28	4	0.7	Следы	0	Следы	0.14	2	0.4
Al ₂ O ₃	25.31	248	67.8	23.15	227	66.8	20.80	204	58.9
Fe O ₃	0.51	3	1.4	0.81	5	2.3	1.30	8	3.7
FeO	0.18	3	0.5	0.72	10	2.1	1.16	20	4.1
MgO	Следы	0	Следы	0.08	1	0.2	0.04	1	0.1
CaO	7.86	140	21.4	12.91	230	37.3	8.27	147	23.4
MgO	0.44	11	1.2	5.92	148	17.2	16.54	453	46.8
K ₂ O	1.03	12	2.9	3.71	39	10.7	5.04	13	14.2
Na ₂ O	5.38	86	14.4	1.16	19	3.3	0.60	10	1.7
CO ₂	Нет	0	0	0.22	5	0.6	0.07	1	0.2
Пот. при прок.	0.72	—	1.9	3.47	—	10.0	4.42	—	12.5
H ₂ O гигр.	0.17	—	0.5	0.08	—	0.2	0.93	—	1.1
Сумма	99.89	267.8	267.8	99.81	—	288.4	100.10	—	283.3
Аналитик	Н. Н. Егорова			М. Т. Селютина			Б. М. Френкель		
Уд. вес	Принято 2.68			Измерено 2.89			Измерено 2.83		
	Плагиоклазит			Диопсид-скаполитовая порода			Диопсид-шпинель-флогопитовая порода		

IV. Вмещающая диопсидовая порода с примесью листочков флогопита.

На основании отношения атомов $\text{Si} : \text{Al} : (\text{Mg} + \text{Fe})$ наносим составы табл. 7 на диаграмму фиг. 21, отображающую парагенетические соотношения минералов в вышеописанных метасоматических образованиях Лиственичного района. Как и ранее, кружки, соединенные пунктиром, дают составы зон, расположенных между нормальным пегматитом и диопсидовыми породами.

§ 37. Для выяснения природы серицитовидного минерала, агрегаты которого в виде каемок окружают зерна шпинели в диопсид-шпинелевых породах, пересчитываем анализ обр. 144a³ на следующие молекулы:

138. $\text{CaO} \cdot (\text{Mg}, \text{Fe}) \text{O} \cdot 2\text{SiO}_2$	диопсид
36. $2\text{H}_2\text{O} \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot 6\text{MgO} (\text{Al}, \text{Fe}) \text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$	флогопит
97. $2/3\text{H}_2\text{O} \cdot 1/3 (\text{K}, \text{Na})_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$	мусковит
79. $\text{MgO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$	шпинель
1. CaCO_3	кальцит

При таком пересчете точно сходятся все окислы, только остается избыток 0.008 CaO при недостатке 0.005 $(\text{K}, \text{Na})_2\text{O}$ (в молекулярных числах). Так как в слюдах кальций может занимать место щелочей, то остается лишь избыток 0.003 CaO (2% от всего CaO). Из этого пересчета видно, что чешуйчатые агрегаты вокруг шпинели действительно сложены серицит-мусковитом. Поскольку такого рода серицитизация весьма характерна для основных скаполитов и плагиоклазов Лиственичного района, следует думать, что этот сплошной серицит замещает мейонитовый скаполит или весьма основной плагиоклаз, с чем согласуется и наличие реликтовой совершенной спайности. Такого рода серицитизация с полным замещением основных плагиоклазов и скаполитов тонкочешуйчатым агрегатом серицита, который сопровождается альбитом и нередко пренитом, весьма характерна для различных пород Лиственичного района и не встречается в породах Слюдянского района. Для такого рода процессов вторичного разложения, как известно, обычно может быть установлено, что перемещению подвергаются лишь вода, щелочи и нередко кальций, в то время как кремнезем и глинозем не перемещаются.

Исходя из этого, мы и заключаем, что первичным минералом серицитовых псевдоморфоз был какой-либо алюмоортосиликат, с отношением $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 = 1 : 2$, как в сериците, скорее всего анортит или мейонит. В силу той же закономерности серицитизация не должна изменить положение точки состава породы на нашей диаграмме фиг. 21.

§ 38. Более сложной является проблема образования каймы первоначального скаполита или анортита вокруг шпинели. Очевидно в раннюю стадию метасоматоза порода состояла существенно из диопсида и шпинели, а затем за счет взаимодействия диопсида со шпинелью образовался скаполит. Так как в породе одновременно присутствует и флогопит в крупных пластинках, то следовательно в эту вторую стадию метасоматоза равновесные соотношения минералов изменились, а именно устойчива стала вместо пары диопсид + шпинель пара флогопит + скаполит, как это показано пунктиром на диаграмме 21. Это изменение условий равновесия могло быть вызвано повышением концентрации K_2O в растворе, либо понижением температуры, поскольку здесь происходит расширение поля устойчивости калиевого водосодержащего минерала — флогопита за счет минералов, не содержащих калия и воды.

Типы парагенезиса, переданные сплошными линиями диаграммы фиг. 21, соответствуют полю А — 3 фиг. 2; реакционная кайма вокруг шпинели обусловлена переходом к условиям поля А — 4 фиг. 2.

Далее на первый взгляд представляется непонятным, почему каймы вокруг шпинели состоят не из прорастаний флогопита со скаполитом, которые должны были бы возникнуть при обычном обменном разложении диопсида со шпинелью, а из одного скаполита или анортита, затем серицитизированного. Вспомним, что аналогичные случаи труднопонижаемых каемок вокруг шпинели мы видели в лазуритовых месторождениях (в форстерит-лазурит-шпинелевых и диопсид-лазурит-шпинелевых зонах замещения), где условия образования все же более ясны и где дано объяснение этих каемок (§ 16, 28). Это объяснение целиком приложимо и к данному случаю. Именно, одновременная устойчивость не более чем двух минералов нашей трехкомпонентной диаграммы в каждой зоне замещения является правильной закономерностью, обусловленной относительной подвижностью магнезии при данном метасоматическом процессе. Поскольку ассоциация диопсид + шпинель сделалась неустойчива (в силу повышения концентрации калия или понижения температуры), в данной зоне, т. е. в данном интервале концентраций магнезии, может стать устойчива ассоциация по два соседних минерала либо ряда диопсид — скаполит — шпинель, либо ряда диопсид — флогопит — скаполит — шпинель, либо ряда диопсид — флогопит — шпинель; второй и особенно третий из этих эквипотенциальных в отношении магния рядов соответствуют более высокой концентрации магнезии в растворе, чем первый ряд.

Среди наших диопсид-шпинелевых пород наблюдаются такие разновидности, в которых вокруг шпинели имеется кайма серицитизированного предположительного скаполита, а флогопит в породе отсутствует. Это соответствует первому ряду диопсид — скаполит — шпинель. От таких пород через диопсид-флогопит-шпинелевые породы имеются все переходы к флогопит-шпинелевым породам, залегающим всегда снаружи жилки, около вмещающих диопсидовых пород и переходящих во флогопитовые скопления. В диопсид-флогопит-шпинелевых породах шпинель всегда окружена серицитовой каймой, а крупные листочки флогопита ясно группируются вокруг этих окаймленных зерен шпинели, так что серицитовая каемка более или менее совершенно отделена от зерен диопсида венцом кристаллов флогопита. В некоторых из пород этот двойной венец вокруг шпинели, соответственно ряду: шпинель — скаполит — флогопит — диопсид, образован очень отчетливо, в других случаях флогопит распределен с меньшей правильностью. Шпинели с венцом из одного флогопита, без каемки серицита, почти не наблюдались в описываемых породах. Наконец, нередко более темноокрашенные диопсид-шпинелевые породы, в которых между шпинелью и диопсидом развивается закономерная зона паргасита ($2V+$); серицитовая зона, непосредственно окружающая зерна шпинели, иногда присутствует и в этих случаях, иногда ее нет. Коротко говоря, одно лишь повышение концентрации калия в растворах или понижение температуры должно повлечь за собой образование вокруг шпинели в диопсид-шпинелевых зонах замещения венцов либо одного скаполита, либо флогопита, либо паргасита согласно одному из «эквипотенциальных для магния» рядов: $Di - Sk - Spl$, $Di - Phl - Sc - Spl$; $Di - Phl - Spl$; $Di - Parg - Spl$; $Di - Parg - Sc - Spl$ (в этих рядах стыки могут давать только соседние минералы). Анализ этого случая с точки зрения теории химического потенциала будет дан ниже (§ 115).

§ 39. Обратимся теперь к вопросу о том, образовались ли диопсид-шпинелевые породы на месте пегматита, или же на месте доломита. Первоначально наличие серицитовых реакционных каемок мне казалось существенным доказательством в пользу образования этих пород из доломита за счет привноса гранитового материала, так как ведь при образовании скаполита за счет диопсида со шпинелью происходит обогащение породы кремнеземом и обеднение магнием. Однако теория метасоматических явлений показывает, что такого рода каемки могли возникнуть и в силу одного лишь повышения концентрации щелочей в растворе, при постоянной в данной зоне концентрации магния, как это было изложено выше. Аналогичный случай мы имели и в лазуритовых месторождениях, где диопсид-шпинелевые зоны с каемками лазурита вокруг шпинели образовались вне всякого сомнения за счет именно пегматита. Поэтому это доказательство направления потока вещества отпадает. С другой стороны, мы имеем следующие важные обобщенные факты:

1. Диопсид-шпинелевые породы всегда резко отграничиваются от вмещающих диопсидовых пород, которые иногда вплоть до самого контакта являются мономинеральными, в других случаях содержат лишь небольшую вкрапленность флогопита.

2. Диопсид-шпинелевые и диопсид-флогопит-шпинелевые породы, судя по количественному минералогическому их составу, всегда являются относительно богатыми глиноземом породами. Как показывает анализ обр. 144 а³ (табл. 7), это содержание близко к таковому плагиоклазитов.

3. Залегают они либо вдоль контактов жил плагиоклазита, либо в виде жилеообразных тел, являющихся видимо продолжением жил плагиоклазита.

Эти соотношения приводят меня к заключению, что диопсид-шпинелевые и флогопит-шпинелевые породы образовались путем метасоматического замещения пегматитов, первично залежавших в доломите, еще до полного превращения глыб доломита в диопсидовые породы. К сожалению, те убедительные текстурные соотношения, которые мы видим в лазуритовых месторождениях (просечки лазуритовых пород среди пегматитов, реликтовые глазки пегматита) здесь отсутствуют.

§ 40. Глинозем в диопсидовых породах, обусловивший образование в них скоплений флогопита, повидимому имеет тройное происхождение. С одной стороны, вблизи вмещающих гнейсов нередко встречаются (в гранит-пегматитах) куски диопсидовых пород с пластинками флогопита, иногда очень мелкими, распределенными правильно послойно. Эти диопсид-флогопитовые породы произошли вероятно без привноса глинозема за счет доломитов с мергелистыми прослойками. В средних частях пластовых жил диопсидовых пород в большинстве случаев никаких примесей флогопита не содержится. Лишь изредка в наиболее крупных глыбах диопсидовых пород, в местах пласта, где прожилочки гранита содержатся в незначительном количестве, появляются среди диопсидовой породы скопления флогопита, имеющие жилеообразный или реже гнездообразный характер. Эти скопления флогопита связаны переходами с диопсид-флогопит-шпинелевыми породами, и на этом основании их следует рассматривать как крайний продукт замещения плагиоклазитовых жил. Эти флогопитовые скопления содержат лишь немного диопсида и потому, как и диопсид-флогопит-шпинелевые породы, резко отделяются от диопсидовых пород. Наконец местами, особенно у контакта со скоплениями флогопита и со шпинельсодержащими

породами, в диопсидовых породах наблюдается вкрапленность флогопита в различном, но вообще небольшом количестве. Этот флогопит образовался, повидимому, метасоматически в первичных доломитах, быть может еще в магматическую стадию контактового метасоматоза.

Относительно скаполитовых и диопсид-скаполитовых пород мы уже отмечали, что они по структурным особенностям должны рассматриваться, как образовавшиеся путем замещения плагиоклазитов. Сами плагиоклазиты более основного характера (андезиновые) имеют, как и скаполитовые породы, спорадическое распространение и скорее всего образовались тоже метасоматическим путем. К первично магматическим образованиям можно отнести помимо гранит-пегматитов также диопсидовые сиениты и диопсидовые олигоклазиты, так как эти эндоконтактовые породы пользуются широким развитием и диопсид в них образует одиночные и более или менее идиоморфные кристаллы, а не скопления округлых зерен, как в метасоматических породах.

§ 41. Обращает на себя внимание существенное содержание железа в диопсиде, флогопите и шпинели метасоматических пород. Как показывает сопоставление анализа плагиоклазита обр. 144a¹ и произошедших за счет его замещения метасоматических пород обр. 144a² и a³, при метасоматозе происходил привнос железа (на 100 см³ породы в перечисленных породах содержится соответственно 1.9 г, 4.4 г и 7.8 г FeO + Fe₂O₃). В каждом данном обнажении окраска диопсида и флогопита очень постоянна, хотя наблюдается, что во внутренних частях включений диопсидовых пород в гранит-пегматите окраска светлее, чем в наружных, в больших мелкозернистых глыбах вплоть до беловатой. Окраска тем светлее, чем больше мощность пластовой брекчиевидной жилы и чем меньше там гранитного материала. В мелких пластовых жилах, особенно залегающих среди темных пород типа амфиболитов, окраска диопсидовых пород густая серо-зеленая и в них появляется паргасит. Таким образом, привнос железа при метасоматозе связан как с количеством гранитного материала, так и с составом боковых пород. Вспомним, что диопсид и флогопит в зонах замещения белых пегматитов, залегающих в мощных пластах доломита, был совершенно бесцветен (лазуритовые, многие главколитовые и прочие жилки в доломитах).

§ 42. В общем картина образования диопсидовых эруптивных брекчий рисуется следующая.

При инъекции гранитами гнейсовой толщи особенно доступными инъекции оказались пласты доломита, которые и подвергались сетчатой инъекции, распавшись на отдельные остроугольные глыбы. При застывании магмы включения доломита снаружи подверглись замещению диопсидовой породой благодаря некоторому привносу кремнезема из магмы. В эндоконтактовой зоне магма несколько обеднела кремнеземом и благодаря ассимиляции доломита обогатилась магнием и кальцием, дав при кристаллизации около некоторых наиболее крупных обломков диопсид-сиенитовые разности, реже быть может и диопсидовые олигоклазиты. После кристаллизации магмы осталось достаточное количество растворов, которые, циркулируя в стыках зерен как гранит-пегматитов, так и вмещающих гнейсов, вызвали метасоматическое взаимодействие доломитов, оставшихся в средней части глыб брекчии, с прилежащими гранит-пегматитами и их производными. При этом взаимодействии мелкие жилки олигоклазитов и сиенитов в глыбах доломитов были замещены целиком или лишь в краевых частях диопсид-скаполитовыми, затем диопсид-шпинелевыми и наконец флогопитовыми породами. В свою очередь доломиты при этом взаимодействии были целиком замещены диопсидовыми породами. Этот ход замещения гранит-пегматита вплоть

до флогопитовых пород, а доломита до диопсидовых пород показан на фиг. 21.

§ 43. Весьма интересна находка корунда в диопсидовой породе. Встречен он был мною в диопсидовой породе из мощной брекчиевидной пластовой жилы гранит-пегматита, обнажающейся на берегу озера Байкала, примерно в 1,5 км к СВ от мыса Лиственичного. Именно эта жила была подробно описана Б. А. Гаврусевичем (жила № 2; см. Гаврусевич, 1933, стр. 55—59). Корунд был найден в светлозеленой диопсидовой породе, образующей крупное включение в гранит-пегматите. Среди диопсида, в значительной степени замещенного тремолитом, встречаются розовые пятна, сложенные скоплениями клиноцоизита и мелкочешуйчатого серицита. В одном из шлифов из этого штуфа наблюдаются следующие зоны:

I. Диопсид-тремолитовая порода с примесью клиноцоизита, сфена, апатита.

II. Зона клиноцоизита, 0,5 мм.

III. Зона мусковит-серицита, 1 мм.

IV. Корунд-маргаритовая порода, до 4 мм. Для корунда установлено одноосность, отрицательный характер, двупреломление $= 0.009$. Маргарит — $2V$ отрицательный большой, двупреломление 0.013 .

К сожалению, в оставшемся от шлифовки штуфе корунда заметить мне не удалось. Во всяком случае это большая редкость.

5. Замещение ксенолитов кристаллических сланцев в доломитах

а. Общий характер

§ 44. В ряде случаев в мраморах и доломитах были встречены пропластки гнейсов и амфиболитов. Нередко эти пропластки оказываются разбитыми на отдельные обломки, разделенные включающим их мрамором, не обнаруживающим никаких следов катаклаза. В большинстве случаев ясно видно, что эти обломки первично составляли один пласт, разбитый на куски при складчатости в силу хрупкости силикатовых пород при пластическом поведении мрамора; в силу перекристаллизации, легко идущей у мрамора, все следы катаклаза в последнем легко залечивались. В некоторых случаях обломки силикатовых пород в мраморе настолько удалены друг от друга, что данное выше объяснение их происхождения становится гипотетическим, основанным на сопоставлении с более обычными случаями. Такие кальцитовые и доломитовые мраморы с более или менее остроугольными обломками слоистых или массивных гнейсов и кристаллических сланцев были встречены в нескольких местах. Особенно многочисленны такие включения в кальцифирах железнодорожной станции Байкал, которые мы здесь и опишем.

В скалах железнодорожной выемки на территории станции Байкал имеется громадное обнажение кальцифиров, которые соприкасаются с различными мигматизированными гнейсами и содержат их прослои. Преобладающее простираание пород ЗСЗ около 290° , а падение на юг крутое. Вместе с тем необычайно интенсивно развита более мелкая складчатость и пльчатость слоев (описанная Б. Масловым и М. Лавровым, 1933). Кальцифиры очень однообразны и сложены примерно наполовину кальцитом и наполовину форстеритом (частью серпентинизированным) и флогопитом, с небольшим содержанием шпинели. Местами появляется либо диопсид, либо доломит.

В этих кальцифирах заключено большое количество обломков си-

ликатовых пород, поперечником по несколько сантиметров или даже дециметров. Наиболее густо расположены эти включения вблизи контактов с гнейсами, но встречаются они и вдали от таких контактов. Наиболее обычны включения чисто белых сахаровидных мелко- до крупнозернистых диопсидовых пород, сложенных чаще всего одним белым диопсидом. Такие включения всегда имеют зеленовато-черную каемку, сложенную серпентинизированным форстеритом. Особенно обильны и крупны (до 1 м) эти белые включения в западной части обнажения, где кальцифиры контактируют с «кварц-диопсидовыми породами», т. е. с полосчатыми диопсидовыми кварцитами.

Вперемежку с включениями белой диопсидовой породы встречаются обломки темных пород, всегда окруженные оторочкой золотисто-бурого флогопита. Эти обломки нередко обнаруживают слоистость или даже сланцеватость обычного кристаллического сланца и в таком случае имеют плитообразную форму с прямоугольными поперечными сечениями. В состав этих включений входят: скаполит, клинопироксен, роговая обманка типа паргасита, флогопит или биотит, реже ортоклаз и плагиоклаз. Структура носит метасоматический характер (лапчатые ситовидные зерна), причем полевые шпаты явно являются замещаемыми, а скаполит, клинопироксен, флогопит, паргасит — замещающими. Величина зерна обычно 1—3 мм. Наружная флогопитовая зона в виде каемки окружает со всех сторон все включения, содержащие в середине полевой шпат, скаполит или роговую обманку, и имеет явно реакционный характер. С другой стороны, в середине некоторых из этих включений сохраняются, хотя и редко, остатки мелкозернистых нормальных гнейсов и амфиболитов с белыми полевыми шпатами и черными цветными минералами; но чаще эти обломки нацело замещены зеленовато-бурыми среднезернистыми породами из паргасита, диопсида, флогопита и скаполита.

Опишем детально одно из таких метасоматически замещенных включений, после чего сделаем несколько общих замечаний.

6. Ксенолит метасоматической паргаситовой породы обр. 215

§ 45. Среди разнообразных ксенолитов, заключенных среди кальцифириров в обнажении против железнодорожной станции Байкал, детально, с химическими анализами, изучен только один. Это плоский кусок похожий на амфиболит породы, окруженной со всех сторон флогопитовой зоной. Присутствуют следующие зоны (см. фиг. 22, тип поля А — 4 фиг. 2).

І. Ядро, ширина 6 см. Темнобурая, почти черная паргаситовая порода. Сложена главным образом паргаситом, который сопровождается кальцитом и небольшим количеством скаполита, диопсида, флогопита и пирротина, примесь апатита. Скаполит частью замещен бесцветной слюдой, вероятно флогопитом, с примазками малопреломляющего минерала. Структура нематобластовая, с короткопризматическими кристаллами паргасита длиной около 5 мм. Текстура массивная. Паргасит в шлифе светлый желто-бурый, ясно плеохроичный. $2V +$ большой, довольно сильная дисперсия $\rho > V$; $N - N_p = 0.019$, $c : N_g = 21^\circ$. Химический анализ паргаситовой породы см. табл. 8 обр. 215 б¹. Эта паргаситовая порода несомненно сама уже является метасоматической, но реликтов первичной породы здесь не осталось.

ІІ. Флогопитовая порода. Зона шириной 4 см. Цвет породы золотисто-бурый. Сложена в основном флогопитом, желтоватым в шлифе.

Химический состав зон ксенолита паргаситовой породы обр. 215 в кальцифоре у ж.-д. станции Байкал

Компоненты	Обр. 215b ¹ , Parg			Обр. 215b ¹ , Phl			Обр. 215b ¹ For — мрамор		
	вес. %	мол. кол.	г/100 см ²	вес. %	мол. кол.	г/100 см ²	вес. %	мол. кол.	г/100 см ²
SiO ₂	36.06	601	110.2	34.94	582	102.1	6.19	103	17.6
TiO ₂	1.51	19	4.6	1.54	19	4.5	Следы	0	0.0
Al ₂ O ₃	14.84	145	45.3	13.16	129	38.4	0.67	7	1.9
Fe ₂ O ₃	0.32	2	1.0	0.60	4	1.8	1.05	6	3.0
FeO	5.35	75	16.3	3.66	50	10.7	Нет	0	0.0
MnO	0.03	0	0.1	0.015	0	0.0	0.02	0	0.
CaO	15.37	274	46.8	6.91	123	20.2	32.57	581	92.
MgO	15.15	380	26.2	22.88	572	66.8	19.33	493	54.9
K ₂ O	1.44	15	4.4	6.55	70	19.1	0.8	1	0.2
Na ₂ O	1.83	30	5.6	0.21	3	0.6	—	—	—
CO ₂	5.45	124	16.6	4.67	106	13.6	38.35	872	109.0
Пот. при прок.	2.76	(155) ¹	8.4	4.28	(238) ¹	12.5	1.40	(78) ¹	4.0
H ₂ O ⁻	0.18	—	0.5	0.49	—	1.4	0.19	—	0.5
Сумма	100.29	—	306.0	99.91	—	291.7	99.85	—	283.6
Аналитик	Е. А. Сверхинская			Н. Е. Егорова			Р. П. Илницкий		
Уд. вес	Измерено 3.05			Измерено 2.92			Измерено 2.81		

Кроме того, присутствуют: кальцит, псевдоморфозы серпентина и кальцита с примесью магнетита по оливину, мелкие зернышки диопсида, примесь апатита. Удлиненные листочки флогопита, длиной 1 см при ширине 3 мм, вытянуты перпендикулярно к контактам зоны, как это обычно для зон замещения. Химический анализ см. табл. 8, обр. 215b². В контакте со следующей зоной среди флогопита появляются зерна шпинели.

III¹. Местами к флогопитовой зоне примыкает черная зона шириной в 1 см, сложенная серпентином с подчиненным кальцитом. В других местах контакта эта зона отсутствует.

III². Вмещающий кальцифир вблизи контакта особо богат силикатами. Сложен он кальцитом, серпентинизированным форстеритом (зеленым в штуфе), доломитом, небольшим количеством шпинели. Примесь вторичного флогопита. Величина зерен форстерита 1—3 мм, кальцита до 1 см. Форстерит большей частью замещен серпентином с сыпью рудного минерала. Местами карбонаты составляют породу не более чем наполовину, местами карбонаты преобладают. Анализ кальцифира отсюда см. табл. 8, обр. 215b³.

На основании анализов табл. 8 наносим составы описанных пород на диаграмме фиг. 22 (при этом мы все железо соединяем с магнием). Разбивку на треугольники диаграммы фиг. 22 производим на основании парагенезисов минералов в описанных выше породах. Точку паргасита и флогопита наносим по имеющимся химическим анализам этих мине-

¹ Перечислено как H₂O.

ликатовых пород, поперечником по несколько сантиметров или даже дециметров. Наиболее густо расположены эти включения вблизи контактов с гнейсами, но встречаются они и вдали от таких контактов. Наиболее обычны включения чисто белых сахаровидных мелко- до крупнозернистых диопсидовых пород, сложенных чаще всего одним белым диопсидом. Такие включения всегда имеют зеленовато-черную каемку, сложенную серпентинизированным форстеритом. Особенно обильны и крупны (до 1 м) эти белые включения в западной части обнажения, где кальцифиты контактируют с «кварц-диопсидовыми породами», т. е. с полосчатыми диопсидовыми кварцитами.

Вперемежку с включениями белой диопсидовой породы встречаются обломки темных пород, всегда окруженные оторочкой золотисто-бурого флогопита. Эти обломки нередко обнаруживают слоистость или даже сланцеватость обычного кристаллического сланца и в таком случае имеют плиткообразную форму с прямоугольными поперечными сечениями. В состав этих включений входят: скаполит, клинопироксен, роговая обманка типа паргасита, флогопит или биотит, реже ортоклаз и плагиоклаз. Структура носит метасоматический характер (лапчатые ситовидные зерна), причем полевые шпаты явно являются замещаемыми, а скаполит, клинопироксен, флогопит, паргасит — замещающими. Величина зерна обычно 1—3 мм. Наружная флогопитовая зона в виде каемки окружает со всех сторон все включения, содержащие в середине полевой шпат, скаполит или роговую обманку, и имеет явно реакционный характер. С другой стороны, в середине некоторых из этих включений сохраняются, хотя и редко, остатки мелкозернистых нормальных гнейсов и амфиболитов с белыми полевыми шпатами и черными цветными минералами; но чаще эти обломки нацело замещены зеленовато-бурыми среднезернистыми породами из паргасита, диопсида, флогопита и скаполита.

Опишем детально одно из таких метасоматически замещенных включений, после чего сделаем несколько общих замечаний.

б. Ксенолит метасоматической паргаситовой породы обр. 215

§ 45. Среди разнообразных ксенолитов, заключенных среди кальцифитов в обнажении против железнодорожной станции Байкал, детально, с химическими анализами, изучен только один. Это плоский кусок похожей на амфиболит породы, окруженной со всех сторон флогопитовой зоной. Присутствуют следующие зоны (см. фиг. 22, тип поля А — 4 фиг. 2).

I. Ядро, ширина 6 см. Темнобурая, почти черная паргаситовая порода. Сложена главным образом паргаситом, который сопровождается кальцитом и небольшим количеством скаполита, диопсида, флогопита и пирротина, примесь апатита. Скаполит частью замещен бесцветной слюдой, вероятно флогопитом, с примазками малопреломляющего минерала. Структура нематобластовая, с короткопризматическими кристаллами паргасита длиной около 5 мм. Текстура массивная. Паргасит в шлифе светлый желто-бурый, ясно плеохроичный. $2V +$ большой, довольно сильная дисперсия $\rho > V$; $N - N_p = 0.019$, $c : N_g = 21^\circ$. Химический анализ паргаситовой породы см. табл. 8 обр. 215 б¹. Эта паргаситовая порода несомненно сама уже является метасоматической, но реликтов первичной породы здесь не осталось.

II. Флогопитовая порода. Зона шириной 4 см. Цвет породы золотисто-бурый. Сложена в основном флогопитом, желтоватым в шлифе.

Химический состав зон ксенолита паргаситовой породы обр. 215 в кальцифире у ж.-д. станции Байкал

Компоненты	Обр. 215b ¹ , Parg			Обр. 215b ¹ , Phl			Обр. 215b ¹ For — мрамор		
	вес. %	мол. кол.	г/100 см ²	вес. %	мол. кол.	г/100 см ²	вес. %	мол. кол.	г/100 см ²
SiO ₂	36.06	601	110.2	34.94	582	102.1	6.19	103	17.6
TiO ₂	1.51	19	4.6	1.54	19	4.5	Следы	0	0.0
Al ₂ O ₃	14.84	145	45.3	13.16	129	38.4	0.67	7	1.9
Fe ₂ O ₃	0.32	2	1.0	0.60	4	1.8	1.05	6	3.0
FeO	5.35	75	16.3	3.66	50	10.7	Нет	0	0.0
MnO	0.03	0	0.1	0.015	0	0.0	0.02	0	0.
CaO	15.37	274	46.8	6.91	123	20.2	32.57	581	92.
MgO	15.15	380	26.2	22.88	572	66.8	19.33	493	54.9
K ₂ O	1.44	15	4.4	6.55	70	19.1	0.8	1	0.2
Na ₂ O	1.43	30	5.6	0.21	3	0.6	—	—	—
CO ₂	5.45	124	16.6	4.67	106	13.6	38.35	872	109.0
Пот. при прок.	2.76	(155) ¹	8.4	4.28	(238) ¹	12.5	1.40	(78) ¹	4.0
H ₂ O ⁻	0.18	—	0.5	0.49	—	1.4	0.19	—	0.5
Сумма	100.29	—	306.0	99.91	—	291.7	99.85	—	283.6
Аналитик	Е. А. Сверхинская			Н. Е. Егорова			Р. П. Илницкий		
Уд. вес	Измерено 3.05			Измерено 2.92			Измерено 2.81		

Кроме того, присутствуют: кальцит, псевдоморфозы серпентина и кальцита с примесью магнетита по оливину, мелкие зернышки диопсида, примесь апатита. Удлиненные листочки флогопита, длиной 1 см при ширине 3 мм, вытянуты перпендикулярно к контактам зоны, как это обычно для зон замещения. Химический анализ см. табл. 8, обр. 215b². В контакте со следующей зоной среди флогопита появляются зерна шпинели.

III¹. Местами к флогопитовой зоне примыкает черная зона шириной в 1 см, сложенная серпентином с подчиненным кальцитом. В других местах контакта эта зона отсутствует.

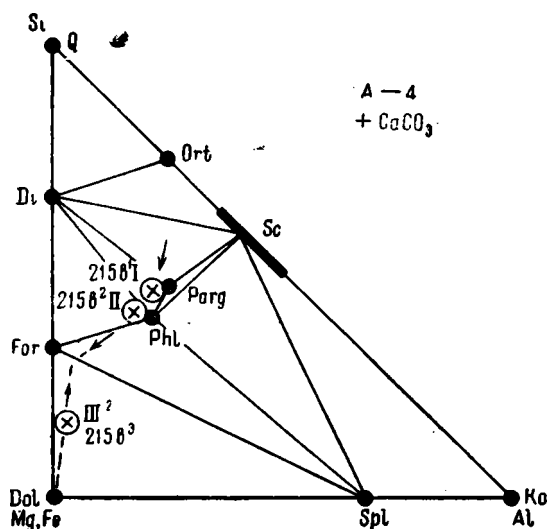
III². Вмещающий кальцифир вблизи контакта особо богат силикатами. Сложен он кальцитом, серпентинизированным форстеритом (зеленым в штufe), доломитом, небольшим количеством шпинели. Примесь вторичного флогопита. Величина зерен форстерита 1—3 мм, кальцита до 1 см. Форстерит большей частью замещен серпентином с сыпью рудного минерала. Местами карбонаты составляют породу не более чем наполовину, местами карбонаты преобладают. Анализ кальцифира отсюда см. табл. 8, обр. 215 b³.

На основании анализов табл. 8 наносим составы описанных пород на диаграмме фиг. 22 (при этом мы все железо соединяем с магнием). Разбивку на треугольники диаграммы фиг. 22 производим на основании парагенезисов минералов в описанных выше породах. Точку паргасита и флогопита наносим по имеющимся химическим анализам этих мине-

¹ Перечислено как H₂O.

ралов, причем для флогопита выбираем анализы железосодержащих флогопитов.

§ 46. Сопоставление чисел табл. 8 в общем показывает обычную картину метасоматического взаимодействия алюмосиликатовых пород с доломитами, с перемещением главным образом кремния и магния. Интересен довольно значительный вынос железа из ксенолита в доломит (3 г на 100 см³ в мраморе обр. 215 b³, в то время как исходный доломит в удалении от ксенолитов практически совершенно не содержит железа). В меньшей, но все же в заметной степени выносятся глинозем (если принять, что первично доломит его не содержал вовсе). В отноше-



Фиг. 22. Диаграмма замещения ксенолита кристаллического сланца в доломите у ж.-д. ст. Байкал, обр. 215b.

нии привноса магнезии необычно то обстоятельство, что в средней (флогопитовой) зоне содержание магнезии (процентное и на единицу объема) оказалось выше, чем во внешней зоне — в кальцифире. Тем не менее химический потенциал магния в кальцифире выше, чем в флогопитовой породе, как это следует из расположения проекций соответствующих составов на диаграмме фиг. 22 (см. § 113).

Взаимодействие кальцифиров с ксенолитами и прилегающими боковыми породами (в контакте с которыми наблюдается точно такое же замещение) несомненно сопро-

вождалось выносом в кальцифиры кремнезема, а отчасти и глинозема. Вынос из замещаемой породы виден, например, из сопоставления анализов пород обр. 215 b¹ и 215 b² табл. 8. Поэтому вполне возможно, что первоначальной вмещающей породой был доломит, перешедший в кальцифир в результате взаимодействия с прилегающими породами. Во всяком случае постоянное образование вокруг ксенолитов диопсидовой породы оторочек (серпентинизированного) форстерита доказывает значительное участие доломита в первичной породе, так как при взаимодействии форстеритового кальцифира с кварцем или диопсидом новообразование форстерита не могло бы иметь места.

Факт наличия столь интенсивного метасоматического взаимодействия ксенолитов кристаллических сланцев с вмещающими доломитами представляет большой интерес. Это взаимодействие вполне аналогично тому, которое имеет место между пегматитами и доломитами. Отсюда ясно видно, что при вышеописанных явлениях образования лазуритовых, главколитовых, шпинелевых и флогопитовых реакционных оторочек вокруг пегматитовых тел последние могут играть вполне пассивную роль: явления эти имеют место в контакте доломитов с полевошпатовыми породами, независимо от того, являются ли последние пегматитами или же метаморфическими породами осадочного происхождения. Растворы, обуславливающие это взаимодействие, в обоих случаях приходят со стороны.

ФЛОГОПИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А. Эмбриональные флогопитовые месторождения

1. Нормальные реакционные зоны между пегматитами и доломитами

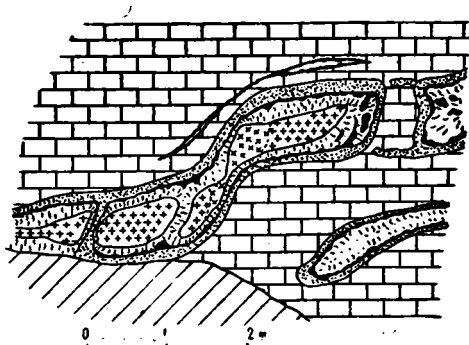
§ 47. Обратимся теперь к наиболее обычному типу реакционных оторочек вокруг пегматитов в доломитах, а именно к оторочкам с диопсид-скаполитовой и следующей за ней флогопитовой зоной. Этот тип пользуется наиболее широким распространением не только в Слюдянском районе; но и, повидимому, в алдано-слудянском комплексе Восточной Сибири вообще. Промышленные флогопитовые месторождения, как увидим далее, характеризуются той же самой последовательностью зон замещения; та же последовательность имеет место и для канадских месторождений флогопита. Это дает нам право считать такой тип реакционных оторочек нормальным.

Сейчас нас интересуют случаи, при которых условия образования нормальных реакционных оторочек являются наиболее ясными. Это имеет место там, где линзы пегматита заключены в пластах доломита и вдоль контактов этих пород наблюдаются зоны замещения. Исключительно наглядные примеры такого рода встречаются в обнажениях русла пади Улунтуй; на описании их мы прежде всего и остановимся.

Падь Улунтуй выше флогопитового рудника № 2 (Дальнего) пересекает мощную толщу доломитов с подчиненными ей пластами пироксеновых амфиболитов и различных гнейсов.

Эта толща доломитов прорвана большим количеством жил гранита и пегматита, от весьма мощных до незначительных прожилков. Образование контактовых зон замещения наблюдается здесь у всех жил, залегающих в доломитах. При этом самые тонкие прожилки, мощностью по несколько сантиметров, нередко превращены в глауколитовые прожилки, тогда как для всех более крупных жил наблюдается описываемый ниже тип контактового замещения. Многочисленность гранит-пегматитовых жил и интенсивное их взаимодействие (постмагматическое) с доломитами стоят в связи с близостью гранитного массива, который начинается всего в полукилометре восточнее пади Улунтуй.

Оставляя пока в стороне случаи наиболее мощного метасоматоза, опишем более обычные случаи частичного замещения пегматитов в доломитах. Фиг. 23, 24 и 25 дают зарисовки — разрезы трех наиболее наглядных обнажений пади Улунтуй, показывающих типичные случаи реакционных оторочек вокруг пегматитов (обн. 562, фиг. 23, находится в самом русле пади Улунтуй, в 1.35 км выше флогопитового рудника № 2; обн. 430, фиг. 24, — там же, в 1.15 км выше рудника № 2; обн. 574,

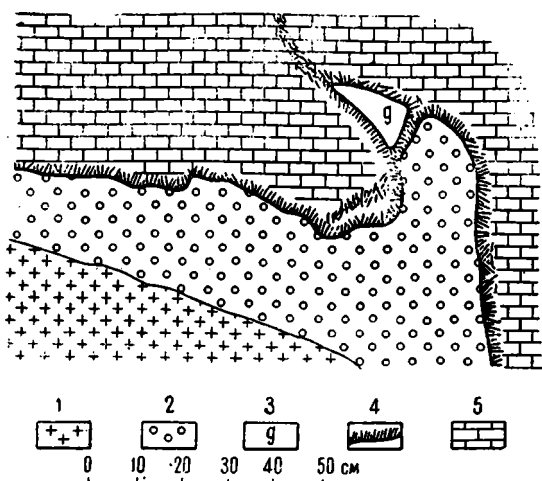


Фиг. 23. Зарисовка — разрез линзы пегматита (прямые крестики), частью диопсидизированного (наклонные крестики), замещаемого в контакте с доломитом (кирпичики) сначала диопсид-скаполитовой зоной (червячки), затем зоной флогопита (черная узловатая линия, черные пятна).

Снаружи зона диопсида (точки). Выше прожилки глауколита (белое) с флогопитовой оторочкой. Наклонная штриховка — осыпь. Падь Улунтуй, обн. 562.

фиг. 25.— в 2.15 км выше рудника № 2, на скале левого берега русла Улунтуя).

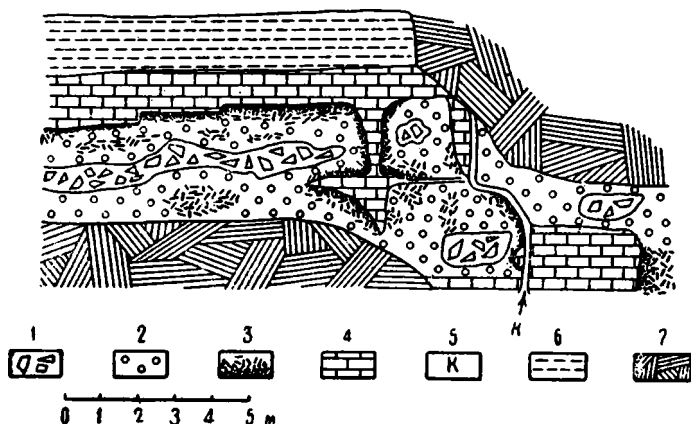
Во всех подобных случаях наблюдается следующая последовательность зон (см. диаграмму фиг. 26, тип А — 4 фиг. 2):



Фиг. 24. Деталь замещения пегматита в доломите, разрез. Падь Улунтуй, обн. 430.

1 — гранит-пегматит, 2 — диопсид-скаполитовая порода, 3 — глауколит лиловый, 4 — флогопитовая зона, 5 — кальцифир и доломит.

1. В середине жил видим реликтовые участки первичной породы жилы. Иногда это графические пегматиты, иногда крупно- или мелкозернистые гранит-пегматиты или граниты. Иногда это нормальные био-



Фиг. 25. Замещение инъекции пегматита в доломите. Падь Улунтуй, обн. 574. Разрез.

1 — пегматит с угловатыми обломками диопсидовой породы, 2 — диопсид-скаполитовая зона замещения, 3 — флогопит, 4 — доломит и кальцифир, 5 — жила кальцита с флогопитом и диопсидом, 6 — диопсидовый гнейс, 7 — осыпь.

титовые разности, сложенные микропертитом, олигоклазом, кварцем, биотитом. Но чаще встречаются щелочные разности, сложенные микропертитом, кварцем, салитом и не содержащие плагиоклаза и биотита.

Обычные примеси — сфен, магнетит, циркон, апатит. Цвет то розовый, то белый.

II. Неправильными участками эти пегматиты метасоматически изменены с исчезновением кварца и развитием светлозеленого диопсида и кальцита, которые замещают кварц. Иногда эта зона почти отсутствует, и кварц пегматита исчезает всего в расстоянии 1 мм от диопсид-скаполитовой зоны.

III. Наиболее широка и постоянна диопсид-скаполитовая зона замещения. Контакт с зонами I и II всегда очень резкий и обычно правильный. Сложена эта зона белым, непрозрачным (в куске) скаполитом и светлозеленоватым до бесцветного диопсидом. Кроме того, во внутренней части этой зоны попадаются реликтовые зерна микропертита или плагиоклаза, а во внешней части появляется флогопит. Примесь кальцита, апатита, циркона, сфена, рутила (но магнетит здесь не встречается). Структура иногда гранобластовая (зернистая), иногда диаблостовая стебельчатая, с вытянутостью стебельков диопсида перпендикулярно к контактам. Величина зерна очень неравномерная, от долей миллиметра до нескольких сантиметров, с общим возрастанием величины зерен по направлению к внешнему контакту.

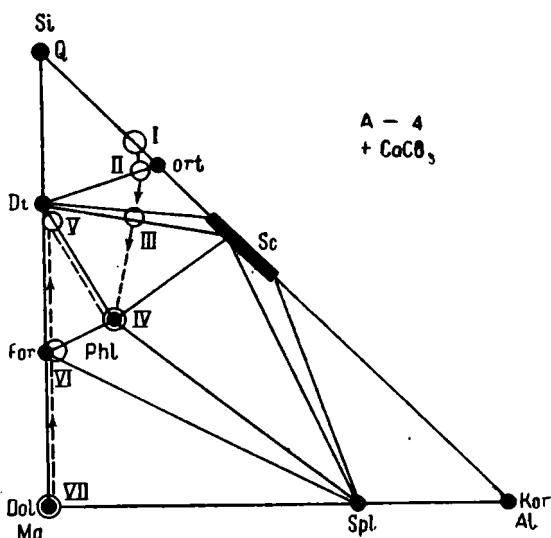
IV. Столь же постоянна зона флогопита. Сложена она скоплением пластинок флогопита, которые, как правило, расположены перпендикулярно к контакту. Цвет флогопита от коричневого до бесцветного, обычная величина пластинок от частей сантиметра до 4—7 см. К флогопиту примешивается кальцит, иногда диопсид, апатит. Контакты этой зоны довольно резкие, но иногда наблюдается значительное метасоматическое развитие флогопита в примыкающей диопсид-скаполитовой породе, т. е. во внешней части зоны III, что уменьшает резкость контакта.

V¹. В ряде случаев снаружи к флогопитовой зоне примыкает диопсидовая зона, сложенная одним диопсидом, почти бесцветным. Зона эта всегда крупнозернистая, с величиной кристаллов диопсида по несколько сантиметров. Примесь кальцита и флогопита. Иногда зона сплошного диопсида отсутствует, но в прилегающей к флогопитовой оторочке крупнозернистой кальцитовой породе находятся крупные кристаллы диопсида и значительные скопления этих кристаллов.

V². Далее идет крупнозернистый диопсидовый кальцифир, сложенный кальцитом с диопсидом и небольшим количеством флогопита.

VI—VII. Затем диопсид сменяется форстеритом и наряду с флогопитом появляется шпинель. С исчезновением диопсида появляется доломит. В удалении от пегматита преобладает доломит с небольшим лишь примесью форстерита, кальцита, шпинели, флогопита.

На фиг. 26 дана диаграмма нормального типа метасоматического взаимодействия пегматита с доломитом (тип флогопитовых месторождений).



Фиг. 26. Диаграмма нормального типа метасоматического взаимодействия пегматита с доломитом (тип флогопитовых месторождений).

че всего отличаются в обнажениях зоны диопсид-скаполитовая и флогопитовая. Общая мощность этих двух зон вместе обычно не превышает 0.2—0.3 м, однако в отдельных случаях она может достигать 1—2 м. Ширина флогопитовой зоны всегда меньше, чем диопсид-скаполитовой, составляя обычно $\frac{1}{5}$ — $\frac{1}{15}$ часть последней. Ширина зоны диопсидовых кальцифиров непостоянна, иногда всего 0.2 м.

Диопсид-скаполитовая и флогопитовая зоны обычно дают в пегматите просечки, разделяющие реликтовые ядра пегматита, как это видно на фиг. 23. Нередко в середине таких просечек имеется еще чисто диопсидовая или же даже кальцитовая зона, отделенная следовательно от пегматита флогопитовой и диопсид-скаполитовой зоной (фиг. 23). В свою очередь в расширенных частях диопсид-скаполитовой зоны, во внешней (т. е. удаленной от пегматита) ее части наблюдаются жилкообразные и гнездообразные скопления флогопита, иногда сопровождающегося кальцитом. Флогопит развивается здесь метасоматически, начиная со стыков зерен скаполита и диопсида, ассоциацию которых он и замещает. Таким образом, замещение идет как вдоль контактов, так и по различным трещинкам.

Менее мощные жилы нередко оказываются нацело замещенными диопсид-скаполитовыми породами с флогопитовой оторочкой, а в некоторых более мелких жилках наблюдается выклинивание и диопсид-скаполитовой зоны, так что местами жила представлена одной флогопитовой породой. В одном месте у русла пади Улунтуй (обн. 564 в 2.8 км выше рудника № 2) в доломитах вблизи контакта с гранитами встречены как диопсид-скаполитовая жила мощностью около метра, так и линзы мощностью до 30 см, сложенные одним некрупным флогопитом с примесью кальцита, форстерита и хондродита. Те и другие образования получились вероятно за счет полного замещения пегматитовых жил и линз.

§ 48. Остановимся еще на соотношении между нормальным типом замещения и случаем образования главколитовых жил. В обн. 430 (см. фиг. 24) мы видим, что в узкой выклинивающейся апофизе замещенного пегматита диопсид-скаполитовая порода сменяется лиловой главколитовой породой, содержащей лишь примесь диопсида. В обн. 562, как показано на фиг. 23, около главной линзы пегматита с нормальными реакционными оторочками проходит узкий (5—6 см) главколитовый прожилочек с флогопитовой оторочкой. Слева направо прожилочек сначала суживается с выпадением главколитовой зоны, потом расширяется до 9 см, и здесь в ядре появляется нормальный пегматит.

Многочисленные наблюдения такого рода доказывают, что главколитовая зона является аналогом диопсид-скаполитовой и образуется также за счет замещения пегматита. Для образования главколитовой зоны вместо диопсид-скаполитовой требуется резкое преобладание выноса кремнезема над привносом магния, как это ясно из диаграммы фиг. 26, т. е. резкая «десиликация», с обогащением породы глиноземом. Это явление десиликации, оказывается, почти не наблюдается у крупных тел пегматита, но резко проявляется для узких прожилков и апофиз, преимущественно тех, в которых при замещении не остается реликтов пегматита. Отметим пока эту закономерность как чисто эмпирическую.

2. Морфологические типы взаимодействия пегматитов с доломитами

§ 49. Выше мы рассмотрели нормальную последовательность зон замещения взаимодействующих пегматитов и доломитов. Морфологически различаются следующие типы этого взаимодействия:

1. Корковое приконтактовое замещение жил и линз пегматита.

2. Замещение в эруптивных брекчиях доломита.

3. Жилообразное замещение вдоль трещин в граните или пегматите.

Наиболее распространен первый тип, когда массивные тела пегматита (или гранита) замещаются вдоль их контакта с доломитом.

Зарисовки фиг. 23 и 24 относятся именно к такому случаю. Правда, почти всегда этот тип осложняется просечками, которые собственно представляют уже жилообразный тип замещения.

Как показывают наблюдения над шириной зон замещения, в случае отсутствия секущих трещин во взаимодействие вступают только части пегматита, расположенные в непосредственной близости от контакта, обычно не далее 10—30 см от него и лишь весьма редко до 1—2 м. Поэтому и флогопитовая зона в этом случае не может иметь большой мощности. Кроме того, крупной величины кристаллы флогопита достигают только в зоне непосредственного контакта пегматита с доломитом, где очевидно и происходило главное течение растворов, вызывавших взаимодействие и перекристаллизацию. Здесь кристаллы флогопита, выдаваясь щетками в крупнозернистую кальцитовую породу, достигают иногда величины более 20 см; но в сторону замещаемого пегматита или гранита величина зерен всех минералов быстро падает. С этими обстоятельствами и связано очевидно отсутствие промышленных месторождений в этом типе взаимодействия, несмотря на его распространенность.

