

Б. В. ПЕТРОВ, В. А. МАКРЫГИНА

**ГЕОХИМИЯ
РЕГИОНАЛЬНОГО
МЕТАМОРФИЗМА
И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ

Б. В. ПЕТРОВ, В. А. МАКРЫГИНА

ГЕОХИМИЯ
РЕГИОНАЛЬНОГО
МЕТАМОРФИЗМА
И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук *Б. М. Шмакин*

1320



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск
1975



В монографии на основе детально изученных участков с секущей метаморфической и метасоматической зональностью рассматривается поведение редких и петрогенных элементов в процессах регионального метаморфизма, гранитизации, пегматитообразования и образования метаморфогенных жид. Дается детальная классификация метаморфических фаций для дистен-силлиманитовой фациальной серии в породах различного химического состава. Рассматривается распределение петрогенных и редких элементов между минералами метаморфических пород и оцениваются возможности палеотермометров, построенных на этой основе. Выявляются коренные геохимические отличия процессов регионального метаморфизма и гранитизации, а также их соотношение во времени и пространстве. Разбирается роль указанных процессов в формировании месторождений полезных ископаемых. Впервые делается попытка рассчитать баланс вещества не только для отдельных разновидностей пород, но и для всей толщи в целом.

Книга предназначена для геологов, петрологов и геохимиков, занимающихся проблемами метаморфизма.

ВВЕДЕНИЕ

Монография обобщает результаты исследований авторов за 1966—1972 гг. Постановке данной темы в Институте геохимии СО АН СССР предшествовали многолетние исследования Б. В. Петрова по метаморфизму Патомского нагорья и В. А. Макрыгиной по изменениям метаморфических пород на контактах жил мусковитовых пегматитов. При проведении этих работ оба автора столкнулись с явной недостаточностью данных о поведении петрогенных и особенно редких элементов в процессах регионального метаморфизма пород и их последующего преобразования. Это и послужило основанием для начала совместного детального изучения геохимии широкого круга элементов на участках развития классической метаморфической зональности. После того как выявились основные особенности поведения элементов при метаморфизме, Б. В. Петров сосредоточил внимание на изучении геохимии регрессивного этапа метаморфизма на новых участках и типах пород, а В. А. Макрыгина занялась исследованием особенностей миграции вещества при образовании низкотемпературных кварцевых жил, пегматитов и гранитных мигматитов на регрессивном этапе метаморфизма. Следует отметить, что если часть темы, посвященную региональному метаморфизму, можно считать в основном законченной, то работа по второй части темы далека от завершения; она будет продолжаться, и некоторые выводы по ней являются предварительными. Разделение темы на первом этапе работы носило условный характер, и фактически почти все статьи, вышедшие из печати за это время, написаны авторами совместно, с выработкой единой точки зрения.

Основные задачи исследования были сформулированы следующим образом.

1. Детальная классификация метаморфических фаций и субфаций и оценка термодинамических условий их образования.
2. Баланс вещества и поведение элементов в процессе прогрессивного регионального метаморфизма.
3. Геохимические особенности образования жил, пегматитов и гранитов, сопровождающих региональный метаморфизм.

Для описания метаморфических пород, кроме данных, полученных в результате исследований по теме, были использованы ма-

териалы Б. В. Петрова, относящиеся к 1959—1965 гг. Именно эти работы, проведенные в составе Мамской экспедиции Лаборатории геологии докембрия (ныне Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР), позволили составить карту метаморфизма Патомского нагорья и правильно выбрать участки для геохимического изучения. Результаты работ по жильным образованиям, сопровождающим региональный метаморфизм, также были существенно дополнены материалами по пегматитам Мамского поля, полученными В. А. Макрыгиной в 1960—1966 гг. Данные о распределении в процессе метаморфизма летучих компонентов и органического вещества получены и обработаны Э. А. Развозжаевой.

В полевых работах и обработке материала принимал участие А. И. Макрыгин, а в последние годы также Т. Н. Галкина, С. В. Мацюшевская, Э. Н. Пивоваров. Авторы выражают им глубокую признательность.

В монографии приводится большой оригинальный аналитический материал, включающий около 400 силикатных анализов пород, более 200 анализов минералов, а также количественные определения содержаний многих редких элементов (Co, Ni, Cr, V, Rb, Li, Cs, Pb, Sn, Zn, Ba, Sr, TR, Be, F, Cl, U, Th, Au, Tl, Zr, Sc, Cu) в породах и минералах. Только огромный труд химиков и физиков-аналитиков Института геохимии СО АН СССР и других организаций позволил получить эти данные. Всем им авторы приносят искреннюю благодарность. В соответствующих разделах монографии дана характеристика методов анализа и указаны их исполнители.

Авторы благодарят Б. М. Шмакина и Л. В. Таусона за постоянное внимание и помощь, а также товарищей по работе, принимавших участие в обсуждении монографии при ее подготовке к печати.

ПОСТАНОВКА И ПУТИ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМЫ

В работах основоположников учения о метаморфизме Ф. Бекке, У. Грубенмана, В. М. Гольшмидта содержалось утверждение, что породы, претерпевшие региональный метаморфизм, в целом сохранили свой исходный состав. Кроме потери H_2O , CO_2 и других летучих компонентов, миграции элементов между пластами или крупными пачками пород не происходило.

Так был выдвинут тезис об «изохимическом характере» регионального метаморфизма. В то же время никогда не отрицалось перемещение материала на небольшие расстояния между соседними зернами или маломощными слоями.

В связи с возникновением гипотезы о метасоматической гранитизации (Lapadu-Margues, 1945; Perrin, Roubault, 1949) наметился отход от классических представлений. Появилось мнение о широком развитии регионального метаморфизма. В работах Д. С. Коржинского (1953, 1967) выдвинута гипотеза о вполне подвижном поведении щелочей при метаморфизме. Эта точка зрения находит дальнейшее развитие в работах А. А. Маракушева (1965, 1971), который считает,

что не только летучие компоненты и щелочи, но и кальций, железо, а возможно, и другие элементы вполне подвижны и содержание их в процессе метаморфизма может существенно меняться. А. А. Маракушев приходит к заключению, что геохимические условия в большей степени, чем температура и давление, характеризуют тип метаморфизма.

Строго говоря, в настоящее время не имеется аналитических данных, позволяющих однозначно ответить на поставленные вопросы. «За одним-двумя исключениями, выводы, касающиеся степени изохимического метаморфизма и их интригующие отправные условия, при которых элементы или растворы, насыщенные эманациями, становятся подвижными, базируются на экстраполяциях лабораторных исследований или существованию интуитивных заключениях, основанных на полевых взаимоотношениях» (Engel, Engel, 1958, с. 42). Хотя со времени опубликования работы, из которой взята проведенная цитата, прошло более 15 лет, главная мысль ее остается актуальной.

Ряд разногласий, имеющихся между сторонниками обеих точек зрения, носит терминологический характер. Другие обусловлены особенностями геологических объектов и того материала, который положен в основу рассуждений. Для того, чтобы конкретно оценить степень изохимичности метаморфизма, требуется последовательное рассмотрение следующих процессов: 1) собственно регионального метаморфизма (до начала плавления пород), 2) регрессивного этапа регионального метаморфизма, 3) гранитизации и соотношения во времени и пространстве регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. При этом опробованию должны подвергаться не только метapelиты или основные сланцы, но и все другие ведущие разновидности осадочных пород. Только такое изучение даст возможность оценить миграцию элементов не в отдельном пласте, а и между пластами во всей колонке пород в целом.

Существуют два пути решения поставленной проблемы. Первый путь — это статистическая обработка анализов, опубликованных в литературе. В многочисленных статьях по проблемам метаморфизма приводятся анализы метаморфических пород. Имеется возможность отобразить те из них, для которых дается надежная привязка к фации (субфации) метаморфизма, разбить их на группы по типам пород и фациям, а далее — установить различие между ними с помощью математической обработки данных. Известно несколько работ такого рода (Лападю-д'Арг, 1950; Алешин, 1968; Добрецов и др., 1970; и др.). Наиболее полной из них является исследование С. М. Алешина по пелитам.

Однако все перечисленные исследования страдают рядом принципиальных недостатков, которые ограничивают или делают невозможным решение проблемы изохимичности метаморфизма на основе применения только статистических методов. Во-первых, изучению подвергаются преимущественно пелиты и под этим общим названием объединяется слишком широкий класс пород, включающий глины, аргиллиты, алевролиты, глинистые сланцы и песчаники с широким диапазоном изменений содержаний окислов (Алешин, 1968). Во-вторых, пределы колебаний, полученные из анализов неметаморфизо-

ванных «пелитов», переносятся на метаморфические породы и составляют краевые условия задачи. Строго говоря, неизвестно, какие породы в условиях высокотемпературной амфиболитовой или гранулитовой фации можно считать аналогами глин. В-третьих, совершенно не учитываются генезис глин и возраст, а ведь доказано, что в течение геологического времени их химический состав существенно меняется (Виноградов, Ронов, 1956). В-четвертых, задавая краевые условия задачи, мы уже заранее считаем, что содержание ни одного из петрогенных элементов не может выходить из постулируемых нами пределов. Так ли это на самом деле, как раз и требуется доказать.

Следует заметить, что применение статистических методов при изучении остальных типов пород вообще невозможно, так как в литературе опубликовано слишком мало их химических анализов. Данные по редким элементам в любых разновидностях метаморфических пород ограничены, их поведение в процессе метаморфизма до сих пор никак не рассматривалось, за исключением немногих частных случаев.

Более перспективен второй путь. Он заключается в непосредственном прослеживании и опробовании одного или нескольких пластов в различных метаморфических зонах. При таком подходе совершенно неважно, как назвать изучаемые породы. Главное, чтобы пласты переходили из одной метаморфической зоны в другую. Не требуется и выбор краевых условий — они автоматически вытекают из природы пласта. Примером изучения подобных объектов являются классические работы супругов Энгелей по району Адирондака (Engel, Engel, 1958, 1964; и др.). Правда, в этом районе нет слабо метаморфизованных пород, а метаморфическая зональность ограничивалась, по сути дела, всего двумя зонами и температурным интервалом около 100°C. Трудность интерпретации результатов второго метода изучения проблемы изохимичности метаморфизма заключается в необходимости учета литологических факторов, которые наряду с метаморфизмом могут быть причиной изменения химического состава пород вдоль пластов. Однако эта трудность преодолима, и в предлагаемой монографии предпринимается попытка оценить степень изменения химического состава пород в процессе регионального метаморфизма и гранитизации именно вторым методом на основе изучения зональных участков в Патомском и Северо-Байкальском нагорьях.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ (ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ)

В пределах исследованной территории можно выделить четыре разновозрастных комплекса пород: нижнепротерозойский — верхнеархейский, среднепротерозойский, верхнепротерозойский и палеозойский.

Наиболее древние образования обнажены в пределах крупных антиклинорий Чуйского, Тонодского и Лангдорского, где эти породы известны как чуйская толща.

В состав толщи входят кристаллические сланцы—метаморфические аналоги различных осадочных пород — от кварцитов и аркозовых песчаников до основных туфопесчаников. Полностью отсутствуют карбонатные породы. Метаморфизм чуйской толщи достигает высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фаций и нарастает по направлению к Сибирской платформе. Поздние этапы метаморфизма толщи характеризуются широким развитием процессов гранитизации и образованием синорогенных палингенных гранитоидов, которые объединяются В. М. Таевским (1961) в угликанский и Л. И. Салопом (1967) — куандинский комплексы.

Древний возраст чуйской толщи устанавливается на основании как геологических, так и радиологических данных. В верхнем течении р. Окунайки, по данным А. Н. Артемьева, Ю. П. Ципукова, В. А. Горяшина, В. Д. Маца и др., наблюдается налегание малокасиинской свиты акитканской серии среднего протерозоя на породы чуйской толщи. Такое же налегание было зафиксировано М. М. Мануйловой и Б. В. Петровым в бассейне р. Калайки. Кроме того, в пределах Чуйского антиклинория чуйская толща прорывается чуйско-прельскими гранитоидами среднего протерозоя (Мануйлова и др., 1964; Петров, 1964). Радиохимически верхний возрастной предел пород чуйской толщи датируется цифрами 2200—1900 млн. лет, полученными К-Аг методом по мусковиту и биотиту из гранитов куандинского комплекса (Геохронология..., 1968). В последнее время по нашим образцам амфиболов из пород гранулитовой фации чуйской толщи в ИГГД АН СССР сделаны два новых определения абсолютно го возраста, давшие цифры 3040 и 3450 млн. лет.

В пределах развития пород чуйской толщи устанавливается по меньшей мере два этапа проявления наложенного метаморфизма. Один из них совпадает с возрастом гранитов чуйско-прельского комплекса (1500—1600 млн. лет), а второй — с прогрессивным зональным метаморфизмом мамско-бодайбинской толщи (300—400 млн. лет). Поэтому К-Аг метод для многих пород чуйской толщи дает заведомо омоложенный возраст (Геохронология..., 1968).

Среднепротерозойские образования на исследованной территории представлены по преимуществу гранитоидами чуйско-прельского комплекса. Осадочные породы акитканской серии развиты в бассейне р. Малой Чуи в виде изолированных выходов алевролитов, песчаников, изредка туфов и туфолав в кровле крупных гранитных интрузий. Среднепротерозойские породы нами специально не изучались. Гранитоиды чуйского комплекса перекрываются верхнепротерозойскими породами тепторгинской серии с возрастом по глаукониту 1350 млн. лет и прорываются диабазами тепторгинской серии с возрастом 1330 млн. лет (Геохронология..., 1968).

В Байкальской складчатой области в верхнем протерозое выделяются внешний (миогесинклинальный) и внутренний (эвгесинклинальный) пояса, разграниченные Байкальским антиклинорием и зонами глубинных разломов. Внешний пояс охватывает Западное Прибайкалье, Северо-Байкальское и Патомское нагорья, а внутренний пояс — Северное и Восточное Прибайкалье и Баргузино-Витимское

междуречье. В составе мнгогеосинклинального пояса, в свою очередь, выделяются две зоны: внешняя (Ангаро-Ленский прогиб) и внутренняя (Мамско-Бодайбинский прогиб). Зоны разделены Чуйским, Тондским и Лангдорским антиклинориями.

Среди верхнепротерозойских образований Мамско-Бодайбинского прогиба, которые использовались нами для геохимического изучения, выделяются тепторгинская и мамская (патомская) серии. О возрасте тепторгинской серии до сих пор не существует единого мнения. Многие исследователи считают ее среднепротерозойской. Л. И. Салоп (1964) сопоставляет ее с акитканской серией. В. К. Головенко (1960), В. Д. Мац (1965) и некоторые другие исследователи рассматривают тепторгинскую серию в качестве самостоятельной, залегающей выше акитканской серии, но приписывают ей среднепротерозойский возраст, поднимая верхнюю возрастную границу до 1400 млн. лет. То, что тепторгинская серия моложе акитканской, у большинства исследователей не вызывает сомнения. Прекрасным репером здесь являются чуйско-ирельские граниты, которые прорывают акитканскую серию, но с аркозовым контактом перекрываются тепторгинской серией и ее аналогами.

Тепторгинская серия структурно и фациально тесно связана с верхним протерозоем и испытала единые с мамской (патомской) серией складчатость и метаморфизм. Угловых несогласий между ними не наблюдается. В Мамском синклинии граница между тепторгинской и мамской сериями становится неопределенной, и все исследователи этого района начинают разрез мамской серии со ставролитового горизонта — аналога пурпольской свиты тепторгинской серии. В силу перечисленных причин логично рассматривать тепторгинскую серию в качестве нижней подсерии верхнего протерозоя.

Тепторгинская серия в Байкало-Патомском нагорье представлена двумя свитами — пурпольской и медвежьей. Нижняя, пурпольская, свита сложена кварцитами, кварцевыми гравелитами и мелкогалечными кварцевыми конгломератами с прослоями высокоглиноземистых сланцев (Головенко, 1960; Петров, 1964; Великославинский, Петров, 1964). Она практически не испытывает фациальных изменений в различных структурно-фациальных зонах и является прекрасным маркирующим горизонтом. Верхняя, медвежья, свита состоит из полимиктовых песчаников, алевролитов, основных туфопесчаников, иногда конгломератов с покровами базальтов и пластовыми телами диабазов. Максимальная мощность тепторгинской серии достигает 1300 м, снижаясь в ряде разрезов до 100—200 м.

Верхнепротерозойская патомская серия, с которой в настоящее время сопоставляют мамскую серию, делится на три подсерии: баллаганахскую, кадаликанскую и бодайбинскую. Однако в соответствии с данными З. А. Журавлевой, В. А. Комара, Н. М. Чумакова (1959), Г. П. Ждановой (1962) бодайбинскую подсерию, согласно перекрывающую кадаликанскую, мы рассматриваем в составе нижнекембрийских отложений. Баллаганахская и кадаликанская подсерии

представляют собой два естественных цикла осадконакопления, начинающихся с конгломератов и гравелитов и заканчивающихся глинистыми сланцами и карбонатными породами. Баллаганахская подсерия наиболее широко развита в Патомском нагорье и имеет здесь мощность 2500—4000 м. Она состоит из двух свит — баллаганахской и маринской. Первая из них имеет существенно грубозернистый аркозовый или полимиктовый состав, а по периферии Патомского нагорья содержит многочисленные прослои конгломератов от валунных до мелкогалечных. В верхней части разреза свиты появляются горизонты мелкозернистых песчаников, сланцев и линзы карбонатных пород. Свита неустойчива по простиранию и испытывает быстрые фациальные изменения. По мере удаления от древних глыб, источников сноса обломочного материала, валунные конгломераты быстро сменяются гравелитами, затем аркозовыми песчаниками и, наконец, средне- и мелкозернистыми песчаниками.

Маринская свита фациально более устойчива. Она сложена светло-серыми известняками и мраморами, слегка загрязненными обломками кварца и содержащими незначительное количество слюдистых минералов. Мощность свиты 100—200 м.

Разрез кадаликанской подсерии начинается с джемкуканской свиты. В Мамско-Бодайбинском прогибе эта свита представлена обычно светлыми олигомиктовыми песчаниками и кварцито-песчаниками, но в разрезах по рекам Жюе и Хомолхо лишь нижняя часть свиты имеет светлую окраску. Вверх по разрезу песчаники обогащаются органическим веществом и постепенно переходят в отложения баракунской свиты. Баракунская свита имеет пестрый состав и представлена темносерыми песчаниками, алевролитами, сланцами, известняками, существенно загрязненными обломочным материалом.

Валюхтинская (хомолхинская) свита согласно перекрывает отложения баракунской свиты и имеет существенно сланцевый состав. Свита делится на две части горизонтом светлых косослоистых кварцевых песчаников. В разрезе значительное место занимает алевролиты. В основании свиты сланцы имеют более светлую окраску, а в верхах разреза сланцы и алевролиты приобретают темно-серый цвет, обусловленный примесью углистого вещества. В зоне слабого метаморфизма метапелиты и алевролиты нередко содержат порфиробласты железомagneзиальных карбонатов («бурошпатовые сланцы»), особенно характерные для верхней части свиты. Количество карбонатов иногда достигает 10—20%.

Завершает разрез кадаликанской подсерии жуинская (имняхская) свита. Она имеет двучленное строение. Нижняя часть свиты сложена известково-силикатными породами-аналогами мергелей, а верхняя часть — известняками. Все породы имеют преимущественно светлую окраску — палевою, кремовую, розоватую, белую. Свита отличается высокой фациальной устойчивостью и легко диагностируется во всем Мамско-Бодайбинском прогибе. Суммарная мощность кадаликанской подсерии в Патомском нагорье достигает 2500—4000 м. Максимальные мощности отмечаются на периферии Бодайбинского прогиба. По направлению к Мамскому прогибу и Чипикетскому поднятию

мощности свит сокращаются в 2—3 раза, хотя их облик, литологический и химический состав меняются незначительно.

Метаморфизм пород верхнего протерозоя Байкало-Патомского нагорья неоднороден. Слабо метаморфизованы образования ядра Бодайбинского синклинория, где обнажаются породы бодайбинской и кадаликанской подсерий. По направлению к Мамскому синклинорию степень метаморфизма постепенно возрастает до дистен-альмандиновой субфации амфиболитовой фации. Верхнепротерозойские породы Ангаро-Ленского прогиба метаморфизованы обычно в серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации и лишь у Чуйского и Тонодского антиклинориев достигают иногда биотит-хлоритовой субфации (рис. 1). Одновременно с прогрессивным метаморфизмом пород верхнего протерозоя происходит интенсивный диафторез древних пород Чуйского и Тонодского антиклинориев.

Как уже указывалось, в Мамско-Бодайбинском прогибе верхний протерозой согласно перекрывается отложениями бодайбинской подсерии, аналогом которой в Ангаро-Ленском прогибе, по нашему мнению, является алданский ярус нижнего кембрия (Петров, 1964). Абсолютный возраст глауконита из пород жербинской свиты, залегающей в основании алданского яруса, 550—590 млн. лет (Геохронология..., 1968). Таким образом, интервал осадконакопления верхнепротерозойских пород составляет почти 1000 млн. лет. Разрезы верхнего протерозоя и нижнего кембрия детально охарактеризованы микрофоссилиями (Дольник, Воронцова, 1970; Воронцова, 1974), и их возраст не вызывает сомнений у большинства исследователей.

Разрез бодайбинской подсерии начинается с отложений аунакитской свиты, сложенной светлыми кварцитами с прослоями известковистых песчаников и сланцев. Верхняя подсвита аунакитской свиты состоит из серых и темно-серых существенно кварцевых углистых кварцитов и алевролитов. На ней залегает вачская свита черных существенно кварцевых сланцев, сильно обогащенных органическим веществом (до 10% C_{org}). Сланцы на поверхностях кливажа покрыты своеобразным беловатым налетом, что позволяет легко отличать их от других пород и использовать в качестве маркирующего горизонта.

Анангская свита в пределах Маракано-Тунгусской синклинали (Угаханский участок) начинается с горизонта темно-серых сланцев, переслаивающихся с алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Однако уже в соседних структурах этот горизонт иногда выклинивается, а в основании анангской свиты лежит горизонт известковистых серых песчаников и алевролитов, переслаивающихся с основными туфоалевролитами. Для удобства картирования и опробования лучше ограничить объем вачской свиты только черными углистыми кварцевыми сланцами. Верхнюю часть разреза анангской свиты составляет горизонт светлых сланцев, алевролитов и олигомиктовых песчаников. Завершает разрез бодайбинской подсерии в пределах Маракано-Тунгусской синклинали догалдынская свита полимиктовых, иногда известковистых песчаников и алевролитов, почти не содержащая прослоев сланцев. Мощность бодайбинской подсерии может заметно меняться, но общая тенденция существенного ее уменьшения

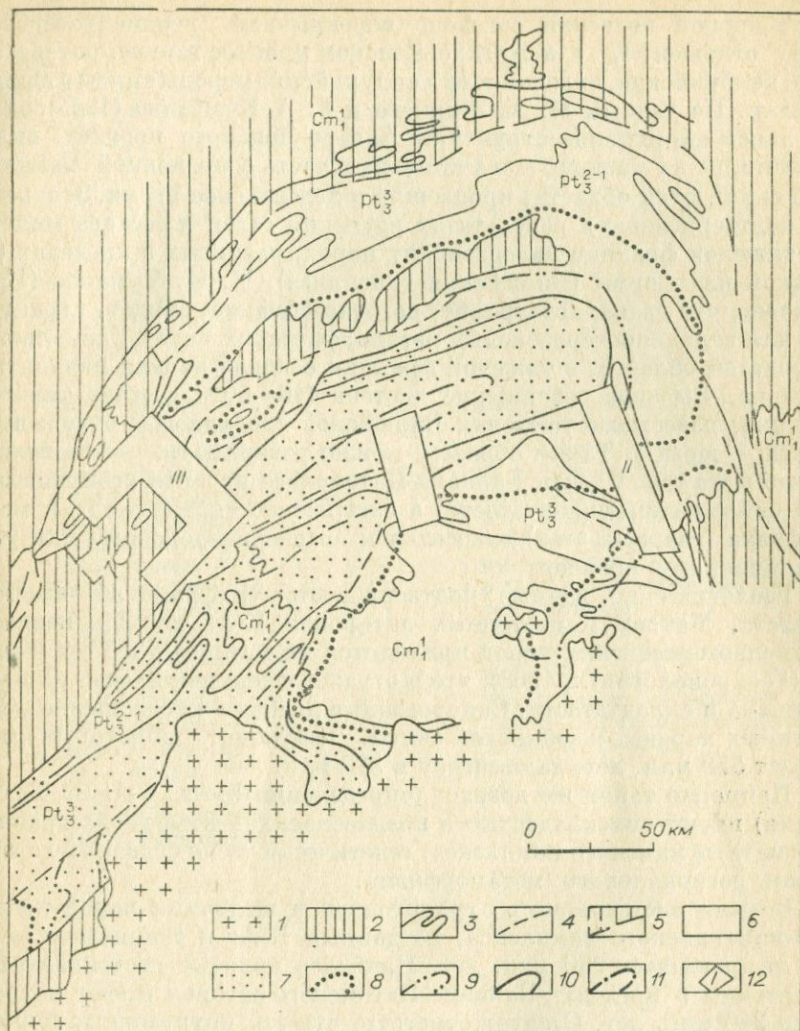


Рис. 1. Карта метаморфической зональности Патомского нагорья и участки работ.