Второй морфологический тип — это тот, когда замещению подвергаются не сплошные тела гранит-пегматитов, а сетчатая инъекция их в доломите. Такое «разбрызгивание» пегматита в доломите создает конечно гораздо большую поверхность контакта между ними, чем при внедрении пегматита массивными линзами и жилами, а потому и является более благоприятным для образования флогопитовых месторождений. Дальше мы еще вернемся к этому вопросу в связи с изучением флогопитовых рудников № 2 и 3. Сейчас мы должны остановиться только на описании некоторых черт обн. 574, изображенного на фиг. 25, так как в этом обнажении наглядно выясняется происхождение эруптивных брекчий диопсидовых пород, столь характерных для флогопитовых рудников № 2 и 3 Слюдянки.

Обн. 574 расположено у самого русла пади Улунтуй, в 2.15 км выше рудника № 2. Здесь мы видим пласт диопсидового гнейса с простиранием СВ 10° и падением на запад под углом 40° . Плоскость зарисовки фиг. 25 примерно перпендикулярна к направлению падения. Из-под гнейса выходит пласт кальцифира с внедрившимся в него гранит-пегматитом. Гранит-пегматит розовый, сложенный микроклин-микропертитом и кварцем, с неравномерно рассеянными зернами салита. Этот пегматит содержит большое количество остроугольных обломков диопсидовой породы, имея характер эруптивной брекчии. Реликтовые участки такого пегматита окружены со всех сторон широкой зоной диопсид-скаполитовой породы, образовавшейся за счет замещения пегматита эруптивной брекчии. Здесь ясно видны обломки диопсидовых пород, разделенные диопсид-скаполитовыми прожилками, замещившими первоначальный пегматит. Вдоль контакта с кальцифиром и в виде гнезд вблизи этого контакта, диопсид-скаполитовые породы замещены диопсид-флогопитовыми. При этом более крупные гнезда флогопита сопровождаются кальцитом. Кальцифир непосредственно около замещенного пегматита состоит из кальцита и диопсида с примесью флогопита (а изредка и с примесью скаполита). Несколько дальше диопсид сменяется форстеритом; появляются доломит и примесь шпинели. Наконец, еще в пределах зарисовки (в правом нижнем углу фиг. 25), встречаем доломиты с небольшим количеством кальцита, форстерита, шпинели и флогопита.

че всего отличаются в обнажениях зоны диопсид-скаполитовая и флогопитовая. Общая мощность этих двух зон вместе обычно не превышает 0.2—0.3 м, однако в отдельных случаях она может достигать 1—2 м. Ширина флогопитовой зоны всегда меньше, чем диопсид-скаполитовой, составляя обычно $\frac{1}{5}$ — $\frac{1}{15}$ часть последней. Ширина зоны диопсидовых кальцифиров непостоянна, иногда всего 0.2 м.

Диопсид-скаполитовая и флогопитовая зоны обычно дают в пегматите просечки, разделяющие реликтовые ядра пегматита, как это видно на фиг. 23. Нередко в середине таких просечек имеется еще чисто диопсидовая или же даже кальцитовая зона, отделенная следовательно от пегматита флогопитовой и диопсид-скаполитовой зоной (фиг. 23). В свою очередь в расширенных частях диопсид-скаполитовой зоны, во внешней (т. е. удаленной от пегматита) ее части наблюдаются жилообразные и гнездообразные скопления флогопита, иногда сопровождающегося кальцитом. Флогопит развивается здесь метасоматически, начиная со стыков зерен скаполита и диопсида, ассоциацию которых он и замещает. Таким образом, замещение идет как вдоль контактов, так и по различным трещинкам.

Менее мощные жилы нередко оказываются нацело замещенными диопсид-скаполитовыми породами с флогопитовой оторочкой, а в некоторых более мелких жилках наблюдается выклинивание и диопсид-скаполитовой зоны, так что местами жилка представлена одной флогопитовой породой. В одном месте у русла пади Улунтуй (обн. 564 в 2.8 км выше рудника № 2) в доломитах вблизи контакта с гранитами встречаются как диопсид-скаполитовая жила мощностью около метра, так и линзы мощностью до 30 см, сложенные одним некрупным флогопитом с примесью кальцита, форстерита и хондродита. Те и другие образования получились вероятно за счет полного замещения пегматитовых жил и линз.

§ 48. Остановимся еще на соотношении между нормальным типом замещения и случаем образования главколитовых жил. В обн. 430 (см. фиг. 24) мы видим, что в узкой выклинивающейся апофизе замещенного пегматита диопсид-скаполитовая порода сменяется лиловой главколитовой породой, содержащей лишь примесь диопсида. В обн. 562, как показано на фиг. 23, около главной линзы пегматита с нормальными реакционными оторочками проходит узкий (5—6 см) главколитовый прожилочек с флогопитовой оторочкой. Слева направо прожилочек сначала суживается с выпадением главколитовой зоны, потом расширяется до 9 см, и здесь в ядре появляется нормальный пегматит.

Многочисленные наблюдения такого рода доказывают, что главколитовая зона является аналогом диопсид-скаполитовой и образуется также за счет замещения пегматита. Для образования главколитовой зоны вместо диопсид-скаполитовой требуется резкое преобладание выноса кремнезема над привносом магния, как это ясно из диаграммы фиг. 26, т. е. резкая «десиликация», с обогащением породы глиноземом. Это явление десиликации, оказывается, почти не наблюдается у крупных тел пегматита, но резко проявляется для узких прожилков и апофиз, преимущественно тех, в которых при замещении не остается реликтов пегматита. Отметим пока эту закономерность как чисто эмпирическую.

2. Морфологические типы взаимодействия пегматитов с доломитами

§ 49. Выше мы рассмотрели нормальную последовательность зон замещения взаимодействующих пегматитов и доломитов. Морфологически различаются следующие типы этого взаимодействия:

1. Корковое приконтактовое замещение жил и линз пегматита.

2. Замещение в эруптивных брекчиях доломита.

3. Жилообразное замещение вдоль трещин в граните или пегматите.

Наиболее распространен первый тип, когда массивные тела пегматита (или гранита) замещаются вдоль их контакта с доломитом.

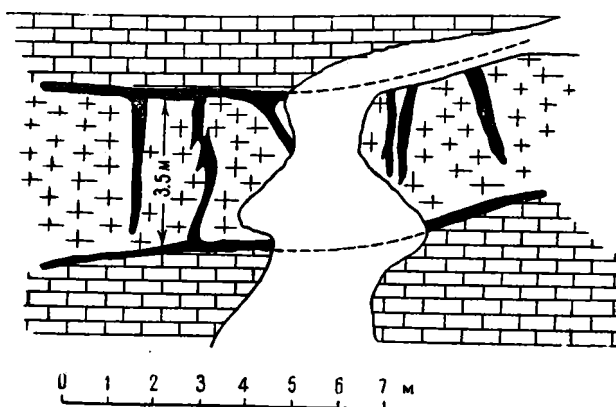
Зарисовки фиг. 23 и 24 относятся именно к такому случаю. Правда, почти всегда этот тип осложняется просечками, которые собственно представляют уже жилообразный тип замещения.

Как показывают наблюдения над шириной зон замещения, в случае отсутствия секущих трещин во взаимодействие вступают только части пегматита, расположенные в непосредственной близости от контакта, обычно не далее 10—30 см от него и лишь весьма редко до 1—2 м. Поэтому и флогопитовая зона в этом случае не может иметь большой мощности. Кроме того, крупной величины кристаллы флогопита достигают только в зоне непосредственного контакта пегматита с доломитом, где очевидно и происходило главное течение растворов, вызывавших взаимодействие и перекристаллизацию. Здесь кристаллы флогопита, выдаваясь щетками в крупнозернистую кальцитовую породу, достигают иногда величины более 20 см; но в сторону замещаемого пегматита или гранита величина зерен всех минералов быстро падает. С этими обстоятельствами и связано очевидно отсутствие промышленных месторождений в этом типе взаимодействия, несмотря на его распространенность.

Второй морфологический тип — это тот, когда замещению подвергаются не сплошные тела гранит-пегматитов, а сетчатая инъекция их в доломите. Такое «разбрызгивание» пегматита в доломите создает конечно гораздо большую поверхность контакта между ними, чем при внедрении пегматита массивными линзами и жилами, а потому и является более благоприятным для образования флогопитовых месторождений. Дальше мы еще вернемся к этому вопросу в связи с изучением флогопитовых рудников № 2 и 3. Сейчас мы должны остановиться только на описании некоторых черт обн. 574, изображенного на фиг. 25, так как в этом обнажении наглядно выясняется происхождение эруптивных брекчий диопсидовых пород, столь характерных для флогопитовых рудников № 2 и 3 Слюдянки.

Обн. 574 расположено у самого русла пади Улунтуй, в 2.15 км выше рудника № 2. Здесь мы видим пласт диопсидового гнейса с простиранием СВ 10° и падением на запад под углом 40°. Плоскость зарисовки фиг. 25 примерно перпендикулярна к направлению падения. Из-под гнейса выходит пласт кальцифира с внедрившимся в него гранит-пегматитом. Гранит-пегматит розовый, сложенный микроклин-микропертитом и кварцем, с неравномерно рассеянными зернами салита. Этот пегматит содержит большое количество остроугольных обломков диопсидовой породы, имея характер эруптивной брекчии. Реликтовые участки такого пегматита окружены со всех сторон широкой зоной диопсид-скаполитовой породы, образовавшейся за счет замещения пегматита эруптивной брекчии. Здесь ясно видны обломки диопсидовых пород, разделенные диопсид-скаполитовыми прожилками, замещившими первоначальный пегматит. Вдоль контакта с кальцифиром и в виде гнезд вблизи этого контакта, диопсид-скаполитовые породы замещены диопсид-флогопитовыми. При этом более крупные гнезда флогопита сопровождаются кальцитом. Кальцифир непосредственно около замещенного пегматита состоит из кальцита и диопсида с примесью флогопита (а изредка и с примесью скаполита). Несколько дальше диопсид сменяется форстеритом; появляются доломит и примесь шпинели. Наконец, еще в пределах зарисовки (в правом нижнем углу фиг. 25), встречаем доломиты с небольшим количеством кальцита, форстерита, шпинели и флогопита.

В диопсид-скаполитовых породах встречен также секущий прожилочек кальцита, содержащий флогопит и диопсид. Это интересное обнажение наглядно показывает, что образование оригинальных эруптивных брекчий диопсидовых пород связано с внедрением пегматитов в доломит, причем ксенолиты последнего замещаются диопсидовой породой. Так, в правой нижней части обнажения (фиг. 25 справа внизу) порода, состоящая в основном из доломита, на протяжении менее чем 2 м прямо по простиранию сменяется эруптивной брекчией диопсидовых пород. Доломит входит также в состав кальцифира всякого бока интрузии, но здесь не в преобладающем количестве.



Фиг. 27. Зарисовка — план пегматитовой жилы (крестики), мощностью 3,5 м, в доломите (кирпичики). Черное — метасоматическая диопсид-скаполитовая порода. Белое — наносы. Падь Улунтуй (обн. 433).

Третий тип взаимодействия пегматитов с доломитами — это взаимодействие вдоль трещин, в результате чего зоны замещения, начинаясь от контакта, вдаются внутрь тела пегматита в виде жилообразных тел. Выше мы неоднократно уже описывали просечки метасоматических пород в линзах пегматита. Фиг. 27 дает зарисовку более значительных просечек такого рода в пегматитовой жиле, мощностью 3,5 м, залегающей в доломите (падь Улунтуй, 1,2 км выше рудника № 2). Эти метасоматические прожилки замещения сложены диопсид-скаполитовой породой, а в центре — флогопитом. В одной из более мощных просечек (мощностью 40 см) в центре имелась также зона крупнокристаллического кальцита, по обоим краям которой, вдоль границ диопсид-скаполитовой зоны, расположились кристаллы флогопита. Такие просечки с кальцитом в середине наблюдались многократно. Неоднократно наблюдались также случаи, когда более значительные интрузии гранита или же пласты мигматитовых пород около контакта с доломитами оказывались пронизанными подобными же кальцит-флогопитовыми прожилками с диопсид-скаполитовым зальбандом, причем видно было, что эти прожилки брали начало от доломитов. Выходы гранитов и пегматитов пади Улунтуй пронизаны по разным направлениям такими жилками, которые проходят далеко от контактов с доломитами.

Таким образом, мы видим, что взаимодействие пегматитов с доломитами весьма облегчается в случае наличия трещиноватости у пегматитов, так как это многократно увеличивает поверхность их соприкосновения. Случаи более мощного развития зон метасоматоза обычно бывают связаны с наличием трещиноватости. Очень наглядно эту связь можно было видеть в Кыренском районе, в устье ключа Дегуйсен, впа-

дающего слева в р. Кыренку. Здесь в одной из расчисток партии В. Ф. Донцова 1938 г. вскрыта жила пегматита мощностью 3 м, проходящая в доломитах. В одном месте во всю свою мощность эта жила замещена диопсид-скаполитовыми породами. Более внимательное наблюдение показывает, что эти диопсид-скаполитовые породы рассечены сетью кальцит-флогопитовых жилок мощностью до 5 см, причем более крупные из участков диопсид-скаполитовых пород между этими жилками содержат в середине реликтовые ядра полевошпатовой породы. Эта картина ясно показывает, что замещение пегматита шло вдоль сети трещин, причем замещение проникало не дальше, чем примерно на 30 см от этих трещинок; в точках, отстоящих от кальцит-флогопитовых жилок на расстоянии, большем 30 см, сохранились реликтовые ядра пегматита.

Далее мы увидим, что метасоматоз вдоль трещин играет исключительную роль в образовании промышленных флогопитовых месторождений.

Б. Промышленные флогопитовые месторождения

1. Общий характер месторождений

§ 50. Систематическая добыча флогопита в Слюдянском районе (да и вообще в Восточной Сибири до войны) производилась только на четырех рудниках, которые все расположены в близком соседстве, в нижней части пади Улунтуй и у устья р. Слюдянки. Это рудники № 1 («Главный»), № 2 («Дальний») и № 3 (бывш. «Веринский»). Крупные подземные разведочные работы велись также еще на руднике № 4 (продолжение рудника № 1) и на «Заявке (руднике) № 6». По типу все эти месторождения должны быть разделены на две группы: флогопит в диопсидовых породах (рудники № 2 и 3) и флогопит жильный в пироксеновых амфиболитах (рудники № 1, 4, 6). Дадим краткую характеристику общего строения этих рудников, после чего более подробно рассмотрим некоторые петрологические их особенности. Для всех описываемых рудников (№ 1, 2, 3, 4) простирание пластовых пород северо-западное ($305-330^\circ$) с крутым падением на юго-запад. Детальное описание рудников дано П. Калининным (1939).

а. Рудник № 2 (Дальний)

§ 51. Рудник расположен на крутом правом склоне долины пади Улунтуй в 1.4 км от рудника № 1 и в 4.3 км от железнодорожной станции Слюдянка. Породы рудника хорошо вскрыты открытыми карьерными работами.

Преобладают в районе месторождения биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы, интрузивированные послойно гранитами и прорезанные со-гласными и секущими жилами пегматита. Среди этих гнейсов зажаты два сближенных пласта зеленой диопсидовой породы, разделенные нешироким (5 м) пластом биотитового гнейса. Диопсидовые породы местами сетчато интрузивированы пегматитом и содержат неправильные кальцит-флогопитовые жилы и гнезда. Главные карьеры идут по юго-западному пласту диопсидовой породы, мощность которого достигает 16 м. Кальцит-флогопитовые жилы, пересекая диопсидовые породы, проходят также и в прилежащие биотитовые гнейсы, где и выклиниваются. Вдоль этих жил происходит замещение пегматитов и гнейсов диопсид-скаполитовыми и диопсид-флогопитовыми породами. На вершине рудничной горы залегает мощная дайка (мощность более 100 м) ортоамфиболитов (метаморфизованных габбро-диабазов), секущая гнейсы и диопсидовые

породы под очень острым углом. Эти ортоамфиболиты здесь сильно мигматизированы, особенно вблизи контактов с пегматитами, с развитием в них ортоклаза, биотита, а иногда и кварца за счет первичных минералов. В менее измененных разностях сохраняются следы диабазофитовой структуры. Зона контакта этой дайки с диопсидовыми породами богата флогопитовыми жилами, что несомненно связано с приуроченностью трещин к этой зоне контакта механически разнородных пород. Небольшие флогопитовые жилы залегают и в краевой части дайки, выклиниваясь в ней.

б. Рудник № 3

§ 52. Расположен на склоне левого берега р. Слюдянки, в 2.2 км от железнодорожной станции. Штольни и карьер рудника приурочены к пласту зеленой диопсидовой породы мощностью до 15 м. Эти диопсидовые породы, как и на руднике № 2, содержат сетчатую инъекцию пегматита и пересечены неправильными кальцит-флогопитовыми жилами. Последние переходят в налегающий пироксеновый параамфиболит, где и выклиниваются. К лежащему боку наблюдается переход диопсидовых пород в кальцифиры, в пластовые диопсид-апатитовые породы и, ниже, в полосатые диопсидовые кварциты.

в. Рудник № 1 (Главный)

§ 53. Расположен на левом склоне пади Улунтуй, у ее устья, в 2.9 км от железнодорожной станции Слюдянка. Здесь имеем следующий разрез пластовых пород (сверху):

1. Биотитовые гнейсы.
2. Мраморы и кальцифиры (с диопсидом, форстеритом, флогопитом, в некоторых прослоях и с кварцем), мощность около 10 м.
3. Пироксеновые параамфиболиты, мощность 50—80 м.
4. Биотитовые гнейсы, мощность 30—40 м.
5. Диопсидовые породы, мощность несколько метров.
6. Кальцифиры и мраморы с линзами полосатых диопсидовых кварцитов.

Все эти породы пересечены пластовыми и секущими жилами пегматитов. Флогопит добывается из правильных трещинных жил зонального строения, идущих почти перпендикулярно к простиранию пород и секущих пегматитовые жилы. Вмещающей породой для промышленных жил являются преимущественно пироксеновые амфиболиты. Жилы пересекают также и лежащие ниже биотитовые гнейсы, но здесь они менее правильны, нередко разветвляются и потому выработками обычно не прослеживались. Только наиболее крупная из встреченных жил, жила № 6, вырабатывается и в этой части, вплоть до пласта диопсидовых пород. Доходя до мраморов и кальцифиров висячего бока, все жилы обрываются; отсутствуют они и ниже диопсидовых пород.

г. Рудник № 4

§ 54. Расположен около рудника № 1, по другую сторону пади Улунтуй. Продуктивная толща пироксеновых амфиболитов является продолжением по простиранию таковой рудника № 1. Характер обоих месторождений вполне аналогичен, но разрез свиты пород несколько иной. Пласт диопсидовых пород залегает здесь между пироксеновыми амфиболитами и подстилающими их гнейсами. Кальцит-флогопитовые жилы залегают, как и на руднике № 1, в пироксеновых амфиболитах и в содержащихся в них пегматитах. Разведками в настоящее время установлено содержание небольших флогопитовых жил в пироксеновых амфиболитах между рудниками № 1 и 4, под падью Улунтуй.

§ 55. Этот разведывавшийся, но сейчас заброшенный участок расположен на крутом левом склоне пади Улунгуй, примерно в $\frac{3}{4}$ км южнее рудника № 2. В районе месторождения преобладают мощные доломиты, заключающие пачки параамфиболитов и биотитовых гнейсов, прорванных мелкими интрузиями пегматита. Доломиты эти средне- и крупнокристаллические и вблизи силикатовых пород переходят в форстеритовые и флогопитовые кальцифиры; в них встречаются интересные шпинелевые прожилки с оторочкой флогопита. Пегматиты преимущественно щелочного типа, т. е. сложенные микропертитом, кварцем и диопсидом. Инъекции пегматитов в мраморах не наблюдается и соответственно отсутствуют диопсидовые породы. Наблюдается замещение пегматитов в контактах с кальцифирами главколитовыми породами.

Разведывавшиеся здесь секущие кальцит-флогопитовые жилы залегают в пироксеновых параамфиболитах в их лежащем боку, подстилаемом доломитами и форстеритовыми кальцифирами. Параамфиболиты местами сильно изменены с образованием в них метасоматических гнезд паргасита с кальцитом. Кроме того, имеются кальцит-флогопитовые жилы в пегматитах. Обнаженность здесь плохая. Залегание пород примерно такое же, как и на других рудниках — простираение северо-западное, падение крутое на юго-запад.

2. Диопсидовые породы флогопитовых месторождений

§ 56. Весьма характерны для большинства флогопитовых месторождений серовато-зеленые породы, сложенные в основном диопсидом. На рудниках № 2 и 3 эти именно диопсидовые породы вмещают кальцит-флогопитовые жилы и гнезда, на руднике № 1 (Главном) они хотя и менее заметны, но, как увидим далее, тоже имеют активное отношение к образованию флогопитовых жил. Аналогичные диопсидовые породы были выше описаны для Лиственичного района. Для большинства каннадских, мадагаскарских и корейских месторождений флогопита вмещающие породы, «пироксениты», тождественны с нашими диопсидовыми породами, которые, таким образом, представляют вполне устойчивый тип пород.

Сначала остановимся на типичных диопсидовых породах флогопитовых месторождений. Постоянная, неотъемлемая особенность этих пород — наличие в них сетчатой инъекции пегматитов.

Мы уже описывали выше характерные для Лиственичного района «брекчиевидные диопсидовые породы» (эруптивные брекчии диопсидовых пород), в которых пегматит цементирует угловатые обломки чисто диопсидовой породы, причем пегматитовый материал составляет около половины всей эруптивной брекчии. На рудниках № 2 и 3 такие брекчиевидные диопсидовые породы образуют участки по несколько метров шириной. Более значительным развитием здесь пользуются более однородные диопсидовые породы, с подчиненным количеством инъецированного материала, который и здесь дает пересекающиеся прожилки, с выклинивающимися апофизами, но состав этих прожилков здесь уже иной. В брекчиевидных участках некрупные отторженцы диопсидовой породы окружены розовым диопсидовым гранит-пегматитом, сложенным микропертитом, кварцем и темнозеленым клинопироксеном. С удалением от богатых пегматитом участков и с увеличением блоков диопсидовой породы, прожилки пегматита, начиная с боков жилки, замещаются диопсид-скаполитовой оторочкой, а снаружи — каемкой флогопита, переходя постепенно в диопсид-скаполитовые жилки, а далее и в жиллообразные скопления некрупных пластинок флогопита. Общая картина еще

осложняется наличием неправильных жил кальцита, которые секут как брекчиевидные участки, так и диопсидовые породы с диопсид-скаполитовыми и флогопитовыми прожилками. В контакте этих кальцитовых жил происходит замещение пегматитов и диопсид-скаполитовых прожилков в последовательности пегматит $\rightarrow$ диопсид + скаполит $\rightarrow$ диопсид + флогопит — и перекристаллизация пород, с образованием крупных (промышленно-годных) кристаллов флогопита. Естественно, что замещающие пегматиты диопсид-скаполитовые породы не должны смешиваться с собственно диопсидовыми, как это, к сожалению, обычно делается в иностранной литературе. Результатом такого смешения является утверждение, что диопсидовые породы («пироксениты») иногда залегают в виде жил. В Слюдянском районе диопсидовые породы данного типа всегда имеют пластовое залегание, тогда как диопсид-скаполитовые породы часто дают жилы в тех породах, которые ими замещаются (особенно обычны такие жилы в гранитах и пегматитах, например на «Заявке № 5» пади Улунтуй).

Обычно диопсидовые породы сложены диопсидом с незначительной примесью кальцита и апатита. Структура их гранобластовая, величина зерна крайне неравномерна, от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Окраска серовато-зеленая, причем для каждого месторождения окраска распределена удивительно равномерно. Резко отлична в этом отношении окраска диопсидовых пород в участках эруптивных брекчий, удаленных от кальцитовых жил. Здесь обломки диопсидовой породы в контакте с розовым пегматитом сложены темнозеленым клинопироксеном, одинаковым с таковым в самом пегматите, а в середине обломков виден светлозеленый, иногда почти белый диопсид, причем темнозеленая кайма обломка имеет ширину не более 1 см и глубже постепенно светлеет.

В некоторых случаях диопсидовые породы содержат примесь флогопита, а иногда белого ортоклаз-микропертита (содержащего барий). Оба эти минерала вместе с кальцитом обычно образуют жилообразные скопления в диопсидовой породе, иногда очень тонкие. Но в некоторых слоях они равномерно рассеяны по породе, являясь здесь составной ее частью (рудник № 2, мелкозернистая диопсидовая порода рудника № 1). Как редкость на руднике № 2 встречается примесь олигоклаза (обр. 737). Иногда диопсидовые породы содержат кальцит в существенном количестве, равномерно в них рассеянный. Диопсидовые породы эруптивной брекчии в виде примеси к диопсиду содержат только лишь кальцит и апатит.

§ 57. На руднике № 2 довольно распространены гнейсовидные биотит-диопсидовые породы, залегающие между биотитовыми гнейсами и массивными диопсидовыми породами, составляя как бы переход между ними. В состав этих пород помимо диопсида и биотита входит кальцит и иногда полевошпат, в других случаях отсутствующий. Эти породы находятся в разных стадиях раскристаллизации, причем более мелкозернистые разности всегда резко гнейсовидны параллельно залеганию, а более крупнозернистые обнаруживают лишь следы слоистости. Инъекция пегматита в этих слоях имеет характер переходный между сетчатой инъекцией в нормальных диопсидовых породах и послойной инъекцией гнейсов. Именно путем раскристаллизации таких переходных пород образуются крупнозернистые диопсидовые породы с рассеянным в них в небольшом количестве флогопитом; ниже приведен анализ одного образца такой грубозернистой породы (табл. 9—8). Среди массивных диопсидовых пород флогопит, напротив, встречается в скоплениях, замещающих первичные пегматитовые прожилки и гнезда, а не рассеянно. Принимая, что диопсидовые породы образовались за счет

доломитов, а биотитовые гнейсы (содержащие здесь местами также гранат и кордиерит) — за счет глинистых пород, мы думаем, что залегающие в переходной зоне этих пород гнейсовидные диопсид-биотитовые породы образовались главным образом за счет переходных мергелистых пород. Частично происходило также замещение гнейсов вдоль контакта с доломитом.

В табл. 9 приведены химические анализы диопсидовых пород (1, 3, 4), диопсида (2), а также для сравнения составы диопсида из флогопитовых жил (5, 6, 7).

Анализы табл. 9 нанесены на диаграмме фиг. 32 (см. § 82), которая является вырезкой (деталью) фиг. 31.

§ 58. Диопсидовая порода обр. 38 (табл. 9—1) взята из включения в неизмененном розовом диопсидовом пегматите. Эта порода образовалась за счет доломита скорее всего еще в магматическую стадию, без существенного участия гидротермальных процессов. Внешняя каемка этого небольшого включения сложена темнозеленым пироксеном, дающим щетку кристаллов, идиоморфных в отношении полевого шпата, пегматита. Ширина этой темнозеленой зоны всего 1—2 см, и внутри включения она постепенно сменяется мелкозернистой очень светлой зеленоватой диопсидовой породой, из которой и сделан анализ 1 табл. 9 (в расстоянии 3—5 см от края включения).

Сопоставление этого анализа с анализом более обычной почти мономинеральной диопсидовой породы того же рудника (табл. 9—4) или диопсида (табл. 9—2) из этой диопсидовой породы показывает весьма низкое содержание глинозема и железа в породе обр. 38 (Al_2O_3 0,41% вместо 3,89% и 1,37% в последних). Это очевидно объясняется тем, что диффузия всех элементов, в данном случае глинозема и железа, при магматических контактовых процессах совершалась гораздо медленнее, чем при постмагматических. В обычных крупнозернистых диопсидовых породах с замещенными жилками пегматита и с секущими кальцит-флогопитовыми жилами несомненно воздействовали постмагматические растворы (с замещением пегматита), и в результате диопсид сохраняет свой характер на протяжении многих метров. При этом состав диопсида диопсидовых пород (табл. 9—2, 3, 4) в общем одинаков с составом диопсида диопсид-флогопитовых жил, их прорезающих (табл. 9—5, 6, 7, см. также диаграмму фиг. 32). Во всяком случае окраска диопсида в жиле и во вмещающей ее диопсидовой породе одинакова. С другой стороны, включения диопсидовых пород в незамещенных пегматитах образовались под воздействием на доломит пегматитовой магмы, которая в данном случае должна была иметь особо жидкостный характер (сетчатая инъекция, повышенная щелочность). И вот оказывается (обр. 38), что в данном случае уже на протяжении одного сантиметра диопсид включения резко меняет свой характер от темнозеленого салита-авгита до бледно окрашенного диопсида, весьма бедного железом и глиноземом. Степень взаимодействия в обоих случаях совершенно несравнима.

§ 59. Диопсид-флогопитовая порода обр. 738 относится к разностям, образовавшимся за счет полосатых диопсид-флогопитовых пород рудника № 2. Сохранились неясные следы этой полосатой (здесь плейчатой) текстуры. Анализ здесь показал следы кобальта (0,01%) и олова (в других породах эти испытания не производились).

Мы уже отмечали, что все выходы зеленых диопсидовых пород обнаруживают инъекцию пегматита. По мере удаления от таких участков инъекции, диопсидовые породы из крупнозернистых переходят в мелкозернистые, очень светлые беловатые разности, сложенные также диопсидом с примесью апатита и кальцита. Дальнейшее прослеживание

породы под очень острым углом. Эти ортоамфиболиты здесь сильно мигматизированы, особенно вблизи контактов с пегматитами, с развитием в них ортоклаза, биотита, а иногда и кварца за счет первичных минералов. В менее измененных разностях сохраняются следы диабаз-офитовой структуры. Зона контакта этой дайки с диопсидовыми породами богата флогопитовыми жилами, что несомненно связано с приуроченностью трещин к этой зоне контакта механически разнородных пород. Небольшие флогопитовые жилы залегают и в краевой части дайки, выклиниваясь в ней.

б. Рудник № 3

§ 52. Расположен на склоне левого берега р. Слюдянки, в 2.2 км от железнодорожной станции. Штольни и карьер рудника приурочены к пласту зеленой диопсидовой породы мощностью до 15 м. Эти диопсидовые породы, как и на руднике № 2, содержат сетчатую инъекцию пегматита и пересечены неправильными кальцит-флогопитовыми жилами. Последние переходят в налегающий пироксеновый параамфиболит, где и выклиниваются. К лежащему боку наблюдается переход диопсидовых пород в кальцифиры, в пластовые диопсид-апатитовые породы и, ниже, в полосатые диопсидовые кварциты.

в. Рудник № 1 (Главный)

§ 53. Расположен на левом склоне пади Улунтуй, у ее устья, в 2.9 км от железнодорожной станции Слюдянка. Здесь имеем следующий разрез пластовых пород (сверху):

1. Биотитовые гнейсы.
2. Мраморы и кальцифиры (с диопсидом, форстеритом, флогопитом, в некоторых прослоях и с кварцем), мощность около 10 м.
3. Пироксеновые параамфиболиты, мощность 50—80 м.
4. Биотитовые гнейсы, мощность 30—40 м.
5. Диопсидовые породы, мощность несколько метров.
6. Кальцифиры и мраморы с линзами полосатых диопсидовых кварцитов.

Все эти породы пересечены пластовыми и секущими жилами пегматитов. Флогопит добывается из правильных трещинных жил зонального строения, идущих почти перпендикулярно к простиранию пород и секущих пегматитовые жилы. Вмещающей породой для промышленных жил являются преимущественно пироксеновые амфиболиты. Жилы пересекают также и лежащие ниже биотитовые гнейсы, но здесь они менее правильны, нередко разветвляются и потому выработками обычно не прослеживались. Только наиболее крупная из встреченных жил, жила № 6, вырабатывается и в этой части, вплоть до пласта диопсидовых пород. Доходя до мраморов и кальцифиров всяческого бока, все жилы обрываются; отсутствуют они и ниже диопсидовых пород.

г. Рудник № 4

§ 54. Расположен около рудника № 1, по другую сторону пади Улунтуй. Продуктивная толща пироксеновых амфиболитов является продолжением по простиранию таковой рудника № 1. Характер обоих месторождений вполне аналогичен, но разрез свиты пород несколько иной. Пласт диопсидовых пород залегают здесь между пироксеновыми амфиболитами и подстилающими их гнейсами. Кальцит-флогопитовые жилы залегают, как и на руднике № 1, в пироксеновых амфиболитах и в содержащихся в них пегматитах. Разведками в настоящее время установлено содержание небольших флогопитовых жил в пироксеновых амфиболитах между рудниками № 1 и 4, под падью Улунтуй.

§ 55. Этот разведывавшийся, но сейчас заброшенный участок расположен на крутом левом склоне пади Улунтуй, примерно в $\frac{3}{4}$ км южнее рудника № 2. В районе месторождения преобладают мощные доломиты, заключающие пачки параамфиболитов и биотитовых гнейсов, прорванных мелкими интрузиями пегматита. Доломиты эти средне- и крупнокристаллические и вблизи силикатовых пород переходят в форстеритовые и флогопитовые кальцифиры; в них встречаются интересные шпинелевые прожилки с оторочкой флогопита. Пегматиты преимущественно щелочного типа, т. е. сложенные микропертитом, кварцем и диопсидом. Инъекции пегматитов в мраморах не наблюдается и соответственно отсутствуют диопсидовые породы. Наблюдается замещение пегматитов в контактах с кальцифирами главколитовыми породами.

Разведывавшиеся здесь секущие кальцит-флогопитовые жилы залегают в пироксеновых параамфиболитах в их лежащем боку, подстилаемом доломитами и форстеритовыми кальцифирами. Параамфиболиты местами сильно изменены с образованием в них метасоматических гнезд паргасита с кальцитом. Кроме того, имеются кальцит-флогопитовые жилы в пегматитах. Обнаженность здесь плохая. Залегание пород примерно такое же, как и на других рудниках — простираение северо-западное, падение крутое на юго-запад.

2. Диопсидовые породы флогопитовых месторождений

§ 56. Весьма характерны для большинства флогопитовых месторождений серовато-зеленые породы, сложенные в основном диопсидом. На рудниках № 2 и 3 эти именно диопсидовые породы вмещают кальцит-флогопитовые жилы и гнезда, на руднике № 1 (Главном) они хотя и менее заметны, но, как увидим далее, тоже имеют активное отношение к образованию флогопитовых жил. Аналогичные диопсидовые породы были выше описаны для Лиственичного района. Для большинства канадских, мадагаскарских и корейских месторождений флогопита вмещающие породы, «пироксениты», тождественны с нашими диопсидовыми породами, которые, таким образом, представляют вполне устойчивый тип пород.

Сначала остановимся на типичных диопсидовых породах флогопитовых месторождений. Постоянная, неотъемлемая особенность этих пород — наличие в них сетчатой инъекции пегматитов.

Мы уже описывали выше характерные для Лиственичного района «брекчиевидные диопсидовые породы» (эруптивные брекчии диопсидовых пород), в которых пегматит цементирует угловатые обломки чисто диопсидовой породы, причем пегматитовый материал составляет около половины всей эруптивной брекчии. На рудниках № 2 и 3 такие брекчиевидные диопсидовые породы образуют участки по несколько метров шириной. Более значительным развитием здесь пользуются более однородные диопсидовые породы, с подчиненным количеством инъецированного материала, который и здесь дает пересекающиеся прожилки, с выклинивающимися апофизами, но состав этих прожилков здесь уже иной. В брекчиевидных участках некрупные отторженцы диопсидовой породы окружены розовым диопсидовым гранит-пегматитом, сложенным микропертитом, кварцем и темнозеленым клинопироксеном. С удалением от богатых пегматитом участков и с увеличением блоков диопсидовой породы, прожилки пегматита, начиная с боков жилки, замещаются диопсид-скаполитовой оторочкой, а снаружи — каемкой флогопита, переходя постепенно в диопсид-скаполитовые жилки, а далее и в жилкообразные скопления некрупных пластинок флогопита. Общая картина еще

осложняется наличием неправильных жил кальцита, которые секут как брекчиевидные участки, так и диопсидовые породы с диопсид-скаполитовыми и флогопитовыми прожилками. В контакте этих кальцитовых жил происходит замещение пегматитов и диопсид-скаполитовых прожилков в последовательности пегматит $\rightarrow$ диопсид + скаполит $\rightarrow$ диопсид + флогопит — и перекристаллизация пород, с образованием крупных (промышленно-годных) кристаллов флогопита. Естественно, что замещающие пегматиты диопсид-скаполитовые породы не должны смешиваться с собственно диопсидовыми, как это, к сожалению, обычно делается в иностранной литературе. Результатом такого смешения является утверждение, что диопсидовые породы («пироксениты») иногда залегают в виде жил. В Слюдянском районе диопсидовые породы данного типа всегда имеют пластовое залегание, тогда как диопсид-скаполитовые породы часто дают жилы в тех породах, которые ими замещаются (особенно обычны такие жилы в гранитах и пегматитах, например на «Заявке № 5» пади Улунтуй).

Обычно диопсидовые породы сложены диопсидом с незначительной примесью кальцита и апатита. Структура их гранобластовая, величина зерна крайне неравномерна, от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Окраска серовато-зеленая, причем для каждого месторождения окраска распределена удивительно равномерно. Резко отлична в этом отношении окраска диопсидовых пород в участках эруптивных брекчий, удаленных от кальцитовых жил. Здесь обломки диопсидовой породы в контакте с розовым пегматитом сложены темнозеленым клинопироксеном, одинаковым с таковым в самом пегматите, а в середине обломков виден светлозеленый, иногда почти белый диопсид, причем темнозеленая кайма обломка имеет ширину не более 1 см и глубже постепенно светлеет.

В некоторых случаях диопсидовые породы содержат примесь флогопита, а иногда белого ортоклаз-микропертита (содержащего барий). Оба эти минерала вместе с кальцитом обычно образуют жилообразные скопления в диопсидовой породе, иногда очень тонкие. Но в некоторых слоях они равномерно рассеяны по породе, являясь здесь составной ее частью (рудник № 2, мелкозернистая диопсидовая порода рудника № 1). Как редкость на руднике № 2 встречается примесь олигоклаза (обр. 737). Иногда диопсидовые породы содержат кальцит в существенном количестве, равномерно в них рассеянный. Диопсидовые породы эруптивной брекчии в виде примеси к диопсиду содержат только лишь кальцит и апатит.

§ 57. На руднике № 2 довольно распространены гнейсовидные биотит-диопсидовые породы, залегающие между биотитовыми гнейсами и массивными диопсидовыми породами, составляя как бы переход между ними. В состав этих пород помимо диопсида и биотита входит кальцит и иногда полевой шпат, в других случаях отсутствующий. Эти породы находятся в разных стадиях раскристаллизации, причем более мелкозернистые разности всегда резко гнейсовидны параллельно залеганию, а более крупнозернистые обнаруживают лишь следы слоистости. Инъекция пегматита в этих слоях имеет характер переходный между сетчатой инъекцией в нормальных диопсидовых породах и послойной инъекцией гнейсов. Именно путем раскристаллизации таких переходных пород образуются крупнозернистые диопсидовые породы с рассеянным в них в небольшом количестве флогопитом; ниже приведен анализ одного образца такой грубозернистой породы (табл. 9—8). Среди массивных диопсидовых пород флогопит, напротив, встречается в скоплениях, замещающих первичные пегматитовые прожилки и гнезда, а не рассеянно. Принимая, что диопсидовые породы образовались за счет

доломитов, а биотитовые гнейсы (содержащие здесь местами также гранат и кордиерит) — за счет глинистых пород, мы думаем, что залегающие в переходной зоне этих пород гнейсовидные диопсид-биотитовые породы образовались главным образом за счет переходных мергелистых пород. Частично происходило также замещение гнейсов вдоль контакта с доломитом.

В табл. 9 приведены химические анализы диопсидовых пород (1, 3, 4), диопсида (2), а также для сравнения составы диопсида из флогопитовых жил (5, 6, 7).

Анализы табл. 9 нанесены на диаграмме фиг. 32 (см. § 82), которая является вырезкой (деталью) фиг. 31.

§ 58. Диопсидовая порода обр. 38 (табл. 9—1) взята из включения в неизмененном розовом диопсидовом пегматите. Эта порода образовалась за счет доломита скорее всего еще в магматическую стадию, без существенного участия гидротермальных процессов. Внешняя каемка этого небольшого включения сложена темнозеленым пироксеном, дающим щетку кристаллов, идиоморфных в отношении полевого шпата, пегматита. Ширина этой темнозеленой зоны всего 1—2 см, и внутри включения она постепенно сменяется мелкозернистой очень светлой зеленоватой диопсидовой породой, из которой и сделан анализ 1 табл. 9 (в расстоянии 3—5 см от края включения).

Сопоставление этого анализа с анализом более обычной почти мономинеральной диопсидовой породы того же рудника (табл. 9—4) или диопсида (табл. 9—2) из этой диопсидовой породы показывает весьма низкое содержание глинозема и железа в породе обр. 38 (Al_2O_3 0,41% вместо 3,89% и 1,37% в последних). Это очевидно объясняется тем, что диффузия всех элементов, в данном случае глинозема и железа, при магматических контактовых процессах совершалась гораздо медленнее, чем при постмагматических. В обычных крупнозернистых диопсидовых породах с замещенными жилками пегматита и с секущими кальцит-флогопитовыми жилами несомненно воздействовали постмагматические растворы (с замещением пегматита), и в результате диопсид сохраняет свой характер на протяжении многих метров. При этом состав диопсида диопсидовых пород (табл. 9—2, 3, 4) в общем одинаков с составом диопсида диопсид-флогопитовых жил, их прорезающих (табл. 9—5, 6, 7, см. также диаграмму фиг. 32). Во всяком случае окраска диопсида в жиле и во вмещающей ее диопсидовой породе одинакова. С другой стороны, включения диопсидовых пород в незамещенных пегматитах образовались под воздействием на доломит пегматитовой магмы, которая в данном случае должна была иметь особо жидкостный характер (сетчатая инъекция, повышенная щелочность). И вот оказывается (обр. 38), что в данном случае уже на протяжении одного сантиметра диопсид включения резко меняет свой характер от темнозеленого салитавгита до бледно окрашенного диопсида, весьма бедного железом и глиноземом. Степень взаимодействия в обоих случаях совершенно несравнима.

§ 59. Диопсид-флогопитовая порода обр. 738 относится к разностям, образовавшимся за счет полосатых диопсид-флогопитовых пород рудника № 2. Сохранились неясные следы этой полосатой (здесь пльчатой) текстуры. Анализ здесь показал следы кобальта (0,01%) и олова (в других породах эти испытания не производились).

Мы уже отмечали, что все выходы зеленых диопсидовых пород обнаруживают инъекцию пегматита. По мере удаления от таких участков инъекции, диопсидовые породы из крупнозернистых переходят в мелкозернистые, очень светлые беловатые разности, сложенные также диопсидом с примесью апатита и кальцита. Дальнейшее прослеживание

Химический состав диопсидовых пород и

Компоненты	1 — обр. 38, Di		2 — Di		3 — обр. 167b, Di		4 — Di	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂	54.26	904	53.84	896	51.97	866	51.24	854
TiO ₂	—	—	0.07	1	0.17	2	0.28	4
Al ₂ O ₃	0.41	4	1.37	13	3.15	30	3.89	38
Fe ₂ O ₃	0.89	6	0.78	5	2.43	15	1.06	7
FeO	0.65	9	1.14	16	0.87	12	0.85	12
MnO	—	—	0.03	0	0.07	1	0.12	1
CaO	25.17	449	24.88	443	23.37	417	23.66	422
MgO	17.30	432	17.09	428	14.34	358	17.24	431
K ₂ O	0.04	0	0.07	1	0.45	5	0.67	7
Na ₂ O	0.40	6	0.41	6	0.34	5	0.44	6
CO ₂	0.69	16	—	—	—	—	—	—
S	—	—	0.05	2	—	—	—	—
Пот. при прок.	Нет	—	—	—	1.96	—	0.82	—
H ₂ O ⁺	Нет	—	0.36	20	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0.09	—	0.05	—	1.48	—	0.16	—
Сумма . . .	99.90	—	100.09 ¹	—	99.60	—	100.43	—
Аналитик . . .	Р. П. Ильницкий		Н. В. Левенфиш		М. Т. Селютина		—	

1 — диопсидовая порода светлая, зеленоватая из включения в неизменном диопсидом с примесью кальцита.

2 — серо-зеленый диопсид из боковой (диопсидовой) породы рудника № 3 Кали

3 — светлозеленая диопсидовая порода, рудник № 2, Слюдянка, обр. 167b/3449.

4 — зеленая диопсидовая порода рудника № 3, Слюдянка. По пересчету П. В. нерала. (Калинин, 1939, стр. 156).

5 — светлозеленый диопсид из флогопитовой жилы, рудник № 3, Слюдянка (Ка

6 — темнозеленый диопсид из флогопитовой жилы рудника № 1 (Главного), Слю

7 — то же (Смирнов, 1928, стр. 53).

8 — диопсид-флогопитовая порода рудника № 2, Слюдянка, обр. 733/4503. Диоп

9 — форстеритовый кальцифир, замещаемый белой диопсидовой породой, у руд

гопит, тремолит, примесь апатита.

¹ Сумма взята из первоисточника и сходится не вполне точно.

диопсидов флогопитовых месторождений

5 — Di		6 — Di		7 — Di		8 — обр. 738, Di ± Phl		9 — обр. 731b, кальцифир	
вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
53.40	890	50.80	847	51.23	855	47.23	786	27.00	450
0.12	1	0.33	4	0.04	0	0.69	9	0.08	1
1.94	19	4.08	39	4.25	41	4.17	41	1.65	17
0.78	5	1.98	12	2.11	13	5.17	33	0.78	5
1.28	18	1.78	25	1.92	27	2.67	38	0.02	0
0.08	1	0.14	2	0.24	3	0.05	1	0.02	0
24.85	443	24.38	434	24.45	435	15.64	279	27.79	496
16.91	423	15.28	392	15.56	399	18.47	462	18.80	470
0.05	1	0.05	0	0.22	2	3.07	33	0.42	—
0.29	5	0.22	4	0.90	15	0.56	9		
—	—	—	—	—	—	0.82	18	18.58	423
0.05	2	0.05	2	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	0.81	—	4.22	—
0.24	14	0.68	37	0.43	25	—	—	—	—
0.11	—	0.16	—	—	—	0.26	—	0.40	—
100.04 ¹	—	99.93	—	101.38 ¹	—	99.62	—	99.76	—
Н. В. Левеншиш		Н. В. Левеншиф		П. Френкель		М. Т. Селютина		В. В. Лангваген	

пегматите (эруптивная брекчия), обр. 38/4503, рудник № 3, Слюдянка. Сложена
ним, 1939, стр. 192).

Диопсид с незначительной примесью кальцита и флогопита. Уд. вес 3.21.
Калинина пироксена 92%, примесь плагиоклаза, флогопита, титанита, рудного ми-
лини, 1939, стр. 191).

дянка (Калинин, 1939, стр. 192). Боковая порода — пироксеновый амфиболит.

сид, флогопит, примесь кальцита, CoO 0.01%, NiO нет, SnO₂ следы, P₂O₅ нет.
мика № 3, Слюдянка, обр. 731b/4503. Диопсид, кальцит, форстерит, серпентин, фло-

приводит нас к кальцифирам, и этот переход заслуживает более подробного описания по рудникам.

Свита платов рудника № 3 хорошо вскрывается в обнажениях р. Слюдянки. Однако мощный (15 м) пласт диопсидовой породы не обнаруживается в этих обнажениях, хотя от главного карьера рудника до реки расстояние не достигает 100 м. В месте, где можно было бы ожидать выхода этого пласта, мы видим форстеритовые кальцифиры очень непостоянной текстуры, испещренные неправильными участками белой мелкозернистой диопсидовой с кальцитом породы. Некоторые такие разности представляются неправильно слоистыми (обр. 731b). Другие обнаруживают интересную скорлуповатую отдельность: в обнажении они разделяются на более плотные ядра, сложенные мелкозернистым форстеритовым кальцифиром, частью повидимому и доломитом, причем эти ядра отделены друг от друга более крупнозернистыми зонами диопсидового кальцифира с флогопитом. Попадаются также белые диопсидовые породы с неправильными реликтовыми участками форстеритового кальцифира. В шлифах, например в анализированном обр. 731 b (табл. 9—9), мы видим участки кальцифира, сложенного форстеритом, кальцитом и примесью флогопита. В этой породе развиваются жиловидные участки диопсида с небольшим количеством кальцита, причем в переходной зоне агрегаты зерен диопсида образуют псевдоморфозы по форстериту, явно его замещая. Эту анализированную породу обр. 731 b мы рассматриваем как промежуточную стадию в образовании диопсидовых пород за счет доломитов или, точнее, как зону пласта доломита, примыкающую к части его, замещенной зеленой диопсидовой породой.

В лежащем боку диопсидовые породы рудника № 3 становятся мелкозернистыми и очень светлыми, примыкая к кальцифирам с диопсидом и флогопитом и с прослойками почти белой диопсидовой породы. Некоторые из этих прослоев весьма богаты апатитом и приобретают его голубоватый цвет. В самой нижней штольне этого рудника видны мощные форстеритовые кальцифиры со значительным содержанием зерен доломита и среди них прослойки голубоватых мелкозернистых диопсид-апатитовых пород и кальцифир. Зеленая диопсидовая порода мощностью в 0.25 м отделяет эти форстеритовые кальцифиры от пластовой жилы пегматита, почти нацело замещенной диопсид-скаполитовыми породами (с каемкой флогопита между нею и диопсидовой породой). Интересно, что в форстеритовых кальцифирах этой штольни встречены равномернорассеянные зернышки барита, который здесь, как и апатит, имеет повидимому осадочное происхождение.