1 — гранитоиды (Pz); 2 — древний фундамент (A₂ — Pt₁); 3 — границы подсерий; 4 — разломы; 5 — зона диагенеза; 6 — зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации; 7 — амфиболитовая фация; 8 — изограда биотита, 9 — граната, 10 — ставролита, 11 — дистена; 12 — участки работ: I — Угаханский и Мараканский, II — Жуинский, III — Витимский.

по направлению к Мамскому прогибу и Чипикетскому поднятию, характерная для кадаликанской подсерии, остается и даже усиливается.

Материалы изучения процессов метаморфизма верхнепротерозойских и нижнепалеозойских пород свидетельствуют об одновременности его со складчатостью. В Мамско-Бодайбинском прогибе породы

бодайбинской подсерии согласно перекрывают верхнепротерозойские отложения, а в Ангаро-Ленском прогибе верхнепротерозойские, кембрийские, ордовикские и силурийские породы смяты в единые складки. По данным М. А. Жаркова и Г. А. Кузнецова (1964), окончательное оформление структуры Ангаро-Ленского прогиба, включающего, по их мнению, и значительную часть современной Байкальской складчатой области, произошло в додевонское время. Это находит подтверждение в результатах изучения галек и состава минералов тяжелой фракции палеозойских пород, развитых в пределах Сибирской платформы (Вилуйская синеклиза). Н. М. Чумаков (1959) отмечает, что гранат, ставролит, роговая обманка, эпидот, характерные для верхнепротерозойских метаморфических пород Байкальской складчатой области, в тяжелой фракции осадков начали появляться с девона. Высокое содержание дистена (40—60% состава тяжелой фракции) известно в пределах Вилуйской синеклизы в отложениях триаса — юры(?). Таким образом, можно утверждать, что во всяком случае в северной части Байкало-Патомского нагорья не проявился этап байкальской складчатости, а завершение складчатости и метаморфизма (главный этап) относится к позднекаледонскому или раннегерцинскому времени.

Геологические данные подтверждаются цифрами абсолютного возраста. Максимум изотопных датировок K-Ar методом возраста верхнепротерозойских пород приходится на интервал 350—400 млн. лет (Геохронология..., 1968), что и отражает верхний предел их метаморфизма и складчатости. Спорогенные диабазы в совершенно неизменных породах жербинской свиты, глауконит из которых имеет возраст 550 млн. лет, дали цифру в 370 млн. лет.

Примерно такой же возраст (определения K-Ar и U-Pb-Th методами) имеют синскладчатые и позднесинскладчатые гнейсограниты и пегматиты мамского комплекса, генетически тесно связанные с процессом регионального метаморфизма.

Возраст постскладчатых гранитоидов и щелочных пород конкудеро-мамаканского комплекса, по данным K-Ar и свинцового методов, не превышает 350 млн. лет. Наиболее молодые постскладчатые гранитоиды в пределах Байкало-Патомского нагорья имеют возраст около 240 млн. лет. Следует отметить, что эти интрузивные породы (конкудеро-мамаканский комплекс) прорывают фаунистически охарактеризованные осадки нижнего кембрия и секут сформировавшуюся метаморфическую зональность в верхнепротерозойских отложениях.

СИМВОЛЫ МИНЕРАЛОВ

аб — альбит
акт — актинолит
альм — альмандин
амф — амфибол
андр — андрадит
анк — анкерит
би — биотит
гр — гранат
грос — грессуляр
ди — диаспор
диш — диопсид
дол — доломит
дст — дистен
ил — ильменит
ка — кальцит
карб — карбонат
кв — кварц
кцз — клиноцоизит
кш — калишпат
ми — микроклин

мск — мусковит
мт — магнетит
пир — пироп
пл₁₈ — плагиоклаз № 18
пр — пирит
прр — пирротин
прф — пирофиллит
рут — рутил
руд — рудный минерал
сер — серицит
сид — сидерит
спес — спессартин
ст — ставролит
хл₁ — хлорит железистый
хл₂ — хлорит магниезальный
хтд — хлоритоид
цо — цоизит
эп — эпидот

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ
ПРОГРЕССИВНЫЙ РЕГИОНАЛЬНЫЙ
МЕТАМОРФИЗМ
ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОРОД
ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ
И ЕГО ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Глава I

МЕТОДИКА РАБОТ

§ 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОПОРНЫХ УЧАСТКОВ

Границы метаморфических зон на большей части площади Патомского нагорья параллельны простиранию тектонических структур (см. рис. 1). Нашей задачей было выбрать участки с «секущей» метаморфической зональностью и по возможности такие, где перепад температур был максимальным. Кроме того, нас ограничивали условия обнаженности, а набор пород должен быть таким, чтобы каждая из них чутко реагировала на изменение термодинамических условий метаморфизма. Удалось выбрать несколько участков, отвечающих поставленным задачам. Все изученные участки находятся в одной структурно-фациальной зоне — внутреннем прогибе миегеосинклинального пояса (Салоп, 1964). Поэтому сравнение их между собой вполне правомерно и не сталкивается со спорными вопросами возрастной корреляции отложений Ангаро-Ленского и Мамско-Бодайбинского прогибов.

Первый из изученных участков — У г а х а н с к и й. Он расположен в центре Патомского нагорья и равно удален от выступов древнего фундамента, что позволило предположить незначительность первичных литологических изменений состава изученных пластов. Угаханский участок расположен на стыке Мамского и Бодайбинского мощным разломом северо-восточного простирания. Однако в пределах Угаханского участка разлом уже затухает, и далее к северо-востоку складчатые структуры северо-восточного «мамского» направления плавно переходят в субширотные и северо-западные «бодайбинские» структуры. Угаханский участок представляет собой синклинальную, близкую к изоклинальной складку с ундулирующим шарпиром (рис. 2). Осевая плоскость складки опрокинута на юго-запад

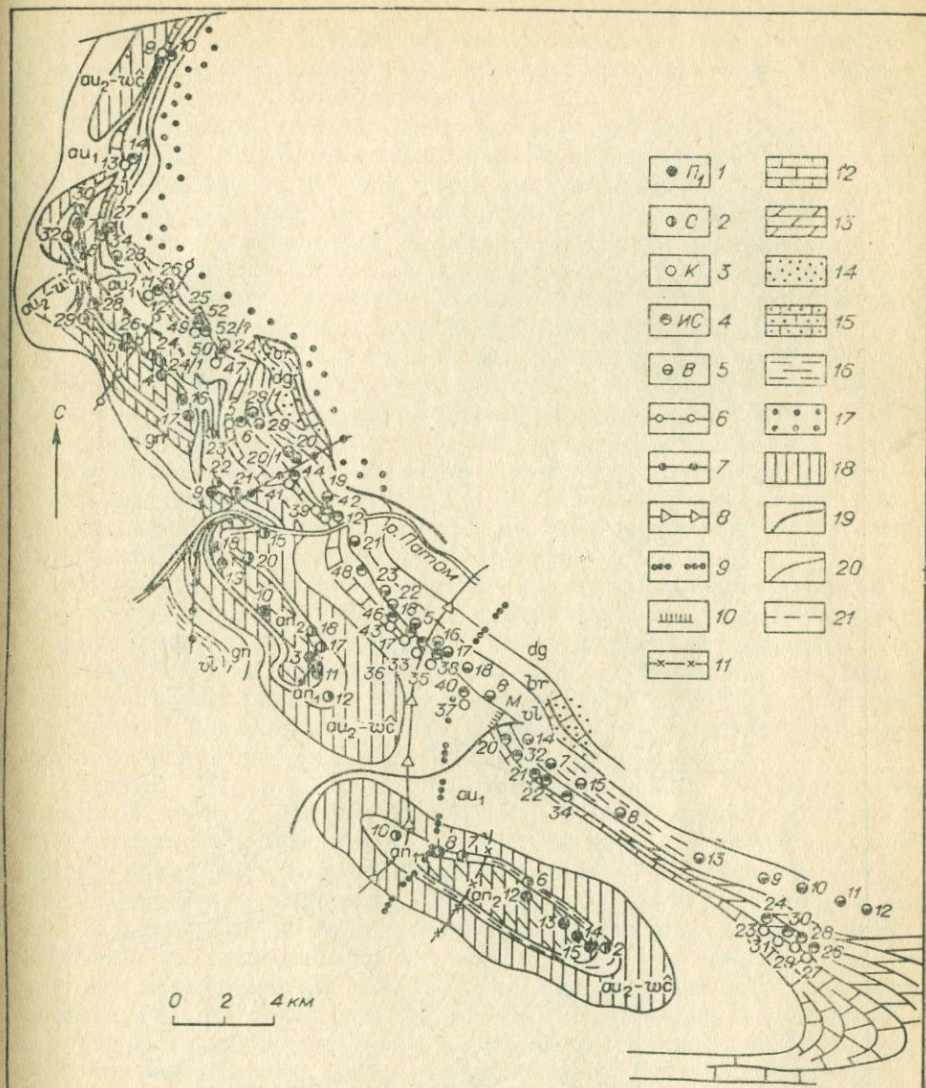


Рис. 2. Карта Угханского участка.

1—5 — места отбора проб в разных свитах кадаликанской и бодайбинской подсерий (объяснение в тексте); 6 — изографа дисена, 7 — ставролита, 8 — граната, 9 — биотита в метакристаллах, 10 — биотита в мергелях, 11 — хлоритоида, 12 — известняки; 13 — мергели; 14 — олигомиктовые песчаники; 15 — песчаные известняки; 16 — сланцы; 17 — гравелиты; 18 — углистые кварцевые алевролиты; 19 — разломы; 20 — границы свит. 21 — Свиты: an — анангская (две подсвиты); au — аунакитская, wc — вачская, gn — жуинская, yl — валухтинская, br — баракунская, dg — джемкунганская, bl — баллаганахская.

и составляет с горизонтом угол в 45° (в юго-восточной части), который постепенно уменьшается к северо-западу до $15-20^\circ$. Крылья складки осложнены надвигами. Амплитуда их увеличивается к северо-западу, где из разреза выпадает практически вся кадаликанская подсерия,

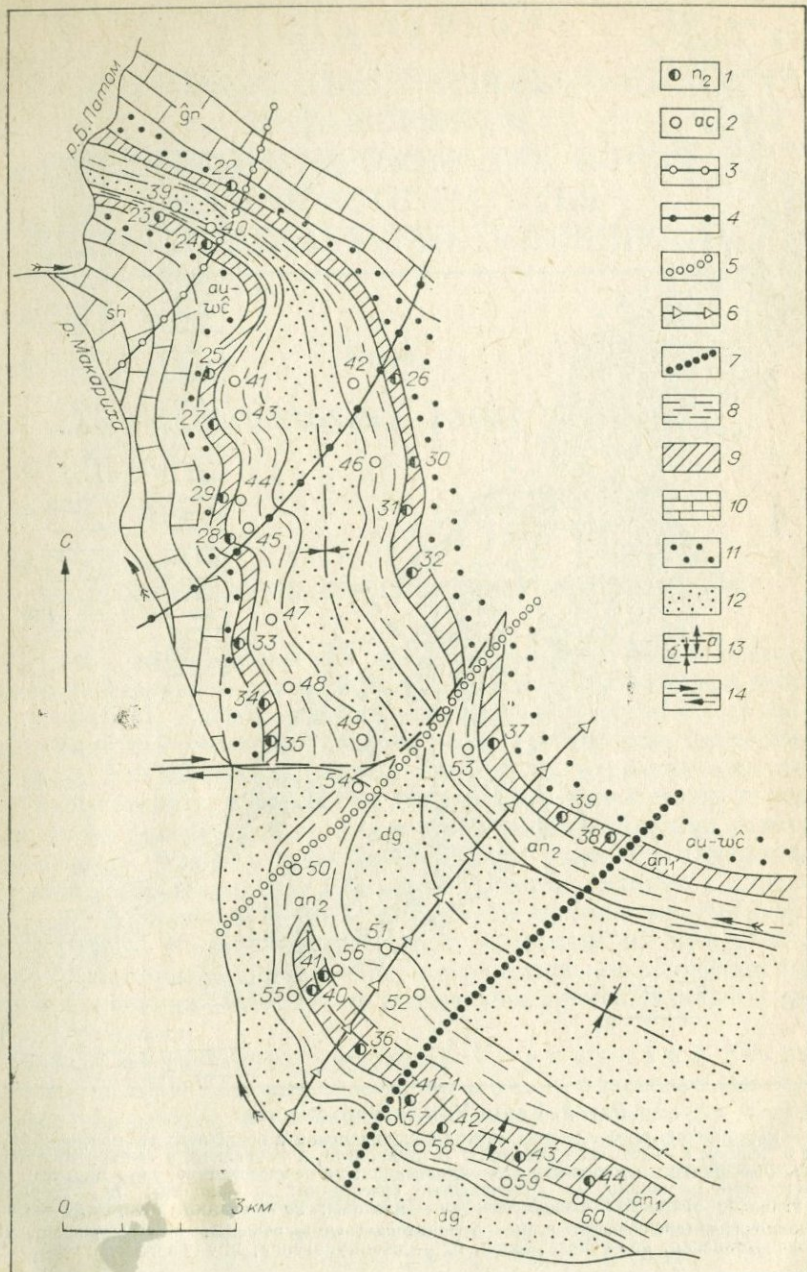


Рис. 3. Карта Мараканского участка.

1—2 — места отбора проб; 3 — изографа дистена, 4 — ставролита, 5 — олигоклаза, 6 — граната, 7 — биотита, 8 — сланца; 9 — туфоалевролиты; 10 — известняки; 11 — кварциты; 12 — полимиктовые песчаники; 13 — оси структур (а — антиклинальных, б — синклинальных); 14 — разломы.

а светлые кварциты аунакитской свиты приведены в соприкосновение с аркозовыми гнейсами баллаганахской свиты. Меньшее значение имеют поперечные и оперяющие разломы.

В Угаханском участке представлены все метаморфические зоны, которые развиты в Патомском нагорье. Расстояние между изографами здесь минимально, а перепад температур метаморфизма максимален (около 300° на 50 км). Здесь опробовано пять разновидностей пород: «бурошпатовые» метапелиты валюхтинской свиты (группа *e*), мергели (группа *uc*) и известняки жуинской свиты (группа *к*), железистые углистые метапелиты анангрской свиты (группа *c*) и известковистые основные туфоалевролиты анангрской свиты (группа *n*₁).

Второй, М а р а к а н с к и й, участок расположен рядом с Угаханским, в 7 км к юго-западу от последнего. Он представляет собой синклиналию складку северо-западного простирания, также близкую к изоклиальной. К северо-западу складка становится более узкой, сильно сжатой, а ее осевая плоскость опрокинута на юго-запад под углом 20° к горизонту. Юго-западное крыло складки срезано надвигом, субпараллельным ее осевой плоскости, и из разреза здесь выпадает вся кадаликанская подсерия.

1320 Примерно в середине участка структура осложнена крутым поперечным сдвигом, вдоль которого отмечены зона милонитов и изгибание слоев (рис. 3). Перепад температур в метаморфической зональности составляет около 250° на 25 км. Опробовано две разновидности пород: основные туфопесчаники (группа *n*₂), занимающие в разрезе то же положение, что и туфопесчаники *n*₁, и светлые метапелиты верхней части анангрской свиты (группа *ac*).

Третий, Ж у и н с к и й, участок расположен на восточном фланге Патомского нагорья (рис. 4). Крупная синклиналия структура северо-северо-западного простирания близка к изоклиальной и запрокинута на запад-юго-запад под углом 45° . Главный источник сноса обломочного материала — Лангдорский антиклинорий — расположен близко к юго-восточному замку структуры. Степень метаморфизма увеличивается от ядра синклинали к ее замкам. В метапелитах закартированы изографы порфиробластического хлорита, биотита, граната и олигоклаза (рис. 4). Симметричное расположение изографов дает возможность однозначно учесть влияние на состав пород как метаморфического, так и литологического фактора. Опробовано три разновидности пород: олигомиктовые песчаники баллаганахской свиты (группа *БП*), светлые метапелиты той же свиты (группа *BC*) и метапелиты нижней части валюхтинской свиты (группа *BC*). Изографы на Жуинском участке более пологи по сравнению с первыми двумя участками, расстояние между ними больше, а перепад температуры от ядра синклинали до ее северного замка составляет около 150° на 20 км.

Четвертый, В и т и м с к и й, участок находится на западном фланге Патомского нагорья. Он окаймляет северо-восточное окончание Чуйского антиклинория (рис. 5). Здесь опробованы моноклиналино залегающие на древнем фундаменте породы тонтогтинской подсерии: 1) высокоглиноземистые сланцы пурпольской свиты (группа



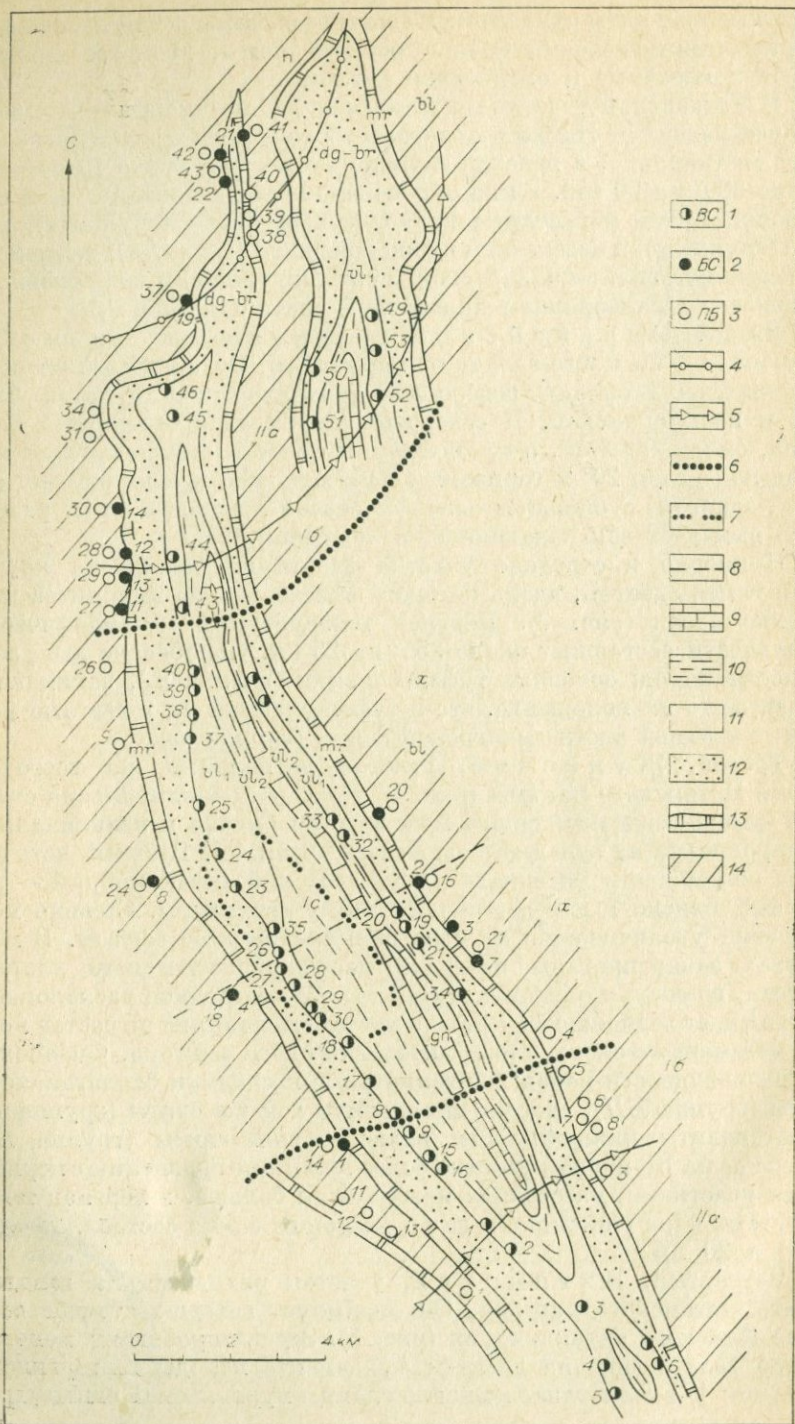


Рис. 4. Карта Жуинского участка.

1—3 — места отбора проб; 4 — изограда олигоклаза, 5 — граната, 6 — биотита в метapelитах, 7 — порфиробластического хлорита; 8 — линия минимального метаморфизма; 9 — известняки и мергели; 10 — углистые сланцы и алевролиты; 11 — светлые глинистые сланцы; 12 — углистые песчаники, алевролиты, известняки; 13 — светлые известняки; 14 — полимиктовые песчаники. Свиты: gn — жуинская, vl — валохтинская (две подсвиты), dg — bt — джемкунанская и баракунская (нерасчлененные), mg — маринская, bl — баллаганахская; I—III — зоны метаморфизма.

па *cn*) и 2) метадиабазы медвежьей свиты (группа *d*). Изограды параллельны в целом простиранию Чуйского антиклинория, но секут породы его северо-восточного окончания, накладываясь на древний

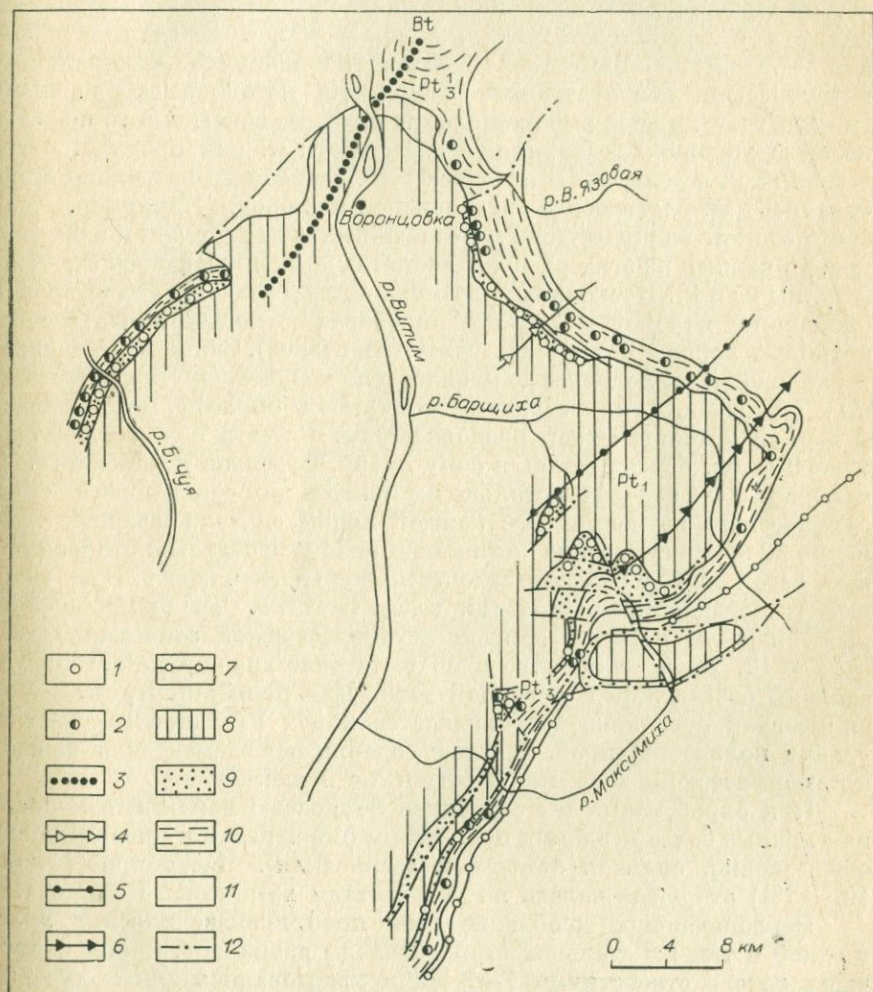


Рис. 5. Карта Витимского участка.

1 — места отбора проб *cn*; 2 — места отбора проб *d*; 3 — изограда биотита, 4 — альмандин в метapelитах и роговой обманки в метадиабазе, 5 — ставролита и олигоклаза, 6 — исчезновения хлоритоида, 7 — дистена; 8 — древний фундамент; 9 — шурпольская, 10 — медвежьей свиты; 11 — баллаганахская подсериия; 12 — рааломи.

фундамент. Опробованные отложения прослежены по простиранию на расстояние около 140 км. Температура метаморфизма меняется примерно на 250° при ширине зоны около 40 км.

§ 2. МЕТОДИКА ОПРОБОВАНИЯ И ОБРАБОТКИ ПРОБ

Единой методики отбора геохимических проб не существует и, по-видимому, не может существовать. Решение каждой геохимической задачи должно начинаться с разработки и обоснования рациональной и правильной методики пробоотбора. В данной работе для изучения геохимических особенностей процесса регионального метаморфизма использовалась следующая методика отбора проб. Прежде всего, в поле выбирались характерные свиты или горизонты, которые хорошо картируются на местности и, как правило, четко выделяются в рельефе. В пределах этих горизонтов раздельно опробовались литологические разновидности пород. Например, если свита состоит из ритмически переслаивающихся мергелей и известняков, то каждая из этих разновидностей пород опробовалась отдельно (группы *ис* и *к*). Поскольку невозможно проследить на значительном расстоянии маломощный пласт, опробованию подвергались все однотипные породы в пределах свиты (горизонта). Свита пересекалась несколько раз от подошвы до кровли, и по ходу маршрута в естественных обнажениях и развалах отбирались образцы, относящиеся к данной литологической разновидности. Все эти образцы, обычно 15—30 штук, объединялись в одну пробу. Отдельно к каждой пробе мы брали 2—4 образца и столько же шлифов для дальнейшего петрографического изучения. Вес каждой пробы сначала достигал примерно 20 кг, но сравнение химических анализов отдельно отобранных проб весом 20, 10 и 5 кг показало их полную идентичность. В дальнейшем мы ограничились пробами весом 5—7 кг. Число проб одной разновидности пород в каждой метаморфической зоне колеблется от 4 до 12. Такое количество проб достаточно хорошо характеризует средний состав пород в каждой зоне. Для проверки мы вторично опробовали несколько разновидностей пород Угаканского участка, удвоив количество проб. Среднее содержание элементов в каждой метаморфической зоне практически не изменилось.

При опробовании мы старались полностью исключить породы, измененные более поздними процессами (ширитизация, окварцевание, ожелезнение, сильная степень выветривания). Часть проб (около 10—15%) отбраковывалась по результатам химического анализа.

Первоначальное дробление всех проб производилось в поле, в одной и той же стальной ступе. Породы дробились, пропускались через сито с отверстиями 1—2 мм и квартовались для получения средней пробы весом около 500 г. Оставшаяся часть пробы весом 1—2 кг, отмытая от пыли, использовалась для отбора минералов. Наиболее мелкая фракция ($< 0,25$ мм) отмывалась до получения серого шлиха. В нем изучались акцессорные минералы.

Дальнейшая обработка проб производилась в лабораторных условиях. Половина средней пробы истиралась на виброистирателе и после дополнительного квартования шла на производство химических анализов. Для выборки минералов использовались разные методы, по преимуществу индукционный электромагнитный сепаратор СИМ-1, а также разделение в тяжелых жидкостях и флотация. Окончательная очистка мономинеральных фракций происходила под бинокулярном.

Предложенная методика позволила добиться высокой однородности при отборе проб. Критерием такой однородности являются очень низкие дисперсии содержаний большинства петрогенных элементов в каждой из изученных групп пород, как правило, лишь незначительно превосходящие величину аналитической дисперсии.

3. МЕТОДЫ АНАЛИЗА И ВЕЛИЧИНА АНАЛИТИЧЕСКИХ ОШИБОК

По метаморфическим породам Патомского пагорья было отобрано и проанализировано 338 валовых проб. Кроме того, изучен состав около 200 минералов. Характеристика примененных методов анализа приведена в табл. 1. Естественно, поскольку анализы на одни и те же элементы иногда сделаны несколькими методами, в нескольких лабораториях, разными аналитиками и в разное время, обнаружались некоторые расхождения результатов и встал вопрос, какие данные и в каком случае являются предпочтительными.

В аналитической химии к любому анализу предъявляются два требования: он должен быть правильным и воспроизводимым. О правильности результата в настоящее время можно судить, сравнивая его с хорошим стандартом близкого состава или используя «абсолютные» методики (например, метод изотопного разбавления). С этой точки зрения чрезвычайно интересным является обсуждение аналитических данных по шести стандартным пробам геологической службы США (Flanagan, 1969). Они проанализированы в 26 различных лабораториях и включают породы от гранитного до ультраосновного состава. Оказалось, что минимальные межлабораторные расхождения имели место при определении SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 и $\Sigma \text{Fe}_2\text{O}_3$, несколько хуже определяются K_2O и Na_2O (± 5 отн. %). Максимальные систематические ошибки (до ± 10 отн. % и более) получены для раздельного определения двух- и трехвалентного железа, воды, магния, малых количеств CaO и MnO (при содержании последнего в десятые и сотые доли процента). В данном случае речь идет не об ошибке воспроизводимости, а о величине расхождения данных разных лабораторий. Сходные результаты получены при изучении стандартных проб, проведенном в СССР (Хитров, 1969).

Анализ метаморфических пород осложняется тем обстоятельством, что для них не имеется хороших стандартов. В то же время метаморфические породы содержат гораздо более широкий круг минералов, многие из которых разлагаются с большим трудом и их ана-

Методы анализа пород и минералов и их характеристика

Элемент	Метод анализа	Аналитик	Лаборатория	Чувствит. анализа, %	Ошибка воспроизводим., %
SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ FeO ΣFe ₂ O ₃ MnO MgO CaO	Силикатный, спектральный — силикатный, квантометрия	В. Р. Огнев Т. Н. Гуничева В. И. Мордвинова Н. М. Бехтерева В. А. Ширяева Э. А. Маслова А. В. Попова Т. В. Агеева Р. Н. Русина	СибГЕОХИ ИГиГ СО АН СССР, Центр. хим. лаб. ИГУ	0,02—0,05	0,7—2,0
ΣFe ₂ O ₃ MnO MgO CaO	Атомная абсорбция	В. М. Новиков Л. Д. Иванова	СибГЕОХИ	0,02—0,05	0,7—2,0
Na ₂ O K ₂ O	Фотометрия пламени	Д. Х. Николаева М. М. Рыбакова Д. И. Орлова	СибГЕОХИ	0,01	5
П. п. п. H ₂ O	Силикатный	Э. А. Развозжаева	СибГЕОХИ	—	—
CO Ni Cr V Cu Sc	Спектральный	А. Д. Глазунова	СибГЕОХИ	0,5·10 ⁻⁴ 1·10 ⁻⁴ 10·10 ⁻⁴ 10·10 ⁻⁴ 10·10 ⁻⁴ 1·10 ⁻⁴	15—20 15—20 9—15 9—15 9—15 9—15
Pb Zn Sn Tl	Спектральный	В. А. Легейдо	СибГЕОХИ	10·10 ⁻⁴ 20·10 ⁻⁴ 0,3·10 ⁻⁴ 0,1·10 ⁻⁴	25 25 25 25
Ce, Nd La Y Yb	Спектральный	Е. В. Смирнова	СибГЕОХИ	10·10 ⁻⁴ 10·10 ⁻⁴ 1·10 ⁻⁴ 0,5·10 ⁻⁴	14 14 14 14

Элемент	Метод анализа	Аналитик	Лаборатория	Чувствит. анализа, %	Ошибка воспроизводим., %
Ba, Sr	Спектральный	Е. С. Костюкова	СибГЕОХИ	$1-3 \cdot 10^{-4}$	10—15
Rb, Li Cs	Фотометрия пламени	Д. И. Орлова Т. И. Егорова	СибГЕОХИ	$1 \cdot 10^{-4}$	18—20
B	Спектральный	Э. Я. Огнева	СибГЕОХИ	$8 \cdot 10^{-4}$	25
Be, F	Спектральный	Л. Л. Петров	СибГЕОХИ	$0,2 \cdot 10^{-5}$	10—15
F, Cl	Колориметрический	Э. А. Развозжаева	СибГЕОХИ	$5 \cdot 10^{-3}$	25
Au, U, Th	Нейтронно-активационный	В. Т. Цимба-лист	ИГиГ СО АН СССР		

лиз представляет собой особую проблему (дистен, гранат, ставролит и др.).

С еще большими расхождениями результатов мы сталкиваемся при определении содержаний редких элементов в породах и минералах. Практически по любому редкому элементу анализы, полученные разными лабораториями и методами, обычно различаются не менее чем в два раза, а зачастую даже на порядок (Flanagan, 1969; Хитров, 1969). Как правило, в стандартных пробах за абсолютные содержания принимается среднее арифметическое из результатов многих лабораторий (Flanagan, 1969), но единственным критерием здесь могут быть анализы, выполненные методом изотопного разбавления.

Для анализа петрогенных элементов во всех валовых пробах нами был использован оптический квантометр. Частично эти же элементы в нескольких разновидностях пород (группы *c*, *n*₁, *uc*, *к*) определены методом спектрального силикатного анализа. Около 40 контрольных проб проанализированы с применением традиционного «мокрого» силикатного анализа. Кроме того, чтобы иметь возможность сравнить инструментальные методы с классическими, была приготовлена 51 усредненная проба путем смешения равных навесок частных проб каждого типа пород метаморфической зоны, т. е. состав усредненной пробы должен был равняться среднеарифметическому из суммы составов частных проб. Эти усредненные пробы проанализированы методом силикатного анализа в Центральной химико-технологической лаборатории Иркутского геологического управления. Содержания $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO, CaO и MnO в усредненных пробах определены дополнительно на приборе «Perkin-Elmer 290» в Институте геохимии СО АН СССР, а $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$ — также обычным химическим методом (аналитик Т. Н. Галкина). Концентрации K_2O

и Na_2O в частных и усредненных пробах установлены методом фотометрии пламени в лабораториях Иркутского геологического управления и СибГЕОХИ. Содержания K_2O во всех типах пород контролировались гамма-спектрометрическим методом в Институте геологии и геофизики СО АН СССР (Петров и др., 1972).

Мы принимали, что совпадение данных, полученных различными методами и в разных лабораториях, позволяет считать эти результаты правильными. Такие совпадения получены для $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$, Na_2O , K_2O и п. п. Систематические расхождения наблюдались при определении SiO_2 и Al_2O_3 . Квантометрический анализ дает завышенные содержания SiO_2 (на 0,5—2 вес. %) и более низкие содержания Al_2O_3 (на 1—3 вес. %). При необычном составе пород, резко отличающихся от гранитного стандарта (сланцы *сн*), расхождения результатов силикатного и квантометрического анализе еще более существенны. В настоящее время следует отдать предпочтение традиционным методам определения SiO_2 и Al_2O_3 , которые обнаруживают минимальную межлабораторную ошибку (Flanagan, 1969) и используются в большинстве опубликованных работ. В табл. 16 и 17 приводятся результаты химического определения SiO_2 и Al_2O_3 , а также TiO_2 в породах Патомского нагорья.

Содержания MgO и CaO , установленные разными методами и аналитиками в пробах δ , n_1 и n_2 , совпали, но в других типах пород результаты, полученные в лаборатории Иркутского геологического управления по усредненным пробам, обнаружили систематические расхождения. Они выражаются в завышении концентраций CaO и занижении — MgO , а также суммы MgO и CaO по сравнению с данными квантометрического и атомно-абсорбционного методов. Поскольку результаты количественного спектрального силикатного анализа, а также анализа контрольных проб, выполненного силикатным методом в СибГЕОХИ, совпали с квантометрическими определениями, то именно они послужили для расчета средних содержаний CaO и MgO в породах Патомского нагорья. При содержании в породах CaO и MgO менее 1% расхождения разных методов настолько велики, что трудно отдать предпочтение одному из них; можно лишь говорить об относительных изменениях концентраций этих элементов, используя данные какой-нибудь одной аналитической методики.

Из-за больших аналитических ошибок в определении двух- и трехвалентного железа мы оперировали по преимуществу лишь $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$. Только в некоторых случаях, когда принимались специальные меры для предотвращения окисления железа, можно говорить об изменении отношения $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ в процессе метаморфизма.

Анализ минералов проводился двумя методами: обычным силикатным и атомно-абсорбционным на приборе «Perkin-Elmer 303». Во втором случае в качестве эталонов использовались минералы, предварительно многократно проанализированные традиционными методами. Оказалось, что метод атомной абсорбции при определении MgO , CaO , MnO и FeO имеет лучшую воспроизводимость по сравнению с силикатным анализом. Некоторые особенности анализа минералов обсуждаются при их описании.

При определении концентраций редких элементов в метаморфических породах и минералах в продолжение всего исследования применялись одни и те же аналитические методики. Поскольку нас интересовало прежде всего поведение редких элементов в процессах метаморфизма, то главное внимание уделялось выяснению величины аналитических ошибок воспроизводимости и их уменьшению. Серия проб, отвечающая по составу каждому из изученных типов пород, анализировалась одновременно. Около 15—20% проб дублировалось и с шифрованными номерами включалось в анализируемую партию. Величины ошибок воспроизводимости для каждого элемента указаны в табл. 1. Наличие достаточно большого количества проб и применение методов математической статистики позволяют достаточно надежно охарактеризовать поведение элементов-примесей в изученных процессах. Некоторые редкие элементы анализировались только в усредненных пробах. Такие данные являются предварительными и в ряде случаев требуют уточнения. Они особо оговорены в тексте.

Обработка результатов анализов проводилась на БЭСМ-4 в Энергетическом институте СО АН СССР. Вычислялись средние значения, величины дисперсий и другие параметры распределения для каждого элемента, а также парные коэффициенты линейной корреляции. Для математической обработки использовались квантометрические анализы петрогенных компонентов и количественные определения элементов-примесей.

ПЕТРОГРАФИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

§ 4. КЛАССИФИКАЦИЯ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПО ЛИТОЛОГИИ И ХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ

Как указывалось выше, в пределах Патомского нагорья встречаются все главные разновидности осадочных пород. Наибольшим распространением пользуются обломочные породы — гравелиты, аркозовые и олигомиктовые песчаники, алевролиты. Чистые кварцевые песчаники встречаются довольно редко (пурпольская и аунакитская свиты). За песчаниками по распространенности следуют глинистые породы, прослой которых известны по всему разрезу, а в некоторых свитах они преобладают. Обычно глинистые сланцы ритмически переслаиваются с алевролитами и песчаниками, слагая верхние части ритмов.

Известково-силикатные породы — мергели и загрязненные силикатной примесью известняки — распространены в мариинской, баракунской и жуинской свитах. Это довольно пестрые по составу и генезису осадки, связанные постепенными переходами как с чистыми известняками, так и с обломочными породами. Мы ограничиваем эту группу пород следующими пределами: известняки должны содержать не более 20% силикатной примеси, причем не только кварца, но и алюмосиликатов, а обломочные породы — не более 20% карбонатов. Среди известково-силикатных пород наиболее сложный состав имеют мергелистые сланцы жуинской свиты. Известняки всегда ассоциируют с известково-силикатными сланцами и встречаются в тех же свитах. Почти всегда содержат примесь силикатных минералов, среди которых заметно преобладает кварц.

Туфопесчаники и туфоалевролиты основного состава известны среди отложений медвежьей свиты теиторгинской серии и в байбинской подсерии, начиная с аунакитской свиты. До последнего времени эти породы были плохо изучены и часто диагностировались неправильно. Их аналогами в зонах высокого метаморфизма являются параамфиболиты.

Метадиабазы установлены только в медвежьей свите теиторгинской серии и выше по разрезу не встречаются.

При изучении процессов метаморфизма нас интересует не весь набор перечисленных пород, а только те из них, в которых встречаются минералы, дающие дополнительную характеристику для диагно-

стики метоморфической зональности. В частности, не рассматривается широко распространенная группа олигомиктовых песчаников и алевролитов с глинистым или карбонатно-глинистым цементом. Минеральные ассоциации, возникающие в них, качественно ничем не отличаются от парагенезисов метапелитов. Малоинформативны известняки и кварциты. Зато метапелиты, которые обычно рассматриваются как единая группа пород, делятся нами на три подгруппы, отличающиеся химическим и минеральным составом.

Для характеристики метаморфической зональности в Патомском нагорье будут последовательно рассмотрены следующие разновидности пород: 1) метапелиты, среди которых мы выделяем: а) высокоглиноземистые — аналоги каолинит-гидролюдистых глин, б) нормальные — аналоги морских хлорит-гидролюдистых глин и в) железистые — разновидность морских хлорит-гидролюдистых глин с резким преобладанием железа над магнием; 2) аркозовые песчаники — обломочные породы с глинистым или карбонатно-глинистым цементом, среди обломков, кроме кварца и плагиоклаза, обязательно присутствует микроклин; 3) известково-силикатные породы — аналоги мергелей; 4) основные туфопесчаники и алевролиты; 5) метадиабазы.

§ 5. МЕТАПЕЛИТЫ

Высокоглиноземистые метапелиты

Описание высокоглиноземистых сланцев дается на примере пурпольской свиты теиторгинской подсерии. Породы такого состава среди сланцев баллаганакской, кадаликанской и бодайбинской подсерий не встречаются. Высокоглиноземистые сланцы имеют своеобразный химический состав — высокое содержание Al_2O_3 , железа и незначительное количество щелочей, магния и кальция (см. табл. 16).

Зеленосланцевая фация

Серицит-хлоритовая субфация

В серицит-хлоритовой субфации средний минеральный состав сланцев следующий (в вес. %, вычислен по данным химических анализов): хлоритоид — 47, мусковит — 20, пирофиллит — 30, кварц — 3. В качестве аксессуарных минералов присутствуют рутил, турмалин, циркон и пылевидный рудный минерал. Макроскопически сланцы представляют собой серые, зеленовато-серые, темно-серые, иногда почти черные породы со слоистой текстурой. Структура порфирио- или нематобластовая.

Хлоритоид образует призматические кристаллы длиной до 1 мм. Его количество меняется от 20 до 85%. Представлен двумя полиморфными модификациями — триклинной и моноклинной. Оптические константы хлоритоида триклинной модификации: $cNg = 14 - 38^\circ$, $cNm = 60 - 86^\circ$, $cNp = 62 - 88^\circ$; для моноклинной модификации: $cNg = 8 - 26^\circ$; $cNm = 90^\circ$, $cNp = 70 - 83^\circ$. Для обеих мо-

дификаций $+2V=54-60^\circ$, $Ng=1,726-1,737$, $Np=1,718-1,724$. Кристаллы хлоритоида всегда сдвойникованы. Обнаружено двойникование двух триклинных, триклинного и моноклинного и двух моноклинных индивидов. Плоскость сростания (001). Чаще встречается триклинная модификация: на пять триклинных индивидов приходится примерно один моноклинный.

Цвет минерала серый или зеленовато-серый. Всегда заметна аномальная интерференционная окраска в синеватых тонах. Иногда встречается хлоритоид с более интенсивной синевато-зеленой окраской, обладающий яркими аномальными цветами интерференции, меняющимися от фиолетово-красных до синих. При двух николях минерал полностью не гаснет. Зерна хлоритоида нередко переполнены пылевидными включениями рудного минерала. Когда хлоритоид присутствует в небольших количествах, главная его масса ориентирована по сланцеватости породы. Если же хлоритоида много, он образует сноповидные и лучистые агрегаты без закономерной ориентировки. Химический состав хлоритоида приведен в табл. 5.

Серицит присутствует во всех образцах в виде мелких ориентированных по сланцеватости чешуек. Точное его количество в шлифах определить невозможно, так как он трудно отличим от пирофиллита. Характерная константа — величина $2V$, равная у серицита 40° , из-за мелкозернистости может быть измерена лишь в немногих случаях. Наличие пирофиллита подтверждается величиной угла $2V=55-60^\circ$, а также химическим анализом пород. K_2O в пирофиллитовых разностях менее 2%, в то время как среднее количество слюдистого минерала в сланцах составляет около 40%, а иногда достигает 70%. Поскольку серицит является единственным калий-содержащим минералом, по количеству калия легко рассчитать содержание слюды.

Кварц в сланцах серицит-хлоритовой субфации образует мелкие неправильной формы зерна, заполняющие промежутки между другими минералами и дающие в них включения. Обломочных окатанных зерен кварца не наблюдается. Это свидетельствует о его хемогенном генезисе.

Биотит-хлоритовая субфация

Средний минеральный состав сланцев (вес. %): хлоритоид — 48, мусковит — 22, дистен — 10, кварц — 19.

Структура пород определяется наличием порфиробласт дистена, размер которых иногда достигает 1 см по длинной оси. Возникновением своим дистен, по-видимому, обязан реакции $\text{пирофиллит} \rightarrow \text{дистен} + \text{кварц} + \text{H}_2\text{O}$. Подтверждением ее является заметное увеличение содержания кварца в породах субфации, в то время как количество хлоритоида и мусковита остается на прежнем уровне. Оптические константы дистена: $2V=-82-83^\circ$, $cNg=29-32^\circ$, $Ng-Np=0,013$.

Хлоритоид в дистен-хлоритоидных сланцах образует зерна более крупного размера, чем в породах серицит-хлоритовой



Рис. 6. Дистен-хлоритоидный сланец биотит-хлоритовой субфации, шл. 28сн, $\times 20$, при одном никеле.

субфации. Они содержат меньшее количество включений. Кроме простых двойников, появляются монокристаллы и полисинтетические двойники из трех или четырех индивидов. Соотношение триклинных и моноклинных индивидов примерно от 3 : 1 до 2 : 1. Оптические константы хлоритоида, как и его химический состав, сохраняются неизменными (см. табл. 5).

Взаимоотношения между дистеном и хлоритоидом показывают, что они являются парагенными (рис. 6). Кристаллизация дистена началась еще до деформации, в то время как основная масса хлоритоида кристаллизовалась после деформации или в ее поздние этапы.

В Тонодском и Лангдорском антиклинориях в сланцах пурпольской свиты в зоне появления дистена впервые В. К. Головенком (1964), а позже и другими исследователями установлены конкреции, ядра которых сложены диаспором. Диаспор встречается только в бескварцевых ассоциациях и представляет собой «бронированный» реликт, изолированный от основной массы сланцев агрегатом пирофиллита и хлоритоида.

Эпидот-амфиболитовая фация

В эпидот-амфиболитовой фации, на уровне появления алмадинового граната в «нормальных» метаселитах, минеральный состав высокоглиноземистых сланцев не испытывает изменений.

Гранат в них не образуется. Породы становятся лишь более крупнозернистыми.

В одном случае среди сланцев нами встречена конкреция размером около 25 см в диаметре. Центральная ее часть сложена корундом голубого цвета и мусковитом, затем идет дистен-мусковитовая зона, а внешняя зона состоит из хлоритоида, мусковита, кварца и дистена. Ориентировка дистена, слагающего внешнюю зону, закономерна. Иголочки дистена длиной до 1,5 см как бы протыкают шаровидную конкрецию, которая напоминает «каменного ежа». Встреченная нами конкреция аналогична по химическому составу упомянутым выше диаспоровым конкрециям. Однако на уровне эпидот-амфиболитовой фации диаспор даже в «бронированных» реликатах становится неустойчивым и сменяется корундом.

Амфиболитовая фация

Ставролит-альмандиновая субфация

Низкотемпературная граница амфиболитовой фации в высокоглиноземистых породах фиксируется по появлению ставролита и альмандина. Ставролит-альмандиновую субфацию можно разделить на две подзоны. Высокотемпературная подзона характеризуется исчезновением хлоритоида, а для низкотемпературной обычны парагенезис хлоритоида и ставролита.

Минеральный состав низкотемпературной подзоны очень сложен. Порознь или совместно присутствуют хлоритоид, ставролит, гранат, дистен, кварц, мусковит, ильменит, магнетит. Обычным аксессуарным минералом является лазулит. Любой из первых четырех минералов может составлять более 50% объема породы.

Для текстур пород характерно линейное расположение удлиненных зерен всех минералов, на фоне которых выделяются крупные (до 1,5 см) порфиробласты граната или ставролита (до 2 см по длинной оси). Обычна полосчатость сланцев. Полосы сложены преимущественно двумя или тремя минералами, а остальные находятся в подчиненном количестве. Нередко ставролитовые прослои чередуются с существенно хлоритоидными или дистен-магнетитовыми.

Х л о р и т о и д в образцах темно-зеленый, короткостолбчатый и внешне очень похож на роговую обманку. В шлифе цвет по *Ng* голубовато-зеленый, по *Np* светло-желтый. Кристаллы в сечениях, перпендикулярных базопинакoidу, имеют форму табличек длиной 2—3 мм. Обычна аномальная серо-зелено-голубоватая интерференционная окраска, иногда с яркими красными, индигово-синими оттенками. Хорошо проявлена спайность по (001), нередко заметна грубая отдельность по (100). Оптическая ориентировка, показатели преломления, угол $2V$ и химический состав хлоритоида (см. табл. 5) такие же, как и в низкотемпературных фациях. Количество триклинных и моноклинных кристаллов примерно одинаково. Наряду с полисинтетическими двойниками довольно часто отмечаются монокристаллы. Количество включений кварца и рудного минерала в хлоритоиде незначительно.