На руднике № 2 пласты диопсидовых пород, имея всюду согласные контакты с переслаивающимися с ними биотитовыми гнейсами, заканчиваются у вершины рудничной горы. Далее по их простираению идут кальцифиры с диопсидом и флогопитом, а сначала и с роговой обманкой.

§ 60. На руднике № 1 (Главном) в лежащем боку месторождения (т. е. ниже биотитовых гнейсов) залегает пласт крупнозернистых зеленых диопсидовых пород с примесью чешуек флогопита. В этом пласте встречается изредка инъекция пегматита и произошедшие при замещении этих пегматитов жилы и гнезда диопсид-скаполитовой породы и флогопита. К лежащему боку окраска диопсидовых пород все более светлеет, а зерна становятся мельче, в результате чего они переходят в мелкозернистые слабо зеленоватые (до белых) диопсидовые породы, при выветривании легко рассыпающиеся в белую, похожую на песок массу. Помимо диопсида эти породы содержат примесь апатита и кальцита и в меньшем количестве ортоклазовидного белого полевого шпата (вероятно содержащего барий) и флогопита. Эти диопсидовые породы далее к

лежащему боку переслаиваются с полосчатыми диопсидовыми кварцитами, аналогичными, например, тем, что встречаются и в лежащем боку свиты пластов рудника № 3.

Полосчатые диопсидовые кварциты, в которых прослои кварца чередуются с белыми диопсидовыми прослоями, очень характерны для Слюдянского района. Нередко они ассоциируются с пластами доломита. Правильное пластовое залегание, независимость от контактовых явлений и жил заставляют считать их вслед за С. С. Смирновым (1928) породами осадочного происхождения, образовавшимися, вероятно, за счет кремнистых осадков с доломитовыми прослоями. Диопсидовые прослои очень часто весьма богаты голубым апатитом. В них изредка встречаются скопления темнофиолетового флюорита. В этих же породах встречаются ванадий- и хромсодержащий диопсид (лавровит). Как гистерогенный минерал во всех диопсидовых породах местами встречается тремолит, замещающий диопсид.

Итак, мы описали в этой главе следующие типы диопсидовых пород:

1. Прослои белых диопсидовых пород в кварцитах.
2. Мелкозернистые беловатые диопсидовые породы.
3. Зеленые диопсидовые породы, вмещающие жилы и гнезда флогопита с кальцитом.
4. Эруптивные брекчии диопсидовых пород.

Данные в пользу происхождения последних трех типов за счет доломитов будут еще изложены в главе о генезисе флоголитовых месторождений.

3. Пегматиты флоголитовых месторождений и их замещение

а. Типы пегматитов

§ 61. Пегматиты принимают существенное участие в строении всех описываемых флоголитовых месторождений. Среди этих пегматитов выделяются два крайних типа.

1. Нормальные гранит-пегматиты (ортотектиты) преимущественно серого цвета. Графические структуры в них встречаются редко. При отсутствии явлений гибридации они сложены олигоклазом, ортоклазом, кварцем и биотитом. Пересекая или инъецируя пироксеновые амфиболиты, эти ортотектиты обогащаются плагиоклазом, основность которого возрастает до андезина, и биотитом, который замещает пироксен и роговую обманку ассимилируемой породы. При более значительной гибридации калиевый полевой шпат почти или совсем исчезает, и вместе с тем в виде цветного минерала вместо биотита появляются роговая обманка и клинопироксен, т. е. наблюдается переход в гранодиоритовые и диоритовые разности (по составу) ортотектита.

2. Щелочные калиевые гранит-пегматиты и графические пегматиты, часто характерного интенсивно-красного цвета. Типично для них отсутствие плагиоклаза, они сложены микроклин- или ортоклаз-пертитом и кварцем. Цветной минерал в них — клинопироксен типа салита. Производя мигматизацию боковых пород, эти пегматиты замещают плагиоклаз боковой породы калиевым шпатом, а биотит и роговую обманку — салитом. В эндоконтактной зоне эти пегматиты обогащаются таким образом салитом, причем плагиоклаз не появляется в них до тех пор, пока не исчезнет весь кварц. О химизме этих реакций мы говорили уже в общем петрологическом очерке. Аксессуориями в обоих типах пегматита являются апатит, сфен, магнетит, циркон. Химический анализ гибридного плагиоклазсодержащего пегматита см. табл. 11—2, а красных щелочных графических пегматитов — табл. 10—1 и 11—1 (пояснение таблиц будет дано ниже).

Нормальные пегматиты дают чаще пластовые, чем секущие жилы, а щелочные, наоборот, чаще секущие, причем они нередко секут жилы нормальных пегматитов, как это можно наблюдать на описываемых месторождениях. Оба крайних типа связаны постепенными переходами. Кроме того, нередко в жиле серых нормальных пегматитов мы видим жилообразные участки и реже прожилки розовых щелочных (бесплагиоклазовых) пегматитов. Эти жилочки по крайней мере частично имеют метасоматический характер, так как около них плагиоклазы нормального пегматита, начиная с краев, замещаются микроклином, проходя стадию антипертита; в самих микроклиновых прожилочках встречаются реликтовые участки необычного микропертита со струйками и реликтовыми участочками довольно основного плагиоклаза. Частично такого рода явления несомненно постмагматичны: они будут еще упомянуты несколько ниже. Но во многих случаях подобные явления более похожи на внедрение магматического остатка в частично отвердевшую жилу, что подтверждается нормальной аплитовой структурой этих участков. Показательны случаи наличия правильных прожилков розового диопсидового пегматита в сером биотит-плагиоклазовом пегматите.

В общем петрологическом очерке (§ 2) мы уже указывали, что оба типа пегматитов являются производными одной и той же гранитной магмы, причем появление щелочной фации всегда связано с взаимодействием этой магмы с известняками. Это положение находит подтверждение и в районах рудников, где оба типа пегматитов тесно между собой связаны и пегматиты наиболее щелочного характера приурочены к выходам богатых известью пород. Так, на руднике № 2 в нижних горизонтах, среди биотитовых (с альмандином и кордиеритом) гнейсов, мы встречаем исключительно нормальные беловатые биотитовые пегматиты, часто содержащие альмандин. Субщелочные и щелочные белые, розовые и красные диопсидовые пегматиты появляются только на более высоких горизонтах, где мощно развиты диопсидовые породы, среди или сколо которых они и залегают. При этом удается наблюдать, как пегматит одной и той же жилы с приближением к диопсидовым породам из нормального биотитового постепенно переходит в субщелочной белый, а затем и розовый диопсидовый пегматит, причем постепенно меняется и характер реакции с боковой породой. Там, где эти щелочные пегматиты прорывают прилегающие биотитовые гнейсы, отчетливо видно в контактах замещение биотита гнейсов салитом, а плагиоклаза — калиевым полевым шпатом, что и доказывает щелочной характер пегматитов.

Очень важен тот факт, что типичная сетчатая инъекция диопсидовых пород всегда вызвана щелочным гранит-пегматитом, лишенным первичного плагиоклаза. Первичный плагиоклаз все же встречается местами, главным образом в краевых зонах диопсидовых пород, где к ним примешан материал гнейсов; такой плагиоклаз с краев зерен подвергается замещению микроклином. Изредка появляется также вторичный плагиоклаз при замещении диопсидом, скаполитом и флогопитом узких пегматитовых прожилков среди диопсидовых пород (см. далее). Наконец очень редко в щелочных пегматитах наблюдался мирмекит. Но в типичных случаях инъекция пегматита в диопсидовых породах сложена только микропертитом (обычно микроклин-микропертитом) и кварцем, с примесью апатита и циркона. Интересно, что согласно описанию Landes (1938) в диопсидовых породах канадских флогопитовых месторождений в большом количестве присутствует калиевый полевой шпат, но совершенно не встречается плагиоклаз. Эту интересную закономерность, по видимому, можно объяснить только тем, что сетчатая инъекция доломитов, с тонким рассеиванием в них пегматитового материала, воз-

можно только при магме, достаточно жидкостной и слабо реагирующей с доломитом, каковой и является щелочная магма, тогда как нормальная кислая магма более легко реагирует с доломитом, с отложением плагиоклазовых пород.

Красная окраска весьма характерна для щелочных пегматитов флогопитовых месторождений, но не является для них обязательной, так как там же встречаются беловатые пегматиты того же состава, хотя и не часто. Окраска эта обусловлена мельчайшими чешуйками гематита в калиевом полевоом шпате, как это хорошо видно под микроскопом. Так в красном графическом пегматите обр. 625а (см. табл. 10—1), сложенном микропертитом и кварцем, имеется 0.89% Fe_2O_3 при отсутствии FeO . Микропертит изобилует здесь особо крупными чешуйками гематита, шириной в 0.03 мм. Образование столь крупных чешуек едва ли было бы возможно без наличия интенсивного воздействия постмагматических растворов. Поэтому следует думать, что яркочерная окраска большинства пегматитов флогопитовых месторождений обусловлена, с одной стороны, достаточным содержанием окисного железа, а с другой стороны — постмагматическими явлениями, которые были столь интенсивны при образовании флогопитовых месторождений. Поэтому окраска эта ослабевает как при внедрении пегматитов в бедные железом породы (мраморы, диопсидовые породы), так и с удалением от месторождения.

Весьма характерно выглядят также те плагиоклазовые пегматиты, которые подверглись частичному замещению микроклиновым щелочным пегматитом. Крупные зерна плагиоклаза, замещаемые с краев розовым микроклином, становятся дымчато-прозрачными, приобретая в породе темносерый цвет.

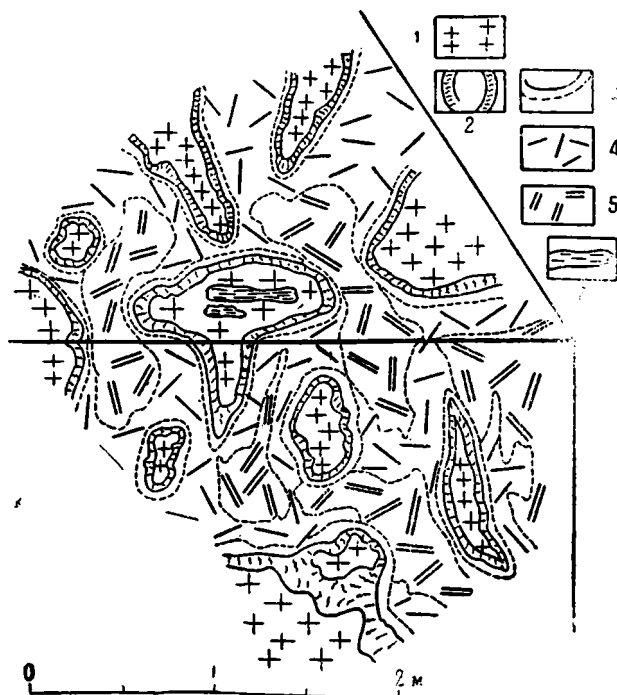
Клинопироксен щелочных пегматитов обычно имеет довольно яркую зеленую окраску в шлифе, сильную дисперсию и обратную нормальной схеме абсорбции. В отчете Н. М. Кеппен даются следующие константы пироксена из контакта включения диопсидовой породы с розовым микропертитовым пегматитом («брекчиевидная диопсидовая порода» обр. 38/4503): $c:N_g = 50-52^\circ$, $2V = +72^\circ$, $N_g = 1.700$, $N_m = 1.682$; $N_p = 1.675$; $N_g - N_p = 0.025$. Плеохроизм: по N_g — желтовато-зеленый; по N_m — зеленый; по N_p — зеленый, более темный. В самих пегматитовых жилках пироксен окрашен более густо, и преломление здесь: N_g около 1.730, $N_p = 1.696$, $N_g - N_p = 0.034$. Эти последние данные указывают на присутствие в пироксене феррисиликатовой молекулы (особенно кальци-феррисиликатовой, см. Коржинский, 1945¹, § 15).

6. Замещение пегматитов

§ 62. Перейдем теперь к описанию тех явлений замещения пегматитов, которые связаны с процессами образования флогопита. Эти явления разделяются на два типа: первый — замещение пегматитов в контакте с кальцит-флогопитовыми жилами; второй — замещение прожилков пегматита в диопсидовых породах.

Кальцит-флогопитовые жилы, как известно, секут пегматитовые жилы наравне с вмещающими их породами. В пределах крупных пегматитовых тел кальцит-флогопитовые жилы не обладают такой правильностью, как, например, в пироксеновых амфиболитах, а имеют склонность разбиваться на большое количество жилочек и прожилков. Около контакта этих жил происходит замещение пегматита с образованием диопсид-скаполитовой, а за ней диопсид-флогопитовой зоны замещения. Очень часто это замещение идет не только вдоль главного контакта с жилой, но и по сети трещинок в пегматите, так что в результате образуется метасоматическая порода кокардовой (концентрической)

текстуры, как показано на зарисовке фиг. 28. В этих породах мы видим разнообразные неправильной округлой формы с неровными краями участки пегматита, обычно красного цвета, величиной по нескольку дециметров; каждый из этих реликтовых участков со всех сторон окружен правильной зоной диопсид-скаполитовых сростаний, а затем



Фиг. 28. Замещение пегматита на Главном флюоритовом руднике, Слюдянка, вид сверху и сбоку.

Реликтовые участки пегматита (1) окружены диопсид-скаполитовой зоной замещения (2), затем мелкозернистой диопсид-флюоритовой зоной (3), затем крупнозернистой апатит-диопсид-флюоритовой породой (4) с диопсид-флюорит-кальцитовыми гнездами (5). В пегматите ксенолит неизмененного амфиболита (6).

диопсид-флюоритовой зоной; ширина каждой из них по нескольку сантиметров. Между этими кокардовыми участками заключена крупнозернистая порода, сложенная диопсидом, флюоритом, апатитом и кальцитом, причем кальцит сосредоточен в середине этих участков, образуя иногда гнезда. Внутри реликтовых участков пегматита иногда встречаются ксенолиты неизмененного пироксенового амфиболита (фиг. 28).

Происходит ли замещение по сети прожилков, как только что описано, или только вдоль стенки большой жилы, — зоны замещения остаются теми же самыми, причем во всех флюоритовых месторождениях Слюдянского района характер их не меняется. Опишем эти зоны замещения.

1. Зона слабо измененных пегматитов

§ 63. Замещению в одинаковой мере подвергаются как нормальные и гибридные богатые плагиоклазом пегматиты, так и щелочные, лишенные плагиоклаза породы.

В плагиоклазовых пегматитах около флюоритовых жил всегда наблюдается частичная вторичная пертитизация плагиоклазовых зерен и развитие в них жилообразных участков микроклина, как было описано выше. Повидимому, во многих случаях этот процесс постмагматический

и, возможно, связан с теми же флогопитовыми жилами. Это подтверждается постоянством этого замещения в флогопитовых месторождениях и отчасти характером самого микроклина: антипертиты и пертиты струйчатой структуры здесь явно представляют только начальные стадии замещения плагиоклаза, конечной же стадией является гомогенный или почти гомогенный микроклин, образующий в породе жилеообразные участки. Такой однородный (непертитовый) микроклин очень типичен для наших метасоматических пород (ср. санидиновидный полевой шпат лазуритовых пород) и, повидимому, не встречается как первичный магматический минерал. Надо иметь также в виду, что в силу подвижности щелочей при описываемых метасоматических процессах в присутствии кварца может быть устойчив лишь один из полевых шпатов; для флогопитовых месторождений таковым без сомнения является калиевый полевой шпат, и плагиоклаз около жил должен следовательно им замещаться. Но в какой мере наблюдаемое замещение плагиоклаза микроклином является околожилным и в какой мере позднемагматическим, пока неясно.

Другим странным изменением пегматитов вблизи жил является разьедание их с выносом кварца и образование мелких пор и более крупных неправильных, обычно сообщающихся полостей, стенки которых устланы крупными кристаллами красного микроклина; грани этих кристаллов достигают ширины до десяти и более сантиметров и покрывают пегматиты в виде облицовки; но от стенки в глубь породы они сменяются обычным пегматитом. Высота полостей незначительна (не выше 1—3 см); повидимому, они и первично не содержали выполнения. У русла пади Улунтуй в 2 км выше рудника № 2 имеется прекрасное обнажение мощной (20 м) жилы красного щелочного пироксенового пегматита (графического), залегающего в пироксеновых амфиболитах. Пегматит в свою очередь прорезывается продольной кальцит-флогопитовой с диопсидом жилой (мощность 1,5 м) с диопсид-скаполитовой каемкой. В этой пегматитовой жиле имеется большое количество сообщающихся пустот растворения вышеописанного характера. Но здесь наблюдается приуроченность к стенкам этих пустот скоплений темнозеленого клинопироксена, дающего призматические кристаллы, выросшие в породу. В самом пегматите неравномерно рассеяны длинные (до 30 см) скелетные кристаллы того же пироксена, причем сердцевина кристаллов образована пегматитом, окруженным как корой скелетным монокристаллом пироксена. Пироксен около пустот, а возможно и эти скелетные кристаллы среди пегматита не являются магматическими выделениями, а, вероятно, образовались метасоматически, одновременно с образованием здесь жилы флогопита. В пустотах вместе с полевым шпатом и пироксеном встречаются и кристаллы кварца. Из аналогичных явлений на флогопитовых рудниках следует отметить образование в пегматитах мелких кристалликов темнозеленого пироксена, расположенных вдоль скрытых трещин. Иногда эти трещины идут концентрически, как в перлитах, и тогда пегматит имеет тот странный облик, который дал повод Landes (1938) называть подобные породы из канадских флогопитовых месторождений «леопардовыми породами». Такие породы встречаются лишь вблизи флогопитовых жил и связаны с тем же привносом магния и кальция в пегматит.

Наконец, как мы видели, мясо-красный цвет субщелочных пегматитов тоже связан с постмагматическим их изменением.

2. Диопсид-скаполитовая зона

§ 64. Слабо измененный, как описано выше, пегматит весьма резко сменяется правильной диопсид-скаполитовой зоной, причем кварц пегматита исчезает иногда всего в 1 см от резко выраженного контакта, до

которого вместо пегматита доходит следовательно микроклиновая или ортоклазовая порода, иногда с диопсидом. Диопсид-скаполитовая зона имеет ширину обычно 5—10 см, редко до 20 см. Цвет ее светлозеленый. Сложена она скаполитом и бесцветным в шлифе диопсидом. В виде примеси встречаются: флогопит, апатит, кальцит, иногда редкие зернышки окисленного пирита или пирротина (магнетит отсутствует) и рутила. В двух из этих пород Г. В. Успенским был произведен количественный минералогический подсчет, давший следующие результаты (в объемных процентах):

Образец	Диопсид	Скаполит	Флогопит	Кальцит и апатит
9/4503	63	34	1.5	1.5
35/4503	70	28.5	1	0.5

Структура этих пород то диаблостовая, то гранобластовая, весьма неравномернoзернистая, с величиной зерна в одной и той же породе от 0.1 до 2.5 мм. Всегда выражена струйчатость или волокнистость благодаря вытянутости зерен в направлении, перпендикулярном к контактам зоны, или, при гранобластовой структуре, благодаря струйчатому расположению зерен каждого из минералов в этом направлении. Характерной чертой текстуры является наличие просечек, сложенных более крупными зернами одного диопсида (зерна 1—3 мм), идущих в том же текстурном направлении. Повидимому, здесь при замещении пегматита происходила некоторая «метасоматическая контракция», т. е. уменьшение объема, причем образующиеся трещинки выполнялись диопсидом, как мы это описывали для лазуритовых месторождений.

В табл. 10 дан химический анализ красного графического пегматита обр. 625 *a* и анализ замещающей его диопсид-скаполитовой оторочки обр. 625 *b*. Оба образца выколоты из одной глыбы, весьма близко один от другого. Пегматит обр. 625 *a* сложен ортоклазовидным микропертитом, богатым чешуйками гематита (шириной 0.03 мм), и кварцем. Замещающая его порода обр. 625 *b* сложена диопсидом и скаполитом, с примесью флогопита и апатита. Замещаемый пегматит залегает среди пироксеновых амфиболитов рудника № 1, чем и объясняется существенный привнес железa при замещении пегматита, так как амфиболиты эти богаты железом. Третий анализ той же таблицы (обр. 35) дает аналогичную диопсид-скаполитовую зону замещения пегматита с рудника № 3.

В табл. 11 дан анализ серого плагиоклазового пегматита обр. 599 *a*, залегающего также среди пироксеновых амфиболитов рудника № 1. Сложен он темносерым плагиоклазом, слабо зональным (в ядре около 28% An), замещаемым вдоль стыков зерен микроклином. Содержит кварц, в небольшом количестве темнозеленый клинопироксен, примесь апатита, сфена. Вторичные — серицит, биотит, амфибол. Анализ обр. 599 *b* дает диопсид-скаполитовую зону, замещающую пегматит обр. 599 *a*. Образцы для анализа выбиты из одной глыбы, весьма близко один от другого (в нескольких сантиметрах). Эта зона сложена диопсидом и скаполитом с ничтожной примесью флогопита. Здесь же приведен состав розового графического пегматита обр. 70 *a* с рудника № 2, сложенного ортоклаз-пертитом и кварцем.

Сопоставление двух пар химических анализов: обр. 625 *a, b* в табл. 10 и обр. 599 *a, b* в табл. 11 показывает, что большинство черт химического различия между двумя пегматитами совершенно стирается в продуктах их замещения. Только различие в содержании SiO_2 , Al_2O_3 и, повидимому, TiO_2 двух пегматитов отражается и в продуктах их замещения (именно, если пегматит обр. 625 *a* богаче SiO_2 и беднее Al_2O_3 , чем пег-

Химический состав пегматита и диопсид-скаполитовых пород замещения

Компоненты	1 — обр. 625а, пегматит			2 — обр. 625b, Di + Sc			3 — обр. 35, Di + Sc		
	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³
SiO ₂ . . .	74.21	1236	191.3	49.86	831	141.9	50.48	841	143.9
TiO ₂ . . .	Нет	0	0	0.15	2	0.4	—	—	—
Al ₂ O ₃ . . .	13.02	127	33.6	9.16	90	26.1	9.72	95	27.7
Fe ₂ O ₃ . . .	0.89	5	2.3	2.39	15	6.8	1.86	12	5.3
FeO . . .	Нет	0	0	0.94	13	2.7	0.80	11	2.3
MnO . . .	Следы	0	0	0.08	1	0.2	—	—	—
CaO . . .	0.29	5	0.8	22.67	404	64.6	22.27	398	63.6
MgO . . .	0.22	5	0.6	11.17	279	31.9	11.57	289	32.9
K ₂ O . . .	9.63	103	24.9	0.18	2	0.5	0.21	2	0.6
Na ₂ O . . .	1.02	16	2.6	1.23	19	3.5	1.42	23	4.0
CO ₂ . . .	0.05	1	0.1	0.82	18	2.3	0.54	12	1.5
SO ₃ . . .	—	—	—	—	—	—	0.63	9	1.9
Пот. при прок. . .	0.14	—	0.4	0.88	—	2.5	0.05	—	0.1
H ₂ O . . .	0.06	—	0.2	0.10	—	0.3	0.16	—	0.5
Сумма . .	99.56		256.8	99.63		283.7	99.76		284.3
Аналитик	Р. П. Ильницкий			Он же			Он же		
Уд. вес	Вычислено 2.58			Вычислено 2.85			Вычислено 2.85		

1. Обр. 625а — красный субщелочной графический пегматит. Микропертит с чешуйками гематита, кварц. Слюдянка, рудник № 1.
2. Обр. 625 b — диопсид-скаполитовая порода, замещающая пегматит обр. 625а. Диопсид, скаполит, примесь флогопита и апатита. Там же.
3. Обр. 35 — диопсид-скаполитовая зона замещения пегматита. Диопсид, скаполит, примесь флогопита и апатита. Слюдянка, рудник № 3.

матит обр. 599а, то то же наблюдается и для диопсид-скаполитовой породы обр. 625b сравнительно с таковой обр. 599b).

3. Диопсид-флогопитовая зона

§ 65. Последней зоной замещения является диопсид-флогопитовая, с преобладанием флогопита. Граница с предыдущей зоной иногда резкая, иногда постепенная, с переходной диопсид-скаполит-флогопитовой зоной. В последнем случае флогопит развивается вдоль стыков скаполита с диопсидом, окаямляя кристаллы скаполита. Диопсид-флогопитовая зона является уже стенкой кальцитовых жил и обычно претерпевает весьма крупную раскристаллизацию; поэтому структурные особенности ее будут описаны далее, при описании жил. Мощность ее обычно бывает несколько меньше, чем у диопсид-скаполитовой зоны.

На руднике № 2 во внешней диопсид-флогопитовой зоне иногда наблюдается появление белого барийсодержащего микропертита (показатель преломления повышен). В очень редких случаях здесь происходит даже полное исчезновение диопсид-скаполитовой зоны, с замещением красного пегматита белым полевым шпатом с диопсидом, к которому далее присоединяется флогопит. Белый полевой шпат здесь является бариновым ортоклазом (см. § 78).

Химический состав пород флогопитовых месторождений

Компоненты	1 — обр. 70а		2 — обр. 599а		3 — обр. 599б		4 — обр. 46б ¹		5 — обр. 46б ² , диопсид	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂ . . .	76.67	1278	65.15	1086	48.95	816	93.77	1646	53.48	891
TiO ₂ . . .	—	—	0.28	4	0.23	3	—	—	0.09	1
Al ₂ O ₃ . . .	13.47	132	18.12	177	12.41	122	0.32	3	3.01	29
Fe ₂ O ₃ . . .	0.41	3	0.32	2	2.09	13	—	—	1.46	9
FeO . . .	0.14	2	1.52	21	0.70	10	—	—	1.51	21
MnO . . .	—	—	0.01	0	0.07	1	—	—	0.01	0
CaO . . .	0.19	3	4.12	73	22.44	401	—	—	24.04	429
MgO . . .	0.14	3	0.93	23	10.83	271	—	—	15.58	390
BaO . . .	0.02	0	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O . . .	4.96	53	5.77	61	0.38	4	0.19	3	0.53	8
Na ₂ O . . .	3.10	50	3.05	49	1.11	18				
CO ₂ . . .	—	—	—	—	0.00	—	—	—	0.03	1
Пот. при прок. . .	0.24	—	0.50	—	0.28	—	—	—	0.14	—
H ₂ O . . .	0.10	—	0.22	—	0.18	—	—	—	0.15	—
Сумма . .	99.44		99.99		99.67		99.28		100.03	
Аналитик	М. П. Васильев		Е. Н. Егорова		Е. Н. Егорова		Р. П. Ильницкий		В. В. Лангваген	

1. Обр. 70а — розовый графический пегматит, микропертит, кварц. Слюдянка, рудник № 2.
2. Обр. 599а — серый пегматит (ортотектит). Плагноклаз, микроклин, кварц, клинопироксен, амфибол, серицит, биотит, апатит, сфен. Слюдянка, рудник № 1.
3. Обр. 599б — диопсид-скаполитовая зона замещения пегматита обр. 599а. Диопсид, скаполит, примесь флогопита.
4. Обр. 46б¹ — кварцевая порода. Кварц, примесь полевого шпата, биотита. Слюдянка, рудник № 1.
5. Обр. 46б² — диопсидовая зона замещения кварца обр. 46б¹. Диопсид.

§ 66. Перейдем теперь к тому замещению пегматитовых жил среди диопсидовых пород, которое не связано с кальцит-флогопитовыми жилами. В тех участках инфильтрованных пегматитом диопсидовых пород, где диопсидовые породы образуют лишь небольшие обломки, разделенные жилками пегматита, никаких явлений замещения не наблюдается (если такие участки не пересечены кальцитовыми жилами). Однако там, где диопсидовые породы резко преобладают над секущими их жилками пегматита, всегда наблюдается частичное или полное замещение пегматитов. На руднике № 3 можно проследить, как в таких жилках пегматита вдоль контакта с диопсидовой породой появляется диопсид-скаполитовая каемка замещения пегматита, с внешней флогопитовой оторочкой. Нормальная последовательность замещения здесь следующая:

- I. Пегматит (микропертит + кварц).
- II. Диопсид-скаполитовая зона.
- III. Флогопитовая зона с диопсидом.
- IV. Диопсидовая порода.

Отличие от замещения пегматитов около кальцит-флогопитовых жил заключается в том, что в данном случае зоны эти менее выдержаны и часто наблюдаются отклонения от нормального порядка замещения.

А именно, частично пегматит замещается диопсид-скаполит-флогопитовыми прорастаниями, с постепенным исчезновением скаполита, т. е. зоны II и III могут местами совмещаться. Иногда наблюдается предварительное частичное замещение микропертита плагиоклазом (типа олигоклаза). Эти отклонения указывают на неполную подвижность щелочей в этих случаях, что является следствием недостаточной интенсивности здесь метасоматического процесса; в самом деле, и величина зерна в этих случаях бывает незначительна. Чем крупнее величина зерна (в зонах замещения), тем правильнее идет и замещение. При замещении развиваются типичные метасоматические структуры: полевые шпаты ситовидны, с обильным включением замещающих их зерен скаполита с диопсидом; плотные стебельчатые прорастания диопсида со скаполитом замещают крупные зерна полевых шпатов, пересекая их контуры, и т. д.

С удалением от участков эруптивных брекчий диопсидовых пород с преобладающим пегматитовым материалом, замещение становится все более интенсивным, и наконец при резком преобладании диопсидовых пород мы видим лишь прожилки, сложенные диопсид-скаполитовыми прорастаниями с внешней поперечно-пластинчатой флогопитовой зоной, или же наконец жилки сложены одними скоплениями флогопита. Надо также заметить, что в разных стадиях замещения пегматитов в небольшом количестве развивается кальцит.

Постоянство этого явления замещения прожилков пегматита показывает, что вмещающие породы обладали избытком магния. Это также подтверждает, что инъекция пегматита совершалась в пласт доломита. При первичном магматическом взаимодействии могли быть замещены диопсидом лишь небольшие включения доломита в пегматите, крупные же участки доломита должны были сохраниться, дав около пегматитовых прожилков лишь узкую корочку диопсида. Более интенсивное взаимодействие при постмагматических процессах и привело к замещению пегматитовых прожилков там, где они залегали вблизи сохранившихся участков доломита.

в. Замещение кварцевой линзы

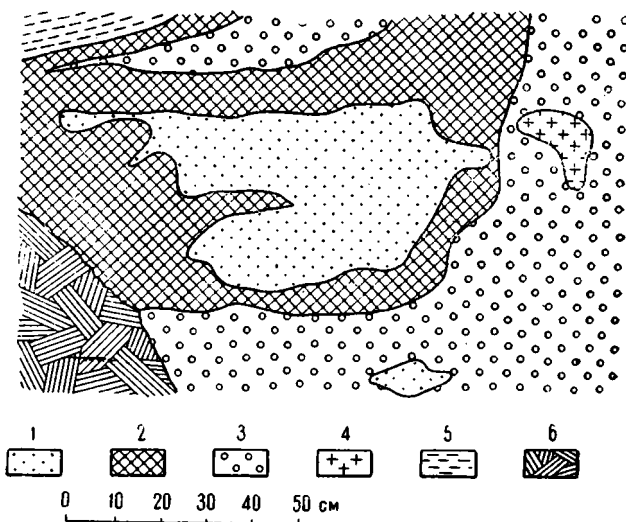
§ 67. На руднике № 1 (Главном) наблюдался интересный случай замещения линзы кварца с образованием оторочки диопсида. Линза эта залегает среди диопсид-скаполитовых среднезернистых пород, произошедших за счет замещения пироксеновых амфиболитов, вблизи крупной кальцит-флогопитовой жилы (в верхней по склону части самого большого двойного карьера). Как показано на зарисовке фиг. 29, линза кварца имеет мощность до 40 см и со всех сторон окружена зоной поперечно-волокнуистой диопсидовой породы. Кварц белый и содержит незначительную примесь белых полевых шпатов и биотита. Такого рода кварцы изредка встречаются среди кристаллических сланцев нашего комплекса пород, где они всегда имеют небольшую мощность и являются, повидимому, особой фацией пегматитов. Частичный химический анализ кварца из нашей линзы приведен в табл. 11—4 обр. 46b¹. Диопсидовая оторочка замещения кварца имеет среднюю мощность 10 см. Строение ее поперечно-волокнуистое, с вытянутостью кристаллов перпендикулярно к контакту с кварцем. Цвет диопсида густозеленый. Никаких примесей к диопсиду не обнаружено. Анализ этой мономинеральной зоны, произошедшей за счет замещения кварца обр. 46b¹, приведен в той же табл. 11—5 обр. 46b².

Особый интерес данного случая заключается в том, что здесь при замещении были привнесены в небольшом количестве не только железо, но и глинозем. Причиной этого необычного случая является высокое

содержание глинозема и отчасти железа в непосредственно прилегающих породах, а также, конечно, способность диопсида растворять («улавливать») эти элементы.

4. Биотитовые гнейсы и их замещение

§ 68. На руднике № 2 (Дальнем) слюдоносные диопсидовые породы залегают среди свиты биотитовых гнейсов. Эти гнейсы в значительной степени инъицированы гранитами и пегматитами и мигматизированы. Структура их гранобластовая с обычной величиной зерна 0.5—1.0 мм, текстура полосатая гнейсовая. Главные составные части: плагиоклаз



Фиг. 29. Замещение линзы кварца на Главном флогопитовом руднике. Слюдянка. Разрез.

1 — кварц, 2 — диопсид (поперечно-волокнистый, замещающий кварц), 3 — диопсид-скаполитовая метасоматическая порода, 4 — пегматит, 5 — пироксеновый амфиболит, 6 — осыпь.

(от альбита до андезина), микропертит, кварц и биотит. Большим распространением пользуются биотит-альмандиновые гнейсы. В отчете Н. М. Кеппен описываются также более редкие разновидности, содержащие кордиерит, гиперстен, силлиманит, роговую обманку. Около диопсидовых пород встречаются еще биотит-диопсидовые гнейсы. Обычными примесями являются: апатит, рутил, сфен, графит, пирротин, пирит, магнетит; по данным Н. М. Кеппен, нередок и халькопирит. Мною наблюдались также мельчайшие зернышки флюорита.

В гнейсах этих довольно развито гистерогенное разложение минералов, с развитием серицита, хлорита, тремолита, вторичного биотита. Довольно светлый цвет биотита в некоторых разновидностях, необычный для кварцсодержащих пород алдано-слюдянского комплекса, несомненно стоит в связи с этими гистерогенными явлениями, т. е. частью вместо более высокотемпературной ассоциации ортопироксена с ортоклазом здесь образовались магнезиальные разновидности биотита (см. Коржинский, 1936⁴, стр. 261, и 1945¹, § 76). С выветриванием связано замещение сульфидов агрегатами ярозита.

В табл. 12 даются анализы гнейсов рудника № 2, биотитового (обр. 196) и биотит-гранатового (обр. 31с). Анализы обр. 63b и 606a относят-

ся к разностям, несколько измененным вблизи контактов флогопитовых жил (новообразование диопсида и пр.).

Вблизи щелочных пегматитов ясно выражено превращение биотитовых гнейсов в диопсидовые мигматиты с развитием микропертита и пироксена и исчезновением биотита и плагиоклаза, как мы это описывали уже ранее. К этой же категории реакций с поглощением щелочей относится, вероятно, интересное, описываемое в отчете Н. М. Кеппен, явление замещения граната микропертитом (а в других случаях олигоклазом) с тончайшими вростками шпинели; здесь же развивается и биотит. Интересно частое присутствие рассеянного пирита в этих гнейсах — явление, для архейского комплекса довольно редкое.

§ 69. В контактах с кальцит-флогопитовыми жилами происходит другого рода изменение гнейсов: в зоне контакта гнейсы замещаются флогопит-диопсидовыми породами, причем в переходной зоне появляется иногда и скаполит. Явление это особенно наглядно там, где кальцит-флогопитовая жила пересекает гнейс, и поэтому мы, следуя по слоистости гнейса, видим, как биотитовый гнейс около жилы сменяется флогопит-диопсидовой породой, сохраняющей слоистость гнейса, а за жилой слой гнейса опять принимает нормальный свой состав. Приведенные в табл. 12—4 и 5 химические анализы обр. 606 *a* и *b* относятся именно к такому случаю: обр. 606 *a* — несколько видоизмененный гнейс в $1/4$ м от слюдяной жилы. В нем тремолит развился, повидимому, по диопсиду, который в свою очередь заместил биотит, так как дальше от жилы наблюдаются биотитовые гнейсы. Ближе к жиле, следуя по простиранию полосчатости, видим флогопит-диопсидовую метасоматическую породу обр. 606 *b*, слагающую зальбанд кальцит-флогопитовой жилы. Она сохранила полосчатость гнейса в виде слоистого расположения флогопита. Структура ее гранобластовая, величина зерна 0.5—1.0 мм. Сложена она только диопсидом и флогопитом. Ширина этой зоны замещения довольно постоянна, около 20 см. Сопоставление анализов обр. 606 *a* и *b* показывает обычный характер околожильного изменения: вынос кремнезема, привнос кальция и магния и т. д.

Такого рода замещение неизменно наблюдается во всех контактах биотитовых гнейсов с кальцит-флогопитовыми жилами. Мощность зоны замещения для гнейсов обычно 10—20 см, т. е. примерно такая же, как и для пегматитов.

Повидимому, такого же рода метасоматоз играл некоторую роль в образовании гнейсовидных диопсид-флогопитовых пород, залегающих между диопсидовыми породами (т. е. первичными доломитами) и биотитовыми гнейсами. Однако в основном, как мы видели, эти породы уже первично должны были иметь переходный состав: это особенно подтверждается наличием на руднике № 2 включений таких пород в пегматитах без следов метасоматоза (зоны эруптивных брекчий гнейсовидных диопсидовых с биотитом пород).

5. Пироксеновые амфиболиты и их замещение

а. Первичный характер

§ 70. Особую роль в образовании многих месторождений флогопита играют пироксеновые амфиболиты, столь типичные для рудника № 1 (Главного). Содержание в этих пироксеновых амфиболитах секущих жил флогопита настолько обычно для Слюдянского района, что здесь практикуется разведка всех пластов этих амфиболитов канавами по простиранию с целью пересечь содержащиеся в них жилы. Разумеется

Химический состав гнейсов флогопитового рудника № 2

Компоненты	1-обр. 196/4503 Bt-гнейс		2-обр. 31с Bt+Alm- -гнейс		3-обр. 63b/4503, Di+Bt-гнейс		4-обр. 606a/4503, Di-гнейс		5-обр. 606b/4503, Di+Phl	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂ . . .	70.23	1170	66.30	1105	67.92	1132	79.77	1330	49.94	832
TiO ₂ . . .	0.49	6	0.70	9	0.44	5	0.31	4	0.32	4
Al ₂ O ₃ . . .	15.85	155	14.93	146	8.35	81	7.81	78	5.65	56
Fe ₂ O ₃ . . .	Нет	0	5.04	31	4.37	28	1.93	12	1.33	8
FeO . . .	0.95	13					0.50	7	1.95	27
MnO . . .	0.02	0	0.06	1	0.24	3	0.03	0	0.06	1
BaO . . .	—	—	—	—	0.46	3	—	—	—	—
CaO . . .	1.10	20	1.40	25	6.07	103	1.29	23	19.88	355
MgO . . .	2.42	61	2.15	54	4.34	108	1.84	46	17.14	429
K ₂ O . . .	4.57	49	4.26	45	1.92	20	2.88	31	1.67	18
Na ₂ O . . .	2.32	37	2.22	35	3.50	56	2.33	39	0.43	7
CO ₂ . . .	—	—	Нет	0	1.48	34	0.03	1	0.55	13
S . . .	—	—	1.55	48	1.22	38	—	—	—	—
Пот. при прок. . .	1.68	—	1.18	—	0.37	—	1.05	—	1.28	—
H ₂ O— . . .	0.29	—	0.45	—	0.17	—	0.20	—	0.09	—
Сумма . . .	99.92		100.24		100.85		100.02		100.29	
Аналитик	М. П. Васильева		М. Т. Се- лютина		Р. П. Иль- ницкий		Б. М. Френкель		Б. М. Френкель	

1. Обр. 196/4503 — биотитовый гнейс мигматитовый. Плагноклаз, микропертит, кварц, биотит. Примесь ярозита, серицита, апатита и флюорита. Слюдянка рудник № 2.
2. Обр. 31с — биотит-гранатовый гнейс. Там же (колл. Н. М. Кеппен).
3. Обр. 63b/4503 — диопсид-биотитовый гнейс (диопсидизированный у кальцит-флогопитовой жилы). Альбит, микропертит, кварц, диопсид, тремолит, биотит, примесь кальцита, сфена, рутила, пирита, апатита. Там же. Уд. вес 2. 82.
4. Обр. 606a/4503 — диопсидовый измененный гнейс. Кварц, микропертит, антипертитовый альбит, тремолит (по диопсиду?), примесь биотита, сфена, апатита. Пленки лимонита. Там же.
5. Обр. 606b/4503 — флогопит-диопсидовая зона замещения породы обр. 606a у кальцит-флогопитовой жилы. Там же.

такой метод не всегда дает положительные результаты, поскольку эти амфиболиты сами по себе не могут выделять флогопитовые жилы, но, действительно, по своему составу эти породы весьма благоприятны для образования в них флогопитовых жил при наличии около них пластов доломита и воздействию постмагматических растворов, как мы это увидим далее. Поэтому состав этих пород приобретает для нас особое значение.

Эти амфиболиты обладают грубой, но весьма правильной слоистостью и правильным пластовым залеганием. В районе рудников простираются на северо-западное и северо-северо-западное с крутым падением на юго-запад. Осадочное происхождение этих пород, помимо пластового залегания, доказывается частым наличием тонких известковых пропластков. Наряду с параамфиболитами в районе присутствуют и ортоамфиболиты, являющиеся метаморфизованными габбро-диабазам; мы здесь однако будем иметь в виду только слоистые пироксеновые параамфиболиты, и притом главным образом рудника № 1 (у предыдущих авторов,

начиная с С. С. Смирнова (1928), эти породы носили название пироксен-амфиболовых гнейсов].

Структура этих пород гранобластовая, с обычной величиной зерна 0.5—1.0 мм. Для незатронутых метасоматозом разностей типичен состав из андезина, диопсидового авгита, роговой обманки и магнетита; примесь апатита, иногда пирротина. Реже вместо андезина наблюдается основной олигоклаз или, наоборот, кислый лабрадор. Плаггиоклаз не содержит каких-либо включений и в штуфе он белый, в то время как цветные минералы в штуфе почти черные. Пироксен типа авгита, зелено-вато-серый в шлифе; по замерам Н. М. Кеппен и Г. В. Успенского он обладает углом погасания cN_g от 39 до 45 и 50°, $2V = + (56—66°)$, $N_g - N_g = 0.021—0.023$. Роговая обманка в шлифе густозеленая, по измерениям тех же лиц имеет: $cN = 17—24°$, $2V = - (74—78°)$, $N - N_p = 0.018—0.019$. Магнетит обычно содержится в большом количестве. В некоторых случаях наши породы содержат гиперстен, иногда и биотит.

Известковые прослои имеют особый состав, а именно салит (геденбергит-диопсид), скаполит, кальцит, изредка андрадит, буро-красный в штуфе и желто-бурый в шлифе. Магнетит здесь отсутствует, зато пироксен обладает в шлифе травяно-зеленой окраской, что указывает на существенное содержание железа. Примесь апатита и пирротина. Гистерогенные явления, с развитием актинолита, пирита, серицита, пользуются на руднике № 1 весьма незначительным распространением.

В табл. 13 даны химические анализы пироксеновых амфиболов рудника № 1. Первые три анализа заимствованы из материалов

Таблица 13

Химический состав пироксеновых амфиболов главного флогопитового рудника, Слюдянка

Компоненты	1—обр. 251		2 — обр. 267		3 — обр. 254		4		5 — обр. 631—632/4503	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂ . . .	48.44	806	47.85	797	46.83	780	42.51	708	45.14	752
TiO ₂ . . .	0.52	6	0.42	5	0.51	6	0.88	10	0.41	5
Al ₂ O ₃ . . .	13.62	133	13.95	137	13.79	135	15.11	148	12.37	122
Fe ₂ O ₃ . . .	7.46	47	3.87	24	6.48	41	3.81	24	5.98	38
FeO . . .	5.90	82	6.02	83	6.71	93	9.57	133	2.31	32
MnO . . .	0.20	3	0.16	2	0.25	3	0.05	—	0.12	2
CaO . . .	13.43	239	12.46	222	16.25	290	15.79	285	20.36	363
MgO . . .	5.81	145	9.11	227	5.34	134	7.53	188	7.38	185
K ₂ O . . .	0.32	3	0.90	10	0.31	3	0.71	8	0.40	4
Na ₂ O . . .	3.20	52	3.26	53	1.98	32	1.65	27	1.78	29
CO ₂ . . .	0.68	15	1.07	24	—	—	—	—	2.70	61
Пот. при прок. . .	0.31	—	0.84	—	1.53	—	2.53	—	0.69	—
H ₂ O — . . .	0.11	—	0.12	—	0.12	—	—	—	0.22	—
Сумма . .	100.03	—	100.03	—	100.10	—	100.14	—	99.86	—
Аналитик	Б. М. Френкель		Б. М. Френкель		Р. П. Ильницкий				М. П. Васильева	

1—3 обр. 251, 267 и 254 из коллекции Н. М. Кеппен. Пироксеновые амфиболиты рудника № 1

4 — то же, см. Б. А. Гаврусевич, 1937, стр. 183 «пироксеновый гнейс».

5 — то же. Сборная проба из 12 образцов, обр. 631—632 колл. 4503.

Химический состав гнейсов флогопитового рудника № 2

Компоненты	1-обр. 196/4503 Bt-гнейс		2-обр. 31с Bt + Alm- -гнейс		3-обр. 63b/4503, Di + Bt-гнейс		4-обр. 606a/4503, Di-гнейс		5-обр. 606b/4503, Di + Phl	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂ . . .	70.23	1170	66.30	1105	67.92	1132	79.77	1330	49.94	832
TiO ₂ . . .	0.49	6	0.70	9	0.44	5	0.31	4	0.32	4
Al ₂ O ₃ . . .	15.85	155	14.93	146	8.35	81	7.81	78	5.65	56
Fe ₂ O ₃ . . .	Нет	0	5.04	31	4.37	28	1.93	12	1.33	8
FeO . . .	0.95	13					0.50	7	1.95	27
MnO . . .	0.02	0	0.06	1	0.24	3	0.03	0	0.06	1
BaO . . .	—	—	—	—	0.46	3	—	—	—	—
CaO . . .	1.10	20	1.40	25	6.07	103	1.29	23	19.88	355
MgO . . .	2.42	61	2.15	54	4.34	108	1.84	46	17.14	429
K ₂ O . . .	4.57	49	4.26	45	1.92	20	2.88	31	1.67	18
Na ₂ O . . .	2.32	37	2.22	35	3.50	56	2.33	39	0.43	7
CO ₂ . . .	—	—	Нет	0	1.48	34	0.03	1	0.55	13
S . . .	—	—	1.55	48	1.22	38	—	—	—	—
Пот. при прок. . .	1.68	—	1.18	—	0.37	—	1.05	—	1.28	—
H ₂ O— . . .	0.29	—	0.45	—	0.17	—	0.20	—	0.09	—
Сумма . . .	99.92		100.24		100.85		100.02		100.29	
Аналитик	М. П. Васильева		М. Т. Се- лютина		Р. П. Иль- ницкий		Б. М. Френкель		Б. М. Френкель	

1. Обр. 196/4503 — биотитовый гнейс мигматитовый. Плагноклаз, микропертит, кварц, биотит. Примесь ярозита, серицита, апатита и флюорита. Слюдянка рудник № 2.
2. Обр. 31с — биотит-гранатовый гнейс. Там же (колл. Н. М. Кеппен).
3. Обр. 63b/4503 — диопсид-биотитовый гнейс (диопсидизированный у кальцит-флогопитовой жилы). Альбит, микропертит, кварц, диопсид, тремолит, биотит, примесь кальцита, сфена, рутила, пирита, апатита. Там же. Уд. вес 2. 82.
4. Обр. 606a/4503 — диопсидовый измененный гнейс. Кварц, микропертит, антипертитовый альбит, тремолит (по диопсиду?), примесь биотита, сфена, апатита. Пленки лимонита. Там же.
5. Обр. 606b/4503 — флогопит-диопсидовая зона замещения породы обр. 606a у кальцит-флогопитовой жилы. Там же.

такой метод не всегда дает положительные результаты, поскольку эти амфиболиты сами по себе не могут выделять флогопитовые жилы, но, действительно, по своему составу эти породы весьма благоприятны для образования в них флогопитовых жил при наличии около них пластов доломита и вблизи постмагматических растворов, как мы это увидим далее. Поэтому состав этих пород приобретает для нас особое значение.

Эти амфиболиты обладают грубой, но весьма правильной слоистостью и правильным пластовым залеганием. В районе рудников простираются их северо-западное и северо-северо-западное с крутым падением на юго-запад. Осадочное происхождение этих пород, помимо пластового залегания, доказывается частым наличием тонких известковых пропластков. Наряду с параамфиболитами в районе присутствуют и ортоамфиболиты, являющиеся метаморфизованными габбро-диабазам; мы здесь однако будем иметь в виду только слоистые пироксеновые параамфиболиты, и притом главным образом рудника № 1 (у предыдущих авторов,

начиная с С. С. Смирнова (1928), эти породы носили название пироксен-амфиболовых гнейсов].