Ставролит у своей изограды встречен в виде единичных, плохо образованных, довольно мелких (до 3 мм) удлинённых зерен. Количество ставролита, величина и совершенство его кристаллов растут с увеличением степени метаморфизма на фоне постепенного уменьшения количества хлоритоида. Цвет ставролита в шлифах по N_g золотисто-желтый, по N_p бесцветный, $+2V=88^\circ$, $Nm=1,749-1,752$ (5 замеров в разных образцах). Наряду с субпараллельно ориентированными кристаллами встречаются зерна ставролита, расположенные косо к общей линейности. Часты характерные крестообразные двойники. Обычно ставролит содержит большое количество пойкилитовых включений (до 50% объема зерна) кварца, реже дистена, рудного минерала и, очень редко, хлоритоида. Крупные кристаллы ставролита пересекают более мелкозернистый агрегат хлоритоида, срезая отдельные кристаллы последнего по резким границам. Явных реакционных взаимоотношений ставролита с другими минералами не наблюдалось. Химический состав его приведен в табл. 6.

Максимальное количество дистена отмечено в дистен-магнетитовых прослоях, где ставролит практически отсутствует. Размер кристаллов дистена достигает 1,5—2 см по длинной оси. Цвет в образце светло-серый, серый, иногда совершенно бесцветный. В кварцевых жилах встречаются кристаллы голубого цвета длиной до 5 см. Содержит включения кварца, магнетита и ильменита, $(-)2V=82^\circ$, $cNg=27-30^\circ$. Иногда кристаллы дистена деформированы, изогнуты, разорваны. Закономерно расположенные включения в дистене часто ориентированы косо к граням кристалла, но обычно главная масса его имеет четкую линейную ориентировку.

Гранат в начале субфации мелкий (менее 0,5 см) и встречается в единичных зернах. Затем размер отдельных кристаллов увеличивается до 3 см, а его количество в некоторых прослоях достигает 30%. Кристаллы, как правило, хорошо огранены и имеют форму ромбододекаэдра. Иногда на гранях образуется тонкая рубашка мусковитового агрегата. Цвет в образце меняется от светло-красного до темного коричневатого-красного, в шлифах желтоватый или бледно-розовый. Гранат пересекается кристаллами дистена и ставролита, содержит многочисленные включения всех минералов, имеющих в сланцах. По-видимому, следствием тектонических напряжений является образование одной или двух систем отдельности. По химическому составу относится к почти чистому альмандину (см. табл. 2—3).

Мусковит образует довольно крупные, ориентированные по сланцеватости чешуйки. Количество его заметно варьирует, но никогда не превышает 30% объема породы. Химический состав мусковита приведен в табл. 9.

Магнетит в более низкотемпературных зонах присутствовал в виде пылевидных включений, определяющих серую окраску хлоритоида, дистена и мусковита. Здесь же размер кристаллов магнетита резко увеличивается. Он образует то крупные ограненные кристаллы (до 5 мм в поперечнике), то неправильные зерна различной

величины; часты скелетные формы. Несмотря на то, что он всегда находится в ассоциации с пластинчатым и таблитчатым ильменитом, содержание титана в магнетите очень низко (§ 19).

Характерным акцессорным минералом в низкотемпературной подзоне ставролит-альмандиновой субфации является лазулит. Обычно он рассеян в сланцах в виде мелких неправильной формы зерен синего цвета. Иногда дает полосчатые скопления или желваковидные выделения вместе с кварцем, гематитом и хлоритоидом.

Средний минеральный состав высокотемпературной подзоны ставролит-альмандиновой субфации следующий: гранат — 15%, ставролит — 26, мусковит — 27, кварц — 23, дистен — 5%. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, хлоритоид, лазулит, турмалин. Структура сланцев порфиروبластовая с лепидо- или гранобластовой основной тканью. Для пород характерны очень крупные размеры слагающих минералов — ставролита, граната и дистена. Состав ставролита и граната этой подзоны приведен в табл. 2, 6. Лазулит, как и хлоритоид, встречается в виде единичных мелких зерен и устанавливается лишь в протолочках.

Вдоль зон тектонических нарушений наблюдаются бластез сланцев и заметная мусковитизация, связанная с привнесением калия, а также ожелезнение пород. При опробовании мы старались исключить такие сланцы, но все же возможно, что некоторое повышение содержания калия в этой зоне (см. табл. 16) вызвано более поздними тектоническими процессами.

Нормальные метапелиты

«Нормальные» метапелиты — наиболее распространенный класс глинистых сланцев, развитых в Патомском нагорье. Они встречаются во всех свитах, начиная с баллаганахской и кончая догалдынской. Минералогические признаки группы метапелитов заключаются в следующем. От высокоглиноземистых сланцев они отличаются отсутствием пирофиллита в серицит-хлоритовой субфации и дистена в биотит-хлоритовой и альмандин-хлоритовой зонах, а от железистых метапелитов — отсутствием хлоритоида в тех же зонах, вместо которого при соответствующих условиях появляется биотит. Эти отличия обусловлены спецификой химического состава пород (см. табл. 16).

Минералогическая характеристика нормальных метапелитов по метаморфическим зонам приводится на основании изучения сланцев баллаганахской (группа *BC*), валюхтинской (группы *в* и *BC*) и анангской (группа *ac*) свит.

Зеленосланцевая фация

Серицит-хлоритовая субфация

Метапелиты этой субфации имеют микролепидобластовую или лепидогранобластовую структуру. Наличие алевритовых и псаммитовых обломков дает все переходы к алевролитам и псаммитам.

Цвет пород от светло- до темно-серого. Окраска обусловлена примесью органического вещества, которая иногда достигает нескольких процентов. Изучение минерального состава углистых метapelитов затруднено, так как пылевидное органическое вещество не позволяет определять оптические константы минералов. Мелкозернистость пород не дает оценить их количественные соотношения. Однако в целом минеральный состав метapelитов прост: серицит — 30—45%, хлорит — 15—30, альбит — 5—15, кварц — 25—50%. В некоторых сланцах, кроме перечисленных минералов, может присутствовать железистый карбонат (пистомезит) в количестве 5—15%. Данные по количественно-минеральному составу метapelитов получены путем элементарных расчетов, исходя из химического состава пород и минералов. Принимается, что K_2O целиком входит в состав серицита, Na_2O — частично в состав серицита, а остаток — в альбит, $FeO + MgO$ — в состав хлорита. Ошибка таких расчетов не превышает 10 отн.%. При наличии в породе порфириобласт железистого карбоната, размер которых колеблется от 1 до 3 мм, их легко учесть количественно в шлифах или прямо в образцах.

С е р и ц и т из метapelитов серицит-хлоритовой фации не проанализирован из-за трудностей, связанных с его отборкой. О его составе можно судить по косвенным данным, сравнивая с серицитом известково-силикатных пород, так как показатели преломления их одинаковы: $N_m = 1,590—1,594$ (6 замеров). Чешуйки серицита ориентированы вдоль плоскостей кливажа, размер их постепенно возрастает с повышением степени метаморфизма.

Поскольку х л о р и т обычно является единственным магнетально-железистым минералом метapelитов, его состав определяется только составом исходных пород, т. е. железистость хлорита соответствует железистости содержащих его метapelитов. Этим же фактором объясняются колебания оптических свойств хлорита, например $N_m = 1,613—1,640$. Тем не менее, поскольку железистость всех изученных метapelитов довольно близка, состав основной массы хлоритов серицит-хлоритовой субфации почти одинаков. Расчет показывает, что все хлориты отличаются высокой глиноземистостью (Al_2O_3 20—28%) и железистостью (обычно $f = 60—45\%$) и относятся к группе рипидолита — брунсвигита.

В низкотемпературной части серицит-хлоритовой зоны хлорит образует очень мелкие чешуйки, ориентированные по плоскостям кливажа. В высокотемпературной подзоне появляются отдельные более крупные (до 1—2 мм) порфириобласты хлорита (метapelиты ВС — изографа порфириобластического хлорита).

А л ь б и т в метapelитах встречается или в виде мелких неправильной формы новообразованных зерен, или в виде более крупных альбитизированных обломков плагиоклаза. Состав его отвечает почти чистому альбиту, примесь анортитовой составляющей не превышает 5%.

К в а р ц равномерно распределен в основной слюистой массе сланцев, давая с хлоритом и серицитом тонкие сростания. Встре-

чаются более крупные обломки кварца. В результате перекристаллизации они потеряли свою округлую форму и приобрели лапчатые очертания. Нередко зерна вытянуты вдоль плоскостей квиважа.

Железистый карбонат обладает характерными ромбическими сечениями. На поверхности сланцев происходит его выщелачивание и замещение окислами железа. Иногда образуются пустоты, сохраняющие форму первичных зерен. Даже внутри образцов краевые части зерен карбоната нередко замещены лимонитом. Карбонат всегда переполнен многочисленными включениями кварца и других минералов (до 50—70% объема зерна). По составу отвечает пистомезиту с колеблющимся отношением магния и железа, $N_g=1,825$, $N_p=1,595$ (см. табл. 13).

В высокотемпературной части субфации одновременно с порфиробластическим хлоритом в сланцах появляются мелкие (0,5—1 мм) чешуйки ильменита в количестве до 1—2%. По-видимому, это связано с некоторым уменьшением железистости хлорита, при котором освобождающееся железо связывается в ильменит.

Биотит-хлоритовая субфация

Ширина полосы пород, метаморфизованных в условиях биотит-хлоритовой субфации, обычно не превышает 1—2 км. При картировании изограда биотита нередко почти совпадает с изоградой альмандина. Поэтому опробование этой зоны проведено единичными пробами и данные по характеристике минералов ограничены.

Количество биотита вблизи изограды составляет 1—5%. Он появляется в отдельных прослоях наиболее подходящего состава. Порфиробласты биотита имеют размер 0,5—1,5 мм и ориентированы по квиважу слоистости или совершенно беспорядочно. Состав биотита, судя по показателям преломления, почти стабилен, $N_m=1,630—1,636$ (7 замеров), $N_{m\text{сред}}=1,633$. Цвет в шлифах коричневый с ясным плеохроизмом до светло-желтого (по N_p). С биотитсодержащими чередуются хлорит-серицитовые прослои, в которых биотит не отмечается.

Хлорит этой субфации разделяется на две резко отличающиеся по составу группы. Железистый хлорит встречается только в безбиотитовых прослоях и аналогичен хлориту серицит-хлоритовой зоны, $N_m=1,628—1,634$ (4 замера), цвет зеленый (по N_g) с резким плеохроизмом до бледно-желтого (по N_p). Другая разновидность хлорита находится в ассоциации с биотитом и имеет более светлую окраску, $N_m=1,605—1,619$ (4 замера).

Светлая слюда — вероятно, мусковит. В биотитовых прослоях ее чешуйки более крупные, чем в хлоритовых. Чешуйки слюды ориентированы по падению плоскостей квиважа.

Анкерит и **кальцит** образуются вместо пистомезитов серицит-хлоритовой субфации, которые в этой зоне становятся неустойчивыми. Форма зерен неправильная, иногда кальцит окружает анкерит, образуя вокруг него кайму. N_g анкерита 1,706—1,710, кальцита — 1,660—1,664.

К в а р ц составляет существенную часть объема породы (25—60%). Состав и количество а л ь б и т а не изменяются по сравнению с серицит-хлоритовой зоной.

Постоянной составной частью сланцев является пластинчатый и л ь м е н и т. Обычно его количество не превышает 1—2%, но в некоторых сланцах возрастает до 5%.

Эпидот-амфиболитовая фация

Низкотемпературную границу альмандин-хлоритовой (эпидот-амфиболитовой) фации обычно проводят по появлению альмандинового граната, а высокотемпературную — по изограде ставролита. Эту фацию можно разделить на две подзоны — альбитовую и олигоклазовую, границей которых служит скачкообразное изменение состава плагиоклаза от № 5—12 до № 18—20. За исключением состава плагиоклаза, какие-либо минералогические критерии отличия двух подзон друг от друга отсутствуют. Остальные минералы по составу также достаточно близки между собой. Поэтому их описание — общее для всей фации.

В целом метapelиты альмандин-хлоритовой фации можно назвать порфиробластическими сланцами. Структура пород порфиробластовая с лепидобластовой основной тканью. Зернистость сланцев определяется главным образом количеством графита. Светлые сланцы хорошо раскристаллизованы, а в темных на фоне мелкозернистой основной массы выделяются отдельные порфиробласты граната и биотита, размер которых достигает 1—3 мм. Количество граната у его изограды не превышает 1—5%, а в высокотемпературной подзоне достигает 10—15%. Гранат, как правило, имеет хорошую ромбододекаэдрическую огранку; его кристаллы как бы обтекаются слюдястыми минералами. Нередко он переполнен включениями кварца, которые иногда подчеркивают его S-образную структуру «снежного кома». Химический состав граната приведен в табл. 2. В ассоциации с анкеритом не встречается, поэтому в аналогах буропшатовых сланцев (группа в) биотитовая и альмандиновая зоны по своим минеральным ассоциациям друг от друга не отличаются.

Коричневый или зеленовато-коричневый биотит образует крупные порфиробласты или слагает основную ткань сланцев. Состав биотита меняется вне зависимости от степени метаморфизма и определяется, вероятно, лишь составом исходных пород; $Nm = 1,622—1,648$ (22 замера в разных образцах), $Nm_{\text{сред}} = 1,636$.

Количество х л о р и т а в сланцах альмандиновой зоны резко сокращается, а нередко он исчезает совершенно. Имеется ряд минералогических признаков, свидетельствующих о его вторичном происхождении. Так, хлорит замещает с краев гранат или биотит, вплоть до полных псевдоморфоз с сохранением формы замещаемых минералов. Однако в породах, не содержащих альмандина, присутствует порфиробластический хлорит, который, по-видимому, равновесен с биотитом. Тем не менее нет достаточных петрографиче-

ских критериев, позволяющих в любом случае однозначно говорить о соотношениях хлорита с другими минералами. В целом для фации количество хлорита уменьшается в ее высокотемпературной части; $Nm=1,622-1,630$ (11 замеров), $Nm_{\text{сред}}=1,625$.

Содержание мусковита в альмандиновой зоне сокращается параллельно с возрастанием количества биотита. Размер чешуек увеличивается, они обычно ориентированы по слоистости.

Плагиоклаз в низкотемпературной зоне представлен исключительно альбитом. В высокотемпературной зоне в образцах нередко совместно присутствуют альбит и олигоклаз, которые прекрасно отличаются друг от друга по показателям преломления. В иммерсионных препаратах устанавливается, что для одного плагиоклаза $Ng=1,540-1,541$, а для другого Np равно такой же величине. Промежуточных номеров не обнаружено. Альбит в том или ином количестве встречается во всей высокотемпературной подзоне и совершенно исчезает лишь в амфиболитовой фации. Содержание плагиоклаза в метапелитах невелико и не превышает 10%.

Из других минералов в альмандин-хлоритовой фации встречаются кварц (25—50%), анкерит, кальцит и ильменит.

Амфиболитовая фация

Низкотемпературная граница амфиболитовой фации может быть проведена лишь в метапелитах, содержащих ставролит. Другим признаком является отсутствие первичного хлорита и альбита. Породы хорошо раскристаллизованы. Лишь в углистых метапелитах, которые в этой фации встречаются сравнительно редко, основная масса представлена мелкозернистым кварц-мусковит-биотитовым агрегатом с более крупными порфиробластами граната и биотита. В целом же породы этой фации можно назвать кристаллическими сланцами. Амфиболитовая фация делится на две субфации: ставролит-альмандиновую и дистен-альмандиновую. Границей их служит изограда дистена. Дистен появляется в большинстве нормальных метапелитов одновременно с образованием в сланцах первых пегматоидных кварц-мусковит-плагиоклазовых жилков. Другое отличие ставролит-альмандиновой и дистен-альмандиновой субфаций заключается в изменении состава граната. Описание минералов дается общее для обеих субфаций.

Гранат в количестве 5—15% встречается во всех образцах. Ромбододекаэдрические, часто хорошо ограниченные кристаллы достигают 2—3 мм в поперечнике и содержат включения кварца и ильменита. Состав граната приведен в табл. 2—3. С повышением степени метаморфизма уменьшаются общая железистость граната и содержание марганца и кальция, а количество магния заметно возрастает.

Биотит (5—20%) имеет переменную железистость, несколько различную в сланцах валюхтинской (группа *в*) и анангской (группа *ас*) свит. В первом случае железистость биотита уменьшает-

ся по сравнению с альмандин-хлоритовой фацией, что обусловлено, вероятно, переходом магния из состава анкерита, неустойчивого в амфиболитовой фации, в биотит. В ставролит-альмандиновой субфации $Nm=1,619-1,640$, $Nm_{\text{сред}}=1,626$ (8 замеров), в дистен-альмандиновой субфации $Nm=1,623-1,626$, $Nm_{\text{сред}}=1,624$ (4 замера).

Биотит в сланцах анангской свиты имеет более высокую железистость — такую же, как в низкотемпературных зонах. В ставролит-альмандиновой субфации $Nm=1,626-1,638$, $Nm_{\text{сред}}=1,632$ (5 замеров), в дистен-альмандиновой $Nm=1,626-1,640$, $Nm_{\text{сред}}=1,633$ (4 замера). Цвет биотита в шлифах коричневый или зеленовато-коричневый (по Ng) с плеохроизмом до светло-желтого (по Np).

Хлорит в амфиболитовой фации всегда вторичный, количество его незначительно (не более 3—5%), развивается по гранату и биотиту, цвет в шлифах от светло- до ярко-зеленого, $Nm=1,619-1,628$ (5 замеров).

Мусковит вместе с биотитом и кварцем слагает основную ткань сланцев. Содержание его в породах 10—25%. В дистеновой зоне, особенно у контактов с жилками или в приразломных участках, замещает биотит, но в подавляющем большинстве случаев равновесен с ним.

Ставролит не характерен для нормальных метапелитов. Обычно он встречается в небольших количествах (до 5%) в наиболее железистых прослоях, иногда вместе с хлоритоидом (в низкотемпературной части фации), но чаще без него. В дистеновой зоне ассоциирует с кианитом, но и здесь, хотя размер кристаллов ставролита увеличивается, количество его остается незначительным.

Содержание кианита в сланцах сильно варьирует, но почти никогда не превышает 15%. Минерал образует крупные (до 1 см по длинной оси) плоские кристаллы, ориентированные по сланцеватости пород, с характерными оптическими константами.

Железистые метапелиты

Петрографическое описание железистых метапелитов дается на основе изучения сланцев, залегающих в основании анангской свиты (группа c). Эти породы содержат в зеленосланцевой и альмандин-хлоритовой фациях хлоритоид, который сменяется в амфиболитовой фации ставролитом. От других метапелитов они отличаются только высоким отношением $\Sigma Fe_2O_3/MgO$ (см. табл. 19). Железистые метапелиты, по-видимому, не очень широко распространены по сравнению с другими типами глинистых сланцев. Во всяком случае, таких пород в разрезе патомской серии больше нет, а в литературе описания хлоритоидных пород приводятся сравнительно редко. Тем не менее железистые метапелиты могут переслаиваться со сланцами нормального состава, и учет их своеобразных минеральных ассоциаций при характеристике метаморфических фаций обязателен.

Зеленосланцевая фация

Серицит-хлоритовая и биотит-хлоритовая субфации

Минеральный состав железистых метапелитов в серицит-хлоритовой субфации ничем не отличается от состава нормальных метапелитов: серицит, хлорит, кварц, альбит. Из аксессуарных минералов встречаются турмалин, рутил, лейкоксен. Количественный подсчет минерального состава сланцев в шлифах невозможен, так как распыленное углистое вещество (до 4 вес. %) переполняет все минералы. Судя по данным химического анализа, породы содержат около 30% серицита, 20 хлорита, 5—10 альбита и 45—50% кварца.

Кварц и альбит частично встречаются в виде алевритовых обломков на фоне мелкозернистой хлорит-кварц-серицитовой основной ткани.

В высокотемпературной части субфации примерно на уровне изограды порфиробластического хлорита в нормальных метапелитах, но явно до изограды биотита появляется хлоритоид. Сначала он отмечен в отдельных прослоях в количестве до 10—15%, а затем развивается почти повсеместно, но среднее его содержание в сланцах не превышает 1—3%. Кристаллы хлоритоида мелкие (до 1,5—2 мм по длинной оси), в шлифах имеют темно-серую окраску, обусловленную пылевидным углистым веществом, ориентированы вдоль плоскостей сланцеватости.

Биотит в железистых метапелитах вообще не образуется в пределах биотитовой и альмандиновой зон, поэтому биотит-хлоритовая субфация здесь не может быть закартирована.

Эпидот-амфиболитовая фация

Низкотемпературная граница фации проводится по изограде альмандинового граната, а высокотемпературная — по изограде ставролита. Минеральный состав: альмандин, хлоритоид, хлорит, мусковит, кварц. Альбит отсутствует. Ильменит составляет 1—3% объема породы, а в некоторых прослоях его количество достигает 8—10%. Аксессуарные минералы: циркон и турмалин.

Гранату изограды образует мелкие зерна (до 2 мм), а его количество не превышает 1—2%. Постепенно размер кристаллов граната растет (до 5—8 мм), и содержание его в породе увеличивается до 8—10%. В большинстве случаев кристаллы граната ромбододекаэдрические и имеют зональное строение. Обычно выделяют две, а иногда три зоны: 1) ядро — прозрачное, почти без включений, 2) средняя зона с обильными включениями кварца, имеющая S-образный рисунок, 3) оболочка — чаще всего разомкнутая, как бы клещами охватывающая с двух сторон центральную часть, включения кварца в ней ориентированы параллельно сланцеватости. Такое строение зерен граната свидетельствует о длительности

ого кристаллизации. Рост граната начинается до деформации, главный этап роста — синскладчатый, а окончание кристаллизации относится к постскладчатому этапу. Химический состав граната приведен в табл. 2.

Хлорит в альмандин-хлоритовой зоне встречается в виде двух разновидностей. В низкотемпературной части фации, в тех прослоях, где гранат еще не появился, состав хлорита аналогичен таковому для пород зеленосланцевой фации: $Nm=1,633-1,647$, окраска в шлифах зеленая, цвета интерференции аномальные синие.

Совместно с гранатом встречаются две разновидности хлорита. Первая из них развивается по гранату, иногда полностью замещая его зерна: $Nm=1,622-1,638$, цвет в шлифах зеленый. Вторая разновидность существенно магнизальнее: $Nm=1,610-1,615$, цвет в шлифах бледно-зеленый, цвета интерференции аномальные серозеленые. Этот хлорит не развивается по каким-либо другим минералам и является парагенным с гранатом и хлоритоидом. Общее количество хлорита заметно сокращается с повышением температуры метаморфизма.

Химический состав мусковита приведен в табл. 13. Он ничем не отличается от обычных мусковитов, встречающихся в метапелитах, кроме повышенного содержания п. п. п., обусловленного присутствием углистого вещества. Хотя обычно минералы железистых метапелитов фации свободны от включений углистого вещества, мусковит по-прежнему сильно им загрязнен. Размер чешуек мусковита увеличивается, особенно в «тенях роста» граната, ильменита и хлоритоида. В зонах тектонических нарушений количество мусковита в сланцах возрастает, и он развивается по хлориту.

Количество хлоритоида колеблется от 5 до 15%. Образует призматические, короткостолбчатые кристаллы, нередко полисинтетически сдвойникован. Цвет в шлифах зеленовато-серый, обычно аномальные интерференционные окраски, внешне напоминает клиноцоизит. Часто загрязнен пылевидным углистым веществом. По химическому составу (см. табл. 5) относится к железистой разновидности — сисмондину.

Ильменит появляется в сланцах одновременно с гранатом в виде пластинчатых чешуек, ориентированных вдоль плоскостей сланцеватости.

Амфиболитовая фация

Ставролит-альмандиновая субфация

Субфация может быть разделена на две подзоны. В низкотемпературной подзоне всегда присутствует хлоритоид. Как правило, ставролит и хлоритоид встречаются в разных прослоях, давая две минеральные ассоциации: хлоритоид — гранат — хлорит — мусковит — кварц и ставролит — гранат — биотит — мусковит — кварц. Развитие ставролита по хлоритоиду нигде не отмечалось. В вы-



Рис. 7. Двуслюдной ставролит-гранатовый сланец ставролит-альмандиновой субфации. Видно зональное строение граната и ставролита. Шл. 24с, $\times 25$, при одном никеле.

сокотемпературной подзоне присутствует только вторая ассоциация.

Ставролит в низкотемпературной ассоциации образует мелкие, плохо ограненные кристаллы. В высокотемпературной ассоциации кристаллы ставролита хорошо образованы, нередко имеют зональное строение (рис. 7), часты крестообразные сростания. Размер кристаллов по длинной оси достигает 1 см. Химический состав ставролита приведен в табл. 6.

Количество хлоритоида сокращается постепенно с повышением температуры. Внешний его облик и состав ничем не отличаются от хлоритоида альмандин-хлоритовой фации, хотя он и содержит меньше включений углистого вещества.