Структура этих пород гранобластовая, с обычной величиной зерна 0.5—1.0 мм. Для незатронутых метасоматозом разностей типичен состав из андезина, диопсидового авгита, роговой обманки и магнетита; примесь апатита, иногда пирротина. Реже вместо андезина наблюдается основной олигоклаз или, наоборот, кислый лабрадор. Плагноклаз не содержит каких-либо включений и в штуфе он белый, в то время как цветные минералы в штуфе почти черные. Пироксен типа авгита, зелено-вато-серый в шлифе; по замерам Н. М. Кеппен и Г. В. Успенского он обладает углом погасания cN_g от 39 до 45 и 50°, $2V = + (56-66^\circ)$, $N_g - N_g = 0.021-0.023$. Роговая обманка в шлифе густозеленая, по измерениям тех же лиц имеет: $cN = 17-24^\circ$, $2V = - (74-78^\circ)$, $N - N_p = 0.018-0.019$. Магнетит обычно содержится в большом количестве. В некоторых случаях наши породы содержат гиперстен, иногда и биотит.

Известковые прослои имеют особый состав, а именно салит (геденбергит-диопсид), скаполит, кальцит, изредка андрадит, буро-красный в штуфе и желто-бурый в шлифе. Магнетит здесь отсутствует, зато пироксен обладает в шлифе травяно-зеленой окраской, что указывает на существенное содержание железа. Примесь апатита и пирротина. Гистерогенные явления, с развитием актинолита, пирита, серицита, пользуются на руднике № 1 весьма незначительным распространением.

В табл. 13 даны химические анализы пироксеновых амфиболов рудника № 1. Первые три анализа заимствованы из материалов

Таблица 13

Химический состав пироксеновых амфиболов главного флогопитового рудника, Слюдянка

Компоненты	1—обр. 251		2 — обр. 267		3 — обр. 254		4		5 — обр. 631—632/4503	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂ . . .	48.44	806	47.85	797	46.83	780	42.51	708	45.14	752
TiO ₂ . . .	0.52	6	0.42	5	0.51	6	0.88	10	0.41	5
Al ₂ O ₃ . . .	13.62	133	13.95	137	13.79	135	15.11	148	12.37	122
Fe ₂ O ₃ . . .	7.46	47	3.87	24	6.48	41	3.81	24	5.98	38
FeO . . .	5.90	82	6.02	83	6.71	93	9.57	133	2.31	32
MnO . . .	0.20	3	0.16	2	0.25	3	0.05	—	0.12	2
CaO . . .	13.43	239	12.46	222	16.25	290	15.79	285	20.36	363
MgO . . .	5.81	145	9.11	227	5.34	134	7.53	188	7.38	185
K ₂ O . . .	0.32	3	0.90	10	0.31	3	0.71	8	0.40	4
Na ₂ O . . .	3.20	52	3.26	53	1.98	32	1.65	27	1.78	29
CO ₂ . . .	0.68	15	1.07	24	—	—	—	—	2.70	61
Пот. при прок. . .	0.31	—	0.84	—	1.53	—	2.53	—	0.69	—
H ₂ O — . . .	0.11	—	0.12	—	0.12	—	—	—	0.22	—
Сумма . .	100.00	—	100.03	—	100.10	—	100.14	—	99.86	—
Аналитик	Б. М. Френкель		Б. М. Френкель		Р. П. Ильницкий				М. П. Васильева	

1—3 обр. 251, 267 и 254 из коллекции Н. М. Кеппен. Пироксеновые амфиболиты рудника № 1

4— то же, см. Б. А. Гаврусевич, 1937, стр. 183 «пироксеновый гнейс».

5— то же. Сборная проба из 12 образцов, обр. 631—632 колл. 4503.

Н. М. Кеппен, четвертый из опубликованной работы Б. А. Гаврусевича. В последнем столбце дан валовой анализ пробы, смешанной из 12 образцов. Проба эта была взята мною в крайней юго-восточной части месторождения в небольшом разрезе, проходящем в нижней половине пласта пироксеновых амфиболитов. Кусочки брались на расстоянии 60 см один от другого, по линии вкрест простирания пласта. Отдельные из попавших в пробу образцов ясно скаполитизированы в связи с жильными процессами; некоторые содержат кальцит, являясь известковыми прослоями. В общем эта проба является, повидимому, несколько более богатой известью, чем средний пироксеновый амфиболит по всему месторождению, как это видно из сравнения с другими анализами табл. 13 (см. далее в табл. 14 среднее из анализов табл. 13).

Интересно, что весьма сходные основные и железистые параамфиболиты описаны Kawasaki (1916) как характерные породы для флогопитоносного района Кореи (см. § 91). Этот автор убедительно доказывает осадочное их происхождение.

6. Замещение пироксеновых амфиболитов

Пироксеновые амфиболиты при наличии в них флогопитовых жил всегда обнаруживают явления замещения. По минералогическим и химическим особенностям, а также и по характеру распространения можно выделить три основных типа такого замещения, причем обычно эти типы являются последующими стадиями замещения амфиболитов. Эти типы или стадии следующие:

I. Скаполитизация.

II. Паргаситизация.

III. Флогопитизация.

§ 71. *Скаполитизация.* Этот процесс развит наиболее широко. Он не ограничивается зальбандами жил, но, следуя преимущественно по напластованию, захватывает целые пласты амфиболитов флогопитовых месторождений. Заключается этот процесс в том, что на месте ассоциации роговой обманки с андезином или олигоклазом развивается клинопироксен с основным скаполитом. Одновременно происходит уменьшение количества магнетита вплоть до полного его исчезновения, а клинопироксен из зеленовато-серого в шлифе становится ярким, травяно-зеленым [салито-авгит с содержанием молекулы $\text{CaFe}_2^{+++}\text{Si}_4\text{O}_{12}$ (Коржинский, 1945¹, § 15)]. Наблюдения в шлифе показывают отчетливые структуры замещения плагиоклаза скаполитом; менее отчетливы структуры замещения роговой обманки пироксеном, обычно они просто дают неправильные прорастания при резком уменьшении количества роговой обманки. Для магнетита в таких породах нередко наблюдается, что реликтовые его зерна сохраняются только внутри зерен скаполита или плагиоклаза, т. е. вне соприкосновения с пироксеном.

В результате образуется порода, в основном состоящая только из двух минералов — скаполита и травяно-зеленого в шлифе пироксена. Иногда встречается примесь кальцита, апатита, роговой обманки, флогопита, пирротина, пирита. Структура обычно остается гранобластовой (торцовой), а величина зерна возрастает лишь немного (0.5—2.0 см). Слоистая текстура сохраняется. Как мы видим, по минералогическому составу, а часто и по структуре эти породы весьма сходны с известковыми членами толщи, хотя и бросается в глаза меньшее количество минералов в этих метасоматических породах (частая биминеральность), более грубая и более правильная торцовая структура. Но главным доказательством метасоматического характера является их распространение: около всех жил и гнезд флогопита вмещающие

пироксеновые амфиболиты заменяются такими биминеральными породами. Внешнее сходство с амфиболитами конечно затрудняет точное установление их распространения. Резко бросаются в глаза они в тех случаях, когда зерна скаполита достигают в них величины нескольких миллиметров и когда они выделяются своим белым цветом и шелковистым блеском. На руднике № 1 такой скаполитизации подверглась существенная часть всей толщи пироксеновых амфиболитов (повидимому, порядка одной десятой ее).

Химический анализ пироксен-скаполитовой породы вышеописанного типа с рудника № 1 приведен в табл. 15—1 обр. 734 а. На обсуждении химизма этого превращения удобнее остановиться дальше (см. § 82 и диаграмму фиг. 33). Здесь отметим только, что главной стороной процесса является насыщение амфиболитов кальцием в то время, когда магний еще не успевал проникнуть в породу в заметном количестве. Высокая подвижность кальция сравнительно с магнием и объясняет особо широкое распространение этого процесса скаполитизации.

§ 72. *Паргаситизация.* Вдоль стенок крупных кальцит-флогопитовых жил наблюдается непосредственное замещение скаполитизированных пироксеновых амфиболитов крупнозернистыми диопсид-флогопитовыми породами. Однако в мелких жилах, в поперечных апофизах жил и при замещении амфиболитов в стороне от жил в качестве промежуточной стадии наблюдается паргаситизация пород, с превращением пироксеновых амфиболитов (или, вернее, произошедших из них салит-скаполитовых пород) в диопсид-паргаситовые породы с почти чисто паргаситовыми прослоями и гнездами.

Наиболее эффектно это явление выражено в висячем боку толщи пироксеновых амфиболитов рудника № 1. Здесь мы видим целые слои весьма оригинальных зелено-черных диопсид-паргаситовых пород. Сложены эти породы темнозеленым салитом и черной роговой обманкой (обычно паргасит), с некоторым преобладанием последней. Текстура сохраняется слоистая, с черными роговообманковыми и зелеными пироксеновыми прослоями. Структура гранобластовая, с величиной зерна 1—2 мм. В табл. 14—2 приведен химический анализ такой породы (обр. 43 с) и анализ роговой обманки (паргасит), выделенной из этого же образца (4-й столбец). В отдельных прослоях этой салит-паргаситовой породы наблюдаются скопления более крупных короткопризматических кристаллов паргасита, величиной от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров; в таких прослоях всегда появляются и зерна кальцита с примесью апатита. Отдельные слои салит-паргаситовой породы достигают на руднике № 1 мощности 1 м, а сгущаясь, они являются преобладающими в пачках по несколько метров мощности. К этим породам приурочены неправильные гнезда и жилки крупного паргасита с кальцитом и флогопитом, замещающим паргасит.

На руднике № 1 сплошные слои салит-паргаситовых пород встречены только в висячем боку толщи амфиболитов; но явление метасоматического образования прослоев, прожилков и гнезд паргасита наблюдается почти по всей толще амфиболитов рудника № 1, главным образом конечно вблизи флогопитовых жил. Шлифы показывают, как при этом паргасит замещает пироксен и скаполит, облекая их; нередко образуются пойкилобластовые крупные зерна паргасита, включающие мелкие реликтовые зерна пироксена и скаполита. В результате на сером фоне породы появляются черные прослоечки сплошной роговой обманки. Хотя они в общем и следуют параллельно слоистости породы, но часто ветвятся или обрываются. Ширина их 1—2 см, реже до 4 см. Помимо паргасита эти прослои содержат примесь диопсида, кальцита, апатита,

Химический состав пород Главного флогопитового рудника (№ 1). Слюдянка

Компоненты	1—средний Р-амфиболит			2—обр. 43с, Di + Parg			3—обр. 8, Di + Phl			4—обр. 43с, паргасит	
	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³	вес. %	мол. кол.
SiO ₂	45.77	762	144.0	44.16	736	143.1	44.34	739	137.8	40.86	631
TiO ₂	0.49	6	1.5	0.41	5	1.3	0.54	7	1.7	0.50	6
Al ₂ O ₃	13.24	129	41.7	11.32	111	36.7	11.51	113	35.8	15.98	157
Fe ₂ O ₃	5.69	36	17.9	4.24	26	13.7	1.46	9	4.5	3.50	22
FeO	4.69	65	14.8	3.53	49	11.4	2.59	36	8.0	3.98	55
MnO	0.14	2	0.4	0.07	1	0.2	0.06	1	0.2	0.07	1
CaO	17.42	311	54.9	16.60	296	53.8	11.85	212	36.8	12.70	227
MgO	7.16	179	22.6	14.86	371	48.1	19.67	492	61.2	16.25	406
K ₂ O	0.48	5	1.5	1.56	17	5.1	4.24	45	13.2	2.07	22
Na ₂ O	2.15	34	6.8	1.24	20	4.0	0.44	7	1.4	1.89	31
CO ₂	2.09	—	6.6	0.34	8	1.1	Нет	0	0.0	—	—
F	—	—	—	0.55	29	1.8	0.89	47	2.8	Нет	0
Пот. при прок. . .	0.66	—	2.1	1.17	—	3.8	2.70	—	8.4	2.38	—
H ₂ O—	—	—	—	0.13	—	0.4	0.18	—	0.6	0.09	—
Сумма . . .	99.98		314.8	100.18		324.6	100.47		312.4	100.27	
—F ₂ = O				—0.23			—0.37				
Аналитик				Л. В. Радкевич			Е. А. Свержинская			Н. В. Левенфиш	
Уд. вес	Принято 3.15			Измерено 3.24			Измерено 3.11			Измерено 3.20	

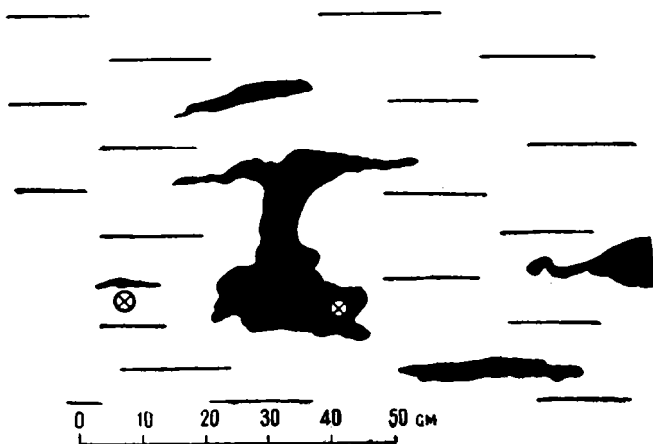
1. Средний пироксеновый амфиболит рудника № 1. Вычислен из 5 анализов табл. 13, причем сборной пробе № 631—632 придан вес в 4 раза больший, чем остальным анализам. За удельный вес принят условно 3.15, по сходству с породой обр. 752, табл. 15—3.
2. Обр. 43с/4503—диопсид-паргаситовая порода рудника № 1. Паргасит, диопсид, примесь кальцита. Образовалась, повидимому, за счет пироксенового амфиболита.
3. Обр. 8/4503—диопсид-флогопитовая порода. Диопсид, флогопит. Замещает пироксеновый амфиболит. Там же.
4. Паргасит из породы обр. 43с По замерам Н. М. Кеппен и Г. В. Успенского: $N_g = 1.668$; $N_m = 1.656$; $N_p = 1.650$; $N_g - N_p = 0.018$; $2V = +77^\circ$; $cN_g = 27^\circ$.

иногда флогопита. Реже наблюдаются секущие прожилки того же состава и той же мощности, переходящие уже в кальцит-паргаситовые, а ближе к крупным жилам в кальцит-флогопитовые жилы; чаще кальцит-паргаситовые жилы являются согласными, постепенно переходящими в темные паргаситовые «прослой» в амфиболите.

Наряду с прослоями паргасита широко распространено образование неправильных гнезд паргасита. Эти гнезда встречаются в тех участках скаполитизированных амфиболитов, где наиболее далеко зашло образование прослоечек паргасита. Часть из этих прослоек приобретает характер линз паргасита, но наряду с этим имеются и совершенно неправильные гнезда паргасита с поперечником до 0.25 м. Очертания этих гнезд секут слоистость вмещающего скаполитизированного амфиболита (собственно салит-скаполитовой породы), как это видно на зарисовке фиг. 30. Гнезда эти выполнены крупными (по несколько сантиметров), но часто бесформенными кристаллами черной роговой обманки

типа паргасита, которая обычно сопровождается кальцитом. Очень часто присутствует также флогопит, крупные ситовидные пластинки которого, прорастающие кристаллы паргасита насквозь, явно являются более поздними, замещающими паргасит. В виде примеси в паргасите встречаются мелкие зерна зеленого клинопироксена, а в кальците — голубого апатита.

Для химического анализа были выбраны два образца, выколотых из одной и той же глыбы, зарисовка которой дана на фиг. 30. Слоистая порода обр. 734 *a* является скаполитизированным амфиболитом и сложена салитом и скаполитом; анализ ее см. табл. 15—1. В следующем столбце дан анализ обр. 734 *b*, взятого из гнезда в предыдущей породе;



Фиг. 30. Метасоматические гнезда паргасита (черное) в слоистом скаполитизированном пироксеновом амфиболите.
Крестики — места взятия проб для химического анализа обр. 734 *a* и *b*.

сложена эта порода паргаситом с примесью флогопита, кальцита и реликтовых зернышек скаполита и диопсида. Сопоставление анализов мы сделаем ниже.

§ 73. *Флогопитизация.* Во всех случаях, где на руднике № 1 наиболее интенсивно развита паргаситизация пироксеновых амфиболитов, наблюдается также появление флогопита, явно замещающего паргасит. В результате мы имеем все степени замещения паргасита, с переходом от паргаситовых прослоек и гнезд к чисто флогопитовым прослойкам и гнездам. В переходных разностях наблюдаются иногда между параллельными пластинками флогопита реликты замещенных и разобщенных на части зерен паргасита. Наблюдаются изредка и настоящие своеобразные псевдоморфозы волокнистого флогопита по паргаситу.

Очень своеобразны метасоматические полосатые флогопит-диопсидовые породы, встречающиеся в некоторых участках рудника № 1 у всякого бока толды пироксеновых амфиболитов. Частью они происходят за счет предварительно паргаситизированных разностей, частью за счет менее измененных скаполитизированных пироксеновых амфиболитов. Сложены они зеленым диопсидом и темным флогопитом, с примесью апатита и кальцита. Интересно их сложение: они сохраняют полосатую текстуру амфиболита, с чередованием среднезернистых (величина зерна 1—2 мм) чисто диопсидовых прослоев с прослоями почти чисто флогопитовыми. Флогопит здесь нередко дает крупные кристаллы до 7 см шириной, ориентированные спайностью то параллельно, то косо или перпендикулярно к слоистости. В последнем случае они принимают участие

в сложении одновременно нескольких флогопитовых прослоев (мощность диопсидовых и флогопитовых прослоев по 1—2 см); среднезернистые диопсидовые прослои разделяют такие крупные кристаллы флогопита на отдельные части. В табл. 14—3 дан анализ такой диопсид-флогопитовой породы, обр. 8.

Среди таких полосатых диопсид-флогопитовых пород всегда встречаются и разной величины гнезда крупных кристаллов флогопита с кальцитом и апатитом. Эти гнезда дают переходы в метасоматические кальцит-флогопитовые жилы, характеризующиеся своей неправильностью, раздувами и пальцеобразными, т. е. тупо заканчивающимися апофизами. Такие же гнезда местами встречаются и среди скаполитизированных пироксеновых амфиболитов, но только вблизи настоящих трещинных кальцит-флогопитовых жил. Только около этих жил имеет место достаточный вынос железа из амфиболитов, необходимый для того, чтобы вместо паргасита в них непосредственно мог образоваться флогопит. В некоторых случаях образование паргасита и флогопита в гнездах среди пироксеновых амфиболитов происходило, повидимому, одновременно, но всегда с частичным замещением паргасита флогопитом.

В контактах кальцит-флогопитовых трещинных жил нередко наблюдается, как полосатый скаполитизированный пироксеновый амфиболит непосредственно замещается полосатой же диопсид-флогопитовой породой, дающей правильную оторочку жилы мощностью в несколько сантиметров. Интересно, что эта диопсид-флогопитовая порода дает негативное изображение первичного полосатого амфиболита, а именно: черные прослойки авгита и роговой обманки амфиболита продолжены в этой метасоматической оторочке в виде светлых прослоев зеленого диопсида, а белые полевошпатовые прослои амфиболита продолжают в оторочке в виде темных флогопитовых полюс; первичное послонно-неравномерное распределение глинозема в амфиболите при замещении, следовательно, сохраняется (полевые шпаты, как и флогопит, богаче глиноземом, чем пироксен).

В табл. 15—3 дан химический анализ скаполитизированного пироксенового амфиболита (обр. 752¹), взятого у контакта с кальцит-флогопитовой жилой на «шестой заявке» (падь Улунтуй). Структура его порфиробластовая, с крупными ситовидными кристаллами скаполита (до 5 см), но с преобладанием гранобластовой массы салита и скаполита с примесью роговой обманки, флогопита и апатита, с величиной зерна 2 мм. Материалом для анализа следующего столбца (4) послужила диопсид-флогопитовая зона замещения, выколота из того же самого обр. 752 в контакте кальцит-флогопитовой жилы. Она сложена диопсидом и флогопитом, имеет ширину 4 см и сохранила слоистость амфиболита.

6. Волокнистый флогопит

§ 74. На руднике № 1 в нескольких местах был встречен весьма своеобразный волокнистый флогопит, представляющий собой волокнистые прорастания флогопита с диопсидом или флогопита с диопсидом и скаполитом. Эти образования получаются в результате замещения волокнистых диопсид-скаполитовых сростаний, а также при замещении паргасита или скаполита.

Сначала опишем случаи замещения волокнистым флогопитом кристаллов паргасита. Лучше всего это явление наблюдается в замом последнем к северо-западу разрезе рудника № 1, в висячем боку толщи пироксеновых амфиболитов. Последние здесь весьма интенсивно скаполитизированы и замещены с образованием слоев диопсид-паргаситовых пород, содержащих гнезда и неправильные метасоматические жилки

Химический состав продуктов замещения пироксеновых амфиболитов

Компоненты	1-обр. 734a		2-обр. 734b		3-обр. 752 ¹			4-обр. 752 ²		
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³
SiO ₂	46.55	776	39.76	662	46.05	766	145.1	43.74	730	122.4
TiO ₂	0.44	6	0.73	9	1.20	15	3.8	0.64	8	1.8
Al ₂ O ₃	14.78	145	16.24	159	10.75	106	33.9	11.25	111	31.5
Fe ₂ O ₃	3.88	24	2.73	17	3.06	19	9.6	1.49	9	4.2
FeO	0.86	12	5.54	77	2.60	36	8.2	2.61	36	7.3
MnO	0.06	1	0.07	1	0.10	1	0.3	0.08	1	0.2
CaO	21.14	377	13.65	244	21.40	392	67.4	7.28	130	20.4
MgO	8.01	200	13.60	340	9.79	245	30.8	21.42	535	60.0
K ₂ O	0.26	3	3.08	33	0.36	4	1.1	6.42	68	18.0
Na ₂ O	1.11	18	1.06	16	1.22	19	3.8	0.43	7	1.2
CO ₂	1.90	43	1.45	33	1.29	30	4.1	0.57	13	1.6
SO ₃	—	—	0.57	7	—	—	—	—	—	—
Пот. при прок ¹ .	1.03	—	2.78	—	2.18	—	6.9	3.33	—	9.3
H ₂ O—	0.26	—	0.27	—	0.12	—	0.4	0.99	—	2.8
Сумма	100.33		100.08		100.12		315.4	100.25		280.7
Аналитик	М. П. Васильева		К. А. Бакланова		М. Т. Селютин			Б. М. Френкель		
Уд. вес	—		—		Измерено 3.15			Измерено 2.80		

¹ Кроме CO₂.

1. Обр. 734a — скаполитизированный пироксеновый амфиболит рудника № 1. Скаполит, диопсид, примесь флогопита и кальцита.
2. Обр. 734b — метасоматическое гнездо в породе обр. 734a. Паргасит (2 V+), примесь флогопита, скаполита, диопсида, кальцита.
3. Обр. 752¹ — скаполитизированный пироксеновый амфиболит рудника № 6 (падь Улунгуй). Скаполит, салит, примесь роговой обманки, флогопита, апатита, пирита.
4. Обр. 752² — диопсид-флогопитовая зона замещения породы обр. 752¹ (из того же куска) у кальцит-флогопитовой жилы. Диопсид, флогопит.

кристаллов паргасита и флогопита с диопсидом, кальцитом и апатитом. Паргасит в этих гнездах и жилках обнаруживает различные степени замещения флогопитом с примесью диопсида. Частью паргасит замещается беспорядочными агрегатами пластинок или чешуек флогопита с постоянной примесью диопсида, частью мы видим замещение тонковолокнистым флогопитом, также с подчиненным количеством диопсида. В последнем случае тончайшие доскообразные уплощенные волокна флогопита проникают по спайности паргасита, располагаясь параллельно оси ее призмы [001]. Так же расположены и тончайшие волокна диопсида, вытянутые тоже по своей третьей кристаллографической оси, так что в этом сростании флогопит всегда обладает прямым, а диопсид косым погасанием относительно направления волокнистости. Ширина волокон флогопита и диопсида 0.02—0.03 мм. Паргасит в шлифе почти бесцветный, угол оптических осей положительный. В шлифах и образцах ясно видно, как этот волокнистый флогопит въедается в паргасит, замещая его, причем частью остаются разобщенные реликтовые участки паргасита среди заместивших его сростаний. В табл. 16—1 дан анализ паргасита отсюда, обр. 813¹, и из того же куска — анализ заместившего паргасит волокнистого флогопита (с волокнами диопсида) табл. 16—2,

обр. 813². Аналогичное замещение паргасита волокнистым флогопитом наблюдалось и в нескольких других случаях, в контактах кальцит-флогопитовых жил. Ведущей причиной этого замещения является привнос магния, с повышением его концентрации в растворе (см. § 82 и фиг. 33).

Таблица 16

Химический состав „волокнистого флогопита“

Компоненты	1—обр. 813 ¹ , паргасит			2—обр. 813 ² , Phl + Di			3—обр. 628, Phl + Di + Sc		4—обр. 629d, Phl + Di + Sc	
	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³	вес. %	мол. кол.	г/100 см ³	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂	41.15	686	128.4	40.70	678	111.9	42.70	711	43.04	717
TiO ₂	0.70	9	2.2	0.66	8	1.8	0.71	9	0.84	10
Al ₂ O ₃	14.98	147	46.7	14.58	143	40.1	18.62	182	18.88	185
Fe ₂ O ₃	3.33	21	10.4	1.70	11	4.7	0.75	5	0.85	5
FeO	3.85	54	12.0	2.98	42	8.2	3.43	48	2.61	36
MnO	0.09	1	0.3	0.07	1	0.2	0.05	1	0.06	1
CaO	12.38	221	38.6	4.10	73	11.3	8.55	153	9.77	174
MgO	16.84	421	52.5	22.23	555	61.1	14.80	370	12.71	317
K ₂ O	2.58	28	8.0	7.54	80	20.7	4.66	50	4.76	51
Na ₂ O	2.63	42	8.2	0.58	9	1.6	0.97	16	1.84	30
F	0.07	4	0.2	1.03	54	2.8	—	—	0.88	46
CO ₂	0.09	2	0.3	Her	0	0.0	0.78	17	1.08	24
SO ₃	—	—	—	—	—	—	1.44	18	—	—
Пот. при прок. ¹ .	1.40	—	4.4	3.54	—	9.7	2.61	—	2.97	—
H ₂ O—	0.05	—	0.2	0.44	—	1.2	0.25	—	0.21	—
Сумма	100.14		312.4	100.15		275.4	99.54		100.50	
Аналитик	М. М. Стукалова			Б. М. Френкель			К. А. Бакланова		Б. М. Френкель	
Уд. вес	Измерено 3.12			Измерено 2.75			—		—	

¹ Кроме CO₂.

1. Обр. 813¹/4503—паргасит (2 V +), рудник № 1. Слюдянка.

2. Обр. 813²—волокнистые прорастания флогопита с диопсидом, замещающие паргасит обр. 813¹.

3. Обр. 628—«волокнистый флогопит» — прорастания флогопита со скаполитом и диопсидом, рудник № 1.

4. Обр. 629d—то же, более тонкая асбестовидная разность. У скаполита N_ш—N_p=0.030. Там же.

§ 75. Более сложным является случай образования волокнистого флогопита за счет диопсид-скаполитовых сростаний. Замечательно развито это явление в одном из маленьких заброшенных карьеров в юго-восточной части месторождения (третий карьер от русла Улунтуя; наличие здесь волокнистых прорастаний флогопита отмечено еще С. С. Смирновым, 1928, стр. 34). Здесь небольшая кальцит-флогопитовая жила (мощность в заброшенном забое 0.5 м) пересекает пироксеновые амфиболиты и жилу красного пегматита. Этот пегматит в широкой зоне вблизи жилы замещен диопсид-скаполитовыми породами, среди которых клочками встречаются реликты этого красного пегматита, сложенного калиевым полевым шпатом и кварцем. В контакте диопсид-скаполитовых пород с кальцит-флогопитовой жилой и наблюдается оторочка волокнистого флогопита, откуда взят анализируемый обр. 628; мощность этой зоны от 1—4 до 12 см. Пироксеновые амфиболиты

в контакте с жилой тоже дают диопсид-скаполитовые породы, хотя и значительно меньшей мощности, и в контакте этих диопсид-скаполитовых пород с кальцит-флогопитовой жилой тоже видна каемка волокнистого флогопита. Особенно они здесь развиты в виде линзообразных масс в боковой части самой жилы, среди крупных кристаллов кальцита, флогопита и скаполита; повидимому здесь эти участки волокнистого флогопита являются результатом замещения отщепившихся частей стенок жилы, т. е. кусками зальбанда, происшедшего за счет замещения пироксенового амфиболита. Ширина этих участков волокнистого флогопита достигает здесь 6 см; из них сделан анализ обр. 629 *d* (табл. 16—4). Волокнистый флогопит, образовавшийся в конечном счете на месте пегматита (обр. 628) и, с другой стороны, образовавшийся за счет пироксенового амфиболита (обр. 629) (в обоих случаях с промежуточной стадией диопсид-скаполитовых пород), не отличаются ни по внешнему виду, ни под микроскопом и имеют весьма близкий химический состав (ср. в табл. 16—3 и 4). В частности, первичное различие в содержании железа здесь совершенно не сохраняется. Поэтому далее мы даем общее описание этих сростаний.

«Волокнистый флогопит» здесь представляет собой тонкие сростания флогопита, скаполита и диопсида, индивиды которых имеют форму волокон, параллельно расположенных. У скаполита и диопсида направление удлинения совпадает с осью призмы [001], в силу чего скаполит всегда обладает прямым погасанием, а диопсид — косым под большим углом. Флогопит дает ленточные волокна, уплощенные, конечно, по спайности. Наблюдаются две структурных разности этих сростаний. Преобладают более грубые сростания, с шириной волокон 0.05—0.25 мм и более. Среди этих более грубых, притом очень равномерных сростаний расположены асбестовидные участки с толщиной волокон 0.01—0.05 мм. Анализируемый обр. 628 относится к грубому сростанию, а обр. 629 *d* — к асбестовидной разности. Состав их оказался весьма близким. В обр. 629 *d* измерение двупреломления скаполита волокон дало 0.030, т. е. нормальное для скаполита рудника (по диаграмме Сундиуса 74% Me).

Среди этих же сростаний наблюдаются отдельные кристаллы скаполита, замещаемые волокнистым флогопитом. Интересно, что и незамещенная еще часть кристалла скаполита обнаруживает признаки волокнистости, очевидно в силу некоторого разъедания вдоль плоскостей спайности. Ленточные волокна флогопита пучками проникают по трещинкам спайности, в результате чего получают тонкие волокнистые сростания флогопита со скаполитом, напоминающие в образце асбест. Диопсид при таком замещении отсутствует (по крайней мере в первые стадии замещения). Частичное замещение кристаллов скаполита волокнистым флогопитом изредка наблюдалось и в других точках рудника.

Некоторые вопросы образования вышеописанных диопсид-скаполит-флогопитовых прорастаний остались неясными, поэтому ограничимся пока тем выводом, что в общем «волокнистый флогопит» образуется за счет диопсид-скаполитовых прорастаний и волокнистая его структура связана с волокнистостью диопсид-скаполитовых сростаний и особенно с совершенством призматической спайности скаполита.

§ 76. В самой жиле, в контакте с которой образовался волокнистый флогопит обр. 628—629, вместе с кальцитом и флогопитом находятся крупные кристаллы скаполита, а также отдельные кристаллы микропертита (бариевого?), в то время как диопсид здесь почти совершенно отсутствует, за исключением, конечно, стенок жилы. Крупные кристаллы скаполита жилы, даже непосредственно примыкающие к участкам волокнистого флогопита, не обнаруживают следов замещения. Следовательно

даже в самой жиле, где химический потенциал магния был особенно высок, наравне с флогопитом был устойчив также и скаполит, но ассоциация скаполита с диопсидом была уже неустойчива и должна была реагировать с образованием флогопита, как это имеет место при образовании волокнистого флогопита за счет диопсид-скаполитовых прорастаний. В самой жиле там, где кристаллы скаполита соприкасаются с кристаллами диопсида, сидящими на стенках жилы, между этими двумя минералами появляется реакционная оторочка микропертита, содержащего барий, судя по повышенному преломлению. Образование здесь за счет взаимодействия скаполита с диопсидом бариевого микропертита вместо флогопита указывает на повышенную концентрацию в жиле бария.

7. Кальцит-флогопитовые жилы

а. Общий характер

§ 77. В образовании скоплений флогопита, имеющих промышленное значение как по крупной величине кристаллов, так и по количеству их, исключительно большую роль играют трещинные жилы. Это одинаково относится как к месторождениям в пироксеновых амфиболитах, так и к месторождениям среди диопсидовых пород. Главные минералы этих жил: флогопит, кальцит и апатит, к которым обычно присоединяется диопсид, а иногда и скаполит. В меньшем количестве присутствует микропертит, повидимому во всех случаях содержащий барий. В некоторых мелких жилах среди амфиболитов появляется паргасит, замещающий флогопитом. На руднике № 3 в кальцит-флогопитовых жилах и гнездах, залегающих среди диопсидовых пород, нередок барит. В редких позднейших мелких прожилках, пересекающих флогопитовые жилы, встречаются низкотемпературный кальцит в прозрачных вытянутых остроугольных кристаллах, призматический прозрачный кварц и продукты разложения первичных минералов жилы — тремолит, актинолит, цеолиты.

В пределах пласта пироксеновых амфиболитов жилы весьма правильны, с плоскими параллельными стенками, примерно перпендикулярными к простиранию амфиболитов. Обычная мощность их 0.5—2.0 м. Уникумом является жила № 6 «гигант», достигающая местами 18—20 м мощности. При переходе в гнейсы или диопсидовые породы жилы становятся неправильными, ветвящимися, дают раздувы. В диопсидовых породах они частью принимают характер сообщающихся гнезд.

б. Полевой шпат кальцит-флогопитовых жил

§ 78. Появление микропертита в жилах (на руднике № 2 кристаллы достигают 15—20 см) первоначально представлялось весьма загадочным. Действительно, как общее правило, наблюдается, что калиевый полевой шпат пегматитов при замещении отделяется от флогопитовой зоны промежуточной диопсид-скаполитовой зоной, как это и выражено на наших диаграммах (фиг. 26 и 31); это указывает, что калиевый полевой шпат в условиях метасоматоза неустойчив с флогопитом и они реагируют между собой и раствором с образованием диопсида со скаполитом. Такой порядок замещения для флогопитовых месторождений выдерживается с большой правильностью. Естественно поэтому предположить, что тот микропертит, который появляется в кальцитовых жилах вместе с флогопитом, отличается по составу от микропертита пегматитовых жил.

П. В. Калинин (1939, стр. 185) было установлено наличие на руднике № 1 гиалофана. Приводимый им анализ показывает 20% молекулы

$BaAl_2Si_2O_6$ при $N_m = 1.538$. Этот гиалофан «по внешнему виду трудно отличить от ортоклаза флогопитовых жил». Приведенный нами (1945¹, § 8) анализ серого полупрозрачного микропертита из кальцит-флогопитовой жилы рудника № 1 дал $Ort_{66}Ab_{19}Ne_4Ce_{11}$, т. е. 11% цельзиановой молекулы при $N_m = 1.530$. Такой полевой шпат лучше называть бариевым ортоклазом, а не гиалофаном. Интересна недосыщенность кремнеземом этого полевого шпата (наличие частицы Ne), что стоит в связи с насыщенностью кремнеземом ассоциаций флогопитовых жил, как это видно из диаграммы фиг. 31. Существенно далее иметь в виду, что все многочисленные опубликованные анализы флогопита из описываемых месторождений (Алимарин и Ромм, 1935; Григорьев, 1935; Гаврусевич, 1937) неизменно дают весовое содержание бария, которое для описываемых рудников обычно лежит между 0.50 и 1.00 вес. % и достигает 2%. Это, конечно, дает основание предположить, что и все полевые шпаты, встречаемые вместе с флогопитом в жилах, также являются барийсодержащими. Ряд замеров показателей преломления этих полевых шпатов, произведенных в этой связи Г. В. Успенским, действительно дал показатели ($N_g = 1.529—1.534$, $N_p = 1.523—1.527$), повышенные сравнительно с показателями нормального ортоклаза ($N_g = 1.525$, $N_p = 1.519$) и близкие к показателям анализированного бариевого ортоклаза (Коржинский, 1945¹, § 55 и 56).

Эти данные позволяют нам утверждать, что все ортоклазы, встреченные в кальцит-флогопитовых жилах, являются барийсодержащими. Содержание бария и вносит изменение в нашу диаграмму равновесия: в то время как нормальный ортоклаз должен отделяться от флогопита (при избытке кальцита) диопсид-скаполитовой реакционной зоной, барийсодержащий ортоклаз остается устойчив в присутствии флогопита. Барий при этом привносится жильными растворами, имея своим источником скорее всего первичный барит доломитов. Проникновение его в боковую породу происходит более медленно, чем проникновение магния, а поэтому большая часть ортоклаза пегматитов успевает заместиться диопсид-скаполитовыми прорастаниями. Только в тех центральных частях жилы, где концентрация бария в растворе достигала наиболее высокого значения, там вместо диопсида со скаполитом становится устойчив флогопит с бариевым ортоклазом. Отсюда становится понятным описанный выше случай замещения на руднике № 2 красного пегматита белым полевым шпатом с диопсидом и, далее, флогопитом (см. § 65) с исчезновением диопсид-скаполитовой зоны. Это явление могло быть вызвано значительным притоком в пегматит бария из жилы. И действительно, замеры Г. В. Успенского показали, что красный калиевый полевой шпат пегматита обладает нормальным ($N_p = 1.518$, $N_g = 1.525$), а белый ортоклаз — повышенным преломлением ($N_p = 1.525$, $N_g = 1.532$), указывающим на существенное содержание бария.

в. Зависимость состава жил от боковых пород

§ 79. Минералогический состав жил в сильной степени зависит от состава боковой породы, хотя это касается и не всех минералов.

Независим от боковых пород кальцит, но и относительно него можно сказать, что количество его особенно велико в жилах среди диопсидовых пород. В жилах среди пироксеновых амфиболитов содержание кальцита крайне неравномерно, иногда кальцит резко преобладает над другими минералами, иногда он почти совершенно отсутствует. Последнее имеет место в наиболее продуктивной жиле № 6 рудника № 1 и во многих мелких жилах. В среднем относительно рудника № 1 можно высказать такое положение: в жилах мощностью примерно до 40 см количество кальцита уступает или равно количеству флогопита; в более мощных

даже в самой жиле, где химический потенциал магния был особенно высок, наравне с флогопитом был устойчив также и скаполит, но ассоциация скаполита с диопсидом была уже неустойчива и должна была реагировать с образованием флогопита, как это имеет место при образовании волокнистого флогопита за счет диопсид-скаполитовых прорастаний. В самой жиле там, где кристаллы скаполита соприкасаются с кристаллами диопсида, сидящими на стенках жилы, между этими двумя минералами появляется реакционная оторочка микропертита, содержащего барий, судя по повышенному преломлению. Образование здесь за счет взаимодействия скаполита с диопсидом бариевого микропертита вместо флогопита указывает на повышенную концентрацию в жиле бария.

7. Кальцит-флогопитовые жилы

а. Общий характер

§ 77. В образовании скоплений флогопита, имеющих промышленное значение как по крупной величине кристаллов, так и по количеству их, исключительно большую роль играют трещинные жилы. Это одинаково относится как к месторождениям в пироксеновых амфиболитах, так и к месторождениям среди диопсидовых пород. Главные минералы этих жил: флогопит, кальцит и апатит, к которым обычно присоединяется диопсид, а иногда и скаполит. В меньшем количестве присутствует микропертит, повидимому во всех случаях содержащий барий. В некоторых мелких жилах среди амфиболитов появляется паргасит, замещающий флогопитом. На руднике № 3 в кальцит-флогопитовых жилах и гнездах, залегающих среди диопсидовых пород, нередок барит. В редких позднейших мелких прожилках, пересекающих флогопитовые жилы, встречаются низкотемпературный кальцит в прозрачных вытянутых остроугольных кристаллах, призматический прозрачный кварц и продукты разложения первичных минералов жилы — тремолит, актинолит, цеолиты.

В пределах пласта пироксеновых амфиболитов жилы весьма правильны, с плоскими параллельными стенками, примерно перпендикулярными к простиранию амфиболитов. Обычная мощность их 0.5—2.0 м. Уникумом является жила № 6 «гигант», достигающая местами 18—20 м мощности. При переходе в гнейсы или диопсидовые породы жилы становятся неправильными, ветвящимися, дают раздувы. В диопсидовых породах они частью принимают характер сообщающихся гнезд.

б. Полевой шпат кальцит-флогопитовых жил

§ 78. Появление микропертита в жилах (на руднике № 2 кристаллы достигают 15—20 см) первоначально представлялось весьма загадочным. Действительно, как общее правило, наблюдается, что калиевый полевой шпат пегматитов при замещении отделяется от флогопитовой зоны промежуточной диопсид-скаполитовой зоной, как это и выражено на наших диаграммах (фиг. 26 и 31); это указывает, что калиевый полевой шпат в условиях метасоматоза неустойчив с флогопитом и они реагируют между собой и раствором с образованием диопсида со скаполитом. Такой порядок замещения для флогопитовых месторождений выдерживается с большой правильностью. Естественно поэтому предположить, что тот микропертит, который появляется в кальцитовых жилах вместе с флогопитом, отличается по составу от микропертита пегматитовых жил.

П. В. Калининым (1939, стр. 185) было установлено наличие на руднике № 1 гиалофана. Приводимый им анализ показывает 20% молекулы

$\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ при $N_m = 1.538$. Этот гялофан «по внешнему виду трудно отличить от ортоклаза флогопитовых жил». Приведенный нами (1945¹, § 8) анализ серого полупрозрачного микропертита из кальцит-флогопитовой жилы рудника № 1 дал $\text{Ort}_{66}\text{Ab}_{19}\text{Ne}_4\text{Ce}_{11}$, т. е. 11% цельзиановой молекулы при $N_m = 1.530$. Такой полевой шпат лучше называть бариевым ортоклазом, а не гялофаном. Интересна недосыщенность кремнеземом этого полевого шпата (наличие частицы Ne), что стоит в связи с насыщенностью кремнеземом ассоциаций флогопитовых жил, как это видно из диаграммы фиг. 31. Существенно далее иметь в виду, что все многочисленные опубликованные анализы флогопита из описываемых месторождений (Алимарин и Ромм, 1935; Григорьев, 1935; Гаврусевич, 1937) неизменно дают весовое содержание бария, которое для описываемых рудников обычно лежит между 0.50 и 1.00 вес. % и достигает 2%. Это, конечно, дает основание предположить, что и все полевые шпаты, встречаемые вместе с флогопитом в жилах, также являются барийсодержащими. Ряд замеров показателей преломления этих полевых шпатов, произведенных в этой связи Г. В. Успенским, действительно дал показатели ($N_g = 1.529-1.534$, $N_p = 1.523-1.527$), повышенные сравнительно с показателями нормального ортоклаза ($N_g = 1.525$, $N_p = 1.519$) и близкие к показателям анализированного бариевого ортоклаза (Коржинский, 1945¹, § 55 и 56).

Эти данные позволяют нам утверждать, что все ортоклазы, встреченные в кальцит-флогопитовых жилах, являются барийсодержащими. Содержание бария и вносит изменение в нашу диаграмму равновесия: в то время как нормальный ортоклаз должен отделяться от флогопита (при избытке кальцита) диопсид-скаполитовой реакционной зоной, барийсодержащий ортоклаз остается устойчив в присутствии флогопита. Барий при этом привносится жильными растворами, имея своим источником скорее всего первичный барит доломитов. Проникновение его в боковую породу происходит более медленно, чем проникновение магния, а поэтому большая часть ортоклаза пегматитов успевает заместиться диопсид-скаполитовыми прорастаниями. Только в тех центральных частях жилы, где концентрация бария в растворе достигала наиболее высокого значения, там вместо диопсида со скаполитом становится устойчив флогопит с бариевым ортоклазом. Отсюда становится понятным описанный выше случай замещения на руднике № 2 красного пегматита белым полевым шпатом с диопсидом и, далее, флогопитом (см. § 65) с исчезновением диопсид-скаполитовой зоны. Это явление могло быть вызвано значительным притоком в пегматит бария из жилы. И действительно, замеры Г. В. Успенского показали, что красный калиевый полевой шпат пегматита обладает нормальным ($N_p = 1.518$, $N_g = 1.525$), а белый ортоклаз — повышенным преломлением ($N_p = 1.525$, $N_g = 1.532$), указывающим на существенное содержание бария.

в. Зависимость состава жил от боковых пород

§ 79. Минералогический состав жил в сильной степени зависит от состава боковой породы, хотя это касается и не всех минералов.

Независим от боковых пород кальцит, но и относительно него можно сказать, что количество его особенно велико в жилах среди диопсидовых пород. В жилах среди пироксеновых амфиболитов содержание кальцита крайне неравномерно, иногда кальцит резко преобладает над другими минералами, иногда он почти совершенно отсутствует. Последнее имеет место в наиболее продуктивной жиле № 6 рудника № 1 и во многих мелких жилах. В среднем относительно рудника № 1 можно высказать такое положение: в жилах мощностью примерно до 40 см количество кальцита уступает или равно количеству флогопита; в более мощных

жилах кальцита обычно больше, чем флогопита, нередко в несколько раз (в жилах мощностью более 1—1.5 м).

Апатит присутствует постоянно. Изредка в некоторых мелких (до 20 см мощности) жилах он как бы заменяет кальцит, который может почти отсутствовать. Количество его по сравнению с флогопитом или диопсидом незначительно и от характера боковой породы видимо не зависит.

Паргасит появляется исключительно лишь в апофизах жил и в мелких жилах, проходящих в пироксеновых амфиболитах. В жилах среди пегматитов и диопсидовых пород он никогда не встречается. Значительное содержание железа в боковых породах является необходимым для его образования.

Барит наблюдался мной только на руднике № 3, в жилах и гнездах среди диопсидовых пород и, вероятно, связан с первичным содержанием в последних барита.

Относительно флогопита мы уже говорили, что он образуется за счет алюмосиликатов боковых пород. Это положение хорошо оправдывается при наблюдении кальцитовых жил в диопсидовых породах. Здесь кальцитовые жилы, имеющие обычно неправильную форму, в отдельных участках оказываются лишенными слюды и несут на своих стенках лишь крупные кристаллы диопсида. Флогопит в них появляется там, где боковая диопсидовая порода инъецирована пегматитовым материалом или содержит диопсид-скаполитовые или флогопитовые обособления, образовавшиеся за счет замещения пегматитовой инъекции, или же наконец если диопсидовая порода содержит первичную примесь алюмосиликатов (переходные к гнейсам разности). В тех же участках, где диопсидовая порода лишена алюмосиликатов, лишены их и пересекающие ее кальцитовые жилы, но флогопит может появиться в соседнем участке тех же жил, если там вмещающие диопсидовые породы содержат пегматитовую инъекцию. Таким образом, содержание глинозема в боковой породе — необходимое условие для образования флогопита жилы, и способность глинозема мигрировать вдоль жилы весьма ограничена. Интересны наблюдавшиеся на руднике № 3 случаи, когда кальцит-флогопитовая жила из пироксеновых амфиболитов переходит в диопсидовые породы; в этом случае иногда наблюдается резкое уменьшение содержания флогопита в жиле, в отдельных участках даже его внезапное исчезновение, если в данном месте в диопсидовых породах отсутствует пегматитовая инъекция. Вместе с тем жила из правильной трещинной (в амфиболите) делается неправильной ветвящейся (в диопсидовой породе).

§ 80. Особый интерес представляет соотношение между диопсидом, скаполитом и флогопитом. Мы уже описывали, как происходит замещение пегматитов и пироксеновых амфиболитов сначала диопсид-скаполитовыми и потом диопсид-флогопитовыми прорастаниями. Крупнейшая раскристаллизация последней зоны замещения с прибавлением кальцита и апатита и составляет выполнение кальцит-флогопитовых жил.

Наблюдения показывают, что иногда в жиле наряду с диопсидом и флогопитом присутствует и скаполит. Эти случаи могут быть объяснены тем, что в растворе нехватало магния для завершения реакции между скаполитом и диопсидом с образованием флогопита. Чаще однако в жилах наряду с флогопитом присутствует лишь один диопсид, без скаполита, в более редких случаях, наоборот, флогопит сопровождается скаполитом без диопсида. В обоих этих случаях образование флогопита за счет ассоциации диопсид + скаполит протекало до конца.

Большое количество диопсида наблюдается естественно в жилах, залегающих в диопсидовых породах и в пегматитах, т. е. особенно на рудниках № 2 и 3. Здесь диопсида бывает нередко значительно больше, чем флогопита, а скаполит большей частью совершенно отсутствует. Боль-

шое количество диопсида появляется и на руднике № 1, там, где жилы пересекают пегматиты. Наоборот, в жилах, залегающих среди пироксеновых амфиболитов, содержание диопсида очень незначительно. Здесь в середине жилы диопсид обычно даже совершенно отсутствует, и лишь на стенке жилы имеется тонкая корочка диопсида, сидящего на диопсид-скаполитовой оторочке жилы. В других случаях содержание диопсида более существенно, но всегда оно здесь в несколько раз уступает количеству флогопита. Вместе с тем в отдельных участках жилы этот диопсид вовсе исчезает, и вместе с кальцитом и флогопитом появляются крупные кристаллы скаполита, длиною до нескольких дециметров («строгановит»), или же наконец диопсид и скаполит встречаются совместно. Но всегда скаполита в жилах рудника № 1 гораздо меньше, чем флогопита, по крайней мере в 10 раз. Скаполит в жилах нередко обнаруживает частичное замещение флогопитом (что особенно характерно для рудника № 2).