Гранат зональный, размер порфиробласт до 15 мм, нередко обнаруживает структуры вращения или S-образные структуры. Количество граната составляет 10—15% объема породы.

Биотит — сначала мелкий, сильно хлоритизированный, а в высокотемпературной подзоне образует порфиробласты до 5 мм в диаметре. Цвет в шлифах коричневый (по *Ng*) с плеохроизмом до светло-желтого (по *Np*), $Nm=1,619-1,630$. Биотита в сланцах 5—8%.

Хлорит вторичный по биотиту и гранату с варьирующими оптикой и химическим составом, $Nm=1,619-1,630$.

Мусковит содержит меньше включений углистого вещества, чем в предыдущей зоне, а размер его чешуек увеличивается.

Количество мусковита в сланцах несколько сокращается, но все же составляет (в среднем) около 20—25% объема породы. Химический состав его почти не меняется (см табл. 9).

И л ь м е н и т по-прежнему постоянно присутствует в сланцах (1—3%). Вместо тонких пластинок, характерных для эпидот-амфиболитовой фации, преобладают утолщенные таблитчатые кристаллы.

Д и с т е н - а л ь м а н д и н о в а я с у б ф а ц и я

Минеральный состав этой субфации отличается от предыдущей зоны лишь наличием дистена в некоторых разновидностях сланцев. Здесь же появляются кварцевые жилы с крупными (до 5 см) кристаллами дистена. В сланцах обособляются полосы и линзы, обогащенные кварцем. Увеличивается размер зерен всех слагающих породу минералов. Мусковит светлый, крупночешуйчатый. Графитовая «пыль» перекристаллизуется в более крупные обособления.

Состав ставролита, биотита, мусковита и граната дистен-альмандиновой субфации приведен в табл. 2, 6, 7, 9. По химическому составу все минералы субфации, кроме граната, аналогичны минералам предыдущей зоны. Показатель преломления биотита ($N_m = 1,615-1,629$) также не изменяется.

Количество дистена в сланцах невелико (не более 5% объема породы), а ставролита в среднем 10—15%. Кристаллы ставролита прекрасно образованы, в то время как дистен обычно встречается в виде зерен неправильной формы среди других минералов. Реакционных отношений между дистеном и ставролитом не наблюдалось, но создается впечатление «угнетенности» дистена и его несколько более позднего роста.

§ 6. АРКОЗОВЫЕ ПЕСЧАНИКИ

Специального геохимического изучения этих пород нами не проводилось из-за их крупнозернистости и быстрой фациальной (литологической) изменчивости в участках с секущей метаморфической зональностью. Лишь в Жуинском участке были опробованы олигомиктовые мелкозернистые песчаники с эпизодически присутствующим микроклином. Описание пород дается главным образом на примере аркозов баллаганахской свиты с привлечением данных по другим песчаникам сходного состава.

Зона диагенеза

Хотя аркозовые песчаники патомской серии в зоне диагенеза не встречаются, в пределах Ангаро-Ленского прогиба среди пород жербинской свиты ($См_1^4$) имеются прослои среднезернистых поли-

миктовых песчаников, содержащих до 15—20% обломков микроклина и плагиоклаза.

Структура пород псаммитовая. Цемент кварц-серицит-хлоритовый. Перекристаллизация цемента и обломков очень слабая. Нередко присутствуют опал, глауконит (до 10%), в двух случаях установлен гипс. Все это показывает, что породы еще не вступили в стадию метаморфических преобразований.

Начальные стадии метаморфизма фиксируются по исчезновению опала и переходу глауконита в хлорит-серицитовый агрегат.

Зеленосланцевая фация

Серицит-хлоритовая субфация

Аркозовые песчаники этой зоны имеют следующий состав: кварц — 20—80%, плагиоклаз — 5—35, микроклин — 2—30, карбонат — 0—30%. В составе цемента, кроме того, присутствуют серицит (до 10%) и хлорит (до 5%). Микроклин и плагиоклаз представлены только в виде обломков, кварц отмечен как в обломках, так и в цементе. Карбонат встречается преимущественно в качестве цемента и лишь изредка — в виде обломков. Из аксессуарных минералов присутствуют новообразованные сфен, турмалин, рудный минерал; обломочные — апатит, рутил, циркон, биотит. Структура пород blastopсаммитовая. Окатанность обломков слабая.

Обломки плагиоклаза интенсивно серицитизированы. По составу он относится к альбиту с 2—9% аортитовой составляющей (10 замеров в разных образцах). Серицитизированные зерна плагиоклаза обычно окружены каймой свежего альбита, имеющего такой же состав, что и само зерно. Иногда обломки плагиоклаза обрастают кварцем.

Микроклин не подвергается вторичному замещению, свежий, решетчатый, ($-$) $2V=80-84^\circ$, $cNm=10-12^\circ$. Пертитовые вроски плагиоклаза в микроклин всегда серицитизированы.

Из карбонатов в песчаниках отмечены кальцит, реже доломит, в отдельных случаях сидерит. Ориентировка мелкочешуйчатого серицита и светло-зеленого хлорита вдоль сланцеватости породы определяет микроленидобластовую структуру цемента.

Биотит-хлоритовая субфация

Прекрасно сохраняются реликты псаммитовых структур (рис. 8), но перекристаллизация цемента заметно усиливается. Иногда отмечаются сильно уплощенные линзообразные галечки филлитов.

Плагиоклаз представлен альбитом № 0—8 (7 замеров).

Микроклин с появлением биотита в породе становится неустойчивым и постепенно замещается шахматным альбитом (рис. 8), который, хотя и имеет близкий с плагиоклазом состав включений, по характеру двойникования четко от него отличается.

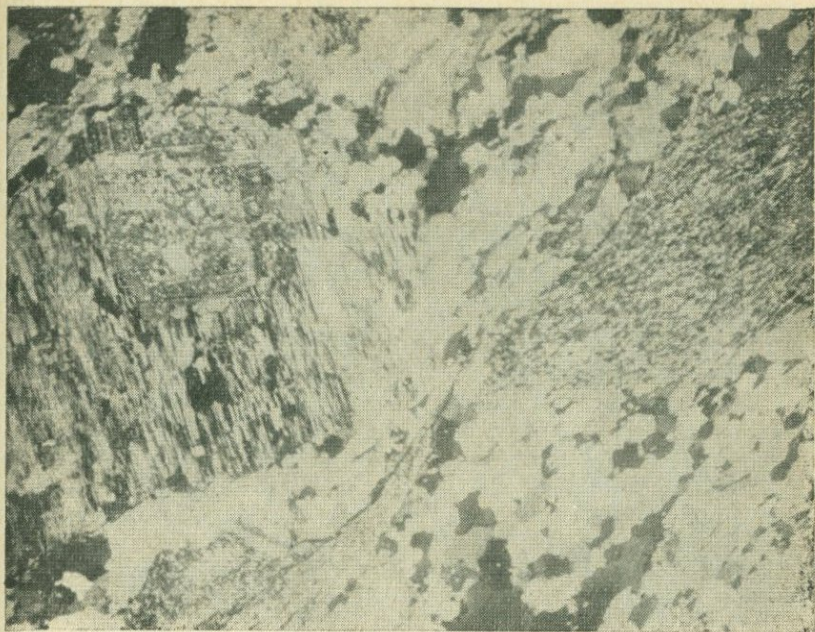


Рис. 8. Шахматная альбитизация микроклина в гравелите, видна сплюснутая галечка филлита. Биотит-хлоритовая субфация. Шл. 545, $\times 20$, при двух николях.

Биотит обычно коричневый или зеленовато-коричневый с плеохроизмом до светло-желтого цвета. В этой субфации, кроме новообразованного, встречается обломочный, реликтовый биотит. Он характеризуется повышенной железистостью, темно-коричневой окраской и всегда замещается хлоритом. При этом выпадает сагениит. Показатель преломления обломочного биотита сильно меняется в разных зернах в зависимости от степени замещения ($Nm=1,642-1,675$); в новообразованном биотите пределы колебаний Nm значительно меньше ($Nm=1,652-1,662$).

Хлорит, замещающий биотит, имеет ярко-зеленую окраску, $Nm=1,632-1,650$, оптический знак — и +, цвета интерференции аномальные сине-фиолетовые.

Мусковит ориентирован вдоль плоскостей сланцеватости, а в песчаниках с большим количеством обломков — беспорядочно. Равновесен с биотитом.

Карбонат (преимущественно кальцит) встречается только в цементе.

Эпидот-амфиболитовая фация

В аркозовых песчаниках низкотемпературная граница фации не фиксируется, так как гранат в них появляется лишь в амфиболитовой фации, а другие минералы, встречающиеся в этой зоне, ничем не отличаются от минералов биотит-хлоритовой субфации.

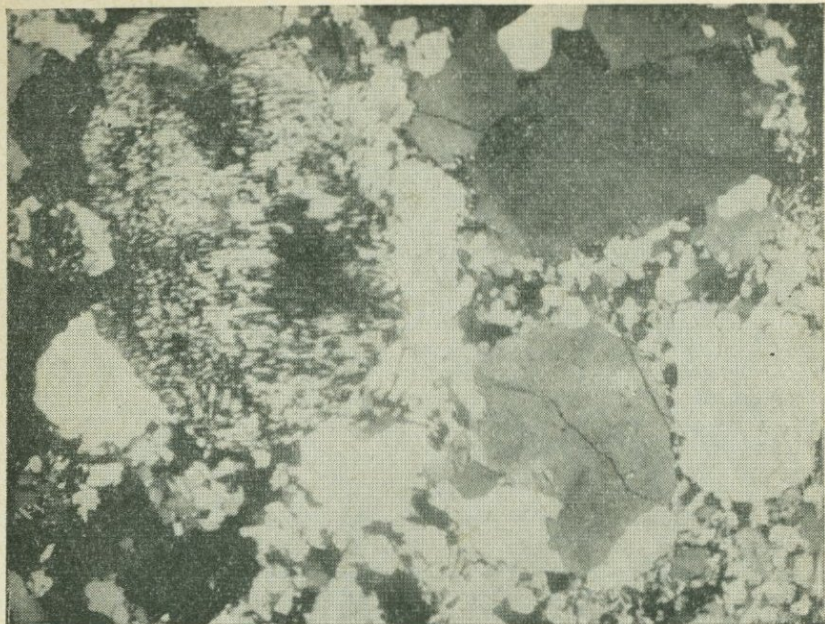


Рис. 9. Реликтовая псаммитовая структура в метапесчанике эпидот-амфиболитовой фации. Микроклин полностью замещился шахматным альбитом. Шл. 502, $\times 20$, при двух николях.

Перекристаллизация пород заметно усиливается. Реликты псаммитовых структур сохраняются преимущественно в крупнозернистых разновидностях (рис. 9), а в мелкозернистых сменяются гранобластами.

Состав плагиоклаза более основной, чем в предыдущей зоне (№ 8—13). Микроклин полностью замещается шахматным альбитом, но все-таки по форме и структуре его зерна довольно легко отличаются от обломков плагиоклаза. Обломочный биотит настолько изменил свой состав, что неотличим от метаморфического биотита; он ориентирован по слоистости пород.

В высокотемпературной части эпидот-амфиболитовой фации вместе с альбитом появляется олигоклаз (с содержанием анортита более 18%). В одних и тех же образцах одновременно присутствуют альбит № 6—12 и олигоклаз № 18—25. Промежуточных номеров плагиоклаза не отмечается. Здесь же начинается кристаллизация граната, который, как правило, характеризуется скелетными формами с многочисленными включениями других минералов. Реликты шахматного альбита очень редки. Изограда олигоклаза в аркозовых песчаниках почти совпадает с изоградой ставролита в высокоглиноземистых сланцах *сп.* Структуры пород лепидогранобластовые.

Характерная минеральная ассоциация аркозовых песчаников в ставролитовой и дистеновой зонах: гранат — биотит — мусковит — плагиоклаз — кварц (\pm кальцит). Граница между двумя субфациями неопределенна. В начале ставролит-альмандиновой субфации наряду с олигоклазом № 18—21 встречается альбит № 7—13. С повышением температуры он исчезает и лишь изредка фиксируется у зон тектонических нарушений. Реликтовые псаммитовые структуры отмечены только в гравелитах. Преобладают гранобластовые и лепидо-гранобластовые структуры.

Состав биотита меняется в широких пределах; в ставролитовой зоне $Nm=1,630-1,674$ (17 образцов), $Nm_{\text{сред}}=1,656$; в дистеновой зоне $Nm=1,630-1,650$ (9 образцов), $Nm_{\text{сред}}=1,641$. Таким образом, налицо тенденция уменьшения железистости биотита с повышением температуры. Основность плагиоклаза также несколько возрастает, хотя эта закономерность носит статистический характер. Количество граната невелико, размер его кристаллов и степень их совершенства увеличиваются в дистеновой зоне.

Мусковит в виде довольно крупных чешуек ориентирован по плоскостям слоистости и равновесен с биотитом.

Микроклин отмечается только у контактов с пегматитовыми жилами, и его появление связано с более поздними процессами.

Хлорит вторичный по биотиту и гранату.

§ 7. ИЗВЕСТКОВО-СИЛИКАТНЫЕ ПОРОДЫ

Описание этого типа пород дается на примере мергелей *ис жуинской свиты* Угаханского участка с привлечением материалов по известково-силикатным породам Мамского синклиория.

Зеленосланцевая фация

Серицит-хлоритовая субфация

Средний минеральный состав пород субфации: альбит — 6%, хлорит — 10, кальцит — 5, анкерит — 20, серицит — 27, кварц — 29%, но в отдельных прослоях количество минералов может существенно меняться. Породы очень мелкозернистые. На фоне основной массы с микролепидогранобластовой структурой выделяются более крупные зерна анкерита ромбического сечения размером до 1 мм. В высокотемпературной части субфации появляется порфиробластический хлорит.

Анкерит имеет несколько варьирующий состав и содержит 20—25% $FeCO_3$ (см. табл. 13), $No=1,705-1,711$. На поверхности выветривания сланцев анкерит приобретает бледно-коричневый цвет.

А л ь б и т образует мелкие зерна с плохо выраженным двойникованием, дает тесные сростания с кварцем, содержит 2—6% анорита.

Х л о р и т бледно-зеленый, с серо-зелеными аномальными цветами интерференции, в виде мелких чешуек в сростании с серицитом ориентирован вдоль плоскостей сланцеватости. Имеет удивительно выдержанный химический состав и относится к брунсвигиту с общей железистостью 53—60% (см. табл. 11), $Nm=1,627-1,633$.

С е р и ц и т находится в тесном сростании с кварцем и хлоритом, $Nm=1,592-1,594$. Его физические характеристики и химический состав (см. табл. 11, 12) позволяют четко отличать этот минерал от мусковита биотитовой зоны.

К а л ь ц и т — почти чистый $CaCO_3$ встречается в виде неправильных зерен лапчатых очертаний, $No=1,664-1,667$.

Б и о т и т - х л о р и т о в а я с у б ф а ц и я и э п и д о т - а м ф и б о л и т о в а я ф а ц и я

Биотит в виде крупных порфиробласт размером 1—3 мм в мергелях всегда появляется раньше, чем в метapelитах, поэтому низкотемпературная граница биотитовой зоны картируется очень четко. Зато граница с эпидот-амфиболитовой фацией в этих породах не может быть проведена, поскольку минеральные ассоциации обеих зон абсолютно одинаковы. Только изограда олигоклаза в средней части эпидот-амфиболитовой фации разделяет ее на две подзоны. Размер зерен всех минералов за изоградой биотита резко возрастает, этот рост, но уже постепенный, продолжается и дальше, до границы с амфиболитовой фацией. Полная минеральная ассоциация мергелей в биотит-хлоритовой и эпидот-амфиболитовой фациях следующая: биотит — хлорит — мусковит — анкерит — кальцит — плагиоклаз — кварц.

В биотитовой зоне более мелкозернистые хлорит-мусковитовые прослои нередко чередуются с более крупнозернистыми биотит-хлоритовыми слоями.

Б и о т и т коричневым, с плеохроизмом до светло-желтого цвета, имеет несколько варьирующий состав, $Nm=1,624-1,633$ (7 замеров в разных образцах). Обычно замещается хлоритом или образует с ним тесные сростания. Количество биотита в породах 8—20%.

Состав х л о р и т а по сравнению с биотитовой зоной претерпевает резкие изменения. Показатель преломления $Nm=1,605-1,624$ (6 замеров). Химические анализы хлоритов этой зоны свидетельствуют о резком снижении его общей железистости — до 30—40% (см. табл. 11) при сохранении прежнего содержания кремния и алюминия, что позволяет отнести хлориты к группе рипидолитов. Нередко в породах встречается вторичный хлорит; он развивается по биотиту, а его железистость определяется составом последнего. Общее количество хлорита с повышением температуры постепенно сокращается.

М у с к о в и т по своим термическим характеристикам и химическому составу заметно отличается от серицита низкотемператур-

ной зоны (§ 14). Его количество в биотитовой зоне и эпидот-амфиболитовой фации уменьшается до 10—15%, а размер чешуек увеличивается от 0,01 до 0,1—0,3 мм.

Существенно снижается содержание *а н к е р и т а* (до 8—10%), а его железистость падает (17—20% FeCO_3). Количество кальцита несколько возрастает, но его состав не меняется, $N_o=1,664—1,665$.

П л а г и о к л а з в биотитовой зоне и низкотемпературной части эпидот-амфиболитовой фации представлен альбитом № 7—13. В высокотемпературной части фации появляется олигоклаз-андезин № 23—33, вместе с которым постоянно ассоциирует альбит — вплоть до начала амфиболитовой фации.

Среди акцессорных минералов этой зоны отмечаются рутил, апатит, турмалин, редкоземельный эпидот с каймой клиноцоизита, пирит и циркон.

Амфиболитовая фация

Низкотемпературная граница амфиболитовой фации в мергелях характеризуется массовым развитием маложелезистого эпидота или клиноцоизита. Иногда эпидот в Угаханском участке почти совпадает с изоградой ставролита в метапелитах. Содержание биотита возрастает до 20—25%, а мусковита и железистого доломита снижается до 3—5%. Увеличивается размер зерен всех минералов, а порфиробласты биотита достигают величины 8—10 мм. Ставролитовая и дистеновая зоны в мергелях Угаханского участка не различаются друг от друга по минеральному составу: мусковит — биотит — железистый доломит — кальцит — плагиоклаз — кварц (хлорит). Лишь в немногих прослоях в дистеновой зоне отмечены обыкновенная роговая обманка и гранат.

В Мамском синклинии минеральный состав мергелей в дистеновой зоне существенно иной: они могут содержать клиноцоизит, гроссуляр, андрадитовый гранат, амфибол, основной плагиоклаз, кварц, биотит, диопсид, кальцит.

Б и о т и т ставролитовой зоны практически ничем не отличается от биотита эпидот-амфиболитовой фации. Цвет коричневый, с плеохроизмом до светло-желтого, $N_m=1,621—1,634$ (8 образцов), $N_{m\text{сред}}=1,627$. В дистеновой зоне железистость биотита также не меняется, $N_m=1,623—1,628$ (5 образцов).

М у с к о в и т равновесен с биотитом в пределах ставролитовой зоны, хотя на регрессивном этапе вместе с хлоритом может его замещать. В дистеновой зоне, особенно в контактах с пегматитовыми жилами, почти всегда развит мусковит по биотиту. Химический состав мусковита и его физические характеристики приводятся ниже (табл. 13, § 14), $N_m=1,596—1,600$ (7 образцов).

П л а г и о к л а з в ставролитовой зоне представлен лабрадором № 50—65, редко сдвойникован, чаще пятнистый, неправильно-зональный. В дистеновой зоне основность плагиоклаза в общем повышается. Преобладают плагиоклазы № 65—90, встречается чистый анортит.

В Мамском районе колебания состава плагиоклаза еще более резкие. В одном зерне содержание анортита может изменяться более чем на 40%. В контактах с пегматитами интенсивно замещается скаполитом. Характерно, что скаполит развивается только по плагиоклазу № 40—45. Участки пятнистых плагиоклазов более основные, чем № 45, остаются незамещенными даже при интенсивной скаполитизации. Скаполит примерно на 30 номеров основное плагиоклаза, по которому он развивается.

Минералы эпидотовой группы характерны для известково-силикатных пород амфиболитовой фации. В Угаханском участке их содержание сравнительно невелико (5—15%). Здесь преобладает маложелезистый эпидот с содержанием $\text{Ca}_2\text{Fe}_3[\text{SiO}_4]_3(\text{OH})$ в пределах 15—20% (см. табл. 18). В дистеновой зоне Мамского района количество эпидотовых минералов в известково-силикатных породах иногда возрастает до 20—35%. Преобладает клиноцоизит с содержанием железистой молекулы 7—10%. Нередко он образует крупные (до 2—3 см), хорошо ограненные кристаллы. Реже встречаются α - и β -цоизиты.

Железистый доломит с содержанием FeCO_3 до 7—13% присутствует практически во всех пробах мергелей Угаханского участка. Обычно зерна доломита окружены по периферии оторочкой кальцита. В Мамском районе в дистеновой зоне доломит или анкерит никогда не встречаются, а карбонат представлен чистым кальцитом. Показатели преломления кальцита устойчивы, $N_o=1,662-1,667$.

Амфибол, широко развитый в известково-силикатных породах Мамского района, обладает зеленой или светло-зеленой окраской в шлифах. Нередко совершенно бесцветен. Оптические константы его меняются в широких пределах: $N_g=1,667-1,692$, $N_p=1,642-1,668$, $(-)\ 2V=78-90^\circ$, $cNg=11-21^\circ$ (14 образцов). По-видимому, основная масса амфиболов представлена обыкновенными роговыми обманками с варьирующей железистостью и глиноземистостью.

Амфиболы часто образуют идиоморфные кристаллы с четкой линейной ориентировкой и содержат включения других минералов известково-силикатных пород. В нескольких шлифах наблюдались симплектитовые сростания амфибола с плагиоклазом и кварцем. Довольно часто амфиболы имеют зональное строение с более темно окрашенной каймой.

Роговая обманка обычно замещается амфиболами тремолит-актинолитового ряда с различным (8—25%) содержанием ферроактинолита, $N_g=1,636-1,646$, $N_p=1,615-1,626$, $(-)\ 2V=84-89^\circ$, $cNg=15-18^\circ$. Реже по роговой обманке развивается железистый антофиллит: $N_g=1,662-1,667$, $N_p=1,642-1,646$, $(+)\ 2V=81-83$, $cNg=0$.

Диопсид даже в Мамском районе встречается сравнительно редко и только в пределах дистеновой зоны. Может быть, это связано с его интенсивным замещением вторичными минералами. В шлифах бесцветный, в образцах светло-зеленый, $N_g=1,697-1,709$, $N_p=1,671-1,687$, $(+)\ 2V=54-56^\circ$, $N_g=38-42^\circ$. Судя по оптиче-

ким константам, содержание геденбергитовой молекулы не превышает 25%. Иногда диопсид образует гомоосевые сростания с амфиболом. Кроме замещения тремолитом, наблюдались реакционные взаимоотношения с обыкновенной роговой обманкой.

Г р а н а т известково-силикатных пород относится к слабо изученному альмандино-гроссуляровому ряду, попадая в область обычно принимаемой несмесимости двух изоморфных рядов — пиральситов и уграндитов (см. § 10). Цвет в образцах красновато-оранжевый. Замещается хлоритом. Встречается только в Мамском районе. В Угаханском участке имеются 2 находки граната в пределах дистеновой зоны.

§ 8. ОСНОВНЫЕ ТУФОПЕСЧАНИКИ И АЛЕВРОЛИТЫ

Петрографическое описание основных туфопесчаников дается на примере пород медвежьей свиты теңторгинской подсерии (Витимский участок) и туфопесчаников анангрской свиты бодайбинской подсерии (Угаханский участок). В Угаханском участке туфопесчаники изучены в двух синклинальных структурах, где они занимают в стратиграфическом разрезе одинаковое положение, хотя и несколько отличаются друг от друга по химическому составу (группы n_1 и n_2 , табл. 18). Туфопесчаники обнаруживают заметные изменения химического состава, обусловленные главным образом первичными условиями осадконакопления. Эта причина может приводить к изменению минеральных парагенезисов наряду с термодинамическими условиями метаморфизма.

Зеленосланцевая фация

Серицит-хлоритовая субфация

Средний минеральный состав туфопесчаников n_1 в этой зоне следующий: мусковит — 18%, хлорит — 18, альбит — 11, доломит и кальцит — 10, кварц — 42% (рис. 10). Туфопесчаники n_2 практически почти не содержат карбоната, количество мусковита в них не превышает 10%, а хлорита — около 25%. Они богаче альбитом (около 17%). Туфопесчаники медвежьей свиты состоят из обломков кварца, альбита, измененных темноцветных минералов, иногда микроклина, сцементированных кварц-серицит-хлоритовой массой, часто содержащей эпидот и карбонат. От обычных песчаников они отличаются повышенным количеством хлорита в цементе. Многие обломки имеют угловатую неправильную форму. Часть обломков такой же размерности и состава окатана очень хорошо.

Х л о р и т встречается в основной массе, а также образует более крупные псевдоморфозы по каким-то обломочным темноцветным минералам. Состав варьирует в широких пределах, $Nm = 1,619 - 1,631$.

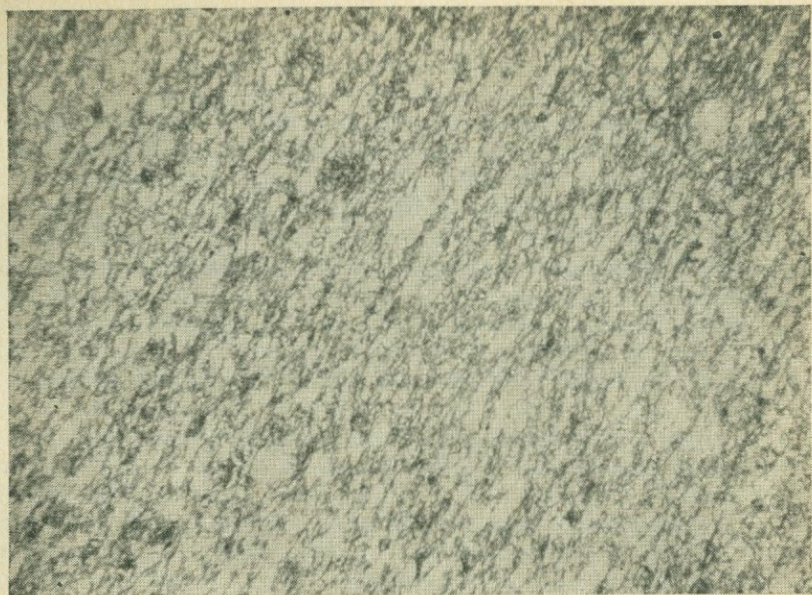


Рис. 10. Известковистый туфопесчаник (группа n_1) в серицит-хлоритовой субфации. Шл. 14п, $\times 20$, при одном никеле.

Серицит мелкочешуйчатый, ориентирован по сланцеватости, входит только в состав цемента.

Обломочный плагиоклаз сильно сосюритизирован, замещен альбитом § 1—5. Имеется новообразованный свежий мелкозернистый альбит, не содержащий включений других минералов.

Карбонаты неравномерно рассеяны в цементе туфопесчаников. Они обогащают некоторые прослои, где их количество повышается до 30%.

Б и о т и т - х л о р и т о в а я с у б ф а ц и я

Изограда биотита в туфопесчаниках и метапелитах совпадает. Биотит появляется сначала в отдельных прослоях, с которыми чередуются слои хлорит-мусковитового состава. Цвет биотита зеленый или буро-зеленый с плеохроизмом до светло-желтого, $Nm = 1,631—1,641$ в породах n_2 и $1,648—1,653$ в туфопесчаниках медвежьей свиты. Количество биотита колеблется от 2 до 15%. Как правило, биотит не образует крупных порфиробласт, резко выделяющихся на фоне других минералов, ориентирован по плоскостям сланцеватости.

Хлорит, судя по показателям преломления, в биотитовой зоне туфопесчаников n_2 имеет выдержанный состав, $Nm = 1,625—1,631$. В Витимском участке Nm хлорита равен $1,617—1,623$, оптический

знак +, $N_g - N_p = 0,003 - 0,007$, характерны грязно-зеленые аномальные цвета интерференции. В туфопесчаниках n_2 образует скопления ромбической или линзовидной формы вместе с рудным минералом и кварцем размером до 1 см.

Му с к о в и т в заметном количестве встречается только в хлоритовых прослоях, где биотит отсутствует; в богатых биотитом слоях мусковит практически не встречается. Вокруг серицитизированных обломков а л ь б и т а нарастает новый плагиоклаз, имеющий ту же ориентировку, что и основное зерно. По обломочному микроклину туфопесчаников медвежьей свиты развивается шахматный альбит. Содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе колеблется от 4 до 11%.

Э п и д о т — обычный минерал туфопесчаников медвежьей свиты. Его содержание составляет 2—4%, увеличиваясь в богатых биотитом прослоях до 10—15%. В породах Мараканского участка (группа n_2) встречается сравнительно редко и в небольших количествах.

А к т и н о л и т отмечен только в туфопесчаниках медвежьей свиты, $N_g = 1,669$, $N_p = 1,649$, $(-)2V = 75^\circ$, $N_g = 14^\circ$. Кристаллы волокнистые, нередки сноповидные образования.

К а л ь ц и т, реже доломит, — обычная второстепенная примесь в большей части пород Витимского участка, в туфопесчаниках n_2 почти не встречается. Из других минералов туфопесчаников можно отметить магнетит, пльменит (Витимский участок), турмалин, апатит, пирит, сфен, рутил, редко ортит.

Эпидот-амфиболитовая фация

Низкотемпературная граница фации фиксируется по появлению в породах обыкновенной роговой обманки (рис. 11). Эта изограда по сравнению с изоградой альмандина в метанелитах нормального состава несколько смещена в высокотемпературную область. Парагенетические ассоциации в туфопесчаниках n_1 и породах медвежьей свиты одинаковы: хлорит — биотит — амфиболит — альбит — кварц ± эпидот, кальцит, но количества слагающих породы минералов существенно различны. Амфиболиты n_1 почти не содержат хлорита и эпидота, в то время как содержание каждого из этих минералов в амфиболитах медвежьей свиты может составлять 15—25%. В амфиболитах n_1 амфибола 15 — 30%, в породах медвежьей свиты его количество редко превышает 10%. Эти различия обусловлены спецификой химического состава пород, так как туфопесчаники медвежьей свиты богаче Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O и беднее CaO по сравнению с туфопесчаниками n_1 и n_2 (см. табл. 10).

В породах n_1 и n_2 фация может быть разделена на две подзоны. В высокотемпературной подзоне альбит сменяется олигоклазом и одновременно в амфиболитах появляется гранат, а хлорит исчезает. Таким образом, равновесная минеральная ассоциация высокотемпературной зоны состоит из следующих минералов: биотит — олигоклаз — гранат — амфибол — кварц ± эпидот, кальцит.

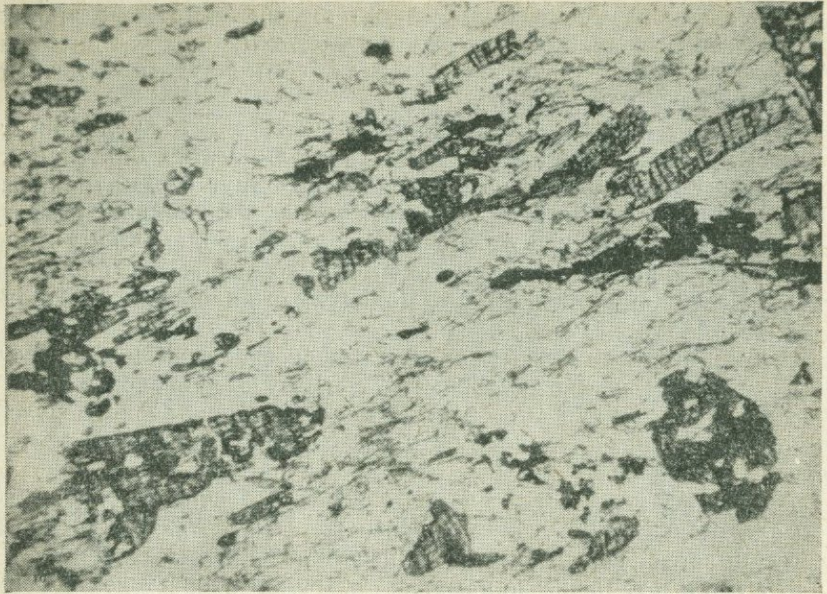


Рис. 11. Параамфиболит эпидот-амфиболитовой фации. Плагиоклаз представлен альбитом. Шл. 11п, $\times 20$, при одном никеле.

Структуры пород в эпидот-амфиболитовой фации лепидогранобластовые или нематобластовые. Минералы обладают четкой линейной ориентировкой. Описание минералов дается для всей фации в целом.

А м ф и б о л голубовато- или буро-зеленый, с плеохроизмом до светло-зеленовато-желтого цвета. В начале фации образует мелкие, до 2—3 мм в длину, вытянутые кристаллы (см. рис. 11). С повышением температуры размер кристаллов возрастает до 1—2 см. Судя по оптическим данным и химическим анализам (см. табл. 11), состав амфибола достаточно стабилен в пределах всей фации: $N_g = 1,673—1,678$, $N_p = 1,647—1,657$, $(-)2V = 80—89^\circ$, $cN_g = 15—20^\circ$. Амфибол относится к чермакит-паргаситовому ряду, содержит много Al_2O_3 (2,3—2,9 формульных единиц), общая железистость меньше 50%. В породах медвежьей свиты он богаче Al_2O_3 , содержание алюминия достигает 2,9 формульных единиц.

Б и о т и т зеленый или буро-зеленый, реже коричневый. В амфиболитах n_1 и n_2 $N_m = 1,623—1,633$, в амфиболитах медвежьей свиты $N_m = 1,648—1,653$. В зонах тектонических нарушений замещается хлоритом и мусковитом. Химический состав приведен в табл. 7

Х л о р и т в породах медвежьей свиты травяно-зеленый до темно-зеленого, $N_m = 1,628—1,640$, $N_g - N_p = 0,002—0,003$, оптический знак + или —, цвета интерференции грязно-зеленые или синефиолетовые. Окраска хлорита туфонесчаников n_1 и n_2 более светлая, зеленая, $N_m = 1,614—1,615$.

Состав плагноклаза в низкотемпературной подзоне пород n_1 , а также в породах медвежьей свиты отвечает альбиту № 3—7. У изограды олигоклаза сменяется на № 21—28. В пределах эпидот-амфиболитовой фации содержание анортита в амфиболовых породах почти никогда не превышает 30%.

Гранат в образцах оранжево-красный, мелкий (до 1 мм), часто образует скелетные формы, иногда огранен. По составу относится к альмандину с повышенным содержанием Mg и Ca (см. табл. 2).

Эпидот имеет варьирующий состав от клиноцоизита до железистой разновидности, встречается в виде мелких неправильной формы зерен, иногда образует скопления. По тектоническим зонам вместе с хлоритом замещает амфибол.

Кальцит и ильменит в виде второстепенной примеси встречаются спорадически, хотя иногда — в количестве до 10%.

Амфиболитовая фация

Граница эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций в туфопесчаниках n_1 и n_2 неопределенна. В этом типе пород нельзя провести также границу ставролитовой и дистеновой зон, поскольку минеральные ассоциации амфиболитовых пород не изменяются. В туфопесчаниках медвежьей свиты низкотемпературная граница амфиболитовой фации устанавливается по смене альбита олигоклазом; здесь же появляется первый гранат. Несколько позже в амфиболитах отмечаются ставролит и дистен. В дистен-ставролитовую субфацию породы медвежьей свиты не протягиваются, и характер минеральных ассоциаций этой зоны нами не изучен.

Плагноклаз в туфопесчаниках медвежьей свиты и в породах n_1 содержит 21—36% анортита. В туфопесчаниках n_2 он основное (№ 32—51). Редко встречающийся альбит № 3—8 связан с более поздней деформацией пород. Иногда в плагноклазе наблюдается слабо выраженная прямая зональность.

Амфибол обладает яркой сине-зеленой окраской и резким плеохроизмом. Часто образует крупные призматические кристаллы размером до нескольких сантиметров по длинной оси (в туфопесчаниках медвежьей свиты). В туфопесчаниках n_1 и n_2 длина кристаллов не превышает 1 см (рис. 12). Количество амфибола составляет 15—30% объема пород. Оптические константы амфиболов в туфопесчаниках n_1 и n_2 : $Ng=1,647-1,653$, $Np=1,668-1,676$, $cNg=15-20^\circ$, $(-)2V=80-87^\circ$. В амфиболах медвежьей свиты $Np=1,660-1,668$, $Ng=1,683-1,690$, $(-)2V=74-80^\circ$, $cNg=19-22^\circ$. По химическому составу относится к чермакит-паргаситовому ряду (см. табл. 16) и обладает высокой глиноземистостью.

Кристаллы сине-зеленой роговой обманки по периферии замещаются бледно-зеленым или бесцветным антофиллитом ($Ng=1,646$, $Np=1,662$, $(+)2V=81-83^\circ$, $cNg=0^\circ$) или тремолитом ($Ng=1,624$, $Np=1,647$, $cNg=16^\circ$). Анализы этих амфиболов приведены в табл. 16. Появление антофиллита и тремолита связано с регрессивным этапом метаморфизма.

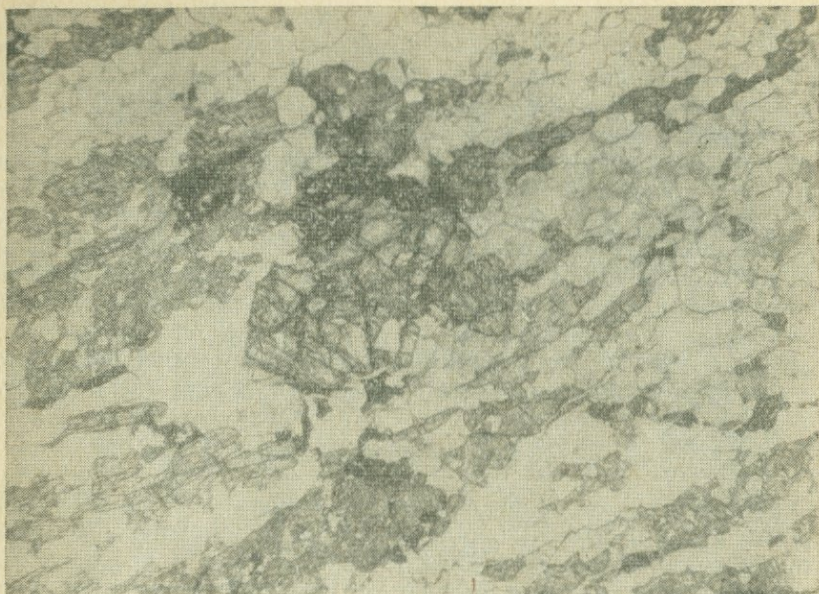


Рис. 12. Амфиболитовый гнейс с гранатом в дистен-альмандиновой суб-
фации. Шл. 8п, $\times 20$, при одном никеле.

Гранат в туфопесчаниках n_1 и n_2 мелкий, до 1—2 мм (см. рис. 10), а в туфопесчаниках медвежьей свиты достигает величины 1 см. В тектонизированных породах образует сплюснутые линзовидные кристаллы с развитыми гранями ромбододекаэдра. Цвет граната оранжево-красный. Содержит включения кварца, плагиоклаза и амфибола. По химическому составу относится к пиральспитам с повышенным содержанием гроссуляровой молекулы (см. табл. 2, 3). В туфопесчаниках n_1 и n_2 граната не более 5%, а в туфопесчаниках Витимского участка иногда до 20—25%.

Б и о т и т в песчаниках n_1 и n_2 встречается редко и в небольшом количестве (1—2%), что обусловлено изменением химического состава пород. В туфопесчаниках медвежьей свиты биотит — обычный минерал, содержание которого может возрасти до 10—15%. Кроме первичного биотита, по зонам деформации развивается вместе с эпидотом, а иногда и с мусковитом более поздний биотит, замещающий амфибол. Видимо, это является причиной широкого изменения железистости минерала: $Nm = 1,625—1,668$ (12 образцов), хотя преобладает биотит с железистостью 42—50% (см. табл. 7). Цвет биотита зеленый или коричневатозеленый, редко коричневый.

Э п и д о т образует мелкие неправильные зерна и удлиненные по оси b кристаллы. Цвет в шлифе светлый желтовато-зеленый, плеохроизм слабый. Железистость эпидота, судя по углу $(-)2V = 72—74^\circ$, почти не меняется. Основная масса эпидота относится к перво-

му высокотемпературному этапу минералообразования. Однако наблюдались случаи развития вторичного эпидота по амфиболу и перекристаллизованного мелкозернистого эпидота по трещинам в породе, а также переориентировка его вдоль зон милонитизации.

Ставролит отмечался в нескольких образцах туфопесчаников медвежьей свиты в виде единичных мелких зерен коричневого цвета. В шлифах обладает характерным плеохроизмом. Кристаллы ставролита переполнены включениями кварца; $Nm=1,749 \pm \pm 0,001$, $(+)2V=88^\circ$ (обр. 290/1). Реакционных отношений с амфиболом не наблюдается.

Дистен установлен в четырех образцах амфибол-гранатовых сланцев и гнейсов медвежьей свиты в количестве около 1% в высокотемпературной части ставролитовой субфации. Никогда не встречается вместе со ставролитом.

Хлорит имеет переменные оптические константы: $Nm=1,616-1,643$, оптический знак + или -, $Ng - \Lambda p=0,001-0,009$, аномальные грязно-желтые или сине-фиолетовые цвета интерференции. Окраска в шлифе зеленая или травяно-зеленая, плеохроизм отчетливый. Состав хлорита определяется составом минералов, по которым он развивается.

Карбонат обогащает отдельные прослои или равномерно рассеян в образце, выполняя промежутки между другими минералами. Обычно представлен кальцитом, но встречается также железосодержащий доломит ($No=1,698-1,700$). Обычными акцессорными минералами являются ильменит, сфен, рутил, турмалин, циркон, реже ортит.

§ 9. МЕТАДИАБАЗЫ

Метадиабазы медвежьей свиты по химическому составу отвечают толеитовым базальтам. Первичная их природа однозначно устанавливается по наблюдениям в зеленосланцевой фации. Минеральные парагенезисы метадиабазов в высокотемпературных зонах дают нам эталонный пример типичных ортоамфиболитов.

Зеленосланцевая фация

По минеральным парагенезисам метадиабазов хлоритовая и биотитовая зоны зеленосланцевой фации почти не отличаются друг от друга. Метадиабазы макроскопически представляют собой серовато-зеленые породы различных оттенков. Текстура их массивная, реже сланцеватая. Встречаются миндалекаменные текстуры с пустотами, выполненными кальцитом. Структуры пород порфиробластовые, нематобластовые, нематогранобластовые. Встречаются реликтовые, офитовые и витрофировые структуры. Среди главных минералов можно отметить актинолит—29—30%, эпидот—25—33, альбит—23—25, хлорит — 11—15%.

Кварц встречается в виде второстепенной примеси в количестве 1—3%. В серицит-хлоритовой субфации сохранился первичный клиноэнстатит (около 5%) (рис. 13). В отдельных образцах количественные соотношения минералов не постоянны, и количество каждого из главных минералов может меняться от 5 до 60% объема породы. Например, наряду с эпидозитами встречаются актинолит-хлоритовые сланцы, почти не содержащие эпидота.

А к т и н о л и т светло-зеленый, иногда почти бесцветный, со слабым плеохроизмом. Представлен полисинтетически сдвойникованными игольчатыми кристаллами или призматическими зернами с расщепленными краями. Ориентировка актинолита в породе, как правило, отсутствует. Оптические константы: $N_g=1,625-1,639$, $N_p=-1,646-1,662$, $(-)2V=71-77^\circ$; $cNg=12-19^\circ$ (11 образцов). Состав актинолита хлоритовой и биотитовой зон одинаков.

Э п и д о т образует неправильные мелкие зерна или хорошо ограненные кристаллы до 5 мм в поперечнике. Встречаются зональные и пятнистые кристаллы. Цвет в шлифах зеленовато-желтый различной густоты. Плеохроизм отчетливый. В одном шлифе встречен минерал группы эпидота, центральная часть которого окрашена в фиолетовый, а периферия — в светлый зеленовато-желтый цвет. Железистость эпидота варьирует в широких пределах, $(-)2V=68-79^\circ$.

Х л о р и т светлый травяно-зеленый, с низким двупреломлением, оптический знак + или —, характерен красно-фиолетовый или серо-зеленый аномальный цвет интерференции.

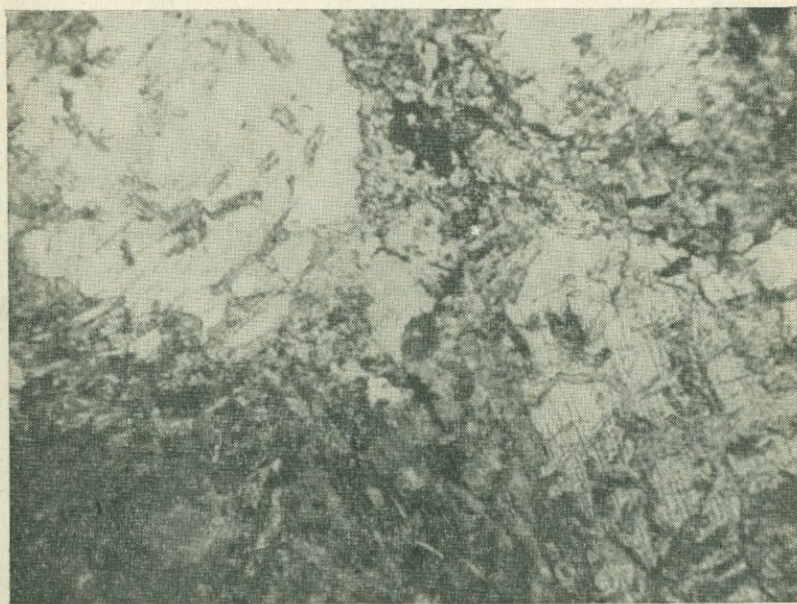


Рис. 13. Реликты клиноэнстатита в метадиабазе серицит-хлоритовой субфации. Шл. 35д, $\times 20$, при одном никеле.

А л ь б и т, замещивший вместе с эпидотом первичный основной плагиоклаз, обычно встречается в виде мелких неправильной формы зерен или идиоморфных удлинённых кристаллов, сохраняющих форму, характерную для плагиоклаза пород офитовой структуры, и содержит 2—6% анортита.

П и р о к с е н встречается в большинстве образцов серицит-хлоритовой субфации в количестве до 40% объема породы, но ни разу не отмечался в пределах биотитовой зоны. Представлен мелкими бесцветными или слегка сероватыми без плеохроизма зернами с изъеденными неправильными контурами. Интенсивно замещается актинолитом. Оптические константы: $N_p=1,689$, $(+)2V=48-54^\circ$, $cNg=37-41^\circ$. Относится к энстатит-диопсидовому ряду (Винчелл, Винчелл, 1953, с. 396). Пироксен такого состава может образовываться только в первично-магматических породах.

К а л ь ц и т встречается лишь в некоторых образцах в количестве не более 5—10%.

Р у д н ы й м и н е р а л, по-видимому ильменит, часто образует скелетные формы в эпидоте и замещается лейкоксеном.

Эпидот-амфиболитовая фация

Низкотемпературной границей эпидот-амфиболитовой фации является изограда обыкновенной роговой обманки, которая сменяет актинолит предыдущих зон. Роговая обманка в метадиабазах появляется при более низких температурах, чем алмадин в метапелитах. Породы этой зоны зеленые, темно-зеленые или зеленовато-серые. Текстуры сланцеватые, реже массивные, структуры гранобластовые, нематогранобластовые, нематобластовые (рис. 14), реже порфиробластовые. Средний минеральный состав пород: роговая обманка — 42%, эпидот — 28, альбит — 15, кварц — 10%. В начале фации присутствует хлорит в количестве 5—10%. В отдельных образцах минеральный состав пород сильно меняется.

А м ф и б о л, появляющийся у изограды, внешне очень напоминает актинолит, да и оптические константы их сходны: $N_p=1,622-1,624$, $Ng=1,649-1,651$, $(-)2V=75-78^\circ$, $cNg=15-21^\circ$. Окраска амфибола светло-зеленая, но в отличие от актинолита кристаллы роговой обманки более крупные (до 3 мм длиной), плотные. Не встречается игольчатых или волокнистых кристаллов, характерных для актинолита. Содержание глинозема в этом амфиболе сравнительно невелико (6,16%). Затем светлый амфибол сменяется сине-зеленой роговой обманкой. Плеохроизм резкий: по Ng — сине-зеленый, по Nm — желтовато-зеленый, по Np — желтый. Центральная часть некоторых зерен окрашена слабее. Увеличивается размер кристаллов до 1—1,5 см по длинной оси. Содержание глинозема возрастает до 12—13% (см. табл. 16). Оптические константы сине-зеленой роговой обманки: $N_p=1,643-1,660$, $Ng=1,664-1,680$, $(-)2V=65-75^\circ$, $cNg=15-22^\circ$ (15 образцов). По краям сине-зеленый амфибол иногда замещается актинолитом.