Таким образом мы видим, что в жилах описываемых рудников процесс флогопитизации в большинстве случаев протек до конца, т. е. до истощения либо скаполита, либо, реже, диопсида. Избыток диопсида тем больше, чем выше отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ в боковых породах. В амфиболитах с низкой величиной этого отношения в некоторых участках жил вместо диопсида избыточным оказывается скаполит; как увидим далее, последнее явление указывает уже на некоторую десиликацию боковых пород. Нормален для амфиболитов рудника № 1 тот случай, когда жилы сложены флогопитом и кальцитом примерно в равном количестве, с небольшой примесью диопсида и апатита.

Особая проблема — это условия образования жилы № 6 («гигант») рудника № 1, которая в некоторых горизонтах достигала мощности 15—20 м и была сложена почти одним флогопитом, среди которого местами наблюдалась примесь скаполита. Неожиданно здесь то, что такой состав жила сохраняет не только среди амфиболитов, но и среди нижележащих биотитовых гнейсов, обладающих более высоким отношением $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$. Это указывает не только на значительную здесь десиликацию, связанную вероятно с первыми стадиями взаимодействия с доломитом, но и на значительное перемещение глинозема с «избирательным стяжением» его в флогопите (§ 111). Как мы увидим далее, богатство железом пироксеновых амфиболитов благоприятствует перемещению глинозема из скаполитизированных и паргаситизированных разностей их в жилы скопления флогопита и тем обуславливает особую их флогопитоносность. В жиле «гигант» значительно, повидимому, также перемещение глинозема вдоль жилы, навстречу магнезию доломита. Это наводит на мысль, что с повышением интенсивности метасоматического взаимодействия различия в подвижности элементов уменьшаются.

г. Строение жил

§ 81. В флогопитовых жилах и их зальбандах рудника № 1 в случае залегания среди пироксеновых амфиболитов наблюдаются следующие зоны, различающиеся по структуре:

I. Неизмененный пироксеновый амфиболит.

II. Скаполитизированный пироксеновый амфиболит, превращенный в салит-скаполитовую породу. Ближе к жиле за счет этих двух минералов развивается еще паргасит. Мощность этой зоны крайне непостоянна даже для одной и той же жилы, а именно для соседних слоев пересекаемого жилой амфиболита ширина этой зоны меняется иногда от нескольких сантиметров до 1—3 и даже более метров.

III. Диопсид-флогопитовая зона, во многих случаях довольно постоянной мощности в несколько сантиметров. Внешняя часть ее обычно обладает еще реликтовой слоистой текстурой амфиболита, тогда как ближе к жиле произошла сильная собирательная перекристаллизация, ее стирающая следы слоистости. Реже вместо этой зоны имеется диопсид-скаполитовая зона (с зеленым диопсидом).

IV. Стенки жилы после выемки слюды оказываются сложными щетками кристаллов диопсида, прочно наросших на предыдущую зону и вполне постепенно в нее переходящих. Величина этих кристаллов от нескольких до 10—15 см. Реже вместе с диопсидом встречается здесь и скаполит (при диопсид-скаполитовом составе зоны III).

V. Зона крупных кристаллов флогопита, к которым в переменном количестве могут присоединяться диопсид, апатит, кальцит. Кристаллы флогопита частью прорастают предыдущую зону, т. е. щетки диопсида, но большей частью нарастают на эти щетки. Таким образом, обычно имеет место обособление более мелкого флогопита зоны III от крупного флогопита зоны V, с образованием между ними диопсидовой зоны IV. Кристаллы флогопита имеют ширину 10—20 см, иногда до 0.5 м и даже до 1 м.

VI. В середине более мощных жил обыкновенно имеется зона кальцита с рассеянными в ней кристаллами апатита, а иногда и диопсида, флогопита и скаполита. В более мелких жилах рудника № 1 очень часто флогопит и кальцит распределены равномерно по всей ширине жилы.

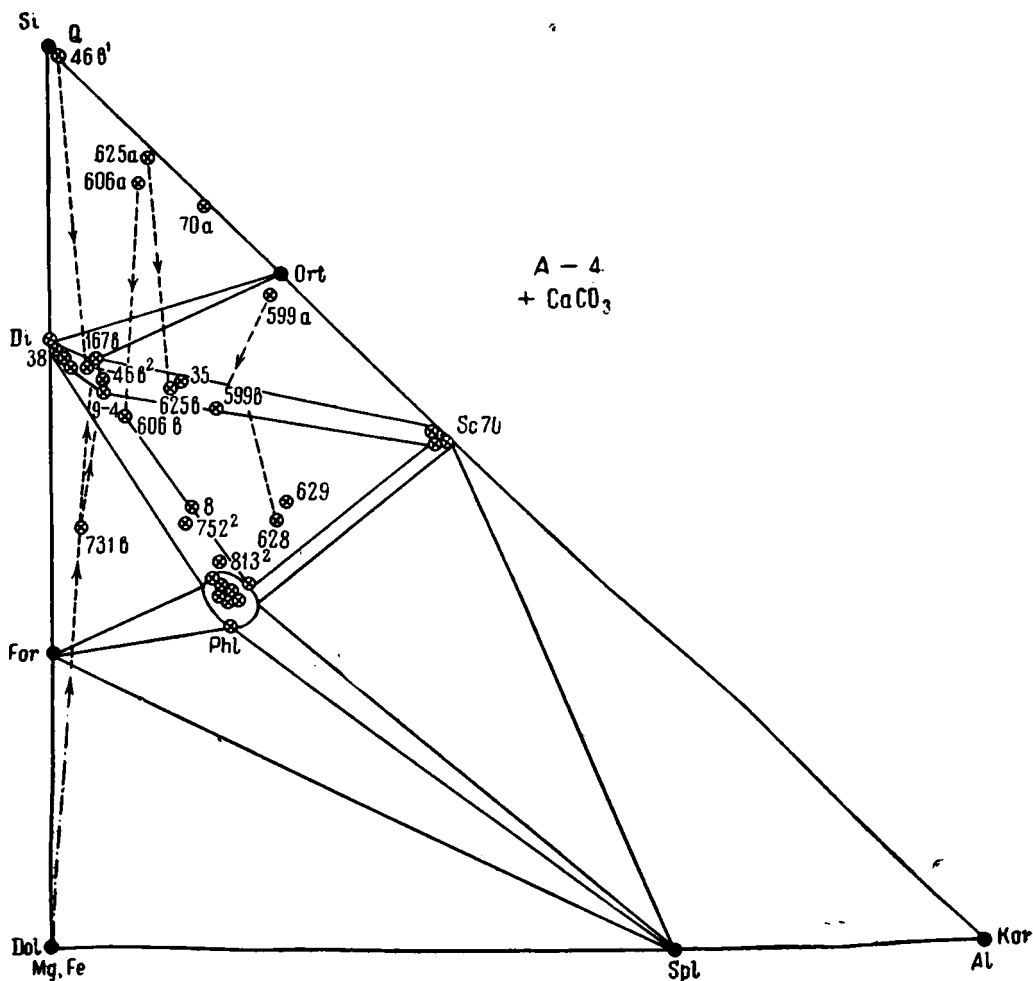
Обычно наличие в флогопитовых жилах зональности считается доказательством последовательного отложения минералов жил по мере падения температуры растворов. Но, конечно, при любой точке зрения не может отрицаться метасоматический характер зон I—III, от неизменных пород до диопсид-флогопитовой зоны. Минералы дальнейших зон вполне тождественны с теми, которые встречаются в метасоматических зальбандах жилы, и вполне могли произойти за счет растворения и перекристаллизации этих зальбанд. Дальше мы увидим, что все зоны и все минералы жилы росли одновременно.

В отдельных редких случаях наблюдается, что довольно крупные кристаллы флогопита (5—10 см) сидят на амфиболите, хотя и измененном метасоматически, но сохранившем мелкую величину зерна, причем контакт между кристаллами флогопита и этой породой плоский и довольно резкий. Здесь мы имеем, повидимому, более сложный случай того же взаимодействия раствора с боковыми породами. Действительно, при метасоматическом изменении боковой породы в нее вносится значительное количество CaO и MgO , но вместе с тем происходит и вынос («выпот») элементов породы, в частности SiO_2 и Al_2O_3 . Эти последние два окисла и оседают на стенках жилы в виде флогопита. Противоположность между среднезернистой боковой породой и крупными кристаллами флогопита в жиле определяется различием условий роста: в породе имелось налицо множество зародышей кристаллов, а в жиле зародышей было мало, так как кристаллы росли на стенке полости. Перенос раствором глинозема и кремнезема вдоль жилы, вероятно, тоже играл некоторую роль, но, повидимому, совершался лишь в небольших размерах, как показывает обычно отчетливо выраженная зависимость осложения от состава боковой породы.

В диопсидовых породах жилы неправильны, ветвятся и раздуваются. В них тоже наблюдаются по стенкам жил щетки кристаллов диопсида, причем в более крупных жилах флогопит, если он присутствует, приурочен к краям, а кальцит — к середине жилы.

8. Диаграмма состав-парагенезис для флогопитовых месторождений Слюдянки

§ 82. Как и для изученных выше разнообразных месторождений, для флогопитовых месторождений минералогический состав метасоматических пород может быть представлен при помощи трехкомпонентной диаграммы как функция соотношения всего трех элементов — Si : Al : Mg,



Фиг. 31. Диаграмма состав-парагенезис для пород флогопитовых месторождений, бедных железом [$100 \text{ Fe} : (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Si} + \text{Al}) < 4$].

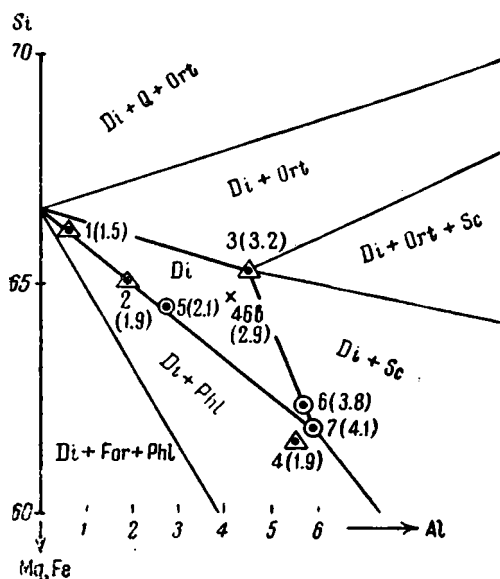
Составы кварца (обр. 46b¹), пегматитов (обр. 625a, 70a, 599a), гнейса (обр. 606a) и продуктов их замещения (обр. 46b², 625b, 599b, 606b, 628). Кальцифир (обр. 731b) и диопсидовые породы (табл. 9-4, обр. 167b, 38) образовались за счет доломита. Пунктиром показан ход замещения.

так как остальные из обычных породообразующих элементов ведут себя вполне подвижным образом.

Вывод однозначного соответствия между минералогическим составом и соотношением Si : Al : Mg для метасоматических пород флогопитовых месторождений, с использованием существующих химических анализов, был сделан уже в предыдущей моей работе (1945¹, § 41). Приводимая здесь диаграмма фиг. 31 отображает парагенезисы пород флогопитовых месторождений Слюдянки с невысоким содержанием железа в породах: от диаграммы фиг. 26, полученной для эмбриональных флогопитовых

месторождений, диаграмма фиг. 31 отличается только большей детально-стью. На фиг. 32 в увеличенном виде приведен кусок (деталь) диаграм-мы фиг. 31 с полем диопсида: взятые компоненты в обоих случаях одина-ковы. Для составления этой части диаграммы (фиг. 32) дополнительно использованы некоторые анализы из табл. 9 этой работы.

В той же предыдущей работе было показано, что причиной появления паргасита или роговой обманки в некоторых месторождениях флогопита является более высокая концентрация железа в растворе (1945¹, § 61). Для этих случаев, т. е. для флогопитовых месторождений, залегающих среди более железистых пород (например жилы флогопита среди пирок-сеновых амфиболитов), пара-генезисы отвечают диаграмме



Фиг. 32. Деталь (вырезка) из диаграммы фиг. 31. Поле диопсида.

Кружки с точкой — анализы диопсида из флогопитовых жил. Треугольники с точкой — анализы диопсидовых пород и диопсидов из них. В скобках поставлена величина атомного отношения 100 Fe:(Fe + Mg + Si + Al). Номера анализов 1—7 соответствуют столбцам табл. 9. Анализобр. 46b — диопсидовая порода, замещающая кварцевую линзу на руднике № 1 — см. табл. 9—5.

минералах изоморфным с глиноземом, а скорее занимает место магния. Поэтому при составлении диаграмм фиг. 31, 32 и 33 положение точки определялось соотношением трех компонентов: Si : Al : (Mg, Fe), как это принято на всех диаграммах этой книги (символ Fe опущен на диаграммах тех месторождений, породы которых весьма бедны железом).

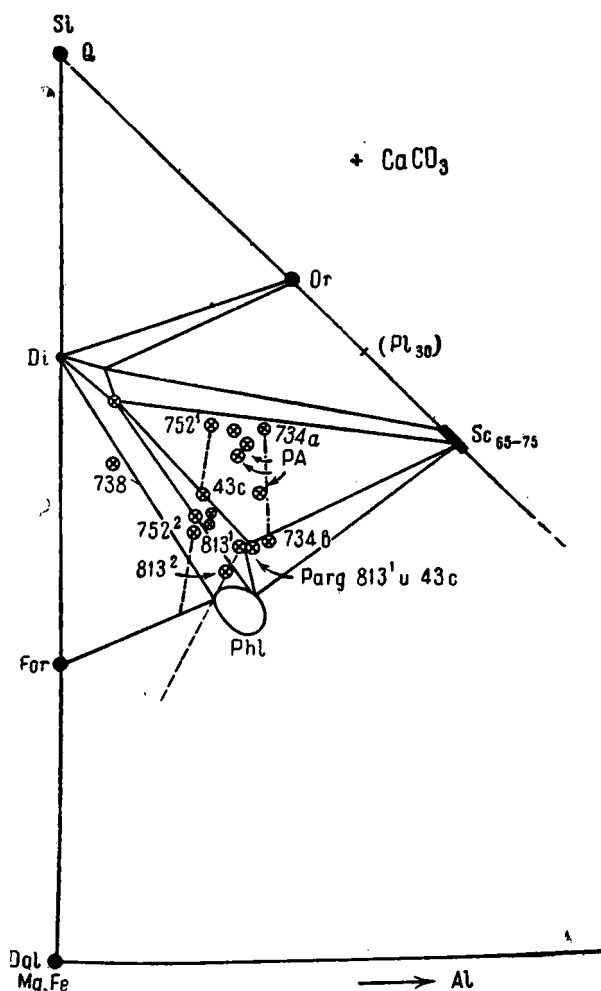
Расположение точек анализов метасоматических пород на диаграммах фиг. 31—33 вполне соответствует их минералогическому составу. Некоторое отклонение имеется лишь для диопсид-флогопитовой с кальцитом породы обр. 738, содержащей значительное количество железа. Согласно минералогическому составу, эта точка должна была бы лежать на конноде диопсид-флогопит, но лежит несколько левее. (Отклонения не получилось бы, если бы окисное железо было соединено нами с глиноземом).

На диаграмме фиг. 31 показаны составы графического пегматита обр. 625a, плагиоклазового ортотектита обр. 599a, биотитового гнейса обр. 606a, кварцевой линзы обр. 46b¹ и соответственно продукты их

кисенных амфиболитов), парагенезисы отвечают диаграмме фиг. 33, с парагаситом или роговой обманкой вместо ассоциации флогопита с диопсидом и скаполитом; в остальном парагенезисы не отличаются. На фиг. 31 нанесены ранее приведенные анализы пород и минералов флогопитовых месторождений, с отношением $\frac{\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Si} + \text{Al}}{\text{Fe} \cdot 100} < 4$, а на фиг. 33 — с отношением ≥ 4 (кроме того здесь повторены анализы № 8, обр. 752² и 813² из фиг. 31).

Для того чтобы в диаграммах, относящихся к различной концентрации железа в растворе, поля минералов по возможности сохраняли свое расположение, атомы железа соединялись, при пересчете и нанесении анализов, с атомами магния. При пересчете анализов слюдянского флогопита (1945¹, § 17), а затем и пироксена оказалось, что окисное железо не является в этих

замещения: диопсид-скаполитовые породы обр. 625b и 599b, флогопит-диопсидовая порода 606b и диопсид 46b². Волокнистые сростания флогопита со скаполитом и диопсидом обр. 628 образовались за счет богатого кварцем субщелочного пегматита, вероятно близкого по составу к обр. 70a. Форстерит-диопсидовый с флогопитом кальцифир обр. 731b образовался за счет доломита.



Фиг. 33. Диаграмма пород флогопитовых месторождений с существенным содержанием железа
 $[100 \text{ Fe} : (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Si} + \text{Al}) \geq 4]$.

Пироксеновые амфиболиты (PA, обр. 734a, 752¹) и продукты их замещения (обр. 43c, 8, 734b, 752²). Точки 813¹,² — паргасит и замещивший его волокнистый флогопит с вростками диопсида.

На диаграмме фиг. 33 даны анализы пироксеновых амфиболитов Главного рудника (PA) и продуктов их замещения. Только пироксеновый амфиболит обр. 752¹ и замещающая его диопсид-флогопитовая порода обр. 752² взяты с рудника № 6. Анализ обр. 734a и b — скаполитизированный амфиболит (салит + скаполит) и скопления паргасита в нем. Паргасит обр. 813¹ замещается волокнистым флогопитом с вростками диопсида (обр. 813²). Паргасит-диопсидовая порода обр. 43c и диопсид-флогопитовая обр. 8 образовались за счет замещения каких-то пироксеновых амфиболитов рудника № 1.

Расположение точек на диаграммах фиг. 31 и 33 показывает, что при замещении всегда происходит увеличение содержания магния, причем отношение $Al:Si$ в большинстве случаев при замещении немного возросло, т. е. имела место слабая десиликация.

На диаграмме фиг. 33 показана также точка состава плагиоклаза с 30% An . Породы, сложенные первично роговой обманкой и андезином, в условиях метасоматоза в флогопитовых месторождениях оказываются неустойчивыми, как показывает наша диаграмма, и должны даже при отсутствии привноса магния замещаться салит-скаполитовыми породами, что совершается за счет привноса одного кальция и других подвижных компонентов. Это объясняет, почему процесс скаполитизации распространен столь широко (кальций здесь гораздо подвижнее магния) и почему при этом уменьшается количество роговой обманки, тогда как затем, по мере привноса магния, количество ее опять возрастает.

9. Образование флогопитовых месторождений Слюдянского района

§ 83. Явления замещения, наблюдаемые для промышленных флогопитовых месторождений района Слюдянки, совершенно одинаковы с теми, которые были выше описаны для случаев непосредственного взаимодействия доломитов с различными алюмосиликатовыми породами. Особенно велико сходство с теми явлениями, которые были описаны в главе IV — А — «Эмбриональные флогопитовые месторождения». Действительно, легко видеть, что минеральные превращения при замещении в флогопитовых месторождениях пегматитов и других пород, не слишком богатых железом, вполне отвечают диаграмме фиг. 26, составленной для обычных случаев взаимодействия доломитов с пегматитами, гранитами и пр. в пади Улунтуй. Промышленные флогопитовые месторождения отличаются от этих случаев не принципиально, а только по масштабу, по интенсивности этого взаимодействия. Правда, в этих промышленных месторождениях исключительное значение получает образование флогопита в кальцитовых жилах, но эти жилы являются лишь дальнейшим развитием тех просечек и метасоматических трещинных жилок, которые имеются во всех случаях взаимодействия пегматитов с доломитами (см., например, фиг. 27); мы уже отмечали появление в более мощных из этих просечек сердцевин из кальцита, с кристаллами флогопита между этим кальцитом и зоной диопсид-скаполитовых прорастаний.

К выводу о непосредственной первичной связи флогопитовых месторождений с доломитами мы должны притти и потому, что региональные исследования архейского комплекса показывают полное отсутствие явлений магнезиального метасоматоза вне непосредственной связи с доломитами. Особенно поучительно в этом отношении изучение тех участков и районов, где все процессы перекристаллизации и взаимодействия пород имели незначительный размах сравнительно с тем, что имеет место в Слюдянском районе. В участках такого рода магнезиальный метасоматоз в архейском комплексе пород проявляется исключительно в узкой зоне контактов доломитов с базальными породами, как это имеет место, например, в среднем и верхнем течении р. Слюдянки. А между тем, если бы дело обстояло так, что флогопитизация вызывалась бы растворами или флюидами, обогащенными магнием где-то на глубине, то эти растворы или флюиды и здесь должны были бы проявляться привносом магния, хотя бы и слабым, но не обязательно приуроченным к контактам доломитов. На основании своего многолетнего регионального изучения архейского (алдано-слудянского) комплекса Восточной Сибири я могу утверждать, что такие явления магнезиального метасоматоза здесь отсутствуют. Но они становятся обычными в комплексах меньшей глубинности, например, в условиях образования скарнов и некоторых контактовых

роговиков. Вообще с уменьшением глубинности подвижность магния при постмагматических процессах возрастает.

Наконец, эта прямая связь месторождений с доломитами устанавливается и наличием во всех без исключения флогопитовых месторождениях либо доломитов (рудник № 6), либо происшедших из них зеленых диопсидовых пород, причем флогопитовые жилы залегают в этих породах и из них переходят в прилежащие алюмосиликатовые породы (амфиболиты, пегматиты, гнейсы).

Какие же данные говорят в пользу происхождения описанных выше своеобразных зеленых диопсидовых пород флогопитовых месторождений за счет доломитов? Метасоматический характер их доказывается тесной связью с сетчатой инъекцией пегматитов, как это описывалось выше. С удалением от инъецированных участков диопсидовые породы становятся мелкозернистыми, беловатыми и по простиранию сменяются кальцифирами, как это отмечалось для рудников № 2 и 3. Уже самый состав диопсидовых пород, обладающих вообще правильным пластовым залеганием, говорит против образования их путем нормального метаморфизма без привноса: произойти такие пластовые породы могли бы лишь за счет кварцево-доломитовых осадков, в которых кварц и доломит находятся точно в том отношении, какое необходимо для образования диопсида (так как эти диопсидовые породы не обнаруживают ни избытка кремнезема в виде кварца, ни его недостатка в форме появления форстерита или доломита): ожидать таких явлений при осадочных процессах, конечно, не приходится. Особый случай представляет собой образование белых диопсидовых пород в виде тонких прослоек в кварцитах («кварц-диопсидовые породы», типичные для Слюдянского района); образование их за счет замещения прослоек доломита в кремнистом или кварцевом осадке представляется вполне естественным. Несомненным случаем образования обычного типа зеленых диопсидовых пород с сетчатой инъекцией пегматита, в результате внедрения последнего в пласт доломита, представляет описанное выше обнажение (574) пади Улунтуй, зарисовка которого дана на фиг. 25. В пользу происхождения диопсидовых пород за счет доломитов говорят также согласные их контакты с боковыми породами. Конечно, при этом нужно отличать диопсидовые породы от диопсид-скаполитовых, которые нередко по трещинам замещают пегматиты.

Когда впервые была опубликована гипотеза автора об образовании флогопитовых месторождений путем метасоматического взаимодействия доломитов с алюмосиликатовыми породами (Коржинский, 1937¹; представлено к печати весной 1935 г.), на Главном руднике почти не были известны диопсидовые породы. Поэтому вся гипотеза казалась, быть может, несколько натянутой, особенно утверждение о первоначальном наличии в этом месторождении линзы доломита, пока еще не вскрытой выработками (там же, стр. 102). При посещении новых выработок рудника в 1938 г. автору удалось убедиться в достаточном развитии здесь диопсидовых пород, хотя и не среди пироксеновых амфиболитов, как предполагалось, а в лежащем боку содержащей флогопитовые жилы толщи (под биотитовыми гнейсами). Теперь диопсидовые породы (или доломиты) известны уже на всех флогопитовых месторождениях, и теория взаимодействия с этой стороны является вполне обоснованной.

§ 84. В общем перед нами вырисовывается следующая картина возникновения флогопитовых месторождений. В местах усиленной циркуляции постмагматических растворов, в условиях высокой температуры (но уже после раскристаллизации пегматитов) происходит метасоматическое взаимодействие доломитов с боковыми или внедрившимися в них крис-

таллическими породами. При этом взаимодействии полевошпатовые породы, в силу их химической неравновесности с доломитом (при высокой температуре), поглощают из доломита магний и кальций, замещаясь диопсид-скаполитовыми и паргаситовыми (при высоком содержании железа), а затем диопсид-флогопитовыми породами. Флогопит при этом образуется за счет замещения и незначительного переотложения алюмосиликатовых пород. Доломиты в свою очередь поглощают из этих пород кремнезем и отчасти железо, замещаясь зелеными диопсидовыми породами. Взаимодействие это происходит как вдоль контактов, так и вдоль трещин; крупной промышленной величины кристаллы флогопита достигают, главным образом, в последнем случае, т. е. в трещинных метасоматических жилах. Постмагматические растворы играют при этом главным образом роль связующей среды, дающей возможность протекать процессам взаимодействия путем диффузии элементов. Но кроме того они доставляют и уносят некоторые более легко растворимые (наиболее подвижные) элементы. Образование всех зон замещения и всех главных минералов самих флогопитовых жил (кальцит, флогопит, апатит, диопсид, скаполит) происходит одновременно, при одной и той же температуре.

Выделяются следующие главные типы флогопитовых месторождений:

1. *Замещение жил пегматитов в доломитах.* Имеются в виду сплошные жилы и линзы пегматита, замещаемые флогопитом преимущественно вдоль контактов (тип «контактный» или «корковый»). Вместе с тем всегда происходит метасоматоз вдоль трещин, рассекающих пегматит, с образованием просечек и жилочек диопсид-скаполитовой породы и флогопита. Промышленные месторождения такого типа в Слюдянском районе отсутствуют, но, повидимому, намечаются в новом Кыренском районе.

2. *Флогопитоносные зеленые диопсидовые породы.* Этот тип всегда связан с сетчатой инъекцией пегматитов в доломит, с образованием участков характерных эруптивных брекчий диопсидовых пород. Если после затвердевания пегматитов сохранились целики доломита, то в постмагматическую стадию происходит их метасоматическое взаимодействие с пегматитами, которое особенно облегчается в случае наличия системы трещин. Вдоль этих трещин и происходит образование промышленного флогопита (за счет глинозема инъецированного материала) в виде кальцит-флогопитовых жил и гнезд в зеленых диопсидовых породах (тип рудников № 2 и 3).

3. *Трещинные жилы в прилегающих к доломитам алюмосиликатовых породах.* Вдоль этих трещин происходит взаимодействие с доломитом, с замещением и переотложением вещества стенок и с образованием кальцит-флогопитовых жил. Исключительно благоприятны для образования этих жил пироксеновые амфиболиты Слюдянского района (рудники № 1, 4 и 6) по двум причинам: во-первых, в силу своего состава (бедность кремнеземом и богатство магнием и глиноземом) они на данное количество принесенного магния дают большее количество флогопита чем другие обычные типы пород (см. диаграмму фиг. 33). Железистость этих пород благоприятствует накоплению (стяжению) глинозема и жильному флогопиту (§ 113). Во-вторых, повидимому, имеет значение также более легкая растворимость этих основных по составу пород сравнительно с более кислыми, а следовательно и более легкое их замещение (как известно, основные плагиоклазы растворяются и разлагаются легче, чем более кислые или чем щелочные полевые шпаты). Наконец, в силу своей однородности и отсутствия сланцеватости, а также благодаря правильному пластовому залеганию, эти породы способны давать более правильные и более мощные трещинные жилы, чем гней

сы или неправильной формы интрузии. Это, конечно, имеет большое значение.

Помимо пироксеновых параамфиболитов промышленные жилы иногда образуются и в других породах, например, в биотитовых гнейсах (рудник № 1), в гранитах и пегматитах (заброшенный рудник № 5) и пр.

Некоторые более специальные вопросы химизма флогопитообразования мы разберем в главе V.

10. Сопоставление с другими воззрениями на генезис флогопитовых месторождений Слюдянки

§ 85. Все авторы, изучавшие флогопитовые месторождения Слюдянки, ставят их в генетическую связь с теми пегматитами и гранитами, которые обусловили общий метаморфизм вмещающего гнейсового комплекса пород. Это единодушное мнение основано на том, что в районе флогопитовых месторождений метаморфизм проявляется особенно интенсивно, а пегматитовые жилы здесь особенно обильны. В отношении характера этой связи мнения расходятся очень сильно.

Согласно С. С. Смирнову: «В конечные фазы метаморфизма в некоторых пунктах возникли трещиноватые ослабленные зоны, поперечные к направлению складчатости... из окружающих пород в них стали проникать растворы, представляющие как бы «выжимки» из пород и крайне обогащенные летучими составными частями, такими, как H_2O , F , CO_2 , Cl , S и т. д. В результате постепенного коркового отложения из этих растворов и были созданы флогопитовые месторождения. Некоторую аналогию можно видеть в процессах образования минералов пустот в метаморфических породах Альпийской области (альпийский тип жил). Таким образом, роль доломитизированных известняков, пропитанных летучими продуктами пнеуматолитической фазы метаморфизма, мне кажется главной в генезисе флогопитовых месторождений» (Смирнов, 1928, стр. 41). Здесь мы видим зародыш развиваемых в этой работе представлений о взаимодействии доломитов с прилегающими алюмосиликатовыми породами: в трещинах происходит, по С. С. Смирнову, смешение «выжимок» из доломита и гнейса, и из образовавшегося смешанного раствора отлагаются последовательно минералы флогопитовой жилы.

Наибольшей известностью пользуются представления акад. А. Е. Ферсмана, который рассматривает кальцит-флогопитовые жилы как мигматические пегматиты крайнего типа. Пегматитовая магла, взаимодействуя с известняками, приобретает особые свойства, давая начало «контактным» или, при большей степени изменения, «мигматическим» пегматитам. Пироксеновые и андрадитовые пегматиты Слюдянки являются мигматическими начального типа, главколитовые жилы — среднего типа, а флогопитовые жилы относятся к крайнему типу (Ферсман, 1932; 1940, стр. 555). Эта точка зрения отличается своей определенностью и улавливает ту генетическую связь, которая действительно существует между флогопитовыми месторождениями и плагиоклазитовыми и главколитовыми жилами.

Б. А. Гаврусевич (1935, 1937) сделал весьма неудачную попытку развить эти представления при специальном изучении месторождений Слюдянки. Характерен своей ошибочностью его вывод, что в флогопите «количество FeO с понижением фаз увеличивается постепенно, давая амплитуду колебания почти в 20%; Fe_2O_3 также увеличивается постепенно...» (1937, стр. 212). Различие содержания железа в флогопите разных месторождений он объясняет, таким образом, различием температуры отложения, ни словом не упоминая о резко бросающейся в глаза

зависимости от состава боковых пород; на последней зависимости подробно останавливается П. В. Калинин (1939).

По П. П. Пилипенко, минеральный состав флогопитовых жил является результатом контактово-пневматолитического отложения продуктов воздействия гранитных интрузий на пироксеновые гнейсы. При внедрении гранитных интрузий в биотитовые гнейсы флогопитовая фаза минералообразования ослабевает за счет усиления диопсидовой, которая решительно преобладает в случаях интрузии гранита в известняки (Пилипенко, 1930, стр. 136). По этому воззрению теряется связь флогопитовых месторождений с наличием мраморов, подчеркиваемая всеми другими авторами. Вместе с тем правильно отмечена, хотя и не объяснена, зависимость образования флогопита от состава боковой породы. Этой очевидной связи не смог понять Б. А. Гаврусевич, возражавший П. П. Пилипенко: «Мы считаем, с точки зрения нашего взгляда на генезис флогопитовых жил, что они могут быть в разных породах» (Гаврусевич, 1937, стр. 199).

Наиболее детальное, многолетнее исследование флогопитовых месторождений Слюдянки произведено минералогом П. В. Калининым (1939). Этот добросовестный и настойчивый исследователь приводит в своей монографии много правильных наблюдений и суждений. В его монографии взгляды П. П. Пилипенко (в первые годы руководившего исследованием) получили значительное развитие.

По П. В. Калинин, флогопитовые жилы возникли в результате взаимодействия флюидных (надкритических) растворов с боковыми породами. По термодинамическим условиям они соответствуют пневматолитовой фазе. Поэтому их следует считать за контактово-пневматолитовые образования (Калинин, 1939, стр. 253), что близко подходит к взглядам П. П. Пилипенко. Однако, в отличие от последнего, П. В. Калинин устанавливает, что флогопитовые жилы отнюдь не связаны с контактами пегматитовых жил, а происходят из «флюидов», выделяемые более глубокими частями магматического очага, и могут замещать пегматиты наряду с другими породами. Вместе с тем П. В. Калинин особо подчеркивает резкое качественное отличие флогопитовых жил от пегматитов и более поздний их характер; нельзя их рассматривать как пегматиты, хотя бы и крайнего гибридного типа. Отметим, что пересечение пегматитов флогопитовыми жилами и метасоматическое замещение их при этом диопсидом, скаполитом и флогопитом устанавливали уже С. С. Смирнов (1928, стр. 35) и Н. В. Барышев и В. И. Красников (1931, стр. 792).

Интересна гипотеза К. К. Ландеса (Landes, 1938) о генезисе канадских месторождений флогопита, которые весьма сходны со Слюдянскими месторождениями. Эта гипотеза развивает представления акад. А. Е. Ферсмана о мигматической линии развития пегматитовой магмы и получила одобрение последнего (Ферсман, 1940, стр. 560), почему мы здесь и остановимся на этой гипотезе.

По Ландесу, при кристаллизации на глубине гранитной магмы из нее выделяется пегматитовая магма, богатая водой. Поднимаясь вверх, эта магма растворяет встречающиеся ей по пути доломитовые известняки, приобретая особые свойства и следуя по «мигматической» линии развития А. Е. Ферсмана: «Контаминация без сомнения имела место на уровне, значительно более глубоком, чем современная поверхность» (стр. 386). На более высоком уровне происходит кристаллизация этой магмы, причем сначала выделяется обильный диопсид, образующий пироксенистые тела; затем кристаллизуются микроклин и кварц, образующие жилы и другие тела в пироксените, причем частично диопсид замещается

скаполитом; наконец позднее кристаллизуются флогопит и кальцит в жилах, секущих и пироксениты и пегматиты.

В этой гипотезе наиболее невероятно утверждение, что после кристаллизации обычного типа пегматита (микроклин с кварцем), остающийся раствор отлагает флогопит с кальцитом, между тем как флогопит в этих условиях — сильно недосыщенный кремнеземом минерал, неустойчивый в присутствии кварца (как это видно из наших диаграмм равновесия, например, фиг. 31). Мы знаем, что обычно при кристаллизации пегматитов остаточный раствор все более обогащается кремнеземом, следовательно даваемый гипотезой ход кристаллизации выдуман специально для данного случая, не находя себе подтверждения в существующих наших представлениях о свойствах магмы.

Гипотеза Ландеса совершенно упускает из виду закономерную связь, существующую между составом жил и составом боковой породы. Затем, если гибридизация пегматитовой магмы шла на глубине, то непонятна постоянная приуроченность флогопитовых месторождений и диопсидовых пород к определенным горизонтам архейской свиты, т. е. непосредственная связь их с выходами мраморов, бескварцевых пироксеновых амфиболитов и прочих известково-магнезиальных пород. Вообще гипотеза Ландеса, основанная на недостаточном материале, искусственна и поверхностна.

§ 86. Разнообразие существующих гипотез показывает, что изучение отдельных промышленных месторождений флогопита не дает достаточных данных для однозначного решения вопроса об их генезисе. Только общее петрологическое изучение всего комплекса пород с изучением самых различных по масштабу проявлений постмагматических и метасоматических явлений может дать нам более полное решение вопроса. Такое изучение, как мы видели, показывает отсутствие явлений привноса из постмагматических растворов или «флюидов» глинозема, магния или кальция, а потому и отложение кальцит-флогопитовых жил непосредственно из таких растворов или флюидов представляется невероятным. Далее мы видели, что образование минералов флогопитовых жил и их зальбанд — флогопита, диопсида, скаполита — обычно для контактов доломитов с полевошпатовыми породами, где они имеют реакционный метасоматический характер и обладают тем же зональным строением, что и в зальбандах флогопитовых жил. Наличие всех переходных членов и глубокое сходство во всех деталях строения заставляют рассматривать промышленные флогопитовые месторождения как реакционные образования, непосредственно связанные с доломитами (Коржинский, 1937). Как увидим далее из обзора других промышленных месторождений флогопита, вмещающими флогопит породами являются всюду главным образом зеленые «пироксениты» (диопсидовые породы), образование которых за счет замещения мраморов во многих случаях несомненно (§ 90, 91).

В отношении выводов следующие черты отличают нашу точку зрения от рассмотренных выше:

1. Флогопитовые месторождения возникают в результате метасоматического взаимодействия алюмосиликатовых пород с доломитами и потому пространственно должны всегда быть непосредственно связаны с доломитами, или, чаще, с замещившими их диопсидовыми породами. Такая пространственная связь подтверждается на всех месторождениях флогопита, но с точки зрения Б. А. Гаврусевича, П. П. Пилипенко и П. В. Калинина она случайна или необязательна.

2. Зональность зальбанд флогопитовых жил является зональностью метасоматической, все эти зоны: 1) диопсид + скаполит, 2) флогопит,

3) апатит, кальцит — растут одновременно, при одной и той же температуре. По обычным представлениям зональность объясняется последовательностью отложения при падающей температуре.

3. При образовании флогопитовых месторождений привнос и вынос возможны лишь для наиболее подвижных компонентов, которыми здесь являются H_2O , CO_2 , щелочи, SO_3 и нек. др. Менее подвижные составные части флогопита (MgO , SiO_2 , Al_2O_3) со стороны не привносятся и для его образования должны присутствовать во взаимодействующих породах. Поэтому образование флогопита возможно не во всех породах, а только в достаточно богатых глиноземом, что отчасти отмечалось уже С. С. Смирновым, П. П. Пилипенко и П. В. Калининым.

11. Сопоставление с месторождениями флогопита других районов и стран

§ 87. Промышленные месторождения флогопита известны лишь в небольшом количестве районов: Слюдянка в Южном Прибайкалье, Алданская плита, Канада, о. Мадагаскар, о. Цейлон, Корея. Как мною было показано ранее (1936¹), все эти месторождения связаны с архейскими комплексами пород, метаморфизм и гранитизация которых происходили в условиях одной и той же ультраабиссальной минералогической фации глубинности (только по корейским месторождениям данные для такого заключения не вполне достаточны). Эта фация может быть названа безгроссуляровой, по неустойчивости здесь не только волластонита, но и гроссуляра, или же фацией гиперстеновых гнейсов (см. работы автора 1940¹, 1945¹ и др.), по широкому развитию гиперстеновых гнейсов. Во всех случаях промышленный флогопит связан главным образом с диопсид-флогопитовыми породами, произошедшими за счет интрузивированных доломитов.

§ 88. Алданские месторождения флогопита подчинены тому же архейскому алдано-слудянскому комплексу пород, что и месторождения Слюдянки. Диопсидовые породы, содержащие флогопит, здесь нередки и явно образовались за счет доломитов; изучение их по р. Тимптон дало автору возможность сделать заключение, что «в архейском комплексе Алданской плиты есть все основания встретить месторождения флогопита типа Слюдянки» (1933).

Это заключение основывалось в особенности на принадлежности алданского комплекса к одной минералогической фации глубинности с археем Прибайкалья и со всеми другими флогопитоносными комплексами мира и на аналогичности их пород. В отношении генезиса флогопитовых месторождений тогда, т. е. до работ в Южном Прибайкалье, ясных представлений у автора еще не было, и потому в истолковании образования диопсидовых пород р. Тимптона допущена ошибка. Правильно полагая, что эти диопсидовые породы образовались метасоматически за счет доломитов, я относил их образование к несколько более поздней стадии метаморфизма, сопровождавшейся привносом кремнезема (1936¹, стр. 22—25). Пересмотр материалов после работ в Южном Прибайкалье с несомненностью показал полную аналогию диопсидовых пород обоих районов, т. е. образование их в главную стадию метаморфизма из доломитов за счет десиляции как боковых пород, так и интрузивировавших доломит гранит-пегматитов, при отсутствии дальнего привноса кремнезема. Интересно, что составленная мною для кальцитсодержащих пород р. Тимптона диаграмма (1936¹, диаграмма 1) оказалась одинаковой с диаграммой парагенезисов метасоматических пород флогопитовых месторождений Слюдянки. Это показывает, что при метаморфизме пород р. Тимптона щелочи (а также H_2O , CO_2 , SO_3) обладали значительной подвижностью и концентрация их в растворах была той же, что и для

флогопитовых месторождений Слюдянки, отвечая очевидно некоторой норме, общей для всего алдано-слудянского комплекса.

В 1935—1937 гг. было открыто Куронахское месторождение флогопита в диопсидовых породах, оксло г. Алдана. Оно описано А. А. Якжиным (1939).

Крупные работы по геологической съемке, поискам и разведкам флогопитовых месторождений были развернуты на Алданском кристаллическом массиве во время войны, с 1941 г. Эти работы привели к открытию крупных месторождений флогопита и поставили Алданский массив по перспективности, повидимому, на первое место среди мировых флогопитоносных районов. Особенно велико Емельджакское месторождение в бассейне р. Ыллымаха (левый приток р. Тимптона); интересна группа Алданских (Куронахских) месторождений у г. Алдана и др.

При этих исследованиях пока особое внимание было уделено стратиграфии и тектонике архейского комплекса, так как флогопитоносные диопсидовые породы и те мраморы и кальцифиры, с которыми они ассоциируются, обладают правильным пластовым залеганием и приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам архея. Метод прослеживания и картирования этих продуктивных горизонтов привел к открытию ряда месторождений флогопита (Павловский, 1944; Фролова, 1944; Фролова и Клековкин, 1945; Клековкин и Горшков, 1944).

Как видно из упомянутых только что работ и ряда рукописных отчетов, все Алданские месторождения флогопита заключены в пластовых диопсидовых породах и по типу соответствуют рудникам № 2 и 3 р. Слюдянки. Диопсидовые породы то светлые и мелкозернистые, то более темные зеленые и грубозернистые. Они прорываются пегматитами, и именно в таких участках среди диопсида появляются скаполит, флогопит, кальцит, апатит, иногда паргасит, шпинель и пр. Диопсидовые породы тесно ассоциируются с форстеритовыми кальцифирами. Промышленный флогопит один или вместе с кальцитом образует жилы, прожилки и гнезда среди диопсидовых пород. В отличие от Слюдянских месторождений, эти жилы редко выходят за пределы пластов диопсидовой породы. Минералогически эти месторождения изучены еще мало. Изучение месторождений Алданского массива продолжается, и результаты его вероятно скоро будут опубликованы.

§ 89. Из иностранных месторождений флогопита мы рассмотрим наиболее крупные и лучше изученные канадские и мадагаскарские, а также менее известные корейские; более полный обзор дал П. В. Калинин (1939, стр. 254—260).

Полная аналогия слудянских и канадских месторождений флогопита установлена С. С. Смирновым (1928, стр. 36—38). Действительно, как видно из известной монографии Г. С. Шмид (Schmid, 1914), статьи К. К. Ландес (Landes, 1938) и других источников, в канадских месторождениях флогопита (штаты Онтарио и Квебек) мы видим те же самые минералы и их парагенезисы и то же зональное их расположение, что и в Слюдянских месторождениях. По данным упомянутых авторов, все месторождения флогопита связаны с своеобразными «пироксенитами» архейской свиты Гренвилл. Это породы от светлосерого до темно-зеленого цвета, сложенные преимущественно диопсидом или салитом. Всегда присутствует также в непостоянном количестве калиевый полевой шпат, кальцит, флогопит, скаполит, апатит, сфен, иногда гиперстен или роговая обманка, пирит или пирротин, цеолиты (шабазит, фюзит, гейландит), молибденит (по Schmid, 1914, стр. 273—276). От почти номинеральных диопсидовых пород по Г. С. Шмид имеются переходы к пироксеновым гнейсам. Для этих переходных разностей и указываются гиперстен и роговая обманка. По данным F. Adams (1909), как «пироксениты», так и переходные от них к гнейсам разности образуются за

счет контактового изменения магнезиальных известняков под воздействием гранитов. Тем не менее ошибочно суждение П. В. Калинина; «пироксениты Канады очень близки к пироксеновым гнейсам Слюдянки» (Калинин, 1939, стр. 256). Нормальные «пироксениты» Канады — это породы, тождественные с зелеными диопсидовыми и диопсид-флогопитовыми породами алдано-слюдянского комплекса пород.

Замечательно, что полевой шпат пироксенитов почти без исключений относится к микроклину (Landes, 1938, стр. 374). Он образует в пироксените неправильные скопления, иногда сопровождаясь кварцем. Эти скопления описывались обычно как внедрения пегматита в «пироксенит», однако присутствие микроклина во всех «пироксенитах» указывает на их не случайную, а генетическую связь. Для Слюдянского района мы уже отмечали аналогичную закономерность, а именно, что диопсидовые породы образуются только в местах сетчатой инъекции пегматита в доломит.

Флогопит с кальцитом залегает в «пироксенитах» (иногда вдоль их контактов) в карманообразных неправильных жилах или в виде более правильных трещинных жил; мощность последних достигает 2 и даже 7 м. Строение их такое же, как в Слюдянке, только апатит пользуется гораздо большим развитием и раньше являлся даже главным предметом добычи.

Мнения о генезисе «пироксенитов» Канады расходятся. Большинство работавших здесь геологов стоит на точке зрения метасоматического их происхождения за счет магнезиальных известняков (в частности Adams и Barlow, 1910, и Schmid, 1914). Более ранним, как показывает самое название этих «пироксенитов», является мнение об изверженном их происхождении как ультраосновных пород. Наконец Ландес (Landes, 1938), как мы видели, считает их продуктом кристаллизации особой гибридной пегматитовой магмы. Указания Ландеса на секущие контакты «пироксенитовых» тел неубедительны ввиду отмечаемого отсутствия в обследованном им районе естественных обнажений, заброшенности рудников и краткости полевой работы автора (один месяц), при возможности легко смешать с «пироксенитами» диопсид-скаполитовые породы, которым действительно свойственно жильное залегание.

Интересно месторождение Nellis Mine (Квебек, Канада), описанное J. Stansfield (1913). Здесь кальцит-флогопитовые жилы залегают не в «пироксените», а в скаполитизированном «габбро» и в гранито-гнейсе. Этот случай для Канады необычен.

§ 90. Мадагаскарские месторождения флогопита изучались A. Lacroix (1922, 1932), H. Bésairie (1928, более позднюю статью 1930 г. я не читал), A. Savornin (1934, 1937). Это крупнейшие мировые промышленные месторождения. Расположены они в южной части о. Мадагаскара и подчинены докембрийской гнейсовой свите. Для нас интерес этих месторождений заключается в том, что условия образования флогопитовых месторождений здесь видны весьма отчетливо. Именно, они здесь всегда связаны с диопсидовыми породами — «пироксенитами», имеющими правильное пластовое залегание и переслаивающимися с ципполинами (т. е. кальцифирами) и гнейсами: пласты их иногда прослеживаются на протяжении нескольких километров (Bésairie, 1928, стр. 236). Происхождение диопсидовых пород за счет метаморфизма известковых пород — магнезиальных известняков или мергелей — не вызывает сомнения у исследователей. Цвет этих «парапироксенитов» от белого до темнозеленого; кроме диопсида в них встречаются: иногда флогопит или биотит, кальцит, основной плагиоклаз, скаполит, роговая обманка, апатит, сфен, графит, шпинель, турмалин и т. д. Светлый цвет и наличие шпинели указывается как неблагоприятный признак при поисках флогопитовых

месторождений, которые приурочены к более крупнозернистым парапироксенитам.

Промышленный флогопит, сопровождаемый кальцитом и апатитом, встречается: 1) в гнездах среди пироксенитов; 2) в жилах среди пироксенитов, причем иногда эти жилы с диопсидом и флогопитом уходят на несколько метров во вмещающие граниты или гнейсы; 3) в пироксенитах вдоль контакта с ортогнейсом. В гнездах и жилах флогопит сидит на стенках, на щетках диопсида, а апатит и кальцит заполняют середину. Ширина жил обычно не более 2 м. Гнезда иногда очень велики; в районе форта Дофин встречено гнездо длиной в 20 м с кристаллами флогопита диаметром до 2 м (Lacroix, 1932, стр. 311). В флогопитовых жилах встречаются следующие минералы: флогопит, кальцит, апатит, скаполит, эпидот и клиноцоизит, цеолиты, сфен, алланит (т. е. ортит), молибденит, пирит, пирротин, флюорит, магнезиальный турмалин, шпинель. Нередкое развитие эпидота и клиноцоизита указывается как особенность этих месторождений, отличающая их от канадских.

Установлена важная закономерность, что флогопит появляется только в тех участках пироксенитов, в которых имеются внедрения гранитовых или пегматитовых пород, причем между пегматитом и флогопитом появляется скаполит. Это дает основание А. Саворнину рассматривать флогопит как результат какой-то реакции между пегматитом и пироксенитом, причем скаполит является промежуточным звеном; пироксениты при этом сами являются результатом метаморфизма магнезиально-кремнистых известняков (Savornin, 1937, стр. 17—18). Тот же автор и другие более обще высказываются, что флогопит возник при пневматолитовом воздействии пегматитов или гранитов на пироксениты. С нашей точки зрения те пироксениты, которые содержат промышленный флогопит, образовались за счет доломитов, и флогопит возник за счет реакции между этим доломитом и кристаллическим пегматитом или гнейсом.

§ 91. В Корее (Kawasaki, 1916) флогопитовые месторождения связаны с докембрийской гранито-гнейсовой свитой Mach'ongpuong, дающей выходы в крайней северо-восточной части этой страны. В этой свите особенно большим развитием пользуются мраморы, параамфиболиты, пироксеновые и другие парагнейсы, прорванные гранитами, частью гнейсовидными. Хорошее описание Kawasaki позволяет сделать заключение о большом сходстве и, вероятно, одновременности этой свиты с алдано-слюдянским комплексом. Преимущественно красные лейкократовые средние и крупнозернистые, частью гнейсовидные граниты свиты сходны с аляскистыми гранитами алдано-слюдянского комплекса, так же как и различные типы метаморфических пород. В частности, как особо характерные породы описываются темные (железистые) лишенные кварца параамфиболиты, сложенные роговой обманкой, плагиоклазом, пироксеном и т. д. и живо напоминающие пироксеновые амфиболиты Южного Прибайкалья. Убедительно доказывается осадочное их происхождение. Высокотемпературный характер метаморфизма, обычность в метаморфических породах ассоциации ортоклаза с диопсидом и кварца с кальцитом при отсутствии волластонита доказывают глубинность этого комплекса, хотя отсутствие указаний на гиперстен и наличие ближе неопределенного известкового граната лишают нас доказательств изофациальности этого комплекса с алдано-слюдянским.

Весьма интересно указание, что в западной части района с уменьшением количества гранитных интрузий метаморфизм ослабевает, и среди гнейсов появляются реликтовые участки филлитов: в пределах Восточной Сибири в алдано-слюдянском комплексе таких явлений не встречалось.

Флогопитовые месторождения, повидимому, не крупные и эксплуатировавшиеся лишь временами мелкими выработками, связаны преимуще-

счет контактового изменения магнезиальных известняков под воздействием гранитов. Тем не менее ошибочно суждение П. В. Калинина; «пироксениты Канады очень близки к пироксеновым гнейсам Слюдянки» (Калинин, 1939, стр. 256). Нормальные «пироксениты» Канады — это породы, тождественные с зелеными диопсидовыми и диопсид-флогопитовыми породами алдано-слюдянского комплекса пород.

Замечательно, что полевой шпат пироксенитов почти без исключений относится к микроклину (Landes, 1938, стр. 374). Он образует в пироксените неправильные скопления, иногда сопровождаясь кварцем. Эти скопления описывались обычно как внедрения пегматита в «пироксенит», однако присутствие микроклина во всех «пироксенитах» указывает на их не случайную, а генетическую связь. Для Слюдянского района мы уже отмечали аналогичную закономерность, а именно, что диопсидовые породы образуются только в местах сетчатой инъекции пегматита в доломит.

Флогопит с кальцитом залегает в «пироксенитах» (иногда вдоль их контактов) в карманообразных неправильных жилах или в виде более правильных трещинных жил; мощность последних достигает 2 и даже 7 м. Строение их такое же, как в Слюдянке, только апатит пользуется гораздо большим развитием и раньше являлся даже главным предметом добычи.

Мнения о генезисе «пироксенитов» Канады расходятся. Большинство работавших здесь геологов стоит на точке зрения метасоматического их происхождения за счет магнезиальных известняков (в частности Adams и Barlow, 1910, и Schmid, 1914). Более ранним, как показывает самое название этих «пироксенитов», является мнение об изверженном их происхождении как ультраосновных пород. Наконец Ландес (Landes, 1938), как мы видели, считает их продуктом кристаллизации особой гибридной пегматитовой магмы. Указания Ландеса на секущие контакты «пироксенитовых» тел убедительны ввиду отмечаемого отсутствия в обследованном им районе естественных обнажений, заброшенности рудников и краткости полевой работы автора (один месяц), при возможности легко смешать с «пироксенитами» диопсид-скаполитовые породы, которым действительно свойственно жильное залегание.

Интересно месторождение Nellis Mine (Квебек, Канада), описанное J. Stansfield (1913). Здесь кальцит-флогопитовые жилы залегают не в «пироксените», а в скаполитизированном «габбро» и в гранито-гнейсе. Этот случай для Канады необычен.

§ 90. Мадагаскарские месторождения флогопита изучались А. Lacroix (1922, 1932), Н. Bésairie (1928, более позднюю статью 1930 г. я не читал), А. Savornin (1934, 1937). Это крупнейшие мировые промышленные месторождения. Расположены они в южной части о. Мадагаскара и подчинены докембрийской гнейсовой свите. Для нас интерес этих месторождений заключается в том, что условия образования флогопитовых месторождений здесь видны весьма отчетливо. Именно, они здесь всегда связаны с диопсидовыми породами — «пироксенитами», имеющими правильное пластовое залегание и переслаивающимися с ципполинами (т. е. кальцифирами) и гнейсами; пласты их иногда прослеживаются на протяжении нескольких километров (Bésairie, 1928, стр. 236). Происхождение диопсидовых пород за счет метаморфизма известковых пород — магнезиальных известняков или мергелей — не вызывает сомнения у исследователей. Цвет этих «парапироксенитов» от белого до темнозеленого; кроме диопсида в них встречаются: иногда флогопит или биотит, кальцит, основной плагиоклаз, скаполит, роговая обманка, апатит, сфен, графит, шпинель, турмалин и т. д. Светлый цвет и наличие шпинели указывается как неблагоприятный признак при поисках флогопитовых

месторождений, которые приурочены к более крупнозернистым парапироксенитам.

Промышленный флогопит, сопровождаемый кальцитом и апатитом, встречается: 1) в гнездах среди пироксенитов; 2) в жилах среди пироксенитов, причем иногда эти жилы с диопсидом и флогопитом уходят на несколько метров во вмещающие граниты или гнейсы; 3) в пироксенитах вдоль контакта с ортогнейсом. В гнездах и жилах флогопит сидит на стенках, на щетках диопсида, а апатит и кальцит выполняют середину. Ширина жил обычно не более 2 м. Гнезда иногда очень велики; в районе форта Дофин встречено гнездо длиной в 20 м с кристаллами флогопита диаметром до 2 м (Lacroix, 1932, стр. 311). В флогопитовых жилах встречаются следующие минералы: флогопит, кальцит, апатит, скаполит, эпидот и клиноцоизит, цеолиты, сфен, алланит (т. е. ортит), молибденит, пирит, пирротин, флюорит, магнезиальный турмалин, шпинель. Нередкое развитие эпидота и клиноцоизита указывается как особенность этих месторождений, отличающая их от канадских.

Установлена важная закономерность, что флогопит появляется только в тех участках пироксенитов, в которых имеются внедрения гранитовых или пегматитовых пород, причем между пегматитом и флогопитом появляется скаполит. Это дает основание А. Саворнину рассматривать флогопит как результат какой-то реакции между пегматитом и пироксенитом, причем скаполит является промежуточным звеном; пироксениты при этом сами являются результатом метаморфизма магнезиально-кремнистых известняков (Savornin, 1937, стр. 17—18). Тот же автор и другие более обще высказываются, что флогопит возник при пневматолитовом воздействии пегматитов или гранитов на пироксениты. С нашей точки зрения те пироксениты, которые содержат промышленный флогопит, образовались за счет доломитов, и флогопит возник за счет реакции между этим доломитом и кристаллическим пегматитом или гнейсом.

§ 91. В Корее (Kawasaki, 1916) флогопитовые месторождения связаны с докембрийской гранито-гнейсовой свитой Mach'onpyong, дающей выходы в крайней северо-восточной части этой страны. В этой свите особенно большим развитием пользуются мраморы, параамфиболиты, пироксеновые и другие парагнейсы, прорванные гранитами, частью гнейсовидными. Хорошее описание Kawasaki позволяет сделать заключение о большом сходстве и, вероятно, одновременности этой свиты с алдано-слюдянским комплексом. Преимущественно красные лейкократовые средне- и крупнозернистые, частью гнейсовидные граниты свиты сходны с аляскиотовыми гранитами алдано-слюдянского комплекса, так же как и различные типы метаморфических пород. В частности, как особо характерные породы описываются темные (железистые) лишенные кварца параамфиболиты, сложенные роговой обманкой, плагиоклазом, пироксеном и т. д. и живо напоминающие пироксеновые амфиболиты Южного Прибайкалья. Убедительно доказывается осадочное их происхождение. Высокотемпературный характер метаморфизма, обычность в метаморфических породах ассоциации ортоклаза с диопсидом и кварца с кальцитом при отсутствии волластонита доказывают глубинность этого комплекса, хотя отсутствие указаний на гиперстен и наличие ближе неопределенного известкового граната лишают нас доказательств изофациальности этого комплекса с алдано-слюдянским.

Весьма интересно указание, что в западной части района с уменьшением количества гранитных интрузий метаморфизм ослабевает, и среди гнейсов появляются реликтовые участки филлитов: в пределах Восточной Сибири в алдано-слюдянском комплексе таких явлений не встречалось.

Флогопитовые месторождения, повидимому, не крупные и эксплуатировавшиеся лишь временами мелкими выработками, связаны преимуще-

ственно с диопсидовыми породами, но также залегают и в некоторых других метаморфизованных известковых осадках, в пегматитах, их прорезающих, и в «жилах между изверженными и осадочными породами». В метаморфизованных породах флогопит образует гнезда и жиллообразные обособления, а также отдельные крупные рассеянные по породе кристаллы.

Особенно интересны данные о флогопитоносных диопсидовых породах, несомненно тождественных с таковыми Южного Прибайкалья и других флогопитоносных районов. «Наиболее замечательным продуктом воды или пара, т. е. продуктом пневматолитового происхождения, являются зернистые, бледнозеленые или серые пироксеновые породы, со скаполитом или без него. Пироксеновые породы встречаются в метаморфизованных известняках вблизи или в самых контактах их с гранитами или там, где известняки пронизаны серией апофиз пегматита. Пироксеновые породы, являясь продуктом интенсивного изменения известняка, значительно меняются в структуре от тонко- до грубозернистых»... (Kawasaki, 1916, стр. 43). Флогопит в них встречается в жилах, гнездах и рассеянно. Описываются постепенные переходы мраморов в диопсидовые породы и их переслаивания. Таким образом, здесь вопрос о генезисе диопсидовых пород решается вполне отчетливо: это метасоматические породы, образовавшиеся за счет известняков.

Обзор различных месторождений флогопита показывает нам, что во всех странах промышленные флогопитовые месторождения связаны главным образом с своеобразными зеленоватыми диопсидовыми породами, происхождение которых за счет замещения мраморов для алданских мадагаскарских и корейских месторождений не возбуждает никаких сомнений.

12. Указания для поисков и разведок флогопитовых месторождений

§ 92. Обзор месторождений флогопита показывает, что образование их происходило в условиях исключительной глубинности, именно на глубинах еще больших, чем образование мусковитовых месторождений Восточной Сибири. В Сибири образование их возможно только в одном геологическом комплексе пород — в алдано-слюдянском, наиболее древнем архейском комплексе Сибири. Промышленно-ценный флогопит возможен, конечно, только в тех участках развития этого комплекса, которые не подверглись слишком сильному смятию. Сюда в первую очередь относятся Алданский массив, Южное Прибайкалье и Восточный Саян, хотя возможны более мелкие реликтовые участки архея и в других местах, например в Баргузинской тайге.

Отличием алдано-слюдянского комплекса пород от более молодых может в особенности служить развитие гиперстеновых гнейсов и вообще гиперстенсодержащих полевошпатовых пород, а также совершенная раскристаллизация всех пород и высокотемпературный их характер, отсутствие или редкость мусковитовых гнейсов, аляскитовый характер гранитов и пр. (Коржинский, 1945¹⁾).

При поисках на флогопит прежде всего исключаются районы, где во все отсутствуют доломиты или произошедшие из них диопсидовые породы и кальцифиры. В случае наличия мраморов очень важно уже при геологической съемке различать кальцитовые мраморы от доломитов, так как первые конечно не имеют отношения к флогопитовым месторождениям. Доломиты бывают приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам архея, из чего видно значение выяснения стратиграфии и тектоники архейского комплекса. Но одно наличие доломитов еще не обеспечивает образования месторождений; необходимы еще особо

благоприятные условия для химического взаимодействия пород, что связано с особой насыщенностью толщи постмагматическими растворами. Наличие этих условий влечет за собой образование широких зон метасоматического взаимодействия как между доломитами и различными силикатовыми породами (гнейсы, пегматиты, граниты, амфиболиты и пр.), так и между некоторыми другими парами пород. Так, у контактов с мраморами и кальцифирами (хотя бы и бедных магнием) происходит скаполитизация плагиоклазсодержащих пород. Значительная ширина этих зон взаимодействия и крупная величина зерна в них являются благоприятными признаками. В районах флогопитовых месторождений мелкие пласты доломита, мощностью по несколько метров, зажатые среди силикатовых пород, обычно нацело бывают замещены форстеритовыми кальцифирами или диопсидовыми породами; доломиты здесь сохраняются только в более мощных пластах.

Дальнейшие поисковые признаки носят менее обязательный характер и в каждом районе могут принимать специфические черты. Наличие щелочных (бесплагиоклазовых) диопсидовых гранитов и пегматитов является весьма благоприятным признаком, так как с ними связывается сетчатая инъекция доломитов и возникающие при этом зеленые диопсидовые флогопитсодержащие породы (месторождения флогопита в диопсидовых породах). Однако, как показывает Кыренский район, образование других типов месторождений флогопита, хотя и менее ценных, возможно и при отсутствии щелочных гранитов и диопсидовых пород (Кыренские месторождения пока не имеют промышленного значения).

Наибольшее значение имеют месторождения флогопита в диопсидовых породах и в виде жил в разных алюмосиликатовых породах, особенно основных (пироксеновые амфиболиты). Флогопитоносные диопсидовые породы обладают характерным зеленым цветом и легко заметны в валунах. Флогопит в них содержится в том случае, если они инфильтрованы пегматитом и при этом количество этого пегматитового материала незначительно по сравнению с массой диопсидовой породы. Пласты зеленых диопсидовых пород мощностью порядка десяти и более метров, как правило, в том или другом участке должны содержать скопления флогопита.

Кальцит-флогопитовые жилы могут содержаться исключительно лишь в алюмосиликатовых породах. В породах, бедных глиноземом (мраморы, кварциты и пр.), могут встречаться кальцит-апатитовые жилы, но флогопит в них отсутствует. Конечно при этом нужно отличать от кальцит-флогопитовых жил флогопитизированные жилы пегматита, которые в доломитах весьма обычны. Образование флогопита за счет боковых пород идет естественно тем легче и в тем большем количестве, чем ближе эти породы по составу к флогопиту. Особо благоприятны в Слюдянском районе пироксеновые параамфиболиты, сложенные средним или основным плагиоклазом, роговой обманкой и пироксеном, при отсутствии кварца. Значительное содержание железа в этих породах благоприятствует образованию скоплений флогопита в жилах (§ 113). Эти параамфиболиты в Слюдянском районе тесно ассоциируются с пластами доломитов и поэтому очень часто они ослюденелые. Но, конечно, в других районах такой тесной ассоциации параамфиболитов с доломитами может и не быть, и параамфиболиты в этом случае не будут нести никакого ослюденения. Кальцит-флогопитовые жилы в породах с существенным содержанием кварца (пегматиты, граниты, гнейсы) гораздо менее продуктивны (в этих жилах высоко содержание диопсида).

Согласно изложенным здесь воззрениям, флогопитовые жилы в алюмосиликатовых породах всегда берут начало от пласта доломита, частично или полностью замещенного форстеритовым кальцифиром или дио-

псидовой породой. Поэтому установление расположения этого активного пласта имеет большое значение для понимания каждого отдельного месторождения жильного типа. Раз все жилы должны начинаться от этого активного пласта, то они и перехвачены могут быть легче всего разведкой соответствующей приконтактной части алюмосиликатовой породы. Так, если пласт параамфиболита налегает на активный доломит, то разведку следует начинать ближе к лежащему боку пласта амфиболита.

Мы показали выше, что все первичные минералы кальцит-флогопитовых жил образуются при одной и той же температуре. Нет основания поэтому ожидать закономерных изменений состава жил с глубиной. Глубина как таковая не оказывает никакого влияния на состав жил. Состав жил зависит, как мы видели, от состава боковой породы и от степени взаимодействия ее с магниезиальными растворами жилы. Содержание в жиле кальцита определяется, повидимому, в основном местными механическими (тектоническими) условиями, так как кальцит играет роль наполнителя, выполняющего ослабленные зоны.

Приуроченность кальцит-флогопитовых жил некоторых месторождений, особенно Главного рудника, к правильным трещинам приводит некоторых разведчиков к представлению, что образование трещин являлось главным фактором в генезисе таких жил. Ниже мы увидим (§ 108), что при взаимодействии доломитов с боковыми породами с образованием флогопита должно происходить весьма значительное (на 63%, т. е. почти втрое) сокращение объема пласта доломита, замещаемого диопсидовой породой. Это сокращение объема быть может является одной из причин раскрытия трещин отдельности в прилежащих гнейсах. Расположение, мощность жил и их выклинивание должны в этом случае как-то связываться с расположением первичного пласта доломита.

Глава V

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ДОЛОМИТОВ С ПОЛЕВОШПАТОВЫМИ ПОРОДАМИ В ЮЖНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ

1. Условия и общий характер взаимодействия

§ 93. Детальное изучение флогопитовых, лазуритовых, главколитовых и шпинелевых месторождений Южного Прибайкалья показывает, что все они образовались путем метасоматического взаимодействия доломитов с прилегающими полевошпатовыми породами — пегматитами, гранитами, амфиболитами и пр. Интересен тот вывод из этого изучения, что это взаимодействие было постмагматическим, т. е. происходило тогда, когда граниты и пегматиты были уже в совершенно твердом состоянии и обладали трещиноватостью. Это доказывается тем, что пегматиты и граниты замещаются не только вдоль контактов с доломитами, но в такой же мере вдоль скрытых трещинок, с образованием метасоматических жилок и просечек в теле интрузии (фиг. 3, 5, 10, 27). Не менее доказательны и другие метасоматические текстуры и структуры. Выше (§ 5, 6) было сделано сопоставление этих постмагматических явлений взаимодействия с магматическими, т. е. с взаимодействием магмы с доломитом, причем оказалось, что последние обладают существенно отличным характером и несравненно менее интенсивны.

Несмотря на постмагматический свой характер, изучаемое взаимодействие совершалось все же при весьма высокой температуре, как показывает замещение пегматитов лазуритом, гаюином, нефелином, шпинелью, основными плагиоклазами вплоть до анортита и пр., с одновременным развитием в доломите, например, форстерита.

§ 94. Характерными чертами изучаемого взаимодействия оказались весьма неравномерная его интенсивность и сильная зависимость от трещиноватости. Ширина зоны метасоматоза сильно меняется в пределах одного и того же месторождения, а местами эти зоны совершенно прерываются; для одной и той же жилы пегматита метасоматоз в контакте с доломитами может быть местами значительным, а местами совершенно отсутствовать. При отсутствии трещин ширина зоны замещенного пегматита, образовавшейся очевидно путем диффузии веществ через растворы субкапиллярных пор породы, достигает 30 см, редко более. Но при наличии трещиноватости становится возможным замещение больших участков силикатовой породы. Так, по р. Кыренке (Тункинская долина) в доломите встречены жилы пегматита по несколько метров мощности, почти целиком замещенные диопсид-флогопитовыми и диопсид-скаполитовыми породами. В них мы видим систему кальцит-флогопитовых прожилков, разбивающих всю жилу на небольшие участки; в центре этих участков сидят реликты пегматита, окруженные зонами замещения шириной примерно до 30 см. Вообще в трещиноватой силикатовой породе замещение в сторону от трещин проникает примерно на такую же глубину, как и при замещении в непосредственном контакте с доломитом, т. е. перемещение вещества вдоль трещин происходило с несравненно большей скоростью, чем проникновение его через поры породы. В сторону полевошпатовой породы трещинно-метасоматические жилы могут уходить на значительное расстояние (много метров) от контакта с первоначальным доломитом. Для Главного флогопитового рудника это удаление достигает повидимому даже 80 м, что, конечно, является исключительным. Интересно, что соответствующих метасоматических диопсидовых жил в доломите (подобных жилам скэрнов в известняках гипабиссальных контактов) не было замечено, хотя там и наблюдаются метасоматические зоны кальцифир; диопсидизация доломита более равномерно приурочена к контактам. Это, вероятно, зависит от меньшей трещиноватости мраморов, т. е. пластического их поведения, связанного с ультраабиссальными условиями метаморфизма, а также от большей подвижности магния и кальция сравнительно с кремнеземом и глиноземом.

Указанное непостоянство интенсивности метасоматоза и приуроченность к трещинам обусловлены тем, что необходимым условием постмагматического взаимодействия является присутствие постмагматических растворов, через которые и совершается путем диффузии взаимодействие пород. Эти жидкие (Коржинский, 1940¹, § 21) растворы присутствуют при всяком метаморфизме, но, конечно, в различном количестве. При малом их количестве они будут заполнять только наиболее тонкие поры, а у более грубых пор будут только частично смачивать стенки; диффузия вещества будет совершаться здесь медленно и метасоматическое взаимодействие практически не проявится («нормальный метаморфизм»). При достаточном количестве раствора он выполнит все поры и трещины, и потому диффузия вещества через сеть пор и трещин будет совершаться несравненно более быстро; в этих условиях помимо метаморфизма должно протекать и метасоматическое взаимодействие пород. Последнее происходит следовательно в условиях, качественно тех же, что и нормальный метаморфизм, но в зонах циркуляции или скопления постмагматических растворов. Естественно также, что особо быстрая диффузия или иной перенос вещества будут происходить вдоль открытых трещин, заполненных раствором. С этими же соображениями согласуется расположение наиболее крупных флогопитовых месторождений в местах скопления пегматитовых жил, над предполагаемой апикальной частью гранитного массива (§ 3).

2. Различная подвижность компонентов

§ 95. Суть метасоматического взаимодействия сводится к тому, что элементы одной из соприкасающихся пород посредством диффузии через растворы пор проникают в другую породу, входя в состав одного из метасоматических минералов. Единственной причиной перемещения элементов служит здесь разность концентраций в растворе или, что то же, разность химических потенциалов этого элемента в разных зонах замещения. Метасоматическое взаимодействие приводит следовательно к постепенному выравниванию химических потенциалов в прилегающих породах. Для различных элементов это перемещение и связанное с ним выравнивание потенциалов происходят с различной скоростью, т. е. различные элементы обладают различной геохимической подвижностью. Под подвижностью мы и будем понимать способность элемента выравнивать разности концентраций или химических потенциалов.

В результате метасоматического взаимодействия химически-неравно-весные породы в контактах разделяются одной или несколькими реакционными зонами, вкрест протяжения которых происходит выравнивание химических потенциалов наименее подвижных элементов реагирующих пород. В то же время разности потенциалов более подвижных элементов могут совершенно выравниваться для всего месторождения или хотя бы для некоторой его части, превышающей размерами ширину реакционных зон. Такие компоненты мы называем вполне подвижными (1936³) для данного участка и для данной стадии процесса.

§ 96. Минералогический состав метасоматической породы, с одной стороны, определяется соотношением в данной породе менее подвижных компонентов, а с другой стороны — высотой концентрации вполне подвижных компонентов, причем максимальное число минералов в породе равно числу малоподвижных элементов (иногда сюда добавляется «избыточный вполне подвижный компонент», например кальцит в наших месторождениях). При постоянной концентрации в растворе вполне подвижных компонентов, свойственной, например, одному из месторождений, минералогический состав метасоматической породы является функцией соотношения одних малоподвижных элементов, так как содержание в этой породе вполне подвижных элементов будет определяться составом ее относительно элементов малоподвижных. Поэтому все возможные химические и минералогические составы метасоматических пород какого-либо месторождения (или его части) могут быть представлены на диаграмме (или модели), компонентами которой взяты одни малоподвижные элементы.

При изучении наших месторождений оказалось, что все составы метасоматических пород каждого из них можно представить одной, особой для каждого месторождения, трехкомпонентной диаграммой (например фиг. 31 для обычных флогопитовых месторождений). Компонентами каждой из этих диаграмм являются: SiO_2 , MgO , $1/2\text{Al}_2\text{O}_3$ или иначе Si, Mg, Al. Такое изображение вовсе не является искусственным упрощением, введенным для наглядности. Оно отображает взаимно-однозначное соответствие между всеми возможными минералогическими и химическими составами метасоматических пород, с одной стороны, и соотношением в этих породах Si, Mg и Al — с другой, соотношением, действительно существующим в природе, эмпирически установленным и нуждающимся в теоретическом объяснении. В основе этой закономерности лежит малоподвижное поведение Si, Mg и Al при вполне подвижном поведении остальных из главных компонентов этих пород, а именно H_2O , CO_2 , K_2O , Na_2O , CaO , O, Fe. Подробнее это объяснено в предыдущей моей монографии (1945¹, § 23—25, 39—40).

Кроме трех упомянутых, малоподвижное поведение обнаруживают и некоторые второстепенные элементы пород, особенно Р, Ti, Zr, обуславливающие появление соответственно апатита, сфена, циркона. Особое пояснение требуется также в отношении кальция: он относится к числу «избыточных вполне подвижных элементов». Кальций не только насыщает все метасоматические породы наших месторождений, но в виде кальцита отлагается всюду в местах ослабленного давления, мигрируя из того же доломита. Он выполняет трещины и отлагается в тех породах, замещение которых сопровождается сокращением объема. Диффузия его вызывается, следовательно, разностью механических напряжений.

§ 97. Если для вполне подвижных компонентов в растворе может устанавливаться на значительных участках однообразная, уравнивающая концентрация, то естественно, что при выравнивании концентрации для них возможен существенный привнос (или вынос) из боковых пород или из более глубоких источников постмагматических растворов. Для малоподвижных элементов такая миграция, в силу своей медленности, не будет давать заметных результатов. Поэтому в отношении кремнезема, глинозема и магнезии мы должны ожидать соответствия между количеством их, потерянным одной из реагирующих пород и приобретенным другой прилежащей породой. Такого соответствия нет основания ожидать для вполне подвижных компонентов. На расчетах такого рода мы остановимся ниже.

§ 98. Изучение самых различных высокотемпературных метаморфических и метасоматических явлений в алдано-слюдянском комплексе показало, что во всех них порядок подвижности элементов друг относительно друга остается постоянным; другими словами, можно расположить элементы в ряд, от более подвижных к менее подвижным, причем этот ряд остается постоянным для всех высокотемпературных процессов данного геологического комплекса и данной фации глубинности. Однако ряд этот, как показало изучение других объектов, сильно изменяется с температурой процесса и, в меньшей степени, с глубиной. Во всяком случае ряд этот постоянен и весьма характерен для каждого данного типа месторождений, а потому установление его представляет значительный интерес.

Подвижность компонента, т. е. способность его выравнивать разности концентраций путем диффузии в растворе, зависит прежде всего от степени выполнения пор пород растворами, чем и определяется интенсивность метаморфического процесса. При малой интенсивности метаморфизма, т. е. при «нормальном метаморфизме», величина зерна и перемещение вещества незначительны. При интенсивном метаморфизме вместе с увеличением величины зерна становится возможным все большее перемещение вещества, т. е. нормально-метаморфический процесс переходит в метасоматический. Далее, подвижность определяется теми разностями концентраций, которые имеют место для данного элемента или компонента. Чем выше растворимость или максимальная концентрация компонента, тем большие абсолютные разности концентраций для него возможны и тем, следовательно, больше для него подвижность. Наконец, подвижность зависит и от свойств самого компонента (от коэффициента его диффузии), но эта зависимость иногда перекрывается предыдущей. Так, кислород несомненно обладает большим коэффициентом диффузии, но в силу ничтожно малой его концентрации в постмагматических растворах подвижность его незначительна, меньше чем для CO_2 и щелочей.

§ 99. Относительная подвижность компонентов может быть установлена только эмпирически, путем детального изучения данного комплекса метаморфических образований, основываясь на следующих соображениях:

1. При метасоматозе содержание элемента или компонента на единицу объема породы или минерала изменяется тем медленнее, чем менее подвижен данный компонент.

2. При наименее интенсивном метаморфическом процессе («нормальный метаморфизм») вполне подвижным образом ведут себя только наиболее подвижные элементы (особенно H_2O , CO_2). Переходя к все более интенсивным метаморфическим и метасоматическим процессам, мы обнаружим, путем применения правила фаз, вполне подвижное поведение и других компонентов в порядке ряда подвижности. Так, при гранитизации (мигматизации) щелочи ведут себя вполне подвижным образом, а кальций лишь частично подвижен, т. е. стоит ниже в ряду подвижности (Коржинский, 1946).

3. Чем подвижнее элемент, тем больше ширина той зоны, на протяжении которой становится возможно заметить изменение химического потенциала этого элемента (компонента) по изменению минералогического состава породы. Такое сопоставление должно делаться для разных элементов в одном и том же участке месторождения, т. е. в равных для диффузии условиях. Так, у флогопитовых жил в пироксеновых амфиболитах ширина зон замещения, обусловленных изменением концентрации магния в направлении, перпендикулярном к стенке жилы, измеряется несколькими сантиметрами; химический потенциал железа, судя по окраске минералов, изменяется более постепенно, а минеральные превращения, связанные с насыщением пород кальцием, захватывают боковые породы местами на несколько метров.

§ 100. Изучение поведения различных элементов в главную стадию метаморфизма и метасоматоза алдано-слюдянского комплекса приводит к установлению следующего ряда убывающей подвижности элементов и окислов: H_2O , CO_2 , S, SO_3 , Cl, K_2O , Na_2O , F, CaO, O_2 , Fe, P_2O_5 , BaO, MgO, SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 . В основе этого ряда лежат следующие наблюдения и соображения:

H_2O и CO_2 — ведут себя вполне подвижным образом при всяком метаморфизме силикатовых пород, причем химический потенциал их практически не зависит от местных обстоятельств, определяясь одной температурой (для H_2O) или температурой и глубиной (для CO_2). Этим вопросом посвящены специальные работы автора (особенно 1940¹ и 1937²).

S — в высокотемпературную стадию метаморфизма в нашем комплексе пород образуются, по видимому, только два сульфида — пирит и пирротин. В нормально метаморфизованных породах встречен только пирротин FeS, в некоторых гнейсах широко распространенный, тогда как пирит (FeS_2) здесь образуется только как более поздний минерал. Часто сульфиды вовсе отсутствуют. Эти соотношения указывают на вполне подвижное поведение серы при нормальном метаморфизме (железо, щелочи и отчасти кислород здесь инертны). В лазуритовых месторождениях, которые залегают среди вонючих доломитов (т. е. издающих при ударе запах сероводорода), как высокотемпературный минерал вместо пирротина образуется пирит, что, как и образование лазурита вместо нефелина, связано с повышенным здесь потенциалом серы.

SO_3 — изучение соотношения между скаполитом и плагиоклазом в алдано-слюдянском комплексе привело к заключению, что компонент SO_3 ведет себя здесь более подвижным образом, чем щелочи (Коржинский, 1945¹, § 30—32). Это следует из того, что в нормально-метаморфических породах этого комплекса намечается тяготение к некоторому нормальному уровню химического потенциала SO_3 , при котором в кальцитсодержащих породах устойчивы плагиоклазы обычно не основнее 40% Ап или скаполиты не кислее 75% Ап.

Сl — в незначительном и непостоянном количестве входит в состав апатитов (0.05—0.37%) и скаполитов (0.03—0.17%) Слюдянки. Безусловно обладает подвижностью даже при нормально-метаморфических процессах.

K_2O и Na_2O — при нормальном метаморфизме щелочи почти не обнаруживают подвижности (как показывает, например, существование ассоциации силлиманит + кварц + ортоклаз и пр.), но при всяком метасоматическом процессе щелочи всегда вполне подвижны, как это имеет место для всех описанных здесь месторождений. Различие концентраций щелочей в рапстах приводит к разнообразию описанных в этой работе месторождений. Специально на режиме щелочей остановимся в следующем разделе. Пока не выяснено, который из этих двух окислов ведет себя более подвижно.

F — при нормальном метаморфизме фтор ведет себя инертным образом, как показывает наличие зерен флюорита вместе с кальцитом в полосатых диопсидовых кварцитах. Фтор здесь имеет видимо осадочное происхождение. При метасоматических процессах фтор подвижен и открывается почти всеми анализами флогопита и паргасита. Содержание его во флогопите одного и того же рудника, если верить анализам, весьма изменчивое (0—3.86% для Главного рудника).

CaO — вполне подвижен при описываемых здесь метасоматических процессах и вполне инертен при нормально-метаморфических явлениях. При процессах промежуточного характера проявляет меньшую подвижность, чем щелочи. Весьма резко это различие проявляется в мигматитах (а также в гранитоидах), в которых щелочи ведут себя вполне подвижно, а кальций инертен (§ 2).

O — во всех случаях, когда железо ведет себя вполне подвижным образом, как например, в изучаемых месторождениях, степень окисления железа в исходных минералах не отражается на минералогическом составе образующейся метасоматической породы, т. е. кислород тоже ведет себя здесь вполне подвижным образом. С другой стороны, в мигматитах и других породах с подвижными щелочами степень окисления железа различна, т. е. FeO и Fe_2O_3 в этих породах являются до некоторой степени независимыми компонентами, определяющими минералогический состав породы. Следовательно, кислород в этом случае инертен, и мы должны поставить его между щелочами и железом. В общем виде вопросы поведения кислорода, довольно сложные, изложены мною ранее (1940¹, стр. 60—71).

Fe — железо ведет себя в изучаемых месторождениях вполне подвижным образом, т. е. наличие его в породе не увеличивает числа одновременно-устойчивых минералов. Вместе с тем химический потенциал его в породах гораздо менее постоянен, чем у щелочей и кальция. Так, во флогопитовых месторождениях, например Главного рудника, где химический потенциал щелочей и кальция весьма постоянен, мы иногда встречаем в жилах ассоциацию диопсид + скаполит + флогопит, а в метасоматически измененной боковой породе можем встретить роговую обманку или паргасит, что указывает на более высокий химический потенциал железа в боковой породе. Это различие потенциалов обусловлено высоким первоначальным содержанием железа в пироксеновом амфиболите при отсутствии его в доломите; по мере замещения потенциал железа выравнивается, причем роговая обманка замещается флогопитом, что соответствует переходу от парагенезисов диаграммы фиг. 33 к фиг. 31.

Содержание железа в породах каждого месторождения зависит от содержания его во всех исходных участвовавших во взаимодействии породах. Так, породы лазуритовых месторождений, залегающие в мощ-

ных толщах доломитов с отдельными жилами бедных железом пегматитов, отличаются исключительной бедностью железом. Диопсид и флогопит лазуритовых месторождений обычно бесцветны. Богаче железом диопсид-флогопитовые породы, образующиеся тоже за счет доломитов с инъекцией пегматита, но залегающие всегда в виде небольших пластов среди гнейсовых пород, которые тоже участвуют в метасоматозе и отдают часть своего железа. Наконец, весьма богаты железом метасоматические породы флогопитовых месторождений, залегающие среди темных пироксеновых амфиболитов. На этой бросающейся в глаза закономерности останавливается П. В. Калинин (1939, стр. 228) и только поразительной предвзятостью можно объяснить мнение Б. А. Гаврусевича, связывающего содержание железа во флогопите с «фазами флогопитового процесса» (Гаврусевич, 1937, стр. 212).

Р — фосфор при нормальном метаморфизме не перемещается, но при метасоматических процессах перемещения его значительны. Так, в метасоматических гнездах и жилах среди пироксеновых амфиболитов апатит появляется одновременно с флогопитом и кальцитом, иногда как бы заступая место кальцита и нацело заменяя его. В трещинных кальцит-флогопитовых жилах крупные кристаллы апатита рассеяны среди кальцита, иногда заметно скопляясь около зоны флогопита. Аналогично можно заметить небольшие скопления апатита между флогопитовой и наружной кальцитовой зоной в некоторых линзах лазуритизированного пегматита, особенно в кальцитовых просечках среди пегматита. Во флогопитовых месторождениях Канады апатит дает промышленные скопления.

Источником фосфора служат, повидимому, доломиты. Особо богаты апатитом слоистые диопсидовые кварциты с мелкозернистыми диопсид-апатитовыми прослоями. Вероятной причиной перемещения апатита является ослабленное давление в трещинных жилах и в зонах замещения полевошпатовых пород флогопитом, поскольку это замещение часто сопровождается уменьшением объема.

Ва — барий содержится в гялофане и барите, а в виде очень постоянной примеси (0.5—2.0%) — во флогопите рудников. Источником бария служат, повидимому, доломиты, в которых (на руднике № 3) встречаются мелкие зерна барита. Во флогопитовых месторождениях барий подвижен, и повышение его концентрации в некоторых жилах приводит к изменению типа диаграммы парагенезисов, именно вместо ассоциации диопсида со скapolитом становится устойчива ассоциация бариевых ортоклаза и флогопита (Коржинский, 1945¹, § 55, 56). В зальбандах жил остается устойчивой первая ассоциация, т. е. потенциал бария в зальбандах ниже, чем в самой жиле, что указывает на его ограниченную подвижность.

Mg, Si, Al, Ti — при рассмотрении последовательности замещения, мы увидим, что магний значительно подвижнее, чем Si, Ti и Al. Более подвижное поведение кремнезема, чем глинозема, обуславливает характерные проявления «десиликации», о чем см. ниже.

§ 101. В отношении характера поведения в изучаемых месторождениях мы можем разделить члены нашего ряда подвижности на следующие группы:

1. H_2O , CO_2 , SO_3 , Cl — эти подвижные элементы привносятся и уносятся раствором, так что первичное их содержание во взаимодействующих породах не оказывает никакого влияния на окончательный состав метасоматических пород месторождения.

2. S , K_2O , Na_2O , F — химический потенциал этих компонентов в постмагматическом растворе лишь частично зависит от состава пород месторождения, включая сюда и значительный ореол боковых пород, через которые шла циркуляция постмагматических растворов. Главное значение имели здесь, повидимому, условия возникновения этих растворов.

3. CaO, O, Fe, P, Ba — постмагматические растворы производили в наших месторождениях, повидимому, только перераспределение этих элементов (с выравниванием их химических потенциалов) между всеми взаимодействующими породами месторождения, включая сюда отчасти и боковые породы. Полное выравнивание в месторождении химического потенциала последних членов этой группы обычно не имеет места.

4. Mg, Si, Al, Ti — эти элементы перераспределяются только в широкой реакционной зоне непосредственного взаимодействия пород.

3. Режим щелочей при метасоматозе

§ 102. Как мы видели, при постоянной концентрации вполне подвижных компонентов, составы всех возможных метасоматических пород месторождения могут быть представлены на трехкомпонентной диаграмме Si—Al—Mg, причем тип этой диаграммы меняется с изменением концентрации вполне подвижных компонентов. Наибольшее разнообразие типов диаграмм обуславливает изменение концентрации калия и натрия.

На диаграмме фиг. 2 даны все возможные типы парагенезисов системы SiO_2 — Al_2O_3 — MgO — K_2O — Na_2O (в присутствии избытка кальция в виде кальцита) в зависимости от химических потенциалов Na (абсцисса) и K (ордината). Краткое объяснение этой диаграммы см. § 9. Эта диаграмма может служить основой для классификации наших месторождений, так как дает все разнообразие возможных в них парагенезисов для пород, бедных железом и барием.

Номера полей, отвечающих наблюдавшимся в наших месторождениях типам парагенезисов, на фиг. 2 подчеркнуты. Эти поля располагаются в некотором секторе, что дает возможность классифицировать их по возрастающей концентрации щелочей. На этом основании все описанные в этой работе месторождения могут быть сгруппированы следующим образом (см. также Коржинский, 1945¹, § 51—54):

I. Месторождения пониженной щелочности (как это принято в петрографии, вместо «концентрации щелочных металлов» мы будем говорить о «щелочности»), с ассоциациями поля А—2 и А—3 фиг. 2; характерна здесь ассоциация диопсида со шпинелью. Сюда относится шпинелевое месторождение р. Талой (§ 34) и большинство непромышленных диопсид-флогопитовых пород Лиственичного района (§ 35 и сл.).

II. Месторождения нормальной щелочности (поле А—4 фиг. 2). Сюда относятся все случаи наиболее мощного проявления метасоматических процессов в алдано-слюдянском комплексе, как в Южном Прибайкалье, так и в Алданском массиве и в Восточном Саяне (р. Кыренка). К такому же типу ассоциаций имеют тяготение и парагенезисы метаморфических известковых пород (аналогичная диаграмма была мною получена для мраморов Алданской плиты; см. 1936¹, фиг. 1). Все промышленные флогопитовые месторождения принадлежат к этому типу. Замечательно, что точно такой же тип парагенезисов мы видим и в канадских флогопитовых месторождениях. Так, в метасоматических породах и жилах этих месторождений, при широкой распространенности микроклина и скаполита, плагиоклаз, как и в наших месторождениях, отсутствует (Landes, 1938) и почти отсутствует шпинель (Schmid, 1914, стр. 298). Для скаполита месторождений Ландес дает $N_p = 1.550$, $N_m = 1.574$, т. е. около 58% Me, в то время как для Слюдянки типичен скаполит несколько более основной (74% Me).

Близко к этой группе стоят глауколитовые месторождения (поля А—4 и А—5). Часть из них по типу ассоциаций вполне соответствует флогопитовым месторождениям, но большинство обнаруживает более высокое отношение концентраций $C_{Na}:C_K$, что приводит к появлению

более кислых плагиоклазов и скаполитов (от 30% Ап или 40% Ме). Главколитовые месторождения дают переходы к следующей группе.

III. Месторождения высокой щелочности — сюда отнесем лазуритизированные пегматиты с промежуточной зоной плагиоклазита или скаполита, т. е. с ассоциациями полей С — 3, 4, 5, 6 и D — 3, 4, 5 фиг. 2. Эти парагенезисы характерны для Слюдянского лазуритового месторождения Поляковой (§ 10—17).

IV. Месторождения весьма высокой щелочности (поля С — 7 и Е — 5 фиг. 2) — лазуритовые месторождения, не содержащие плагиоклаза или скаполита. Сюда в основном относится Мало-Быстринское месторождение лазурита.

Изменение концентрации других подвижных компонентов может внести некоторые изменения в типы ассоциаций, данные на диаграмме фиг. 2. Именно, повышение концентрации железа приводит к появлению паргасита или роговой обманки (например диаграмма фиг. 31 поля А — 4 заменяется диаграммой фиг. 33). Повышение концентрации бария ведет к тому, что в том же поле А — 4 ассоциация диопсид + скаполит заменяется ассоциацией бариевый ортоклаз + флогопит. Понижение концентрации S и SO₂ ведет к образованию нефелина вместо лазурита и плагиоклаза вместо скаполита.

§ 103. При описании месторождений мы отмечали характерные случаи отступления от полной подвижности щелочей, проявляющиеся в недостаточно быстрой подаче щелочей на фронте замещения при лазуритизации пегматитов. В силу этого может возникнуть узкая зона (несколько миллиметров шириной) с числом минералов 4 — 5 вместо обычных двух минералов. Такие случаи известны только при метасоматозе малой интенсивности, с шириной зон замещения всего по несколько сантиметров. Сюда относятся случаи образования флогопитсодержащих зон между полевым шпатом и диопсид-лазуритовой зоной в Слюдянском лазуритовом месторождении Поляковой (§ 11). На Мало-Быстринском лазуритовом месторождении, где метасоматоз более интенсивен, таких отступлений от подвижности щелочей почти не замечается. Такого рода нарушения полной подвижности отмечались и для других месторождений, но только для участков с малой интенсивностью метасоматоза.

Были также описаны несколько случаев, когда метасоматоз шел при возрастающей концентрации щелочей. Так, при образовании диопсид-флогопитовых месторождений Лиственичного района (§ 35—43) в некоторых случаях метасоматоз начинался в условиях поля А — 3, с образованием диопсид-шпинелевой зоны, а заканчивался в условиях поля А — 4, в котором ассоциация диопсида со шпинелью неустойчива. Аналогичное образование диопсид-шпинелевой или форстерит-шпинелевой зоны и последующее ее разложение, вызванное повышением концентрации щелочей, было описано и для лазуритовых месторождений (§ 16, 27, 28).

Но возможно, что эти случаи замещения шпинели обусловлены понижением температуры, а не повышением концентрации щелочей.

Эти отступления от полной подвижности щелочей и от постоянства их концентрации типичны для более слабых проявлений метасоматоза. Для мелких месторождений нередко наблюдается в разных участках образование разных типов парагенезисов, отвечающих разным, хотя и близким полям фиг. 2. Такую картину мы видели для небольшого и собственно непромышленного лазуритового месторождения Поляковой по р. Слюдянке, в котором для разных линз пегматита замещение идет при различной щелочности раствора (фиг. 4, 6, 7, 8, 11, соответственно полям Е — 5, С — 7, С — 6, D — 4, D — 3 фиг. 2). В то же время в наиболее крупных флогопитовых месторождениях, в которых метасоматоз протекал

наиболее мощно, обнаруживается замечательное постоянство в концентрации щелочных металлов, отвечающей полю А — 4 фиг. 2.

§ 104. Из описаний месторождений мы видели, что одни и те же нормальные граниты или гранито-пегматиты в контактах с мрамором замещаются в разных случаях весьма различными метасоматическими породами, указывающими то на низкую, то на весьма высокую (лазуритовые породы) концентрацию щелочных металлов в растворах. Обратимся теперь к весьма интересному вопросу: какими условиями определяется концентрация щелочных металлов в растворах, вызывающих метасоматическое взаимодействие? Оказывается, что эта концентрация находится в явной связи с соотношением в данном участке масс мраморов и силикатовых пород, именно: чем больше мраморов, тем выше концентрация щелочных металлов в постмагматических растворах.

Действительно, в группу месторождений пониженной щелочности прежде всего попадают диопсид-флогопитовые породы Листвничного района, в которых нередко встречается ассоциация диопсида со шпинелью. В этом Листвничном районе мраморы и зеленые диопсидовые и флогопит-диопсидовые породы встречаются довольно редко, отдельными пластами, мощностью по несколько метров, среди гнейсов. Месторождения «нормальной щелочности», именно промышленные флогопитовые месторождения, развиты в районах, где мраморы играют существенную, хотя и не преобладающую роль среди гнейсов. Главколитовые жилы заключены среди мраморов, перемежающихся с гнейсами, как это имеет место в пади Улунтуй. Наконец лазуритовые жилы, т. е. месторождения наиболее высокой щелочности, залегают среди мощных толщ доломитов, содержащих небольшие линзы пегматитов, в удалении от гнейсов. Резкое преобладание мраморов было, повидимому, необходимым условием для образования и сохранения высокой концентрации щелочных металлов в растворе. Доказательством этого служит то, что, например, на Мало-Быстринском лазуритовом месторождении на территории самого рудника, в контактовой зоне главной толщи доломитов с мигматитами и гнейсами, наблюдается замещение почти нормального типа, с образованием основного скаполита вместо фельдшпатоида (§ 18).

Причиной этой закономерной связи типа месторождения с количеством мраморов служит очевидно то, что повышение концентрации щелочных металлов в растворе происходит в результате взаимодействия с мраморами или самой магмы, или оставляемых ею постмагматических растворов. Повышение щелочности магмы при взаимодействии ее с известняками и образование таким путем щелочных фаций гранитов и пегматитов было рассмотрено уже ранее, в геолого-петрологическом очерке (§ 2). Вполне аналогично может происходить повышение концентрации щелочных металлов в растворах и при постмагматическом взаимодействии. Так, если взаимодействие пегматита с доломитом происходит при весьма низкой концентрации К и Na в растворах, с образованием диопсид-скаполитовых и диопсид-шпинелевых зон (поле А — 2 фиг. 2), то при замещении пегматита почти все его щелочные металлы освобождаются, переходя в раствор и повышая его концентрацию. Когда концентрация такого раствора станет нормальной (поле А — 4 фиг. 2), то пегматит станет замещаться диопсид-скаполитовыми и флогопитовыми породами, при образовании которых будет освобождаться преимущественно натрий пегматита, что при дальнейшей активности раствора (в другом участке) может привести к лазуритизации пегматитов. Таким образом возможно повышение щелочности раствора в результате постмагматического взаимодействия. (Случаи предполагаемого повышения щелочности по мере замещения были только что рассмотрены в преды-

дущем параграфе). Не менее вероятно, что это повышение щелочности связано еще с магматическим взаимодействием, или что здесь участвуют оба эти процесса.

Соприкосновение щелочных постмагматических растворов с гнейсами должно, конечно, понижать щелочность первых, ввиду образования, при наличии кварца, щелочных полевых шпатов за счет плагиоклазов гнейса. Отсюда понятно значение соотношения мраморов и гнейсов в месте возникновения и по пути следования постмагматических растворов. Естественно, что и среди мраморов в начальные стадии замещения или при слабом взаимодействии могут образоваться ассоциации малой щелочности.

Не лишним будет напомнить, что переход от одного типа замещения к другому, как показывают и наблюдения и теория, совершается постепенно. Так, при изменении щелочности с переходом от поля D — 5 к полю E — 5 фиг. 2 ширина плагиоклазовой зоны в лазуритизированных пегматитах постепенно уменьшается до полного исчезновения, когда лазурит непосредственно соприкасается с ортоклазом.

4. Баланс вещества при метасоматическом взаимодействии

§ 105. Содержание вполне подвижных элементов в метасоматических породах зависит от концентрации их в постмагматическом растворе, наличие которого обуславливает возможность метасоматического взаимодействия пород. Так как эта концентрация не определяется (по крайней мере целиком) составом взаимодействующих пород, а зависит от некоторых внешних для данного месторождения причин, то естественно, что общее содержание вполне подвижных компонентов в породах данного участка в результате метасоматоза может значительно меняться, т. е. они могут привноситься или уноситься. Для них не существует баланса между количеством, внесенным в одну из взаимодействующих пород и вынесенным из другой. Такого баланса мы можем ожидать только для наименее подвижных компонентов, которые не переносятся растворами в заметном количестве, а именно для Al, Ti, Si и Mg.