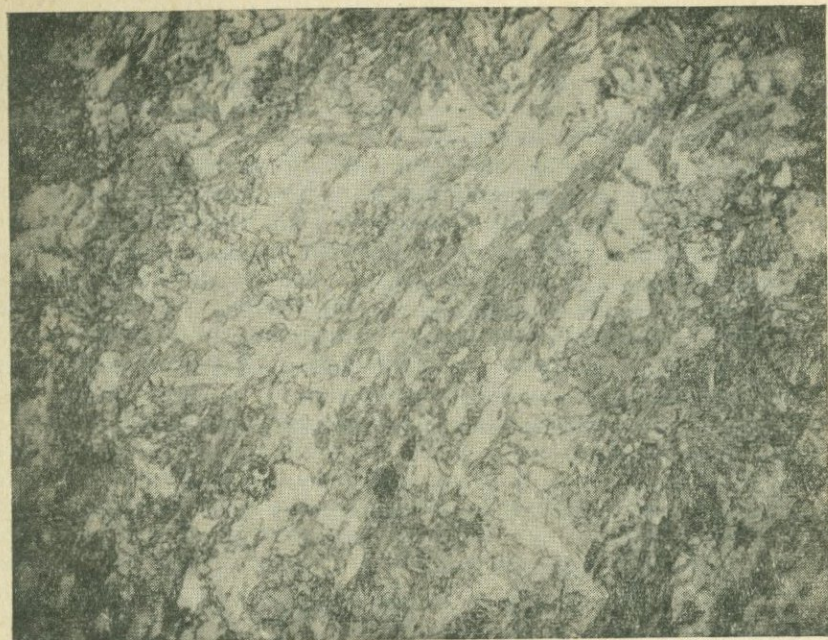


Рис. 14. Мелкозернистый амфиболит эпидот-амфиболитовой фации. Шл. 20д, $\times 20$, при одном никеле.

Эпидот в некоторых образцах преобладает над амфиболом. Структура существенно эпидотовых пород характеризуется пятнистым размещением округлых зерен эпидота и кварца. Встречаются зональные кристаллы. Содержание железистой молекулы в составе эпидота меняется от 17 до 29% (см. табл. 12), $(-)2V=75-83^\circ$.

Альбит № 5—10 образует мелкие, неправильные, часто полисинтетически sdвойникованные зерна. Не встречается кристаллов, характерных для офитовых структур.

Хлорит ассоциирует преимущественно со светлым амфиболом, с которым он равновесен, и развивается по сине-зеленой роговой обманке. Относится к диабантиту переменной железистости (см. табл. 11). Количество кварца в эпидот-амфиболитовой фации заметно возрастает. Образует мелкие неправильные зерна в интерстициях роговой обманки.

Амфиболитовая фация

Ставролит-альмандиновая субфация

Низкотемпературной границей субфации является изограда олигоклаза. Средний минеральный состав пород испытывает некоторые изменения: амфибол — 55%, эпидот — 15, олигоклаз-андезин — 18,



Рис. 15. Ортоамфиболит в ставролит-альмандиновой субфации. Шл. 5д, $\times 20$, при одном никеле.

кварц — 10%. Цвет пород темно-зеленый, текстура линейная, структура немагнотранобластовая (рис. 15).

Первичные магматические структуры исчезли уже в эпидот-амфиболитовой фации, но некоторые текстуры еще сохраняются. Так, в кровле базальтовых потоков хорошо узнаются брекчии течения. Неправильные угловатые обломки амфиболовых или амфибол-эпидотовых пород размером от 2—3 до 15—20 см, имеющие различную ориентировку, обтекаются основной массой амфиболита.

В подводящих каналах и дайках, секущих высокоглиноземистые сланцы пурпольской свиты, проявляется зональность, имеющая первичное происхождение. Центральная часть даек сложена крупнозернистым амфиболитом, а краевые — мелкозернистой породой с зернами граната. Состав амфибола и его оптические свойства меняются в зависимости от положения образца по отношению к контакту. Кровля: $(-)2V=78^\circ$, $cNg=17^\circ$; центральная часть: $(-)2V=85^\circ$, $cNg=23^\circ$; подошва: $(-)2V=80^\circ$, $cNg=16^\circ$.

Сине-зеленая роговая обманка образует призматические, вытянутые по сланцеватости кристаллы размером от 1—3 мм до 2 см. Плеохроизм: по Ng — темный сине-зеленый, по Np — светло-желтый. Реже встречается бледно-зеленый более магнезиальный амфибол. Все амфиболы обогащены глиноземом (13—15%) и имеют

общую железистость, незакономерно варьирующую от 48 до 57% (см. табл. 16). Относятся к чермакит-паргаситовому ряду. Оптические константы: $N_g=1,668-1,690$, $N_p=1,648-1,671$, $(-)2V=68-85^\circ$, $cN_g=16-23^\circ$ (18 образцов).

Эпидот очень сильно меняет свою железистость. В различных образцах содержание железистого компонента варьирует от 10 до 34%, а угол $(-)2V=71-90^\circ$. В виде мелких неправильных или округлых зерен эпидот располагается между кристаллами амфибола.

Содержание аортитового компонента в плагиоклазе меняется от 20 до 42%. Иногда заметна плохо выраженная зональность. Альбит не встречается.

Гранат очень редок, образует скелетные формы с включением кварца и плагиоклаза. Цвет в образцах оранжево-красный.

Обычными аксессуарными минералами метадиабазов являются ильменит и сфен.

МИНЕРАЛЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Нами изучено большинство породообразующих минералов переменного состава, включая гранат, ставролит, хлоритоид, биотит, мусковит, хлорит, эпидот, амфибол, карбонаты, плагиоклаз. Приводится 168 новых анализов минералов, что в сочетании с многочисленными измерениями оптических констант дает возможность оценить влияние термодинамических условий метаморфизма на состав минералов. Поскольку составы пород, из которых выделены минералы, известны, удается однозначно определить зависимость между составами породы и минерала.

§ 10. ГРАНАТЫ

По мнению многих исследователей, гранат представляет собой один из минералов, состав которых систематически изменяется с изменением степени метаморфизма, независимо от присутствия других минеральных фаз. Естественно, в опубликованных работах приводятся многочисленные анализы гранатов, и в настоящее время создана классификация гранатов по парагенетическому признаку (Добрецов и др., 1970). Тем не менее не существует полной ясности в вопросе о степени влияния состава пород на состав граната, а также и в том, как действует изменение степени метаморфизма на поведение каждого из минералов, слагающих гранат. В табл. 2 приведены анализы гранатов из различных пород Патомского нагорья, а в табл. 3 — результаты расчета их компонентного состава, магнетиальности и отношения $\frac{\text{Mg}}{\text{Ca} + \text{Mn}}$. Кроме обычного силикатного анализа, применен атомно-абсорбционный анализ на Mg, Fe, Mn и Ca с использованием прибора «Perkin-Elmer-303», показавший отличную сходимость с традиционным силикатным анализом (табл. 2). Недостатком атомно-абсорбционного метода является невозможность разделения двух- и трехвалентного железа. Как показывает практика, содержание Fe_2O_3 в пиральспитах очень низко. Процесс подготовки гранатов к анализу и сам анализ приводят к существенному завышению содержания Fe_2O_3 (Соколов, Мануй-

Химический состав граната из метаморфических пород

Порода	Номер обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Σ	Парагенезис
с	12с*	38,80	0,14	19,05	1,62	32,85	34,58	0,69	2,37	4,01	99,64	ХТД-МСК-ХЛ-КВ-ИЛМ
	16с	38,85	—	21,66	—	—	31,16	1,39	1,58	4,61	99,25	
	18с	38,34	—	20,89	—	—	31,87	2,36	1,42	4,28	99,16	
	19с*	38,68	0,23	19,44	2,38	29,91	33,69	0,94	2,43	4,57	99,98	
	19с	38,05	—	20,46	—	—	33,55	0,94	1,94	4,57	99,51	
	14с	39,60	—	20,39	—	—	33,23	0,86	2,18	3,24	99,50	ХТД-СТ-ХЛ-БИ-МСК-КВ-ИЛМ
	21*	38,86	0,18	20,55	2,93	30,77	34,54	0,81	2,61	3,20	100,75	
	21с	38,85	—	20,24	—	—	34,47	0,90	2,55	3,25	100,26	СТ-МСК-БИ-КВ
	22с	38,65	—	20,79	—	—	31,39	1,74	2,54	4,42	99,53	
	24с	39,85	—	19,95	—	—	32,59	0,58	3,08	3,70	99,75	
	25с	38,10	—	20,56	—	—	35,57	0,72	2,78	1,96	99,69	СТ-БИ-МСК-КВ-ИЛМ ± ДИСТ
	25с*	38,74	0,14	20,17	3,0	31,05	35,63	0,70	3,00	1,72	100,10	
	26с	39,55	—	19,36	—	—	33,02	0,70	2,63	4,33	99,59	
	27с	38,85	—	19,58	—	—	33,72	0,57	3,33	3,35	99,40	
	28с	38,20	—	20,56	—	—	33,93	0,62	3,20	3,45	99,96	
	29с	39,30	—	19,36	—	—	35,34	1,02	3,27	1,32	99,61	
	31с	38,65	—	20,24	—	—	35,31	0,76	3,89	1,58	100,43	
	30с	39,85	—	19,36	—	—	34,32	0,61	3,72	1,48	99,34	
	30с*	40,22	0,18	19,43	1,42	31,44	34,54	0,60	3,72	1,47	100,16	
сп	438/1*	37,24	0,18	19,31	Нет	38,88	—	2,34	1,38	0,80	100,13	СТ-ХТД-МСК-КВ-ДИСТ
	436*	37,16	0,24	20,78	Нет	37,08	—	3,46	1,44	0,44	100,60	ХТД-СТ-МСК-КВ
	266*	36,55	0,08	19,87	0,39	38,16	—	1,50	2,70	0,10	99,35	СТ-ДИСТ-КВ-МСК
	444/1*	35,90	0,57	19,79	0,79	37,80	—	0,92	3,16	1,12	100,05	СТ-МСК-КВ
	316*	36,54	0,30	21,09	0,25	37,68	—	1,00	3,08	0,18	100,12	СТ-ДИСТ-МСК-КВ
е	253*	37,60	0,32	20,58	0,49	28,80	—	3,58	1,54	7,46	100,37	МСК-БИ-КВ-АБ
	272*	38,88	0,20	19,92	0,89	30,24	—	1,42	2,62	5,61	99,78	МСК-БИ-КВ-ПЛ
	44*	40,40	0,30	20,00	0,53	28,32	—	3,73	4,34	2,10	99,72	МСК-БИ-КВ-ПЛ
п1	3п*	42,00	0,46	19,05	5,02	19,02	23,54	5,50	3,00	7,21	100,76	АМ-ПЛ-БИ-КВ-ЭП
	4п*	40,50	0,39	21,30	2,47	21,65	23,87	3,70	3,87	6,82	100,45	ПЛ-КВ-АМ ± ЭП
	8п*	40,00	0,30	20,55	3,85	23,96	27,42	2,20	5,12	4,50	100,09	АМ-КЛЦ-БИ-КВ-(ХЛ)
	20п*	38,16	0,50	21,28	0,79	25,92	—	0,94	5,62	7,06	100,27	
мп	290/1*	37,28	0,26	20,32	1,31	28,44	—	3,55	3,42	5,44	100,02	АМ-КВ-ЭП-БИ-СТ
	103*	37,88	0,30	20,82	1,51	29,76	—	1,30	3,70	4,60	99,87	АМ-БИ-ПЛ-КВ-ЭП
	208*	38,44	0,17	21,44	0,82	27,10	—	3,00	4,74	4,16	99,87	АМ-ПЛ-БИ-ЭП-КВ-ДИСТ
	210*	37,86	0,10	20,24	0,99	28,80	—	1,09	5,10	5,40	99,58	АМ-ПЛ-КВ-ЭП-(ХЛ)
ис-м	20/1*	38,82	0,30	20,70	0,67	24,00	—	0,57	2,26	12,40	99,72	АМ-КЛЦ-ПЛ-БИ-КВ-ДИ
	13*	39,25	0,30	21,06	0,89	19,08	—	2,92	1,90	14,96	100,36	АМ-КЛЦ-ПЛ-СКАП-КВ

Примечание. Звездочкой отмечены анализы гранатов, выполненные обычным силикатным методом, остальные гранаты анализировались на приборе «Perkin-Elmer-303». Аналитики В. И. Мордвинова (16с—31с), В. А. Ширяева (12с*—30с*, 3п*—8п*) — СибГЕОХИ АН СССР, В. Д. Бугрова (группы е, сп, ис-м) — ИГГД АН СССР. Здесь и в следующих таблицах минералы в пределах каждого типа пород располагаются в порядке повышения температуры.

лова, Быкова, 1962). Поэтому даже при наличии полного силикатного анализа нельзя быть уверенным в достоверности определения валентности железа. Лучше всего рассчитывать все железо пиральситов как двухвалентное и лишь при недостатке алюминия связывать необходимую часть кальция с Fe_2O_3 в молекулу андрадита.

В гл. II отмечался различный уровень появления граната в породах разного исходного состава. В метапелитах «нормального» состава и в железистых метапелитах изограда граната характеризуется низкотемпературную границу эпидот-амфиболитовой фации и совпадает с изоградой глиноземистой роговой обманки в основных ортопородах. В высокоглиноземистых сланцах *сп*, а также в метапелитах *в*, содержащих анкерит, изограда граната совпадает с появлением в них ставролита, т. е. с низкотемпературной границей амфиболитовой фации. В псаммитах и параамфиболитах гранат появляется одновременно с олигоклазом, иногда в породах средней части эпидот-амфиболитовой, а иногда — начале амфиболитовой фации.

Из опыта изучения других метаморфических регионов также очевидно, что положение гранатовой изограды в существенной степени определяется химическим составом вмещающих пород. Так, в Адирондаке (США) отмечаются три гранатовые изограды (Bad-dington, 1963, 1965), обусловленные вариациями химического состава парагнейсов или амфиболитов (Waard, 1967). Таким образом, температура гранатовой изограды может существенно (на сотни градусов) колебаться в зависимости от состава исходных пород.

Давно известно, что на состав граната оказывают влияние по меньшей мере два фактора — термодинамические условия метаморфизма и химический состав вмещающих пород (табл. 3). На рис. 16 нанесены средние составы альмандиновых гранатов из метапелитов и амфиболсодержащих пород Патомского нагорья и других регионов с метаморфической зональностью как кианитового, так и андалузитового типа. По вертикальной оси отложена магнезиальность гранатов, а по горизонтальной — отношение $\frac{Mg}{Mn + Ca}$. Такие координаты оказались очень удобными для классификации гранатов, поскольку многие авторы отмечали противоположное поведение ионов с крупными (Ca^{2+} и Mn^{2+}) и малыми (Fe^{2+} и Mg^{2+}) ионными радиусами (Sturt, 1962; Атертон, 1967). На рис. 16 хорошо видно, что с повышением степени метаморфизма в гранатах одновременно увеличивается как магнезиальность, так и отношение $\frac{Mg}{Mn + Ca}$, но в различных породах оно неодинаково. Наклон линий изменения состава гранатов в значительной мере зависит от магнезиальности вмещающих пород: чем магнезиальнее порода, тем быстрее возрастает в гранатах отношение $\frac{Mg}{\Sigma Fe + Mg}$.

Среди всех изученных пород наиболее железистыми являются сланцы *сп*, магнезиальность которых не превышает 10—20%. Для гранатов из этих сланцев характерно, что при достижении опреде-

Изменение состава граната из метapelитов и амфиболовых пород по метаморфическим зонам

М	Метapelиты с							Метapelиты сп						Метapelиты е				
	Номер обр.	Пир	Спес	Грос + андр	Альм	mg	$\frac{Mg}{Ca+Mn}$	Номер обр.	Пир	Спес	Грос + андр	Альм	mg	$\frac{Mg}{Ca+Mn}$	Номер обр.	Пир	Спес	Грос + андр
II	12с	9,5	1,6	11,5	77,4	11,0	0,45								253в	6,2	8,1	20,4
	16с	6,9	3,4	14,0	75,6	5,9	0,39											
	18с	6,0	5,7	13,0	75,3	7,4	0,32											
	19с	8,8	2,1	13,3	75,8	10,6	0,57											
	14с	9,3	2,1	9,9	78,7	10,6	0,78											
IIIa	21с	10,5	2,0	9,4	78,1	11,8	0,93	438/1	5,5	5,3	2,3	86,9	6,0	0,73	272в	10,8	3,3	16,5
	22с	10,5	4,1	13,1	72,3	12,7	0,61	436	5,9	8,0	1,3	84,8	6,5	0,64				
IIIб	24с	12,7	1,4	10,9	75,0	14,5	1,04	266	10,8	3,4	0,3	85,5	11,2	2,93				
								444/1	12,4	2,1	3,1	82,4	12,9	2,39				
	24с							316	12,4	2,3	0,5	84,8	12,7	4,45				
IV	25с	11,9	1,7	5,3	81,1	12,3	1,54											
	26с	10,8	1,6	12,6	75,0	12,5	0,76											
	27с	13,4	1,3	9,7	75,6	15,1	1,23											
	28с	12,9	1,4	9,9	75,8	14,5	1,14											
	29с	13,4	2,4	3,8	80,4	14,3	2,15											
	31с	15,5	1,7	4,5	78,3	16,5	2,49											
	30с	15,4	1,4	4,3	79,9	16,3	2,66								44в	18,3	8,9	6,4
								B-42/3	14,1	1,5	4,5	79,9	14,3					

М	Метапелиты σ			Туфоалевролиты n_1							Туфоалевролиты m_1						
	Альм	mg	$\frac{Mg}{Ca+Mn}$	Номер обр.	Шир	Спес	Грос + + андр	Альм	mg	$\frac{Mg}{Ca+Mn}$	Номер обр.	Шир	Спес	Грос + + андр	Альм	mg	$\frac{Mg}{Ca+Mn}$
II	64,3	8,6	0,21	3 n	13,7	14,2	23,6	48,5	18,6	0,36							
IIIa	69,4	13,2	0,55														
IIIб.				4 n	16,9	9,1	21,3	52,7	22,6	0,56	290/1	13,6	8,0	15,4	63,0	17,2	0,58
											103	15,3	3,0	13,5	68,2	17,6	0,92
											208	19,4	6,9	12,1	61,6	23,4	1,02
											210	19,9	2,4	15,1	62,6	23,6	1,14
IV.																	
	66,4	21,3	1,20	8 n	22,4	5,4	14,0	58,2	25,1	1,15							
				20 n	21,9	2,1	19,7	56,3	27,5	1,01							

Примечание. Здесь и в следующих таблицах: М — метаморфические зоны; II — энидот-амфиболитовая фация; IIIa — ставролит-хлоритовидная и IIIб — ставролитовая подзоны ставролит-альмандиновой субфации; IV — дистен-альмандиновая субфация.

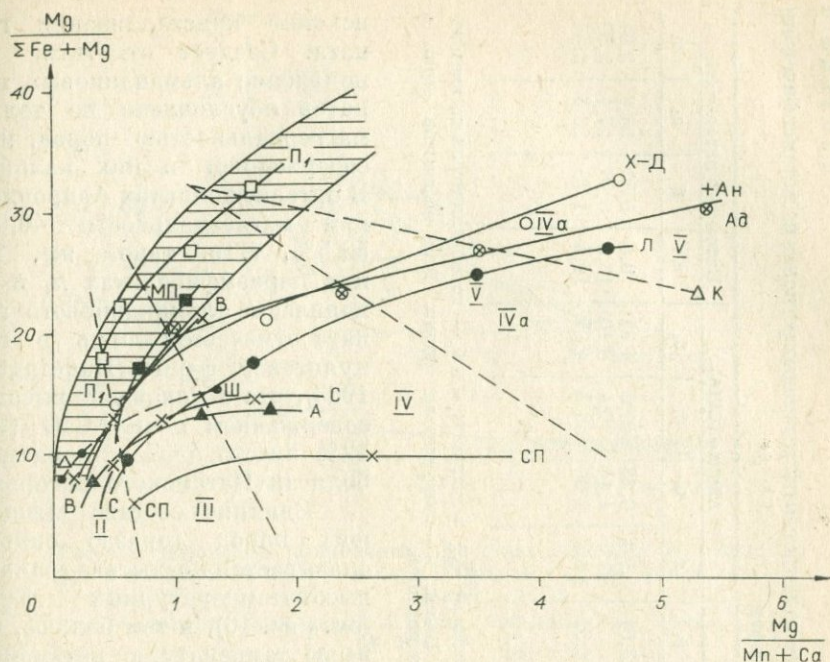


Рис. 16. Изменение состава гранатов в зависимости от железистости вмещающих пород и степени метаморфизма.

n, *мл*, *в*, *с* — гранаты из пород Патомского нагорья, X-Д — гранаты из метапелитов Хамар-Дабана, Ан — Анабара, Ад — Адирондака, Л — Юго-Восточного Приладожья, К — Квебека, Ш — Шотландского нагорья, А — Айдахо; *II* — эпидот-амфиболитовая, *III* — ставролит-альмандиновая, *IV* — квинит- или силлиманит-мусковитовая, *IVa* — силлиманит-ортоклазовая субфации, *V* — гранулитовая фации. Заштрихованное поле — гранаты амфиболитов.

ленного уровня отношение $\frac{Mg}{\Sigma Fe + Mg}$ при дальнейшем увеличении степени метаморфизма остается постоянным, так как предельная магнезиальность граната не может быть выше, чем магнезиальность вмещающей породы. В ставролитсодержащих сланцах *с* и железистых метапелитах Айдахо (США) наблюдается заметное выполаживание кривых в среднетемпературной части амфиболитовой фации, поскольку в том же направлении существенно возрастает железистость пород (табл. 4). Наиболее магнезиальными из всех изученных являются гранаты параамфиболитов *n*₁. Средняя магнезиальность пород около 51% и, как правило, не превышает 60%. В более магнезиальных породах на этих уровнях метаморфизма гранат не образуется.

Заштрихованная область на рис. 16 показывает вариации химического состава гранатов в амфиболовых породах различных метаморфических провинций. Левее этой области не попадает ни одного граната. В метадиабазах *д*, средняя магнезиальность которых колеблется в пределах 60,8—65,2%, также никогда не про-

Средние отношения $\frac{Mg}{\Sigma Fe+Mg}$ и $\frac{Mg}{Ca+Mn}$ в гранатах и вмещающих их метасилитах различных регионов по метаморфическим зонам

М	Ладонская серия			Хамар-Дабан			Айдахо (США)			Патомское нагорье (гр. с)			
	а	б	б ₁	а	б	б ₁	а	б	б ₁	а	б	б ₁	
II	9,65	0,62	2,49	9,5	0,32	3,01	8,0	0,28	40,0	4,07	9,1	0,50	3,64
III	17,5	43,8	4,17	43,2	0,50	42,1	43,6	1,14	37,4	8,10	43,0	0,86	3,57
IVa		45,7		21,2	1,73	42,3	14,3	1,80	30,5	4,07	14,5	1,70	3,44
IVб				28,2	3,86								
V	25,1 (27,0)	3,48 (4,59)	2,02	33,2	4,66	43,3	2,10						

Примечание. а — отношение $\frac{Mg}{\Sigma Fe+Mg}$ в гранатах; б — отношение $\frac{Mg}{Ca+Mn}$ в гранатах; а₁, б₁ — те же отношения во вмещающих породах. IVa — силлиманит-ортоклазовая субфация амфиболитовой фации; V — гранулитовая фация. Для ладонской серии в скобках указаны отношения а и б в гранатах из кордьеритсодержащих метасилитов.

исходит кристаллизации граната. Следует отметить, что появление алмандиновых гранатов обусловлено не только магниальностью пород, но и содержанием в них кальция. В ортоамфиболитах Адирондака при магниальности 46,6 — 50,5%, т. е. такой же, как и в параамфиболитах n_1 и n_2 , появление алмандинового граната отмечается лишь в гранулитовой фации (Buddington, 1963), что обусловлено высоким содержанием в них CaO (9 — 12% вместо 4—7 в параамфиболитах Патомского нагорья).

Влияние состава вмещающих пород гораздо сильнее сказывается на составе гранатов высокотемпературных фаций (см. рис. 16), и тем больше, чем выше температура метаморфизма. Первые гранаты, кристаллизующиеся в эпидот-амфиболитовой фации, имеют очень близкий состав вне зависимости от типа вмещающих пород (см. рис. 1). Несмотря на то, что гранат в различных породах появляется на разном температурном уровне, его состав характеризует термодинамические условия метаморфизма. Так, например, первый гранат в параамфиболитах n (см. табл. 3, обр. 3n) соответствует высокотемпературной части эпидот-амфиболитовой фации, гранат с изограды в парагнейсах Адирондака по составу типичен для силлиманит-мусковитовой субфации, а гранат с изограды в ортоамфиболитах этого района — для гранулитовой фации (Engel, Engel, 1962; Buddington, 1963).