Ряд причин делает весьма трудным и даже невозможным действительное доказательство при помощи химических анализов отсутствия привноса или выноса растворами малоподвижных элементов. Это зависит, с одной стороны, от того, что кальцифировые зоны замещения доломита в обнажении трудно различимы, мощности их крайне непостоянны, а силикаты распределены слишком неравномерно. Трудность взятия характерного образца привела к тому, что у нас имеется только один анализ форстеритового кальцифира, образовавшегося за счет доломитов в зоне взаимодействия с пегматитами и гнейсами (обр. 7316, табл. 9). Еще более крупное затруднение состоит в том, что замещение нередко сопровождается сокращением объема («метасоматическая контракция», см. ниже), в силу чего первичный объем (ширина зоны) замещаемой породы в некоторых случаях неизвестен. По этим причинам расчеты не дают вполне определенных результатов. Несмотря на это, сопоставление химических анализов вскрывает интересные закономерности.

§ 106. В табл. 17 сделан расчет взаимодействия пегматита с доломитом, с образованием лазуритовой породы, применительно к данным выше описанию и анализам линзы пегматита обр. 376 Слюдянского месторождения лазурита (§ 11). Хотя гаюиновый минерал этой линзы бесцветен, но это различие от более обычных лазуритизированных линз того же месторождения, обусловленное, вероятно, недостатком сульфидной

Химический баланс при лауризации пегматита

Компо- ненты	I—обр. 376b, пегматит	(II I)-7.40	II—обр. 376d Di + Laz	(III—I)-0.80	III—обр. 378d, Phil	(II-I)-7.40 + (III-I)- 0.80	IV—сбр. 731b, кальцифир	(IV-V)-5.50	V—Dol	Σ^1	VI Dol	Ka	Σ^2
	г/100 см ²	г/740 см ²	г/100 см ²	г/80 см ²	г/100 см ²	г/820 см ²	г/100 см ²	г/550 см ²	г/100 см ²	г/130 см ²	г/442 см ²	г/43 см ²	г/1812 см ²
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂ . .	183.5	—339	131.0	—54.9	114.9	—444	81.0	+446	0	ок. 0	0	0	0
Al ₂ O ₃ . .	38.6	—28.1	34.8	+1.1	40.0	—27.0	4.9	+27.0	0	0	0	0	0
Fe ₂ O ₃ . .	2.3	—6.7	1.4	—0.9	1.2	—7.6	2.3	+12.7	0	+ 8	0	0	+ 8
FeO . .	0.2	+1.5	0.4	+0.6	0.9	+2.1	0.1	+0.6	0				
CaO . .	1.7	+343	48.1	—0.1	1.6	+343	83.4	—22.0	87.4	+321	—386	+65	0
MgO . .	0.7	+247	34.1	+62.5	78.9	+309.5	56.4	—33.0	62.4	+276	—276	0	0
K ₂ O . .	20.2	—128	2.9	+4.3	25.6	—124	1.3	+7.1	0	—117	0	0	—117
Na ₂ O . .	8.9	+36.3	13.8	—6.6	0.7	+29.7	0	0	0	+30	0	0	+30
CO ₂ . .	0.0	+31.1	4.2	0	0.0	+31.1	55.7	—447	137.0	—416	—606	+51	—971

Баланс вещества (в граммах на 100 см² поверхности зон замещения) при замещении пегматита I диопсид-лауритовой породой II мощностью 7.40 см и флогопитовой породой III мощностью 0.80 см, при одновременном образовании кальцифира IV мощностью 5.50 см, за счет доломита V. Σ^1 (столбец 10) дает общий баланс вещества, причём везде в таблице плюс (+) обозначает привнесённое, а минус (—) вынесённое вещество. Σ^2 (столбец 13) даёт баланс с учетом одновременного превращения зоны доломита мощностью 4.42 см в зону кальцита мощностью 0.43 см, т. е. с сокращением мощности на 3.99 см.

Анализ столбцов 1, 3, 5 см. табл. 1—1, 2, 3; анализ IV столбца 7 см. табл. 9—9; в столбцах 9, 11 и 12—теоретический состав. Состав и мощности зон I, II, III согласно описанию § 41 линзы 376.

частицы, не существенно, и мы здесь будем говорить о лазурите вместо гаюина.

В линзе 376 мы имели следующий разрез (после объединения узкой зоны Phl + Di + Laz мощностью 0.4 см с зоной Di + Laz):

I пегматит, II 7.4 см (Di + Laz), III 0.8 см Phl, IV от 2 до 15 см (Ka + For), V вмещающий доломит. В табл. 17 в столбце 1 приводим состав пегматита из этой линзы (обр. 376b из табл. 1—1), в столбце 3 — состав диопсид-лазуритовой породы той же линзы (обр. 376d из табл. 1—2); и наконец в столбце 5 — состав флогопита оттуда же (обр. 378d табл. 1—3). Все анализы выражены в граммах на 100 см³, т. е. весовые проценты умножены на удельные веса пород.

В столбце 2 даны количества окислов в граммах, привнесенных (знак +) или вынесенных (знак —) при образовании диопсид-лазуритовой зоны II, мощностью 7.4 см, за счет замещения пегматита I без изменения объема. Расчет отнесен к 100 см² поверхности замещения, т. е. к объему в 740 см³. Для получения чисел этого столбца надо очевидно разность между содержаниями каждого окисла в обеих породах умножить на 7.40. Например, для SiO₂ в зоне II имеем 131.0 г на 100 см³, а в зоне I 183.5 г на 100 см³; разность составит 52.5 г на 100 см³ или 389 г на 740 см³.

Аналогично в столбце 4 даны количества вещества, поглощаемые и выделяемые при образовании флогопитовой зоны III мощностью 0.8 см за счет замещения пегматита I без изменения объема. Данные столбцов 2 и 4 суммированы в столбце 6.

Для кальцифира зоны IV, образовавшейся путем замещения доломита, взят единственный имеющийся анализ метасоматического кальцифира обр. 731b (флогопитовый рудник № 3, см. табл. 9—9). Теоретический состав чистого доломита (в граммах на 100 см³) приведен в столбце 9. В столбце 8 даны количества вещества, привнос (знак +) или вынос (знак —) которых необходим для замещения доломита зоной кальцифира мощностью 5.50 см или объемом 550 см³ (поскольку весь расчет отнесен к 100 см² поверхности линзы). Мощность зоны кальцифира (5.5 см) получена не наблюдением, но выбрана с таким расчетом, чтобы сбалансировать количества глинозема, выносимого при замещении пегматита и поглощаемого при замещении доломита. Такой баланс, получающийся путем алгебраического суммирования чисел столбцов 6 и 8, дан в столбце 10 как Σ^1 . Замечательно, что при выбранной ширине зоны кальцифира у нас сбалансировался также и кремнезем, что указывает на отсутствие привноса или выноса его раствором. В то же время для магния устанавливается значительная нехватка (+ 276). Недостающее для замещения количество магния берется очевидно из вмещающего доломита, поскольку как приложение правила фаз к нашим метасоматическим породам, так и отсутствие явлений привноса его вне связи с доломитами показывают малую подвижность его в данных условиях, т. е. невероятность привноса издали. Для сбалансирования магния и кальция мы поэтому должны допустить превращение зоны доломита мощностью в 4.42 см (содержание окислов в этой зоне см. столбец 11) в зону кальцита шириной в 0.43 см (столбец 12), т. е. с уменьшением мощности на 4.0 см. Общий баланс в этом случае дан в столбце 13 как Σ^2 . Взаимодействие следовательно необходимо должно было сопровождаться уменьшением объема.

Интерес этого расчета заключается в том, что взятые нами составы зон и их мощности хорошо согласуются с реально наблюдаемыми (для линзы 376 § 11'). Общий баланс вещества Σ^2 (столбец 13) показывает, что такого типа замещение могло идти без привноса или выноса раствором SiO₂, Al₂O₃, MgO и CaO, а лишь за счет перераспределения этих

компонентов реагирующих пород. При этом происходил значительный вынос CO_2 и K_2O при небольшом привносе Na_2O и железа.

Характерно, что в то время как изменение содержания по зонам, от пегматита к доломиту, для менее подвижных компонентов — SiO_2 , Al_2O_3 , MgO — происходит постепенно, содержание вполне подвижных компонентов меняется неправильно. Так, для K_2O от пегматита к доломиту содержание по зонам меняется следующим образом: 20.2; 2.9; 25.6; 1.3; 0 г/100 см³, т. е. без всякой постепенности, что легко видеть и в других сериях анализов табл. 2—16.

§ 107. В качестве второго примера мы рассчитаем (табл. 18) взаимодействие пегматита с доломитом, применительно к случаю образования диопсид-флогопитовых пород. Для пегматита и замещающей его диопсид-скаполитовой породы мы возьмем пару анализов из табл. 10, сделанных из одного штуфа 625 (Главный рудник). Для флогопитовой зоны возьмем анализ флогопита из рудника № 3 (Калинин, 1939, стр. 222, № 8, аналитик Н. В. Левенфиш, 1933); анализ диопсидовой породы обр. 167b рудника № 2 взят из табл. 9—3 (§ 57). Составы доломита и кальцита возьмем теоретические. Расчет показывает, что при взятых составах пород и при условии отсутствия привноса или выноса глинозема, кремнезема, магния и кальция зоны замещения должны иметь следующую относительную мощность:

I. Пегматит	
II. 10.0 см	диопсид-скаполитовая порода
III. 4.8 "	флогопит
(первоначальный контакт пегматита с доломитом)	
IV. 5.3 "	диопсидовая порода
V. 1.4 "	кальцит, образовавшийся вместо зоны доломита, мощностью в 9.0 см
V. Доломит	

В основе вычисления здесь лежит необходимость так подобрать отношение мощностей зон II, III и IV, чтобы сбалансировать количества глинозема и кремнезема, выделяемых и поглощаемых при образовании этих зон. Естественно, что при таком вычислении (основанном на решении двух уравнений с двумя неизвестными) незначительные отклонения исходных анализов от нормы для данного типа месторождения скажутся на результате существенным образом. Поэтому полученные цифры могут дать только общую ориентировку в данном вопросе.

Сопоставляя полученные результаты с данными наблюдений, мы находим, что соотношение между диопсид-скаполитовой и флогопитовой зонами вполне правдоподобно. В самом деле, в жилах с промышленным содержанием флогопита, секущих пегматит, ширина диопсид-скаполитовых зальбанд обычно не превышает 20—30 см, что соответствует скоплению флогопита по 10—15 см шириной с каждого бока жилы — цифра, отвечающая некоторым наблюдениям, хотя в среднем содержание флогопита в таких жилах быть может и является несколько более низким.

О нормальном соотношении между диопсидовой и другими зонами высказаться гораздо труднее. Дело в том, что в трещинных флогопитовых жилах среди пегматитов только часть диопсида отлагается в самой жиле, большая же часть замещает взаимодействующий с пегматитом доломит, давая пластовую диопсидовую породу. Эти диопсидовые породы обычно содержат также и флогопит, образующийся за счет инфильтрующих доломитовую породу пегматитов. Содержание диопсида в пластовых диопсидовых породах всегда во много раз превышает содержание флогопита. Но это обстоятельство не может быть использовано для проверки нашего расчета, так как образование диопсида в этих породах началось уже в магматическую стадию, когда оно не сопровождалось образованием флогопита. Кроме того, доломит при

Баланс вещества при образовании флогопит-диопсидовых пород

Компоненты	<i>I</i> —сбр. 65а, пегматит	(<i>II</i> — <i>I</i>)	<i>II</i> —обр. 65б, D + Sc	(<i>III</i> — <i>I</i>)·0.478	<i>III</i> —Phl	<i>IV</i> —обр. 167 ¹ , Di	(<i>IV</i> — <i>V</i>)·0.529	<i>V</i> —Dol	Σ ¹	Dol	Ka	Σ ²
	г/100 см ³	г/100 см ³	г/100 см ³	г/47.8 см ³	г/100 см ³	г/100 см ³	г/52.9 см ³	г/100 см ³		г/90 см ³	г/13.7 см ³	г, 291 см ³
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	191.3	—49.4	141.9	—41.2	103.1	171.4	+90.5	—	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	33.6	—7.5	26.1	+2.0	37.8	10.4	+5.3	—	0	0	0	0
Fe ₂ O ₃	2.3	+4.5	6.8	—0.1	2.0	8.0	+4.2	—	+8.6	0	0	+8.6
FeO	0	+2.7	2.7	+2.7	5.7	2.9	+1.5	—	+6.9	0	0	+6.9
CaO	0.8	+63.8	64.6	—0.4	0	77.1	—5.5	87.4	+57.9	—79.0	+21.1	0
MgO	0.6	+31.3	31.9	+33.0	69.6	47.4	—7.9	62.4	+56.4	—56.4	0	0
K ₂ O	24.9	—24.4	0.5	—0.9	22.9	1.5	+0.8	—	—24.5	0	0	—24.5
Na ₂ O	2.6	+0.9	3.5	—0.5	1.5	1.1	+0.6	—	+1.0	0	0	+1.0
CO ₂	0	+2.3	2.3	0	0	6.1	—68.0	137	—55.7	—123.0	+16.4	—172.3

Баланс вещества (в граммах на 100 см³ поверхности зон замещения) при образовании между пегматитом *I* и доломитом *V* диопсид-скаполитовой зоны *II* мощностью 100 см и флогопитовой зоны *III* мощностью 0.478 см, замещающих пегматит, и диопсидовой породы *IV* мощностью 0.529 см, заместившей доломит. Анализы зон *I*, *II*, *III*, *IV*, *V*, в граммах на 100 см³, даны в столбцах 1, 3, 5, 6, 8. В столбцах 2, 4 и 7 дано количество вещества в граммах, привносимого (+) или выносимого (—) при образовании зоны *II*, *III* и *IV* соответственно. Столбец 9—общий баланс. Столбец 12 — то же, при одновременном растворении зоны доломита в 0.90 см мощностью с выделением кальцита 0.137 см мощностью.

¹ Анализ диопсида обр. 167 взят из табл. 9 столбец 3, с умножением чисел анализа на принятый для диопсида удельный вес 3.3.

образовании диопсидовых пород взаимодействовал не только с инфилирующими его пегматитами, но и с вмещающими гнейсами, в которых при этом вдоль трещин образовывался флогопит, тогда как диопсид замещал пласт доломита. Эти обстоятельства и обуславливают высокое отношение диопсида к флогопиту в пластовых диопсидовых породах.

Соотношение между диопсид-скаполитовой, флогопитовой и диопсидовой зонами видно в некоторых «эмбриональных» флогопитовых месторождениях, где эти зоны развиты вдоль контакта линз пегматита в доломите. Один такой случай зарисован на фиг. 23. В данном случае ширина диопсидовой зоны немногим лишь уступает ширине диопсид-скаполитовой зоны. В других случаях диопсидовая зона может быть значительно уже или отсутствовать; однако все эти наблюдения над эмбриональными месторождениями не дают возможности сделать определенный вывод, так как диопсидовая зона частично или полностью может быть заменена зоной кальцифира, мощность и состав которой обычно трудно поддаются определению. Поэтому можно лишь утверждать, что наблюдения не противоречат явным образом отношению мощностей зон в расчете табл. 18 и что они в общем согласуются с порядком полученных здесь цифр.

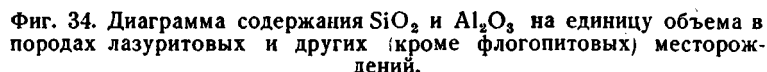
§ 108. Особенно интересен тот результат вычисления, что при образовании флогопита должно происходить весьма значительное сокращение объема замещаемого доломита. Именно (§ 107), зона доломита мощностью в $9.0 + 5.3 = 14.3$ см дает зону диопсидовой породы и кальцита шириной всего в $5.3 + 1.4 = 6.7$ см, т. е. доломит при замещении теряет 53% своего объема (при неизменности объема замещаемого пегматита). Пласт доломита с инъекцией пегматита при полном превращении пегматита и доломита в диопсид, скаполит и флогопит, вместо первоначального объема в 291 единицу, сохранит только 215 единиц, т. е. 74% первоначального объема. Если пласт доломита, взаимодействуя с прилежащим пегматитом, превратится в диопсидовую породу, причем освобождающийся при этом кальцит уйдет на выполнения трещин в боковых породах или на их скаполитизацию, то объем пласта доломита уменьшится с 143 до 53 единиц объема, т. е. сохранит только 37% своего объема.

Понятно, при таком сокращении неизбежно образование трещин как в самой диопсидовой породе, так и в прилежащих породах. Образование трещинных кальцит-флогопитовых жил в диопсидовых породах и прилежащих пироксеновых амфиболитах и других породах вероятно отчасти связано с этим сокращением объема доломита, так как вне флогопитовых месторождений не обнаруживается трещин, соответствующих «зияющим» выполненным трещинам флогопитовых месторождений. Таким образом, не тектонические условия приводят к появлению флогопитовых жил, а скорее, наоборот, процессы флогопитообразования, связанные с наличием линз доломита, способствуют образованию жильных трещин. Направление трещин конечно зависит от тектонических напряжений.

5. Метасоматическая десиликация, контракция и избирательное стяжение глинозема

§ 109. Как мы видели, концентрации (а следовательно и химические потенциалы) вполне подвижных компонентов в растворах для данной части месторождения постоянны, а содержание этих компонентов в породах месторождения является функцией соотношения наименее подвижных компонентов. Поэтому суть самого процесса взаимодействия доломитов с силикатовыми породами с образованием реакционных зон

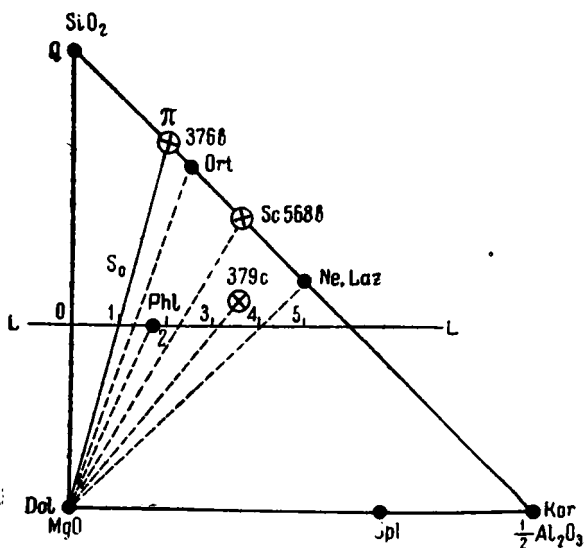
На приводившихся для каждого месторождения трехкомпонентных диаграммах мы видели, как меняется соотношение Al, Si и Mg в разных случаях. Однако независимые изменения возможны не только для со-



Линии со стрелкой дают направление зачехления, пунктир с точками соединяет составы соприкасающихся зон, простой пунктир — вспомогательные линии, п (обр. 3/6б) — исходный пегматит; L — лавитовые породы, Di — диопсидовые породы. Минеральный состав остальных пород обозначен общими символами.

На диаграммах фиг. 34 и 35 ординатой служит содержание кремнезема, а абсциссой — содержание глинозема в граммах на 100 см³; масштаб для глинозема вдвое крупнее, чем для кремнезема. На фиг. 35 па-

показывающие направление замещения пегматита, во всех случаях лежат правее соединительной линии. Это показывает, что при замещении величина отношения Al/Si в замещаемой породе возрастает. Соответственно линия изменения состава доломита в форстеритовый кальцифир и затем в диопсидовую породу лежит левее соединительной линии, т. е. отношение количеств Al/Si , поступающих в доломит, ниже, чем в составе отдающего их пегматита. Составы переходных зон на диаграмме располагаются по зигзагу; этот зигзаг в сочетании с соединительной линией образует фигуру восьмерки, причем существование верхней петли необходимо обуславливает появление и нижней петли (поскольку в целом в месторождении нет привноса или выноса Al и Si , а только их перераспределение).



Фиг. 36. Графическое определение степени десиляции $(Al/Si)^{II} : (Al/Si)^I$ в продуктах замещения пегматита (π обр. 376b).

Повышение отношения Al/Si в замещаемой породе в силу более быстрого ухода кремнезема мы назовем «метасоматической десиляцией». Степень десиляции мы назовем числом, показывающее, во сколько раз возросла величина отношения Al/Si при замещении; степень десиляции выражается следовательно двойным отношением $(Al/Si)^{II} : (Al/Si)^I$, где индекс I обозначает исходную породу, а II — рассматриваемый продукт ее замещения. Величина этого отношения не зависит от единиц, в которых выражено содержание Al и Si (весовые проценты, молекулярные числа, содержание на единицу объема и т. д.). Особенно просто получить величину степени десиляции для составов, нанесенных на диаграмму, будет ли это диаграмма типа фиг. 34 и 35, или трехкомпонентные диаграммы, приводившиеся нами ранее. Величину степени десиляции на этих диаграммах можно получить непосредственно при помощи отсчета по масштабной линейке, без всяких арифметических действий. Для этого соединяем точку начала координат на фиг. 34 и 35 или точку Mg на других диаграммах (фиг. 36) с точками состава исходной породы и точками состава продуктов ее замещения ($a, b, \dots$) соединительными линиями S_0, S_a, S_b . Приложим теперь масштабную линейку параллельно оси $O-Al$ (или $Mg-Al$) на такой высоте, чтобы линия S_0 пересекалась ею на расстоянии одного деления от оси $O-Si$ (или $Mg-Si$). Тогда расстояние (в тех же делениях)

ях) от этой оси точек пересечения линейкой линий S_a , S_b , и т. д. непосредственно даст степени десиликации пород a , b и т. д. (фиг. 36). Способ этот основан на неизменности величины двойного отношения при любых проективных преобразованиях и приложим при любой форме треугольника составов. При замещении пегматита обр. 376*b* микроклинитом степень десиликации 1.4; флогопитом обр. 378*d* — 1.7; главколитом обр. 568*b* — 2.3; лазурит-флогопитовой породой обр. 379*c* — степень десиликации 3.1. При замещении пегматита сплошной нефелиновой породой (§ 26) степень десиликации 4.0. При замещении пегматита шпинелью с кальцитом (§ 32—33) степень десиликации бесконечно велика. Степень десиликации будет меньше единицы, если происходит уменьшение отношения Al/Si , как это имеет место в породе обр. 674² (фиг. 34). Такие случаи, о которых речь будет ниже, редки и имеют место только в отдельных зонах, тогда как общим результатом взаимодействия с доломитом всегда является десиликация алюмосиликатовой породы с образованием «зигзага» или «восьмерки» на диаграмме составов.

С явлением десиликации связано то обстоятельство, что в изученных нами месторождениях первоначальный контакт между алюмосиликатовой породой и доломитом не стирается после метасоматического взаимодействия, так как при последнем алюмосиликатовая порода всегда дает породу, богатую глиноземом, кончая обычно внешней флогопитовой зоной. Доломит дает, наоборот, бедные глиноземом породы, кончая обычно диопсидовой породой, довольно резко контактирующей с флогопитовой зоной замещенного гранитоида или гнейса. Отметим, что в других реакционно-метасоматических месторождениях в зависимости от минералогического типа замещения первичный контакт может быть совершенно затушеван, несмотря на наличие десиликации, например в гранатовых зонах скарных месторождений.

§ 110. Теперь обратимся к явлению метасоматической контракции, которая обсуждалась уже нами при описании лазуритовых месторождений (§ 14, 27). На диаграмме фиг. 34 хорошо видно, что в большинстве случаев при замещении пегматита происходит не только увеличение отношения Al/Si , но и увеличение содержания глинозема на единицу объема, нередко имеющее место для всех зон замещения пегматита. Особенностью этих случаев является также то, что при значительном выносе кремнезема привнос магнезия здесь незначителен или даже вовсе не имеет места, как, например, при замещении пегматита микроклинитом, плагиоклазитом, главколитовой или нефелиновой породой. Так как включающий линзу пегматита доломит глинозема не содержит, а привнос его в растворах невероятен, то в данном случае накопление глинозема может быть объяснено только уменьшением объема при замещении, с механическим перемещением (скупчиванием) замещаемых кристаллов. Так, по мере потери пегматитом кварца остающиеся кристаллы микроклина под влиянием давления со стороны доломита смыкаются, закрывая оставляемые кварцем пустоты, с общим уменьшением объема породы не менее чем на 22% (соответственно с возрастанием содержания глинозема с 39 до 50 г на 100 см³). При замещении пегматита главколитом (содержащим Al_2O_3 70—92 г на 100 см³) должно происходить уменьшение объема на 44—58%, т. е. вдвое. Особенно показателен случай образования мономинеральной нефелиновой породы в зоне замещения пегматита, описанный выше (§ 26, 27). В этой зоне мы встречаем участки, сложенные нефелином с диопсидом, участки нефелин-кальцитовые и участки нефелиновые. В нефелин-кальцитовых участках оба минерала входят примерно в равном количестве; такой состав по содержанию глинозема на единицу объема соответствует первоначальному пегматиту и мог образоваться без изменения объема. Мономинеральные

нефелиновые участки отличаются только отсутствием кальцита и могли получиться при уменьшении объема породы вдвое, с сохранением прежнего содержания глинозема; кальцит, как компонент в данном процессе вполне подвижный, отложился при этом в другом месте.

Метасоматическая контракция в особенности ясно проявляется при образовании метасоматических жил и просечек в пегматитах и при сетчатом их замещении с сохранением реликтовых участков. В центральной части этих метасоматических жилок и просечек всегда появляется зона кальцита или диопсида, т. е. минералов, не содержащих глинозем, причем ширина этих безглиноземных зон тем больше, чем шире сама метасоматическая жила или просечка. Диопсидовая сердцевина лазуритовых просечек в пегматите хорошо видна на зарисовке Н. В. Воскобойниковой (фиг. 10, § 14). По мере замещения пегматит, уменьшаясь в объеме, распадается на комки, которые и разделяются кальцитовыми и диопсидовыми прожилками.

Эти явления метасоматической контракции показывают, что правило Линдгрена о постоянстве объемов при метасоматозе не является универсальным и в некоторых случаях не оправдывается даже приблизительно.

Метасоматическая контракция имеет место в том случае, если из породы выносятся вещества больше, чем в нее привносятся. В наших месторождениях обычна контракция, связанная с десиликацией, когда кремнезема из породы выносятся больше, чем привносится в нее магния и других компонентов. В результате десиляции с контракцией образуются породы, особенно богатые глиноземом и почти лишенные магния (главколитовая, нефелиновая порода, плагиоклазит). При одной десиляции без контракции объемное (т. е. на единицу объема) содержание глинозема возрастать не может. На диаграммах фиг. 34 и 35 при одной десиляции вектор изменения состава должен лежать между соединительной линией S и вертикальной линией, проходящими через точку исходного состава, т. е. этот вектор не может быть наклонен вправо. При контракции точка состава породы удаляется по лучу от точки начала координат и потому, при одновременной десиляции, вектор изменения состава может принять любое направление правее соединительной линии и ниже горизонтали.

Связь между десиликацией и контракцией может быть выведена и на любой из трехкомпонентных диаграмм составов Al — Si — Mg, например на наиболее обычной диаграмме фиг. 31 (тип флогопитовых месторождений). Возьмем случай взаимодействия нормального пегматита (точка 70a на фиг. 31) с доломитом, причем в доломите около пегматита развивается, как обычно, диопсид. Тогда в крайнем продукте замещения пегматита появление форстерита исключается, так как форстерит обладает более высоким химическим потенциалом магния и более низким — кремнезема, чем диопсид. Поэтому пределом для изменения состава пегматита является линия диопсид (Di) — флогопит (Phl) — шпинель (Spl). Если изменение пегматита совершается без уменьшения объема, то вынос кремнезема должен сопровождаться привносом магния. Если допустить, что глинозем совершенно не теряется пегматитом, а магний приходит в количестве, эквивалентном уходящему кремнезему, то изменение состава пегматита будет совершаться на диаграмме фиг. 31 по отвесной прямой и пределом замещения будет диопсид-флогопитовая или флогопитовая порода, со степенью десиляции не выше двух. Если вынос кремнезема не сопровождается привносом магния, то изменение состава пойдет по лучу, проведенному через исходный состав из координатной точки Si. В этом случае, связанном с уменьшением объема (контракция), никакого предела для десиляции нет, и замещение может окончиться полной десиликацией, с образованием шпинелевой зоны.

Отсюда можно предположить, что механические условия, способствующие контракции пегматита, могут благоприятствовать его десиликации при метасоматических процессах.

Геологические наблюдения в отношении условий проявления крайней (связанной с контракцией) десиликации показывают, что случаи крайней десиликации, с образованием плагиоклазитов, главколитовых и других пород, связаны с мелкими жилами и линзами пегматитов среди доломитов, в которых, как правило, не остается реликтов исходного пегматита. Часто наблюдалось, что более крупное тело пегматита подвергается нормальному замещению, тогда как отходящая от нее более тонкая апофиза или лежащий рядом в доломите прожилочек обнаруживают сильную десиликацию, замещаясь, например, главколитом вместо нормального замещения диопсид-скаполитовой породой. Такой случай изображен, например, на зарисовке фиг. 24. При преобладании силикатовых пород, как это имеет место во флогопитовых месторождениях, крайней десиликации, связанной с контракцией, не наблюдается.

Помимо механического фактора крайней десиликации, несомненно играют роль и физико-химические факторы, которые будут рассмотрены в следующей главе. Это видно из того, что вынос кремнезема в некоторых случаях возмещается привносом не магния, а вполне подвижного кальция, с образованием, например, нефелин-кальцитовых, шпинель-кальцитовых и прочих зон без существенного изменения объема.

Следовательно существуют такие физико-химические условия, которые могут вызвать вынос кремнезема без соответствующего привноса магния, независимо от изменения объема породы.

§ 111. Наконец, необходимо остановиться еще на одной особенности замещения, имеющей большое значение при образовании месторождений флогопита, именно на «избирательном стяжении глинозема» в определенной зоне. Поясним эту особенность на диаграмме пород флогопитовых месторождений фиг. 35. Составы форстеритового кальцифира обр. 731b и диопсидовых пород обр. 167b в табл. 9—4 дают нам отношение между глиноземом и кремнеземом, затраченными при образовании этих пород на месте доломита. Так как глинозем и кремнезем поступают в доломит из пегматита, откуда они отнимаются очевидно в том же отношении, то на фиг. 35 общее изменение состава замещаемого пегматита должно следовать по направлению линии, параллельной линии p^0 изменения состава доломита; в противном случае у нас оставался бы избыток одного из этих окислов. Так, для пегматита 70a или 625a общее изменение состава должно идти по линии p^2 , параллельной p^0 (фиг. 35). Фактически для пегматита обр. 625a превращение в диопсид-скаполитовую породу произошло по вектору, лежащему между соединительной линией S и линией p^2 . Следовательно, хотя при этом превращении и имела место десиликация (вектор направлен правее соединительной линии S), но все же глинозем по отношению к кремнезему выносился в количестве большем, чем это нужно для замещения доломита (недостаточная десиликация). Это возможно только при условии накопления глинозема в другой зоне замещения, так, чтобы средний состав всех зон замещения пегматита лежал на линии $p^2 \parallel p^0$. Это и имеет место в действительности, поскольку к диопсид-скаполитовой зоне примыкают скопления кристаллов флогопита (жирная точка Phl на фиг. 35), нередко даже зона сплошного флогопита. В этих случаях, при отсутствии контракции, линия изменения состава алюмосиликатовой породы имеет прогиб в сторону малых содержаний глинозема (выпуклость налево на фиг. 35). Это явление накопления глинозема в одной из зон замещения за счет соседней, совершающееся без контракции, а за счет диффузионного перемещения глинозема, может быть названо «избирательным

стяжением глинозема». Причины этого явления будут рассмотрены в следующей главе.

Недостаточная десиликация или даже ее отсутствие устанавливается анализами не только при замещении пегматитов обр. 625а и 599а диопсид-скаполитовыми породами обр. 625b и 599b, но и при замещении скаполитизированного пироксенового амфиболита обр. 752¹ диопсид-флогопитовой породой обр. 752².

Общая картина на фиг. 35 затемняется тем, что при замещении пород происходит некоторое выравнивание их особенностей сравнительно с их соседями. Так, маленькая кварцевая линза обр. 46b¹ среди пироксеновых амфиболитов рудника № 1 замещается диопсидом, содержащим глинозем, который очевидно привносится при этом из включающих линзу амфиболитов. При замещении плагиоклазового пегматита обр. 599а, залегающего на том же руднике, но в данном случае в виде небольшого участка среди нормального, более бедного глиноземом, пегматита,— происходит значительный вынос глинозема, очевидно в связи с более высоким здесь химическим потенциалом глинозема. Эта тенденция к выравниванию отношения Al/Si при замещении соседних пород обуславливает аномальное направление некоторых векторов на фиг. 35, например обр. 46b¹ — 46b² и обр. 606а—606b.

Избирательное стяжение глинозема и связанная с ним недостаточная десиликация имеют место и в лазуритовых месторождениях, в тех случаях, когда не происходит контракции. Так, при превращении пегматита обр. 376b в диопсид-лазуритовые породы обр. 376d и 674² вектор изменения состава лежит левее линии $p^1 \parallel p^0$ (недостаточная десиликация). Соответственно в наружной зоне образуются флогопит (обр. 378d), так что, как показал расчет табл. 17 § 106 для линзы обр. 376, общий состав зон замещения пегматита лежит на линии $p^1 \parallel p^0$.

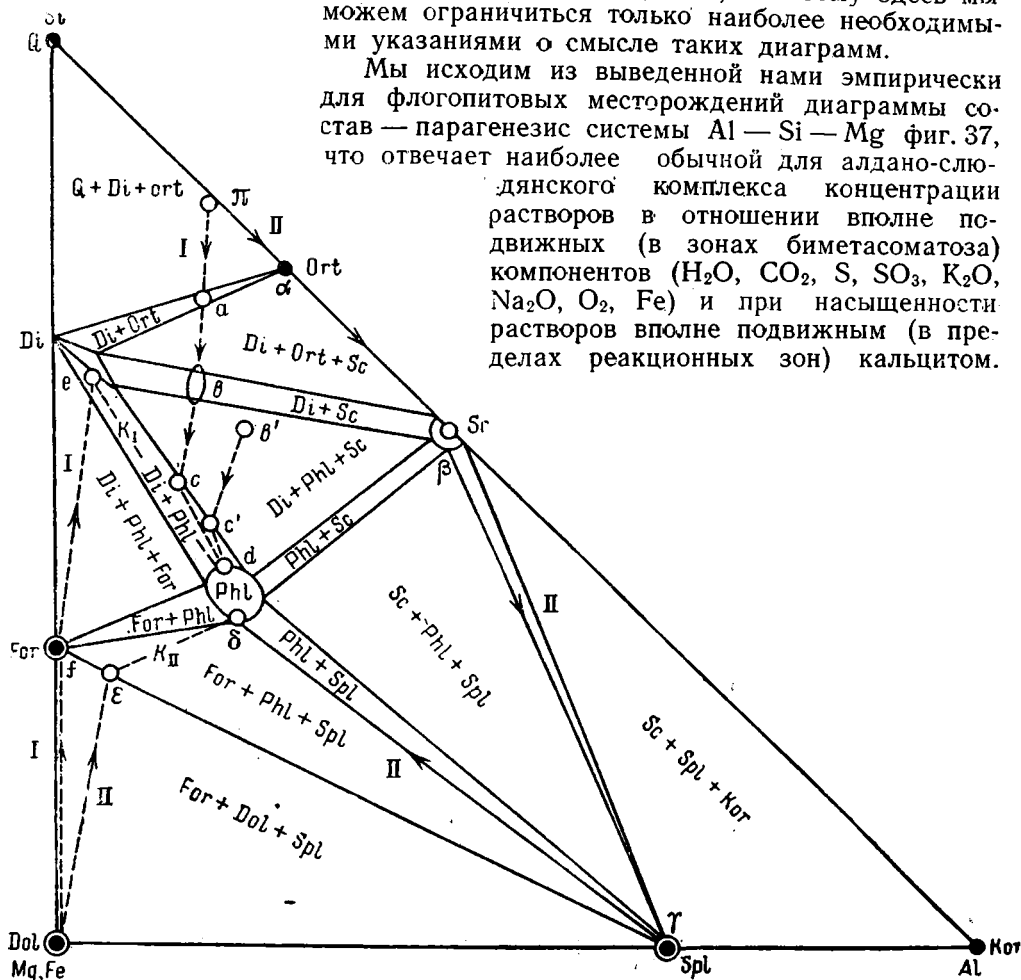
Перемещение глинозема и избирательное его накопление могло происходить независимо от отсутствия или наличия контракции, но в последнем случае мы лишены возможности это перемещение обнаружить, как для большинства путей замещения на фиг. 34. Естественно, что вынос кремнезема при недостаточном притоке магния, сопровождаемый контракцией, приводит к тому же результату, что и стяжение глинозема путем его диффузии. Отличием явлений стяжения глинозема служит то, что накопление глинозема в этом случае может происходить только в зоне, обладающей более низким химическим потенциалом алюминия, чем это имеет место в непосредственно примыкающей зоне, причем в этой последней происходит обеднение глиноземом. Поэтому такие явления, как образование мономинеральной нефелиновой или главколитовой (в контакте с флогопитовой) зон, в которых потенциал глинозема достигает максимума, не могут быть объяснены стяжением глинозема, а только десиликацией с контракцией.

6. Применение теории химического потенциала

§ 112. Образование реакционных зон между химически неравновесными породами, например доломитом и пегматитом, вызвано тем, что концентрация некоторых компонентов в поровых растворах обеих пород различна. При достаточной насыщенности пород растворами эта разность концентраций вызывает диффузию компонентов, с постепенным выравниванием состава поровых растворов в зоне взаимодействия. Изменение состава растворов влечет за собой изменение минералогического состава пород. Поэтому диаграммы, показывающие связь между составом растворов и минералогическим составом породы, помогут нам понять некоторые черты изучаемых месторождений.

При установлении связи между составом раствора и равновесным с ним минералогическим составом мы можем основываться только на законе действия масс и таких общих соображениях, как правило фаз. В другом месте было показано, как из этих соображений построить, для трехкомпонентной системы, диаграммы химических потенциалов (1944), и изложены принципы построения диаграмм концентраций, или точнее активностей компонентов такой системы (1945²). Поэтому здесь мы можем ограничиться только наиболее необходимыми указаниями о смысле таких диаграмм.

Мы исходим из выведенной нами эмпирически для флогопитовых месторождений диаграммы состав — парагенезис системы Al — Si — Mg фиг. 37, что отвечает наиболее обычной для алдано-слюдянского комплекса концентрации растворов в отношении вполне подвижных (в зонах биметасоматоза) компонентов (H_2O , CO_2 , S, SO_3 , K_2O , Na_2O , O_2 , Fe) и при насыщенности растворов вполне подвижным (в пределах реакционных зон) кальцитом.



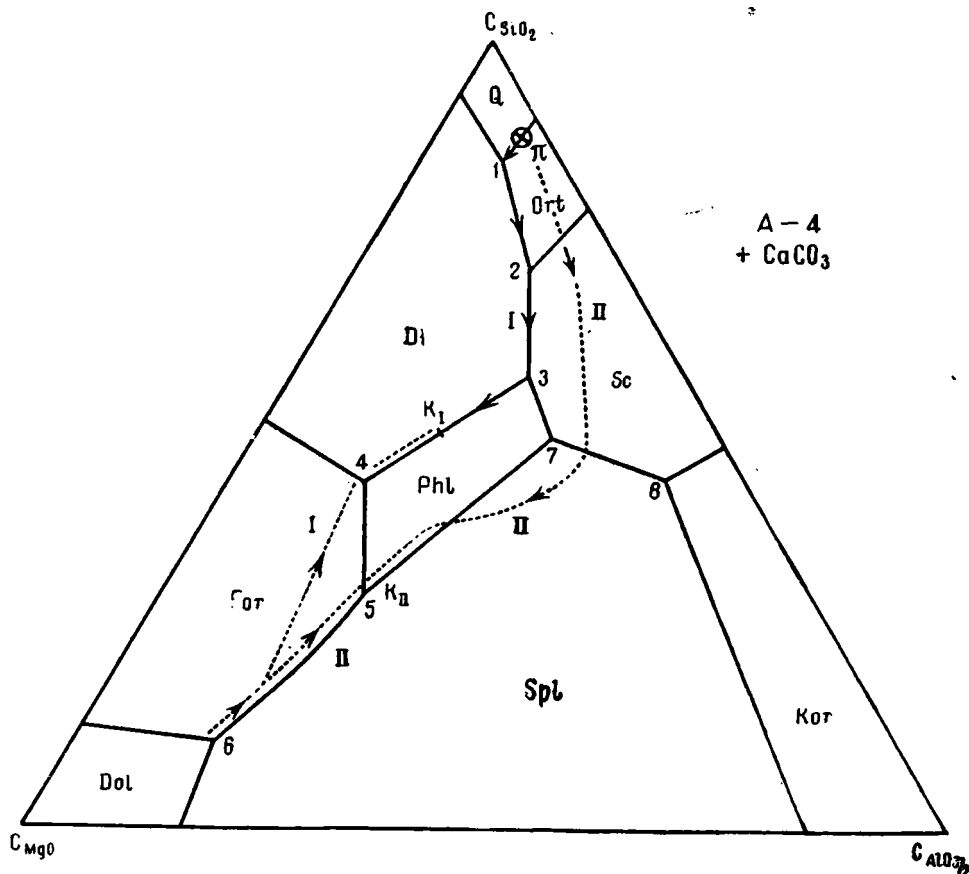
Фиг. 37. Диаграмма Al — Si — Mg метасоматических пород флогопитовых месторождений.

Два крайних случая взаимодействия пегматита (π) и доломита: линия I — составы последовательных реакционных зон в флогопитовых месторождениях. Линия II — случай крайней десициации (шпинелевые прожилки в доломите).

Из диаграммы фиг. 37 может быть выведена схематическая диаграмма соотношения активностей компонентов в тех же породах (фиг. 38).

Если предположить, что поровые растворы достаточно разбавлены, чтобы подчиняться закону действия масс и Si, Al, Mg не образуют между собой каких-либо комплексов в растворе, то активность можно приравнять концентрации, и эта диаграмма даст связь между составом раствора и минералогическим составом породы. Эта диаграмма строением напоминает обычные трехкомпонентные диаграммы плавкости

или, в большей степени, изотермические диаграммы путей кристаллизации соляных систем, что облегчает их понимание. Каждому минералу отвечает на диаграмме фиг. 38 некоторое поле. Границы полей дают составы растворов, устойчивых с двумя минералами одновременно; точки стыков трех полей («тройные точки») дают составы растворов,



Фиг. 38. Схема связи между минералогическим составом и соотношением активностей окислов Al, Si и Mg для метасоматических пород флогопитовых месторождений, выведенная из диаграммы фиг. 37.

устойчивых с тремя минералами одновременно. Направления границ полей построены по формулам, выводимым из закона действия масс, тогда как размеры каждого из полей и, следовательно, расстояния между тройными точками взяты произвольными, т. е. диаграмма схематична.

По диаграмме активностей мы можем судить, как меняется соотношение активностей (т. е. эффективных концентраций в растворе) трех компонентов в зависимости от минералогического состава породы, но изменение активности каждого из компонентов в отдельности здесь не выражено. Поэтому для выяснения некоторых вопросов нам более полезна будет поверхность химических потенциалов.

Активность компонента пропорциональна упругости его пара, а для разведенных («идеальных») растворов пропорциональна его концентрации. Химический потенциал μ_a отсчитывается от некоторого условного

для каждого компонента уровня μ_a° и изменение его пропорционально изменению логарифма активности C_a компонента:

$$\mu_a = \mu_a^\circ + RT \ln C_a; \quad d\mu_a = RT d \ln C_a = RT \frac{dC_a}{C_a},$$

где T — абсолютная температура, а R — газовая постоянная.

Для каждого минерала величина химических потенциалов его компонентов сильно изменяется с изменением, хотя бы и ничтожно малым, его химического состава. Возьмем прежнюю систему, выражаемую диаграммой фиг. 37. Величины химических потенциалов окислов алюминия, кремния и магния, соответствующие каждой ассоциации минералов фиг. 37 и каждому составу отдельных минералов, будем откладывать по трем взаимно перпендикулярным осям координат $\mu_{Al} - \mu_{Si} - \mu_{Mg}$, определяя таким образом точки в пространстве. Эти точки должны образовывать поверхность химических потенциалов. На фиг. 39 даны три ортогональные проекции такой поверхности на ее координатные плоскости

$\mu_{Al} - \mu_{Mg}$ (фиг. 39a); $\mu_{Mg} - \mu_{Si}$ (фиг. 39b); $\mu_{Si} - \mu_{Al}$ (фиг. 39c).

Действительные величины химических потенциалов в минералах нам неизвестны и потому приведенный выше мысленный способ построения поверхности химических потенциалов нам недоступен и приведен только для наглядности. Действительный способ построения, изложенный мною в другом месте (1944), основан на применении закона действия масс и знании состава минералов и дает нам только углы наклонов двуминеральных линий.

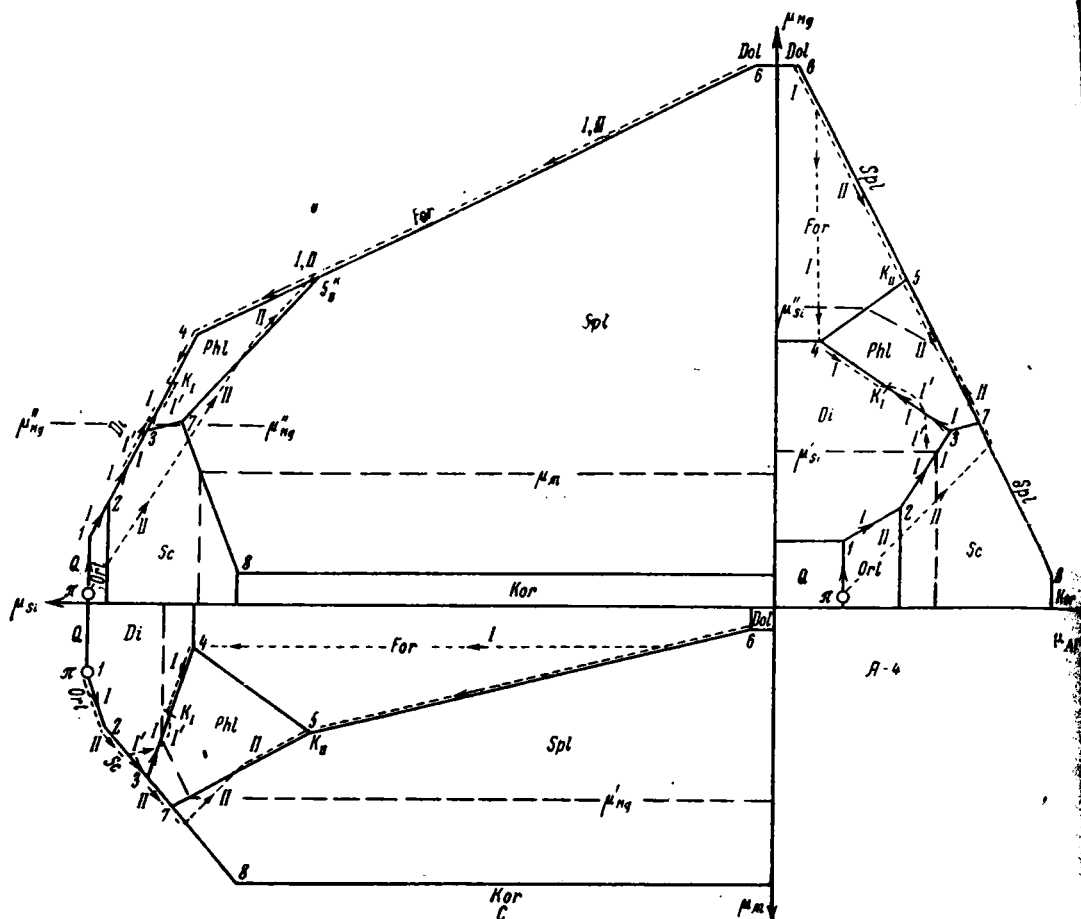
Каждая из трех проекций фиг. 39 весьма походит на диаграмму фиг. 38. Как и на последней, каждому минералу соответствует определенное поле, двуминеральным ассоциациям соответствуют линии, а трехминеральным ассоциациям — тройные точки в стыках полей по три. Эти особенности обеих диаграмм следуют из правила фаз. ($\Phi = K + 2 - n$): в трехкомпонентной системе при произвольных температуре и давлении и при произвольной концентрации вполне подвижных компонентов максимальное число минералов равно трем. При данных внешних условиях и максимальном числе минералов система вполне определена (инвариантна) и потому и величины активности или химического потенциала каждого из компонентов постоянны, т. е. на диаграмме изображаются точкой. С исчезновением одного из минералов появляется одна степень свободы, т. е. двуминеральным ассоциациям на наших диаграммах соответствуют линии. При наличии одного минерала имеем две степени свободы, т. е. поле на диаграмме. Разумеется, что каждый компонент в отдельности во всех минералах равновесной ассоциации имеет равную величину активности или химического потенциала.

Для всех минералов постоянного состава поля устойчивости в поверхности химических потенциалов плоские. Для минерала, не содержащего одного из компонентов, поле устойчивости параллельно оси потенциалов этого компонента и потому проектируется на одну из координатных плоскостей в виде прямой, ограничивающей проекцию поверхности потенциалов.

Поверхность химических потенциалов имеет восемь тройных точек, которые на всех проекциях фиг. 39 и на фиг. 38 перенумерованы соответственными числами 1—8. На каждой из проекций прерывистыми линиями намечены линии равных величин для третьего, не находящего другого выражения на данной проекции, потенциала. Эти «горизонталы» позволяют представить рельеф поверхности потенциалов.

Длина двуминеральных линий на наших диаграммах до некоторой степени произвольна, но должна быть согласована с некоторыми

наблюдениями. Так, наблюдения показывают, что при образовании вокруг пегматитов диопсид-скаполитовых и флогопитовых оторочек, в доломитах кроме форстерита появляется также шпинель, т. е. глинозем диффундирует из замещаемого пегматита в доломит с образованием шпинели. Отсюда следует, что потенциал глинозема в шпинели может быть очень низок, т. е. тройная точка 6 должна соответствовать очень низкому потенциалу алюминия (вероятно более низкому, чем точка 4).



Фиг. 39. Три проекции поверхности химических потенциалов, показывающей связь между минералогическим составом и величиной химических потенциалов μ_{Al} — μ_{Mg} — μ_{Si} для метасоматических пород флогопитовых месторождений.

Выведена из диаграммы фиг. 37, с тем же значением линий I и II; ---- линии равных химических потенциалов μ'_{Si} , μ'_{Al} и т. д. («горизонтал» поверхности потенциалов). К — место первичного контакта.

§ 113. На основе полученных диаграмм фиг. 38 и 39 рассмотрим биметасоматический процесс. Пусть имеем контакт двух химически-неравновесных пород, например доломита (поле у точки 6) и пегматита (точка π фиг. 38 и 39). Поровые растворы в этих двух породах имеют различный состав, и потому, при достаточном количестве растворов, будет иметь место диффузия, с выравниванием состава растворов в зоне взаимодействия. Благодаря диффузии состав раствора от одной породы к другой будет меняться непрерывно и постепенно. Поэтому при следовании вкрест контакта, от одной породы к другой, составу растворов

будет соответствовать на фиг. 38 и 39 непрерывная линия, соединяющая точки 1 и 6, причем каждой последующей точке этой линии будет отвечать только один бесконечно тонкий слой контактовой зоны. Линии выравнивания составов растворов на фиг. 38 и 39 могут на отдельных участках проходить через поля минералов, и в этих участках в равновесии с раствором смогут находиться только одноминеральные породы; или же они могут следовать по линиям границ между двумя полями, и в этом случае в равновесии с раствором на соответствующем участке будут находиться двуминеральные породы. Равновесие трех минералов, которому соответствует одна из тройных точек наших диаграмм, возможно лишь в контакте двух зон, т. е. только в бесконечно тонком слое. Если бы мы имели некоторую трехминеральную зону, то через такую зону диффузия компонентов не могла бы иметь места вследствие отсутствия в ней падения концентраций. Таким очевидным образом из строения диаграмм активностей или химических потенциалов вытекает, что зона взаимодействия, при наличии только трех малоподвижных компонентов, должна быть сложена мономинеральными и биминеральными породами, как это мы видели при описании лазуритовых, флогопитовых и других месторождений. Это имеет место, конечно, лишь при полной подвижности щелочных металлов и других компонентов, указанных ранее, и потому при малой интенсивности метасоматоза число минералов в зонах может возрасти; последнее мы отмечали выше.

Для флогопитовых месторождений обычно следующая последовательность реакционных зон между пегматитом и доломитом, показанная на диаграмме фиг. 37 в соответствии с действительными химическими составами пород:

π Пегматит (Ort+Q)

a) Ort+Di

b) Sc+Di

c) Phl+Di

d) Phl (как особая зона нередко отсутствует)

Первичный контакт

e) Di

f) For+Ka (иногда примесь шпинели)

Доломит

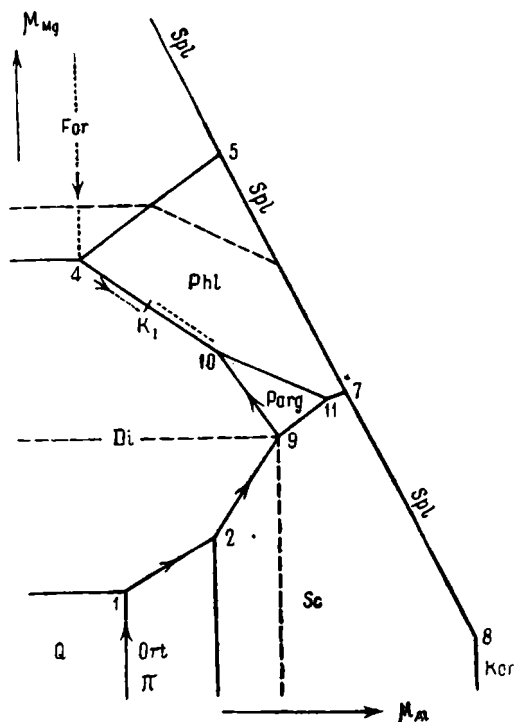
(Точка b_1 на фиг. 37 соответствует составу пироксенового амфиболита, а c_1 — замещающей его диопсид-флогопитовой породе).

Рассмотрим сначала случай отсутствия флогопитовой зоны d .

Этому случаю соответствует линия, отмеченная на фиг. 38 и 39 a, b, c римской цифрой I. Она большей частью совпадает с двуминеральными линиями. Стрелки указывают направление замещения по мере разрастания зон: пегматит замещается диопсид-ортоклазовой породой, замещаемой диопсид-скаполитовой, а последняя замещается диопсид-флогопитовой. Одновременно доломит замещается форстеритовым кальцифиром, а последний диопсидовой породой. Первичному контакту соответствует на диаграммах черточка с символом K_1 .

При таком замещении, как видно на наших диаграммах, от пегматита к доломиту активность или потенциал кремнезема непрерывно понижается, а магния непрерывно повышается, что соответствует непрерывному диффузионному потоку кремнезема из пегматита в доломит и магния в обратном направлении. Иначе ведет себя потенциал глинозема. По мере десиликации пегматита он повышается и достигает максимума в точке 3 (фиг. 39а), на границе диопсид-скаполитовой и диопсид-флогопитовой зоны. Далее в сторону доломита он понижается. Такой ход указывает на то, что подвижность глинозема меньше, чем у кремнезема и магнезии: глинозем не успевает диффундировать вместе с кремнеземом,

накапливается в десилицированной породе, и потому потенциал его здесь возрастает. Все же глинозем, конечно, обладает некоторой подвижностью, и некоторая его диффузия происходит. Из слоя с максимальным потенциалом глинозем должен диффундировать в обе стороны, т. е. в сторону диопсид-скаполитовой и диопсид-флогопитовой зон, но преимущественно в сторону последней; это следует из того, что замещение диопсид-скаполитовой зоны диопсид-флогопитовой совершается с привносом магния и выносом кремнезема, что указывает на более крутой гра-



Фиг. 40. Проекция $\mu_{Al} - \mu_{Mg}$ поверхности химических потенциалов для флогопитовых метаморфоз при более высоком потенциале железа, выведена из диаграммы фиг. 33.

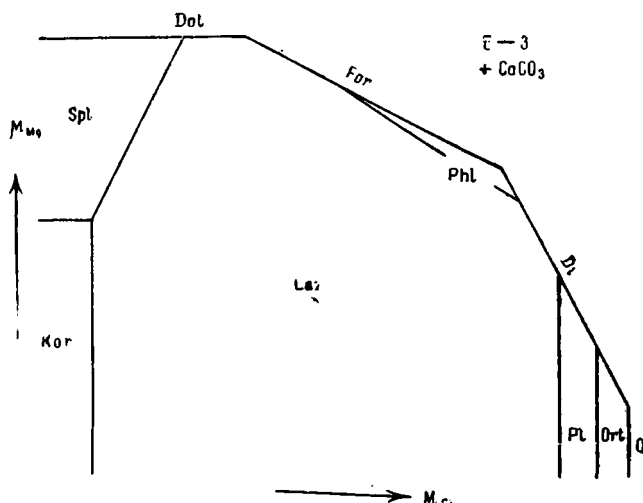
накопление глинозема в флогопитовой зоне с соответствующим недостатком его в более внутренней зоне («недостаточная десиликация»). Мы отмечали и при разборе диаграмм фиг. 34 и 35 (§ 111).

Перемещение глинозема несомненно играет существенную роль в образовании промышленных скоплений флогопита в жилах. Рассмотрим еще случай более железистых боковых пород, когда на месте ассоциации $Di + Pht + Sc$ становится устойчив паргасит, согласно с диаграммой фиг. 33. Соответственно поверхность химических потенциалов отличается от ранее рассмотренной только появлением поля паргасита, размеры которого увеличиваются с возрастанием потенциала железа. Проекция $\mu_{Al} - \mu_{Mg}$ этой поверхности дана на фиг. 40. Путь выравнивания потенциалов отличается здесь тем, что между диопсид-скаполитовой и флогопитовой зонами появляется еще диопсид-паргаситовая зона. В пределах этой диопсид-паргаситовой зоны падение потенциала глинозема, а следовательно и его диффузия, идет в сторону флогопитовой зоны. Поэтому замена части диопсид-скаполитовой зоны

диопсид-паргаситовой, а следовательно (фиг. 39 а и с) глинозема в диопсид-флогопитовой, чем в диопсид-скаполитовой зоне. Это может привести даже к такому выполаживанию кривой потенциала глинозема, показанному на этом участке диаграмм пунктиром 1¹, при котором в силу перемещения глинозема за диопсид-скаполитовой зоной будет следовать чисто диопсидовая, а затем чисто флогопитовая, примыкающая к возникшей за счет доломита диопсидовой породе. Такое явление, обозначенное нами как «избирательное стяжение глинозема» (§ 111), описывалось выше для флогопитовых жил. В них зона кристаллов флогопита жилы сидит на друзовых стенках жилы, сложенных нередко одним диопсидом (§ 81), тогда как прилежащие амфиболиты превращены в диопсид-скаполитовые породы, замещаемые диопсид-флогопитовыми. Характерное

на диопсид-паргаситовую увеличивает область питания флогопитовой жилы глиноземом, увеличивает так сказать бассейн, из которого глинозем стекается во флогопитовые жилы. Поэтому железистость пироксеновых амфиболитов Слюдянского района вслед за богатством их глиноземом и магнием следует считать фактором, благоприятствующим образованию флогопитовых жил.

§ 114. В других геологических условиях биметасоматоз может сопровождаться более значительной десиликацией пегматита. Наиболее значительная десиликация описывалась выше для шпинелевых жилок в доло-



Фиг. 41. Проекция $\mu_{Si} - \mu_{Mg}$ поверхности химических потенциалов для типа парагенезисов E — 3 фиг. 2.

митах (§ 32, 33 и фиг. 19), где иногда имеет место такая последовательность (фиг. 37, линия II):

- π — пегматит (реликты его, как правило, отсутствуют)
- α — ортоклазит или микроклинит
- β — скаполитовая (главколитовая) зона
- γ — шпинель с кальцитом
- δ — флогопит
- первоначальный контакт
- ε — форстеритовый кальцифир с примесью флогопита, шпинели.
- Dol — доломит

Этому случаю соответствуют на фиг. 38 и 39 линии выравнивания активностей или потенциалов, отмеченные римской цифрой II. В отличие от случая флогопитовых месторождений (линия выравнивания I) потенциал глинозема достигает здесь еще более высокого максимума (в шпинелевой зоне), а понижение потенциала кремнезема сопровождается менее значительным, чем в первом случае (линия I') повышением потенциала магния. Разумеется, возможны и промежуточные между первым и вторым случаи.

От чего же зависит степень десиликации? Вопрос этот очень сложный и не может быть разрешен с помощью элементарных соображений. Предварительные теоретические исследования показывают, что главный фактор, определяющий степень десиликации силикатной породы при биметасоматозе, это отношение масс прореагировавших пород. Наибольшая десиликация должна иметь место в тех случаях, когда первичная более богатая кремнеземом порода исчерпана, а продукты ее замещения продол-

жают реагировать с доломитом. Десиликация должна усиливаться при последующем израсходовании более внутренних зон, заместивших исходную силикатную породу, если внешние зоны продолжают реагировать с доломитом. Точно так же степень десиликации должна возрастать, если по мере разрастания реакционных зон количество вступающей в реакцию силикатной породы уменьшается, что имеет место при выпуклых в сторону известняка контактах (например в линзах и включениях силикатной породы в доломите).

Неравномерная и неполная пропитанность, силикатовой породы растворами также уменьшает количество прореагировавшего силикат-



Фиг. 42. Вертикальная жила флогопита в пироксеновых параамфиболитах, около щели, оставшейся после выемки более крупной жилы.

Рудник № 1. Слюдянка. Фото Г. В. Успенского.

ного материала, так как часть исходной породы остается в виде реликтов среди зоны замещения, или вообще остается незамещенной, а потому степень десиликации замещенной части породы усиливается.

В полном соответствии с этими предварительными теоретическими соображениями наименьшая степень десиликации обнаруживается в нормальных флогопитовых месторождениях, где преобладают силикатовые породы, а доломиты большей частью нацело замещены диопсидовыми породами, при отсутствии остатков не только доломита, но часто и форстеритовых кальцифиров. С другой стороны, наибольшие степени десилика-

цин, с образованием микроклинитов, плагиоклазитов, глауколитовых пород и пр. и даже шпинелевых прожилков, наблюдались для пегматитов, залегающих в виде линз или прожилков в мощных доломитах, причем, как правило, более десилицированные породы вовсе не содержат реликтовых ядер пегматита.

Характерны отмечавшиеся при описании случаи, когда наиболее десилицированные породы, например мономинеральные глауколитовые, появляются только в тонких прожилочках и апофизах, тогда как более крупная линза пегматита в доломите, сохранившая ядра исходной породы, обнаруживает лишь незначительную десиликацию (см. зарисовки фиг. 3, 23 и 24).

В условиях, особо благоприятных для десиликации, образование диопсида в замещающей силикатовой породе затрудняется в силу недостатка кремнезема при обилии глинозема, а потому затрудняется и вхождение в состав породы магния. Вынос кремнезема без привноса магния в некоторых случаях компенсируется привносом кальцита, в других случаях имеет место уменьшение объема породы (метасоматическая контракция см. § 110).

§ 115. Некоторые явления показывают, что в наших месторождениях магний ведет себя подвижнее, чем кремнезем. Особенно интересны венцы вокруг шпинели, например в диопсидовых породах Лиственичного района (§ 35—43). Здесь в образовавшейся сначала шпинель-диопсидовой зоне замещения пегматита, в силу изменения условий равновесия (повышение щелочности раствора или понижение температуры), ассоциация шпинели с диопсидом становится неустойчивой, и шпинель отделяется от диопсида венцом скаполита или, далее от пегматита, флогопита или двойным венцом скаполита и затем флогопита. На диаграмме фиг. 39b показан горизонтальным пунктиром тот уровень μ_{Mg}^* потенциала магния, при котором шпинель должна будет отделиться от диопсида двойной реакционной каемкой, с зонкой скаполита и, ближе к диопсиду, зонкой флогопита. При несколько более низком потенциале магния, т. е. ближе к пегматиту, как это легко понять из фиг. 39b, шпинель будет отделяться от диопсида венцом скаполита, а при более высоком потенциале магния — венцом одного флогопита. Потенциалы кремнезема в диопсиде и шпинели будут при этом неизбежно различны, что и служит причиной реакции с образованием реакционной каемки между ними. Таким образом, образование этих венцов вполне можно объяснить постоянным в каждом слое и возрастающим с удалением от пегматита потенциалом магния при различии потенциалов кремнезема в диопсиде и скаполите. В то же время линия равных потенциалов кремнезема (или глинозема), т. е. вертикальная для фиг. 39b (или 39a), не может пересечь поле диопсида и шпинели так, чтобы между ними оказалось поле скаполита, чем доказывается безусловное различие потенциалов кремнезема и глинозема в этих двух минералах в условиях образования наших оторочек. Если бы кремнезем был подвижнее магния и выравнивал свой потенциал скорее магния, то венцы имели бы другой состав; указанный же состав, выравненный в отношении потенциала магния, доказывает большую его подвижность (потенциал магния для всех минералов этих венцов мы можем принять равным, потому что выравнивание этого потенциала не требует заметного изменения состава минералов и потому должно протечь очень скоро).

Совершенно аналогичные каймы описывались выше (§ 28) для лазуритовых оторочек, где между зернами шпинели и диопсидом имеются каймы лазурита или нефелина, а дальше от пегматита шпинель окружена венцом флогопита или двойным венцом с последовательностью

минералов шпинель — лазурит — флогопит — диопсид. От венцов в диопсидовых породах Лиственичного района отличие только в том, что место скаполита здесь заступает лазурит или нефелин. Диаграммы химических потенциалов тоже сходны, с полем лазурита на месте поля скаполита; поэтому нет надобности приводить здесь эти диаграммы. Рассмотрение их приводит к тому же выводу о равенстве в минералах этих венцов потенциала магния и о неизбежном различии в них потенциала кремнезема.

Для описанных в § 16 лазурит-форстеритовых пород с типом парагенезисов D — 3, на который накладывается тип E — 3 (фиг. 11), мы рассмотрим здесь проекцию $\mu_{\text{Si}} - \mu_{\text{Mg}}$ поверхности химических потенциалов (фиг. 41). На этой проекции ясно видно, что форстерит и шпинель не могут иметь одинаковый потенциал кремнезема, и поэтому при равном потенциале магния они должны реагировать с образованием между ними лазурита. Такие венцы и были описаны для этих пород в § 16.

Таблица 19

Химический состав тремолита (1) и гранитов (2—4) архея Южного Прибайкалья

Компоненты	1—тремолит		2—гранит		3—гранит		4—ортитовый гранит	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂ . . .	57.46	958	75.12	1252	70.84	1180	73.31	1221
TiO ₂ . . .	0.06	1	0.20	3	0.20	3	0.22	3
Al ₂ O ₃ . . .	0.88	8	13.13	127	15.13	148	11.91	117
Fe ₂ O ₃ . . .	0.56	4	0.98	6	0.82	5	0.91	6
FeO . . .	0.29	4	0.57	8	0.72	10	1.33	18
MnO . . .	0.05	0	0.03	0	0.02	0	0.03	0
CaO . . .	13.51	241	0.93	17	1.04	19	1.05	18
MgO . . .	24.04	601	0.21	5	0.38	9	0.31	8
K ₂ O . . .	0.18	2	6.06	64	7.60	81	5.87	63
Na ₂ O . . .	0.35	6	2.17	35	2.56	41	3.01	48
CO ₂ . . .	0.10	2	—	0	0.00	0	0.31	7
Пот. при п.р.	2.63	—	0.46	—	0.26	—	0.79	—
H ₂ O гигр. .	0.10	—	0.10	—	0.12	—	0.06	—
Сумма . .	100.21		99.96		99.69		99.11	
Аналитик	Б. М. Френкель		М. Т. Селютин		М. Т. Селютин		Ю. Н. Книпович	
Уд. вес	2.97				2.58			

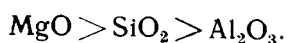
1—тремолит обр. 16/4503. Весьма крупные кристаллы из полосатого диопсидового кварцита вблизи перматитовой жилы «копи Зильберминца», бассейн пади Улунтуй у г. Слюдянка. Белые шестоватые кристаллы. $N_g = 1.629$, $N_p = 1.601$ (определение Г. В. Успенского).

2—гранит архейского комплекса обр. 27a/4503. Слюдянский район, хребет Становик в правых истоках пади Улунтуй. Состав: микролин, олигоклаз, кварц, биотит.

3—то же, оттуда же, обр. 28a/4503. Состав: микролин, плагиоклаз, кварц, амфибол, примесь циркона, апатита, магнетита.

4—биотит ортитовый гранит архейского комплекса. Лиственичный район, устье пади Смородовой. Образует небольшую интрузию (не дайка) среди амфиболитов. Ортит преобладает над биотитом.

Следовательно по степени выравнинности потенциалов мы устанавливаем ряд подвижности:



Таким образом, изучение реакционных каемок и истолкование их на основе диаграмм химических потенциалов дают дополнительный метод для установления относительной подвижности компонентов.

ПРИЛОЖЕНИЕ

ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ НЕКОТОРЫХ ПОРОД ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

В заключение этой книги, завершающей все исследования автора в Южном Прибайкалье, не лишне будет привести несколько химических анализов, оставшихся неиспользованными при специальных исследованиях.

Хотя анализированные образцы и не были достаточно мною исследованы, все же эти анализы, произведенные в Геохимическом секторе ЦНИГРИ (ныне ВСЕГЕИ), могут оказаться полезными.

Таблица 20

Химический состав протерозойских гранитондов Юго-Западного Прибайкалья

Компоненты	1		2		3	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂	61.52	1025	65.74	1095	73.75	1230
TiO ₂	1.81	23	1.00	13	0.19	2
Al ₂ O ₃	12.50	123	13.65	134	15.36	151
Fe ₂ O ₃	2.95	18	1.46	9	0.96	6
FeO	6.56	91	5.01	69	0.87	12
MnO	0.14	1	0.10	1	0.03	0
CaO	4.48	80	3.03	54	1.95	35
MgO	1.67	41	1.06	25	0.33	9
K ₂ O	3.11	33	4.70	50	2.24	23
Na ₂ O	2.69	44	2.46	40	3.94	64
P ₂ O ₅	—	—	0.29	2	—	—
CO ₂	0.27	6	0.25	6	—	—
Пот. при прок.	2.01	—	1.06	—	0.32	—
H ₂ O гигр.	0.27	—	0.19	—	0.08	—
Сумма	99.98		101.02		100.02	
Аналитик	Е. А. Сверхинская		Б. М. Френкель		Е. Н. Егорова	

- 1—роговообманковый сиенито-гранодиорит котовской формации (протерозой). Обр. 70а/4878. Район с. Лиственичного, берег оз. Байкала восточнее устья р. Средней.
- 2—сиенито-гранодиорит котовской формации (протерозой). Обр. 100/4878. Район с. Лиственичного, берег оз. Байкала между устьями рч. Черной и пади Жилище.
- 3—гнейсовидный двуслюдястый гранит саяно-станового комплекса (протерозой), прорывающий породы архейского комплекса южнее села Моты. Состав: олигоклаз (16% An), кварц, микроклин, биотит, мусковит, примесь циркона.

минералов шпинель — лазурит — флогопит — диопсид. От венцов в диопсидовых породах Лиственичного района отличие только в том, что место скаполита здесь заступает лазурит или нефелин. Диаграммы химических потенциалов тоже сходны, с полем лазурита на месте поля скаполита; поэтому нет надобности приводить здесь эти диаграммы. Рассмотрение их приводит к тому же выводу о равенстве в минералах этих венцов потенциала магния и о неизбежном различии в них потенциала кремнезема.

Для описанных в § 16 лазурит-форстеритовых пород с типом парагенезисов D — 3, на который накладывается тип E — 3 (фиг. 11), мы рассмотрим здесь проекцию $\mu_{\text{Si}} - \mu_{\text{Mg}}$ поверхности химических потенциалов (фиг. 41). На этой проекции ясно видно, что форстерит и шпинель не могут иметь одинаковый потенциал кремнезема, и поэтому при равном потенциале магния они должны реагировать с образованием между ними лазурита. Такие венцы и были описаны для этих пород в § 16.

Таблица 19

Химический состав тремолита (1) и гранитов (2—4) архея Южного Прибайкалья

Компоненты	1—тремолит		2—гранит		3—гранит		4—ортитовый гранит	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂ . . .	57.46	958	75.12	1252	70.84	1180	73.31	1221
TiO ₂ . . .	0.06	1	0.20	3	0.20	3	0.22	3
Al ₂ O ₃ . . .	0.88	8	13.13	127	15.13	148	11.91	117
Fe ₂ O ₃ . . .	0.56	4	0.98	6	0.82	5	0.91	6
FeO . . .	0.29	4	0.57	8	0.72	10	1.33	18
MnO . . .	0.05	0	0.03	0	0.02	0	0.03	0
CaO . . .	13.51	241	0.93	17	1.04	19	1.05	18
MgO . . .	24.04	601	0.21	5	0.38	9	0.31	8
K ₂ O . . .	0.18	2	6.06	64	7.60	81	5.87	63
Na ₂ O . . .	0.35	6	2.17	35	2.56	41	3.01	48
CO ₂ . . .	0.10	2	—	0	0.00	0	0.31	7
Пот. при п.р.	2.63	—	0.46	—	0.26	—	0.79	—
H ₂ O гигр. .	0.10	—	0.10	—	0.12	—	0.06	—
Сумма . .	100.21		99.96		99.69		99.11	
Аналитик	Б. М. Френкель		М. Т. Селютина		М. Т. Селютина		Ю. Н. Книпович	
Уд. вес	2.97				2.58			

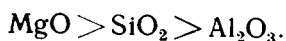
1—тремолит обр. 16/4503. Весьма крупные кристаллы из полосатого диопсидового кварцита вблизи перматовой жилы «копи Зильберминца», бассейн пади Улунтуй у г. Слюдянка. Белые шестоватые кристаллы. Ng = 1.629, Np = 1.601 (определение Г. В. Успенского).

2—гранит архейского комплекса обр. 27a/4503. Слюдянский район, хребет Становик в правых истоках пади Улунтуй. Состав: микролин, олигоклаз, кварц, биотит.

3—то же, оттуда же, обр. 28a/4503. Состав: микролин, плагноклаз, кварц, амфибол, примесь циркона, апатита, магнетита.

4—биотит ортитовый гранит архейского комплекса. Лиственичный район, устье пади Смородовой. Образует небольшую интрузию (не дайку) среди амфиболитов. Ортит преобладает над биотитом.

Следовательно по степени выравнинности потенциалов мы устанавливаем ряд подвижности:



Таким образом, изучение реакционных каемок и истолкование их на основе диаграмм химических потенциалов дают дополнительный метод для установления относительной подвижности компонентов.

ПРИЛОЖЕНИЕ

ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ НЕКОТОРЫХ ПОРОД ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

В заключение этой книги, завершающей все исследования автора в Южном Прибайкалье, не лишне будет привести несколько химических анализов, оставшихся неиспользованными при специальных исследованиях.

Хотя анализируемые образцы и не были достаточно мною исследованы, все же эти анализы, произведенные в Геохимическом секторе ЦНИГРИ (ныне ВСЕГЕИ), могут оказаться полезными.

Таблица 20

Химический состав протерозойских гранитоидов Юго-Западного Прибайкалья

Компоненты	1		2		3	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂	61.52	1025	65.74	1095	73.75	1230
TiO ₂	1.81	23	1.00	13	0.19	2
Al ₂ O ₃	12.50	123	13.65	134	15.36	151
Fe ₂ O ₃	2.95	18	1.46	9	0.96	6
FeO	6.56	91	5.01	69	0.87	12
MnO	0.14	1	0.10	1	0.03	0
CaO	4.48	80	3.03	54	1.95	35
MgO	1.67	41	1.06	25	0.33	9
K ₂ O	3.11	33	4.70	50	2.24	23
Na ₂ O	2.69	44	2.46	40	3.94	64
P ₂ O ₅	—	—	0.29	2	—	—
CO ₂	0.27	6	0.25	6	—	—
Пот. при прок.	2.01	—	1.06	—	0.32	—
H ₂ O гигр.	0.27	—	0.19	—	0.08	—
Сумма	99.98		101.02		100.02	
Аналитик	Е. А. Сверхинская		Б. М. Френкель		Е. Н. Егорова	

1—роговообманковый сиенито-гранодиорит котовской формации (протерозой). Обр. 70а/4878. Район с. Листвничного, берег оз. Байкала восточнее устья р. Средней.

2—сиенито-гранодиорит котовской формации (протерозой). Обр. 100/4878. Район с. Листвничного, берег оз. Байкала между устьями рч. Черной и пади Жилище.

3—гнейсовидный двуслюдистый гранит саяно-станового комплекса (протерозой), прорывающий породы архейского комплекса южнее села Моты. Состав: олигоклаз (16% An), кварц, микроклин, биотит, мусковит, примесь циркона.

Анализ тремолита (табл. 19 — 1) интересен тем, что скопление крупных кристаллов этого тремолита образовалось в диопсидовом кварците в явной связи с воздействием крупной жилы щелочного пегматита, т. е. в связи с гистерогенным метаморфизмом архейского комплекса. Архейские граниты 2 и 3 табл. 19 типичны для массива архейских гранитов хребта Становик, т. е. массива, наиболее близко расположенного к флогопитовым месторождениям. Ортитовые граниты (табл. 19—4) хотя и необычны (в противоположность ортитовым пегматитам), но образуют в данном случае немалую интрузию (по крайней мере десятки метров шириной) в Лиственичном районе.

В табл. 20—1—2 даны анализы типичных пород массива котовских (протерозойских) гранитоидов Лиственичного района. Они прорывают и повторно метаморфизуют архейские гнейсы, частью вызывая их орого-викование (Коржинский, 1937³, стр. 81—82). Наконец последний анализ (табл. 20—3) представляет еще более молодые гнейсовидные двуслюдыстые серые граниты саяно-станового комплекса, которые прорывают и повторно метаморфизуют архейский гнейсовый комплекс у с. Мот. Их внедрение связывается с интенсивной милонитизацией и диафторезом архейских пород, появлением вторичногоgrossуляра в основных гнейсах и т. д.

ОБЪЯСНЕНИЕ СИМВОЛОВ МИНЕРАЛОВ

Ab	— альбит	Mi	— микроклин
An	— анортит	Mi-P	— микроклин- -микропертит
Andr	— андрадит	Ne	— нефелин
Ap	— апатит	Olg	— олигоклаз
Bi	— биотит	Ort	— ортоклаз
Ce	— цельзиан	Parg	— паргасит
Di	— диопсид	Phl	— флогопит
Dol	— доломит	Py	— пирит
For	— форстерит	Pl	— плагиоклаз
Ka	— кальцит	Q	— кварц
Kor	— корунд	Sc	— скаполит
Laz	— лазурит	Sph	— сфен
Ma	— маршалит	Spl	— шпинель
Me	— мейонит		

- Алимарин И. П. и Ромм И. И. Сборник химических анализов минералов и горных пород. Тр. Всес. научн.-иссл. инст. мин. сырья, 1935, вып. 76.
- Барышев Н. В. и Красников В. И. Слюдяные флогопитовые месторождения. Мин. сырье, 1931, № 8—9.
- Воскобойникова Н. К. Минералогия слюдянского месторождения лазурита. Зап. Мин. общ., 1938, 67, № 4, 602—622.
- Гаврусевич Б. А. Материалы к минералогии и геохимии пегматитов с. Лиственничного в Прибайкалье. Тр. СОПС Акад. Наук СССР, сер. сибирск., 1933, вып. 5, 49—60.
- Гаврусевич Б. А. О составе флогопитов Слюдянки в зависимости от генетических типов-фаз флогопитового процесса. Тр. Ломоносов. инст. Акад. Наук СССР, 1935, вып. 5, 99—112.
- Гаврусевич Б. А. Проблемы геохимии флогопитового процесса Слюдянки в Прибайкалье. Учен. зап. Свирдл. гос. унив. им. А. М. Горького, 1937, вып. 1, 153—214.
- Григорьев Д. П. Изучение магнезиально-железистых слюд. Зап. Мин. общ., 1935, 64, № 1, 21—79.
- Деуля Т. Т. К минералогии полевошпато-диопсидовых пегматитов Лиственничного массива (Западное Прибайкалье). Тр. Вост.-Сиб. гос. унив., 1937, вып. 3, № 3.
- Калинин П. В. 1. Главнейшие типы месторождений флогопита Слюдянского района. Сб. Флогопитовые месторождения Слюдянского района. Тр. Всес. научн.-иссл. инст. мин. сырья, 1939, вып. 150, 115—175.
- Калинин П. В. 2. Минералы Слюдянского района. Сб. Флогопитовые месторождения Слюдянского района. Тр. Всес. научн.-иссл. инст. мин. сырья, 1939, вып. 150, 176—244.
- Калинин П. В. 3. Генезис флогопитовых месторождений. Сб. Флогопитовые месторождения Слюдянского района. Тр. Всес. научн.-иссл. инст. мин. сырья, 1939, вып. 150, 245—262.
- Клековкин Н. Ф. и Горшков Г. С. Геологический очерк Эмельджакского месторождения флогопита. Тр. Алданск. геол.-разв. экспед., 1944, вып. 1.
- Коржинский Д. С. Геология и полезные ископаемые южного района Якутии. Сб. Якутская АССР. Тр. СОПС Акад. Наук СССР. 1933, вып. 2, 183—221.
- Коржинский Д. С. 1. Архейские мраморы Алданской плиты и проблема фаций глубинности. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 71.
- Коржинский Д. С. 2. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 86.
- Коржинский Д. С. 3. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1936, № 1, 35—60.
- Коржинский Д. С. 4. Парагенетический анализ кварцосодержащих бедных кальцием кристаллических сланцев архейского комплекса Ю. Прибайкалья. Зап. Мин. общ., 1936, 65, № 2.
- Коржинский Д. С. 1. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Вост. Сибири. Сб. Слюды СССР. Изд. ЦНИГРИ. 1937. 93—114.
- Коржинский Д. С. 2. Зависимость минералообразования от глубины. Зап. Мин. общ. 1937, 66, вып. 2, 369—396.
- Коржинский Д. С. 3. Кристаллические толщи юго-западного Прибайкалья. Путев. экск. Междун. геол. конгр. 1937 г. Сибирская экскурсия. Вост. Сибирь. М., 1937, 63—88.
- Коржинский Д. С. 1. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1940, вып. 12.
- Коржинский Д. С. 2. Жидкие включения как причина мнимой пелитизации полевых шпатов. Докл. Акад. Наук СССР. 1940, 29, № 2, 115—117.
- Коржинский Д. С. Контактные реакционно-метасоматические месторождения. Докл. Акад. Наук СССР, 1941, 33, № 2.
- Коржинский Д. С. Понятие о геохимической подвижности элементов. Зап. Мин. общ., 1942, 71, № 3—4.
- Коржинский Д. С. Соотношение между минералогическим составом и величиной химических потенциалов компонентов. Зап. Мин. общ., 1944, 73, № 1.
- Коржинский Д. С. 1. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1945, вып. 61.
- Коржинский Д. С. 2. Образование контактовых месторождений. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1945, № 3.
- Коржинский Д. С. 1. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. Сб. «Акад. Д. С. Белянкину к семидесятилетию со дня рождения», стр. 242, 1946.
- Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, вып. 68. В печати.

- Маслов В. П. и Лавров М. Материалы к геологии истока р. Ангары. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., 1933, вып. 298.
- Никитин В. В. Диаграмма важнейших геометрических элементов полевых шпатов. Зап. Мин. общ., 1927, 55, вып. I, 1—68.
- Павловский Е. В. Новые данные по геологии и флогопитоносности юга Якутской АССР. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1944, № 3, 93—109.
- Пилипенко П. П. К геологии и минералогии Слюдянского района. Мин. сырье, 1930, № 10, 945—1366.
- Полякова Е. Д. Лазуриды Южного Прибайкалья. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 244.
- Смирнов С. С. Материалы к геологии и минералогии Южного Прибайкалья. Мат. по общ. и прикл. геол., 1928, вып. 83.
- Смирнов С. С. и Касаткин П. И. О Мысовских железорудных месторождениях в Бурят-Монгольской АССР. Изв. Гл. геол.-разв. упр., 1931, 50, вып. 29, 457—489.
- Сулоев А. И. Петрология кристаллического комплекса Слюдянского флогопитового района. Сб. Флогопитовые месторождения Слюдянского района. Тр. Всес. научно-иссл. инст. мин. сырья, 1939, вып. 150, 5—114.
- Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные камни СССР, т. 1—2. Л., Акад. Наук СССР, 1920—1925.
- Ферсман А. Е. Перматиты, т. I, Изд. 3-е. М.—Л., Акад. Наук СССР, 1940.
- Якжин А. А. Алданский флогопит. Разв. недр., 1938, № 7, 11—17.
- Якжин А. А. Флогопитовые месторождения бассейна р. Курунах в районе Алданской плиты. Мат. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири. 1939, вып. 15, 71—130.
- Фролова Н. В. Геологическое строение и флогопитоносность района среднего течения реки Курунах (Алданский район ЯАССР). Тр. Алданск. геол.-разв. экспед., 1944, вып. 1.
- Фролова Н. В. и Клековкин Н. Ф. Стратиграфия архея Алданского массива и методика поисков и разведки алданских месторождений флогопита. Тр. Алданск. геол.-разв. экспед., 1945, вып. 2.
- Adams F. D. On the origin of the Amphibolites of the Laurentian Area of Canada. Journ. of Geol., 1909, 7, No. 1.
- Adams F. D. and Barlow A. E. Geology of the Haliburton and Bancroft Areas Province of Ontario. Canada Dep. of Mines. Geol. Surv. Branch. 1910, Mem. No. 6.
- Bésairie. Sur les gisements de Madagascar. C. R. Soc. Géol. de France, 1928, Fas. 14, p. 236—238.
- Brögger W. C. u. Bäckström H. Die Mineralien der Granatgruppe. Zschr. f. Kryst. und Min., 1891, Bd. 18, H. 2/3, S. 209—276.
- Eskola P. On the Igneous Rocks of Sivatoy Noss in Transbaikalia. Översikt av Finska Vetenskaps Societetens Forhandlingar, Bd. 63, A, No. I, 1920—1921, p. 1—99.
- Eskola P. On the principles of metamorphic differentiation. Bull. Comm. Geol. de Finlande, No. 97, 1932.
- Eskola P. Die metamorphen Gesteine (Barth T.—Correns C.—Eskola P.). Die Entstehung der Gesteine. Berlin, 1939.
- Kawasaki S. Mica in Chosen, with special reference to phlogopite in the Mach'onnyong Series of Kanky-Do. Bull. on the Min. Surv. of Chosen (Korea). v. I, pt. 2, Keijo, 1916.
- Lacroix A. Minéralogie de Madagascar. T. 2. Paris, 1922.
- Lacroix A. La Géologie et les Mines de la France d'outre mer (Extrait). Madagascar, le massif cristallin. Publication du bureau d'études géologiques et minières coloniales. Paris, 1932.
- Landes K. K. Origin of the Quebec phlogopite apatite deposits. Amer. Min., 1938, 23, № 6, p. 359—390.
- Savornin A. Les gisements de mica phlogopite du Sud de Madagascar. Annal. Géol. du Service des Mines. No. 7. Tananarive, 1937.
- Savornin A. Sur la présence de la phlogopite dans les pyroxénites de la région de Betroka. Bull. Soc. Franc. de Minér., 57, pp. 130—139.
- Schmid H. S. Mica, gisements, exploitation et emplois. Canada, Ministère des Mines. Ottawa, 1914.
- Stansfield J. Mineral deposits of the Ottawa District. 12 Congr. Géol. Internat., Canada, 1913. Guide Book. No. 3. Excursions in the neighbourhood of Montreal and Ottawa. Ottawa, 1913, p. 81—115.
- Sundius N. Zur Kenntnis des Zusammenhanges zwischen den optischen Eigenschaften u. der chemischen Konstitution der Skapolithe. Bull. Geol. Inst. Univ. of Upsala, 1916, 15, S. 1—12.
- Sundius N. Beiträge zur Kenntnis der Skapolithe. Bull. Geol. Inst. Univ. of Upsala, 1918—19, 16, S. 96—106.
- Winchell N. H. & Winchell A. N. Elements of optical mineralogy, pt. 2, New York, 1927.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	1
Глава I. Геолого-петрологический очерк архея Южного Прибайкалья.	3
1. Общая стратиграфия и петрология. § 1.	3
2. Типы гранитов и пегматитов, роль щелочности. § 2, 3, 4.	4
3. Типы контактов гранитов и пегматитов с мраморами. § 5, 6.	9
4. Общие особенности минералообразования и геохимии алдано-слюдянского комплекса пород. § 7, 8.	13
5. Обзорная диаграмма типов парагенезисов метасоматических пород. § 9.	15
Глава II. Лазуриновые месторождения.	17
А. Слюдянское месторождение лазурита.	17
1. Общий характер. § 10.	17
2. Детальное описание. § 11—17.	18
а. Линза пегматита (гранит-пегматита) точки 376. § 11.	18
б. Линза 378. § 12.	22
в. Линзы точки 379. § 13.	23
г. Некоторые детали замещения (обр. 382 и 620). § 14.	27
д. Пегматит (обр. 387—390 северо-восточного карьера). § 15.	29
е. Лазурит-форстеритовые породы (обр. 383—386). § 16.	30
ж. Химический состав глауколита и лазурита. § 17.	32
Б. Мало-Быстринское лазуриновое месторождение.	33
1. Общий характер. § 18—19.	33
2. Нормальный для месторождения тип лазуритизации.	35
а. Лазуриновые оторочки (обр. 674). § 20.	36
б. Диоксид-лазуриновая порода с полевошпатовыми глазками (обр. 678). § 21.	39
в. Химические анализы пород нормальных зон замещения (обр. 674 и 678). § 22.	39
г. Общее описание нормальных для Мало-Быстринского месторождения случаев лазуритизации. § 23—24.	40
3. Лазуритизация и нефелинизация гранит-пегматитов с промежуточной плагиоклазитизацией.	45
а. Общий характер. § 25.	45
б. Нефелиновые оторочки (обр. 699а—с). § 26.	45
в. Схема образования нефелиновых оторочек (обр. 699). § 27.	43
4. Шпинельсодержащие оторочки. § 28.	49
Глава III. Глауколитовые, шпинелевые и другие метасоматические образования.	51
1. Глауколитовые (скаполитовые) и плагиоклазитовые жилки в доломитах.	51
а. Общее описание. § 29—30.	51
б. Описание и анализы глауколитовой жилки обр. 568. § 31.	53
2. Шпинелевые прожилки в мраморах. § 32—33.	55
3. Шпинелевый шурф р. Талой (обр. 739). § 34.	56
4. Эруптивные брекчи диоксидовых пород в Лиственничном районе. § 35—43.	59
5. Замещение ксенолитов кристаллических сланцев в доломитах.	67
а. Общий характер. § 44.	67
б. Ксенолит метасоматической паргаситовой породы обр. 215. § 45—46.	68
Глава IV. Флогопитовые месторождения.	71
А. Эмбриональные флогопитовые месторождения.	71
1. Нормальные реакционные зоны между пегматитами и доломитами. § 47—48.	71
2. Морфологические типы взаимодействия пегматитов с доломитами. § 49.	74
Б. Промышленные флогопитовые месторождения.	77
1. Общий характер месторождений. § 50.	77

а. Рудник № 2 («Дальний»). § 51.	77
б. Рудник № 3. § 52.	78
в. Рудник № 1 («Главный»). § 53.	78
г. Рудник № 4. § 54.	78
д. Рудник № 6 («Заявка»). § 55.	79
2. Диопсидовые породы флогопитовых месторождений. § 56—60.	79
3. Пегматиты флогопитовых месторождений и их замещение.	85
а. Типы пегматитов. § 61.	85
б. Замещение пегматитов. § 62—66.	87
в. Замещение кварцевой линзы. § 67.	93
4. Биотитовые гнейсы и их замещение. § 68—69.	94
5. Пироксеновые амфиболиты и их замещение.	95
а. Первичный характер. § 70.	95
б. Замещение пироксеновых амфиболитов.	98
Скаполитизация. § 71	99
Паргаситизация. § 72	101
Флогопитизация. § 73	102
6. Волокнистый флогопит. § 74—76.	106
7. Кальцит-флогопитовые жилы.	106
а. Общий характер. § 77.	106
б. Полевой шпат кальцит-флогопитовых жил. § 78.	107
в. Зависимость состава жил от боковых пород. § 79—80.	109
г. Строение жил. § 81.	111
8. Диаграмма состав-парагенезис для флогопитовых месторождений Слюдянки. § 82.	114
9. Образование флогопитовых месторождений Слюдянского района. § 83—84	117
10. Сопоставление с другими воззрениями на генезис флогопитовых месторождений Слюдянки. § 85—86.	120
11. Сопоставление с месторождениями флогопита других районов и стран. § 87—91.	124
12. Указания для поисков и разведок флогопитовых месторождений. § 92.	126
Глава V. Общие закономерности метасоматического взаимодействия доломитов с полевошпатовыми породами в Южном Прибайкалье.	128
1. Условия и общий характер взаимодействия. § 93—94.	128
2. Различная подвижность компонентов. § 95—101.	133
3. Режим щелочей при метасоматозе. § 102—104.	136
4. Баланс вещества при метасоматическом взаимодействии. § 105—108.	141
5. Метасоматическая десиликация, контракция и избирательное стяжение глинозема. § 109—111.	148
6. Применение теории химического потенциала. § 112—115.	159
Приложение. Химические анализы некоторых пород Юго-западного Прибайкалья.	160
Объяснение символов минералов.	161
Литература	

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета
Академии Наук СССР

Редактор издательства Л. А. Рабинович
Технический редактор О. В. Залышкина

РИСО АН СССР № 2625. А—11058. Издат. № 1084, Тип. заказ № 497. Подп. к печ. 31/X 1947г.
Формат бум. 70х103¹/₁₆. Печ. л. 10¹/₄. Уч.-издат. 16. Тираж 1500.

ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
37	12 св.	$N \perp (010)$	$N_g \perp (010)$
48	9 сн.	$+ CaCO_3$	$+ 3CaCO_3$
56	6 св.	$c : N$	$c : N_g$
63	13 св.	$(Al, Fe) O_3$	$(Al, Fe)_2 O_3$
68	6 сн.	$N - N_p$	$N_g - N_p$
69	12 св.	26,2	46.2
97	12 св.	$N_g - N_e$	$N_e - N_p$
97	13 св.	cN	$c : N_g$
97	14 св.	$N - N_p$	$N_g - N_p$
98	19—20 св.	хическим	химическим
107	22 св.	отроклазы	ортоклазы

Тр. ИГЕН, вып. 29. Д. С. Коржинский.

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

- Вып. 40 (№ 13). 1940. Стр. 55. Ц. 3 р. 80 к.
- Д. С. Белянкин. Современные успехи советской технической петрографии — основа дальнейших ее перспектив. Н. А. Сирин. Гранитные интрузии Приполярного Урала. В. В. Лапин. О составе фаялитового силиката в шлаке медного штейна. Б. В. Иванов. Петрографический анализ импортного доломитового кирпича. В. И. Лучицкий. К вопросу о диагностике кордиерита в метаморфических и магматических породах. И. А. Преображенский. Об автигенных минералах и минералообразовании.
- Вып. 44 (№ 14). 1940. Стр. 50. Ц. 4 р.
- Н. Ф. Шония. Сакаурская неонитрузия в верхней Раче. Г. М. Заридзе и К. И. Чичинадзе. Эгерская неонитрузия на Кавказе. И. В. Борисевич. К минералогии карбонатных марганцевых руд Мазульского месторождения. М. К. Бельштерли и А. А. Турцев. Термомагнитные исследования биотита.
- Вып. 50 (№ 15). 1941. Стр. 99. Ц. 7 р. 80 к.
- С. Г. Саркисян. Петрография рыхлых касситеритсодержащих отложений Забайкалья.
- Вып. 55 (№ 16). 1941. Стр. 44. Ц. 3 р. 20 к.
- И. Е. Сморгков. Кислые интрузии Зеренского района (Восточное Забайкалье) в связи с их оловяноносностью.
- Вып. 56 (№ 17). 1941. Стр. 47. Ц. 3 р. 50 к.
- И. А. Преображенский. Акцессорные минералы изверженных пород.
- Вып. 57 (№ 18). 1941. Стр. 40. Ц. 3 р. 20 к.
- В. И. Лучицкий и М. И. Ожегова. Генетические взаимоотношения глубинных и интрузивно-эффузивных пород северо-запада Украинского кристаллического массива. В. П. Еремеев. Некоторые строительные материалы и нерудные ископаемые Дигории.
- Вып. 58 (№ 19). 1941. Стр. 55. Ц. 4 р. 60 к.
- Д. С. Белянкин и В. В. Лапин. Новые данные по минералогии шлаков Зестафонского завода. В. В. Лапин. О шлаках Карсакайского металлургического завода: нормальном и базальтоидном. Б. В. Залесский, А. И. Корсунский и В. В. Лапин. К вопросу о долговечности разностей карбонатных пород Самарской Луки.
- Вып. 59 (№ 20). 1941. Стр. 60. Ц. 5 р. 30 к.
- И. А. Преображенский. Граниты Мань-Хамбо. Приполярный Урал. С. Г. Саркисян и М. К. Житкова. Петрография рыхлых отложений бассейна рр. Народа, Мань-я и Шокур-я Приполярного Урала. Д. С. Белянкин, В. П. Еремеев и Р. П. Петров. К изучению неонитрузий горы Тепли. П. И. Спасибко. К вопросу о происхождении гнейсов долины р. Теберды на Северном Кавказе.
- Вып. 61 (№ 21). 1945. Стр. 111. Ц. 9 р.
- Д. С. Коржинский. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири.
- Вып. 72 (№ 22). 1945. Стр. 176. Ц. 12 р.
- Н. А. Сирин. Геолого-петрографическое исследование Приполярного Урала.
- Вып. 75 (№ 23). 1946. Стр. 132. Ц. 10 р.
- В. С. Копте-Дворников, О. П. Оглоблина и М. Е. Яковлева. Геолого-петрографическое описание Майкайинского рудоносного района (Центральный Казахстан).
- Вып. 71 (№ 24). 1946. Стр. 82. Ц. 7 р.
- В. А. Заварицкий. Спилито-кратофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале.
- Вып. 77 (№ 25). 1945. Стр. 110. Ц. 5 р.
- В. В. Лапин. Материалы по петрографии шлаков советской металлургии.
- Вып. 83 (№ 26). 1947. Стр. 106. Ц. 7 р. 50 к.
- Б. М. Куплетский. Гранитные интрузии восточного склона Среднего Урала и их редкометальное оруденение.
- Вып. 84 (№ 27). 1947. Стр. 168. Ц. 13 р.
- В. П. Еремеев. К изучению неонитрузии оз. Кардывая. М. А. Фаворская. Неонитрузии Верхней Сванетии. А. П. Лебедев. К петрологии некоторых типов гранитоидов Сев. Украины. Б. В. Залесский, В. В. Лапин и В. С. Тер-Григорян. Влияние степени однородности доломитизированных пород на их физико-механическую характеристику.