Линия изменения составов гранатов (см. рис. 16) для анда-

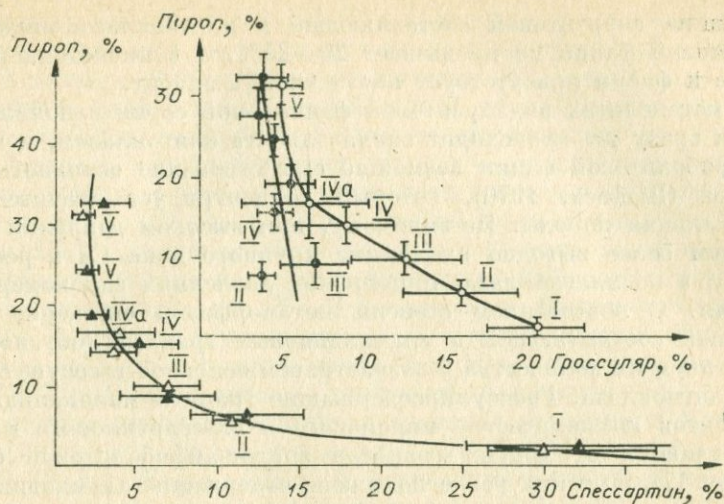


Рис. 17. Изменение компонентного состава гранатов из метapelитов кyanитовой (Δ , \circ) и андалузитовой (\blacktriangle , \bullet) фацiальных серий.

I—гранаты зеленосланцевой фации. Остальные усл. обозн. см. рис. 16.

лузитовых (Хамар-Дабан, Приладожье) и кyanитовых фацiальных серий (Патомское нагорье; Айдахо, Калифорния; Адирондак) отличаются только из-за различной железистости изученных пород. На рис. 17 показаны средние составы гранатов из метapelитов андалузитовой и кyanитовой фацiальных серий и колебания в них содержания каждого из миналов, заимствованные из работы Д. А. Великославинского (1971), с добавлением анализов по Хамар-Дабану и другим районам. Сравнение гранатов между собой однозначно свидетельствует лишь об одной закономерности: в гранатах кyanитовой фацiальной серии, особенно в низкотемпературных зонах, отмечается повышенное содержание гроссулярового минала, который постепенно убывает с повышением температуры метаморфизма. Более того, только в кyanитовой фацiальной серии в метapelитах, бедных СаО, в пределах эпидот-амфиболитовой фации встречаются гранаты с содержанием гроссуляра до 40 мол. % (Chinner, 1965; Lambert, 1958—1959; Phinney, 1963). Средний состав низкотемпературных гранатов из метapelитов мойнской и дальградской серий Шотландского нагорья следующий, %: альмандин — 57,0, пироп — 6,3, спессартин — 8,8, гроссулярь и андрадит — 27,9. Гранаты такого состава в малокальциевых метapelитах амфиболитовой фации никогда не встречаются. Рассмотрев минеральный состав метapelитов, можно объяснить причины подобного явления. В метapelитах кyanитовой фацiальной серии только два минерала обычно могут содержать кальций в заметных количествах — гранат и плагноклаз. Эпидот чаще отсутствует. Однако

содержание анортитовой составляющей в плагиоклазе эпидот-амфиболитовой фации не превышает 20—25%, а в низкотемпературной части фации присутствует почти чистый альбит.

В метапелитах андалузитовой фациальной серии с появлением граната сразу же происходит смена альбита олигоклазом, и в эпидот-амфиболитовой фации возможно существование основного плагиоклаза (Шафеев, 1970), который концентрирует значительную часть кальция породы. По-видимому, при высоком давлении энергетически более выгодно вхождение крупного иона Са в решетку граната, а не плагиоклаза; при низких давлениях закономерность обратная. С повышением степени метаморфизма снижение гроссуляровой составляющей в алмандиновых гранатах обусловлено увеличением их количества и возрастанием основности сосуществующего плагиоклаза. Гроссулярсодержащие гранаты малокальциевых метапелитов по количеству пиропового и спессартинового минала не отличаются от других гранатов эпидот-амфиболитовой фации (см. рис. 17), но в них резко понижено содержание алмандинового минала, т. е. в данном случае преимущественно осуществляется изоморфизм $Fe^{2+} \rightleftharpoons Ca^{2+}$.

Слабо изучены гроссуляр-алмандиновые гранаты известково-силикатных пород — аналогов мергелей или сильно загрязненных карбонатным материалом основных туфов. В зональностях андалузитового типа гранат появляется в них в эпидот-амфиболитовой или низкотемпературной амфиболитовой фации (Шафеев, 1970; Лебедев и др., 1964), а в зональностях кианитового типа — не ранее чем в кианит-алмандиновой субфации. К этому типу относятся гранаты мергелей *ис* (см. табл. 2, обр. 20/1, 13). Сравнение с литературными данными свидетельствует о том, что тенденция изменения состава, установленная для алмандиновых гранатов, не меняется в гроссуляр-алмандиновых гранатах: с повышением степени метаморфизма в них происходит возрастание пиропового и алмандинового и уменьшение спессартинового и гроссулярового миналов. Аналогично меняется состав и наиболее богатых СаО гранатов из глаукофан-эклогитовых пород, хотя эти породы содержат больше пиропового, но меньше спессартинового минала и характеризуются высоким отношением Mg/Mn. Пока неясно, чем обусловлено подобное различие — химическим составом вмещающих пород, специфическим минеральным парагенезисом или величиной давления.

Диаграмма (см. рис. 16) дает возможность определять по составу граната степень метаморфизма вмещающих пород, а также их примерную магнезиальность. Перекрытие соседних полей хотя и имеет место, но не слишком велико. При наличии трех гранатов из пород разного состава, взятых неподалеку друг от друга, отнесение к субфации и фации метаморфизма однозначно. Перекрытие полей обусловлено несколькими причинами: правильностью анализов пород и минералов, количеством граната и характером парагенезиса. Оценить первую причину, пользуясь литературными источниками, очень трудно, но аналитические ошибки в определении малых количеств СаО, MgO, MnO, FeO велики (см. § 3). Кроме того,

при расчетах мы оперируем ΣFeO , а при наличии в породах магнетита, ильменита или значительного количества сульфидов часть железа, связанную с ними, следует вычитать из анализа.

Влияние количества граната в породе на содержание в нем различных миналов особенно эффективно проявляется на примере MnO . Гранат в метаморфических породах — единственный концентратор марганца, а поскольку количество граната у изограды обычно составляет 1—2%, то даже при низкой концентрации MnO в породах (0,1%) содержание этого элемента в гранате будет равно 5—10%. При увеличении количества граната до 10% содержание MnO должно уменьшаться до 1%. В метапелитах Патомского нагорья и Новой Каледонии установлена обратная корреляция между количеством граната и содержанием в нем MnO (Кебезинская, 1972; Black, 1973). В парагнейсах Эммервиля (Адирондак, США) в мусковит-силлиманитовой субфации в гранатах содержание MnO превышает 5,5%, что обусловлено малым количеством присутствующего граната (Engel, Engel, 1962). В результате точка эммервильских гранатов сдвигается влево, в поле гранатов амфиболитов (см. рис. 16). Влияние содержания MnO в породах на марганцовистость гранатов подробно разобрана Атертоном (1967). Таким образом, содержание марганца в гранатах не может быть критерием для определения температуры или давления при метаморфизме и подвержено большим колебаниям.

Характер парагенезиса также может оказывать существенное влияние на состав граната. Так, при одной и той же железистости пород гранат из сланцев с кордиеритом всегда более железистый, чем гранат из пород без кордиерита, поскольку последний является существенно магнезиальным минералом даже по сравнению с биотитом. Сланцы Айдахо более магнезиальны, чем сланцы с Патомского нагорья (см. табл. 4), но гранат в них одинакового состава (см. рис. 16). Оказывается, сланцы Айдахо содержат значительно больше биотита, чем сланцы с (12—20% вместо 5—6), поэтому и гранат в них относительно более железистый. Аналогичная картина при сравнении гранатов из сланцев хамар-дабанской и ладожской серий. Метапелиты обеих серий имеют близкую железистость, но в хамар-дабанских сланцах содержание биотита сравнительно низкое (5—10%), в то время как в ладожских сланцах оно составляет 25—35%. В результате гранаты хамар-дабанской серии в тех же температурных зонах заметно более магнезиальны, чем гранаты ладожской серии.

Итак, общие тенденции изменения состава гранатов с повышением степени метаморфизма совершенно очевидны: в них происходит возрастание пиропового и уменьшение спессартинового и грюсслярного миналов, что выражается в закономерном возрастании отношений $\frac{\text{Mg}}{\Sigma\text{Fe} + \text{Mg}}$ и $\frac{\text{Mg}}{\text{Mn} + \text{Ca}}$. Содержание альмандинового минала зависит главным образом от содержания других миналов и подвержено широким колебаниям. Гранаты андалузитовой и кианитовой фациальных серий различаются лишь в эцидот-амфиболитовой

и низкотемпературной амфиболитовой фациях по содержанию кальция. При дальнейшем повышении температуры гранаты обеих фациальных серий идентичны. Для определения фациальной принадлежности гранатов должна использоваться диаграмма, строго учитывающая химический состав вмещающих пород (см. рис. 16).

§ 11. ХЛОРИТОИД И СТАВРОЛИТ

Хлоритоид встречается в Патомском нагорье достаточно широко. Он появляется в серицит-хлоритовой субфации до изограды биотита и устойчив вплоть до начала амфиболитовой фации, где постепенно вытесняется ставролитом.

В самой низкотемпературной части серицит-хлоритовой субфации хлоритоид не образуется, но появляется здесь в сланцах *с* у контакта с гранитами Константиновского штока. Этот факт позволяет сомневаться в том, что в низкотемпературной области метаморфизма поле хлоритоида не ограничено (Добрецов и др., 1970, с. 352).

В высокоглиноземистых сланцах *сп* наиболее низкотемпературной для хлоритоида является ассоциация хлоритоид — серицит — пирофиллит — кварц, а в биотит-хлоритовой субфации и эпидот-амфиболовой фации — ассоциация хлоритоид — мусковит — дистен — кварц, т. е. хлоритоид в этих породах — единственный магнезиально-железистый минерал. В сланцах *с* хлоритоид встречается в ассоциации хлоритоид — хлорит — серицит — альбит — кварц, которая в эпидот-амфиболитовой фации сменяется парагенезисом хлоритоид — хлорит — гранат — мусковит — кварц. Никогда хлоритоид не ассоциирует в этих зонах с биотитом. Нами наблюдалось переслаивание биотитовых и хлоритоидных сланцев, но в прослоях, содержащих биотит, хлоритоида не было обнаружено.

В сланцах *сп* в амфиболитовой фации вместо парагенезиса хлоритоид — дистен — мусковит — кварц появляется ассоциация ставролит — гранат — дистен — мусковит — кварц. Поскольку гранат в высокоглиноземистых сланцах возникает одновременно со ставролитом, можно думать, что его появление связано с реакцией хлоритоид \rightarrow ставролит + альмандин.

В сланцах *с* парагенезис амфиболитовой фации таков: ставролит — биотит — гранат — мусковит — кварц. В этом случае реакция образования ставролита несколько иная: хлорит + хлоритоид + мусковит \rightarrow ставролит + биотит. Как в высокоглиноземистых сланцах *сп*, так и в железистых сланцах *с* четко картируется зона шириной до 2—3 км, в которой ставролит и хлоритоид присутствуют одновременно. Никаких следов развития ставролита по хлоритоиду не наблюдается. Более того, взаимоотношения двух минералов свидетельствуют об их одновременной кристаллизации. С повышением температуры количество хлоритоида постепенно уменьшается, а ставролита — увеличивается. Точно такая же картина наблюдалась Вильямсоном в прогрессивно-метаморфизованных по-

родах Стонехавена. «Нигде нельзя было видеть возникновения ставролита по хлоритоиду... Хлоритоид никогда не обнаруживается внутри крупных псевдоморфоз по ставролиту и не образует оторочки вокруг этого минерала» (Williamson, 1953, с. 361).

По-видимому, поля существования хлоритоида и ставролита перекрываются, оба минерала возникают из первичных низкотемпературных сланцев одновременно и независимо друг от друга и контролируются химическим составом исходных пород.

Ставролит образуется не только в тех породах, где при более низкой температуре присутствовал хлоритоид, но и там, где хлоритоида не было. Например, в сланцах *e* и *ac* ставролит хотя и в небольшом количестве, но все же постоянно отмечается в амфиболитовой фации. При более высокой температуре ставролит ассоциирует с дистеном. Считается, что парагенезис ставролит + мусковит + кварц должен вытесняться ассоциацией гранат — биотит — дистен + H_2O , поскольку это равновесие в системе $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ моновариантно (Добрецов и др., 1970). Однако в фациальных сериях дистен-силлиманитового типа оба трехминеральных парагенезиса, как правило, сильно перекрываются (Бельков, 1963) и ставролит устойчив в дистеновой зоне. Это свидетельствует, вероятно, о повышенном давлении H_2O , которое расширяет поле существования ставролита (Hoschek, 1968).

Как уже отмечалось, в туфопесчаниках медвежьей свиты ставролит ассоциирует с роговой обманкой и гранатом. Такой парагенезис хотя и редко, но все же встречается в метаморфических сериях дистен-силлиманитового типа (Лобач-Жученко, 1960), но почти всегда есть основания сомневаться в его равновесности. С. Б. Лобач-Жученко (1960) описала реакционные отношения между жедритом, ставролитом и гранатом в амфиболовых породах медвежьей свиты. В исследованных амфибол-гранатовых сланцах ставролит встречается в участках, где проявились более поздние тектонические процессы, с которыми связана деятельность калиевых растворов, а в породах развиваются наложенный биотит и мусковит. Образование более позднего антофиллита по роговой обманке наблюдалось нами и в других участках Патомского нагорья. Все это не дает нам оснований для окончательного суждения о характере парагенезиса амфибол — ставролит.

Анализы хлоритоида и ставролита, а также их кристаллохимические формулы приведены в табл. 5—8. Состав хлоритоида достаточно хорошо укладывается в стехиометрическую формулу $(OH)_4 \cdot (Mg, Fe)_2 Al_4 - Si_2 O_{10}$. Расчет произведен по методу И. Д. Борнеман-Старынкевич на 8 катионов. Состав хлоритоида меняется в узких пределах. При расчете чаще всего коэффициент при Si больше двух, что, без сомнения, обусловлено примесью кварца. Максимальное содержание кремния отмечено в тех случаях, когда полностью отделить хлоритоид от кварца при отборе материала для анализов не было возможности. Содержание алюминия всегда меньше нормы, что компенсируется повышенным качеством железа и магния. Содержание трехвалентного железа незначительно, и поэтому при рас-

Химический состав хлоритовидов

Номер обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ₃	FeO	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O (п. п.)	Сумма	Парагенезис
40сн	26,00	1,51	37,72	—	—	24,49	0,29	2,00	0,51	0,41	0,18	7,02	99,83	шир-сер-кв
4526/1	25,20	1,30	38,82	He	25,50	25,50	0,85	0,91	He	0,19	0,17	7,36	100,30	дист-мск-кв
427	25,20	1,72	36,94	обн.	24,49	25,45	0,85	0,68	»	0,63	0,48	7,25	100,12	дист-ст-мск-гр-кв-(илм-мт)
24сн	26,00	1,64	37,72	—	—	22,77	0,41	2,63	0,50	0,22	0,22	7,71	99,82	
13сн	23,15	0,38	39,36	—	—	25,01	0,32	2,95	0,46	0,38	0,10	7,35	99,46	
438/1	25,18	0,30	40,27	He	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
10сн	25,85	1,20	37,72	обн.	25,14	25,14	0,40	0,30	0,48	0,05	0,16	7,63	99,91	
12сн	23,10	0,69	39,39	—	—	24,68	0,11	2,42	0,45	0,19	0,02	7,28	99,92	
10с	—	—	—	—	—	25,80	0,17	2,21	0,47	0,32	0,05	7,56	99,73	
16с	—	—	—	—	—	22,18	0,48	2,75	0,50	—	—	—	—	
18с	—	—	—	—	—	22,95	0,31	3,70	0,66	—	—	—	—	
14с	26,30	0,57	37,32	—	—	24,19	0,32	2,74	0,53	0,24	0,10	7,16	99,87	
	28,00	Н. о.	35,00	—	—	22,82	0,07	3,36	0,87	0,16	0,30	He оп.	—	

чете суммарное железо целиком принималось за двухвалентное, а разница в весе присоединялась к потерям при прокаливании. Данные термического анализа (Plas, Hügi с. а., 1958) показывают, что полученная таким способом сумма отвечает содержанию конституционной воды. Действительно, содержание воды в формулах близко к теоретическому. Содержание кальция, марганца и щелочей ничтожно. Магнезиальность хлоритовидов колеблется от 2,1 до 22,4%. Наибольшая железистость хлоритоида отмечалась нами в образцах из сланцев *сн* (4526/1, 427, 438/1), которые проанализированы в химической лаборатории ИГГД АН СССР. Это, по-видимому, не является следствием расхождения разных методов анализа железа и магния, поскольку в данных образцах хлоритоид отобран из пород максимальной железистости.

Состав хлоритоида не меняется при повышении степени метаморфизма. Это и не удивительно для зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций сланцев *сн*, поскольку хлоритоид в них — единственный магнезиально-железистый минерал и его железистость примерно равна железистости породы. Правда, в мусковите также содержится некоторое количество магния и, кроме того, часть железа связывается в магнетите и ильмените. Но и в ассоциации с хлоритом, гранатом и ставролитом

Кристаллохимические формулы хлоритоидов

Номер обр.	Si	Al	Ti	ΣFe^{+2}	Mg	Mn	Ca	OH	O	mg
40сн	2,18	3,72	0,09	1,69	0,25	0,02	0,05	3,92	10,0	12,8
4526/1	2,12	3,85	0,08	1,77	0,12	0,06	—	4,13	10,0	6,1
127	2,16	3,75	0,11	1,83	0,09	0,06	—	4,16	10,0	4,6
21сн	2,18	3,72	0,10	1,59	0,33	0,03	0,05	4,31	10,0	17,1
13сн	1,93	3,87	0,02	1,74	0,37	0,02	0,04	4,09	10,0	20,0
438/1	2,12	3,99	0,02	1,76	0,04	0,03	0,04	4,28	10,0	2,1
10сн	2,16	3,72	0,08	1,72	0,26	0,02	0,04	4,06	10,0	17,3
12сн	1,94	3,89	0,04	1,80	0,28	0,01	0,04	4,23	10,0	16,1
18с	1,19	3,69	0,03	1,68	0,34	0,02	0,05	3,97	10,0	16,8
14с	2,00	3,73	—	1,71	0,46	0,01	0,09	4,00	10,0	20,9

железистость хлоритоида в зависимости от температуры не меняется.

Соотношение магниальности (*mg*, см. табл. 3) сосуществующих с хлоритоидом минералов всегда постоянно: гранат < хлоритоид < ставролит < хлорит. Для сланцев *c* в эпидот-амфиболитовой фации *mg* граната равна 7,2—12,6%, хлоритоида 16,8—22,4, ставролита 16,6—23,4, хлорита 41—62%. В трех парах хлоритоид — ставролит из высокоглиноземистых сланцев *сп* магниальность равнялась: обр. 13сн 17,4—20,0%; обр. 10сн 15—17,3%; обр. 12сн 13,6—16,1%, а магниальность гранатов колебалась от 5,4 до 7,2%. Единственное исключение представляет собой хлоритоид из обр. 438/1, в котором *mg* хлоритоида меньше, чем в сосуществующем ставролите и гранате. Образец почти целиком состоит из хлоритоида, ставролита и граната с незначительной примесью мусковита, кварца и дистена. Причина такой высокой железистости хлоритоида не ясна. Даже если допустить некоторую ошибку в определении MgO в хлоритоиде (а содержания MgO < 1% всегда определяются со значительной ошибкой при обычном силикатном анализе), то и в этом случае железистость хлоритоида все-таки выше, чем у ставролита. Однако все остальные данные показывают, что наиболее высокотемпературный хлоритоид имеет не самый железистый состав, а содержит 2—3% MgO.

Во всех метаморфических зонах хлоритоид встречается в двух полиморфных модификациях: моноклинной и триклинной. Обе модификации часто совместно двойнируются. Оптические константы хлоритоида триклинной модификации: $cNg=14-38^\circ$; $cNm=-60-86^\circ$; $cNp=62-88^\circ$; для моноклинной модификации: $cNg=-8-26^\circ$; $cNm=90^\circ$; $cNp=70-83^\circ$. Для обеих модификаций (+) $2V=54-60^\circ$, $Ng=1,726-1,731$, $Np=1,718-1,721$. С увеличением степени метаморфизма в породе увеличивается количество моноклинных кристаллов. Отношение количества триклинных кристаллов к моноклинным изменяется от 5 : 1 в серицит-хлоритовой субфации до 3 : 1 в эпидот-амфиболитовой фации и 1 : 1 в низкотемпературной

Химический состав ставролитов

Номер обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.	Σ	Парагенезис
21с	28,35	He опр.	54,02	11,60	0,02	1,28	He обн.	0,29	0,08	He опр.	—	хтд-гр-хл-мск-би-илм-кв-гр-мск-би- илм-кв
24с	28,00	»	53,20	12,65	0,01	2,03	»	0,21	0,08	2,35	98,53	
25с	29,30	»	51,10	13,30	0,01	1,86	»	0,17	0,01	2,52	98,27	
26с	27,75	»	54,38	12,00	0,01	2,03	»	0,21	0,09	2,36	98,83	
27с	28,35	»	54,02	12,23	0,01	1,92	»	0,24	0,13	2,34	99,24	гр-би-мск-кв-илм ± дист
28с	29,15	»	52,38	13,10	0,02	1,99	»	0,18	He обн.	2,40	99,22	
29с	28,80	»	52,56	12,87	0,02	1,78	0,21	0,19	0,04	2,12	98,59	
33с	33,00	»	49,90	11,86	0,02	1,78	He обн.	0,30	0,44	2,25	99,55	
32с	28,95	»	52,56	12,75	0,01	2,03	»	0,22	0,05	1,94	98,51	
31с	28,30	»	53,29	12,94	0,02	1,83	»	0,18	0,06	2,50	99,12	
30с	28,50	»	53,29	12,39	0,01	1,56	»	0,17	0,03	2,00	97,95	
14сн	28,00	1,14	50,02	15,12	0,18	1,89	0,48	0,34	0,03	2,20	99,40	хтд-мск-гр-кв-дист-илм-мт
13сн	29,50	0,94	50,02	14,28	0,24	2,00	0,51	0,23	0,03	2,21	99,96	
438/1	29,80	0,92	51,34	13,80	0,11	1,30	0,62	He опр.	He опр.	1,56	99,58	
10сн	28,80	1,01	50,02	14,35	0,38	1,68	0,50	0,29	0,02	2,50	99,55	
16сн	28,10	1,20	50,02	15,26	0,22	2,11	0,50	0,32	0,02	2,26	100,01	гр-мск-дист-илм-мт
12сн	28,85	0,94	50,02	14,73	0,07	1,58	0,49	0,24	0,04	2,69	99,65	
6сн	28,85	1,07	50,02	14,59	0,04	2,42	0,47	0,24	0,02	2,37	100,09	
2сн	28,50	1,26	51,10	14,50	0,05	1,52	0,47	0,27	0,02	1,94	99,63	

Примечание. Аналитик В. И. Мордвинова.

Кристаллохимические формулы ставролитов.

Номер обр.	Si	Al	Ti	ΣFe^{2+}	Mg	Mn	Ca	ОН	O	mg
21c	4,11	9,22	—	1,40	0,28	—	—	—	22,0	16,6
24c	4,03	9,01	—	1,52	0,44	—	—	2,25	22,0	22,3
25c	4,25	8,73	—	1,61	0,41	—	—	2,44	22,0	20,3
26c	3,97	9,16	—	1,43	0,44	—	—	2,25	22,0	23,4
27c	4,05	9,08	—	1,46	0,41	—	—	2,23	22,0	22,0
28c	4,17	8,84	—	1,56	0,43	—	—	2,29	22,0	21,6
29c	4,15	8,92	—	1,54	0,39	—	—	2,04	22,0	20,1
33c	4,02	9,04	—	1,53	0,41	—	—	2,16	22,0	21,4
32c	4,16	8,88	—	1,52	0,44	—	—	1,86	22,0	22,4
31c	4,06	9,00	—	1,54	0,40	—	—	2,39	22,0	20,4
30c	4,11	9,06	—	1,49	0,34	—	—	1,92	22,0	18,5
14cn	4,04	8,52	0,12	1,82	0,41	0,02	0,07	2,12	22,0	18,2
13cn	4,22	8,43	0,10	1,71	0,43	0,03	0,08	2,11	22,0	20,0
438/1	4,09	8,87	0,09	1,58	0,27	0,01	0,09	1,43	22,0	14,5
10cn	4,19	8,53	0,11	1,73	0,36	0,04	0,08	2,41	22,0	17,3
16cn	4,03	8,46	0,13	1,83	0,45	0,03	0,07	2,16	22,0	19,8
12cn	4,17	8,53	0,10	1,78	0,34	—	0,08	2,60	22,0	16,1
6cn	4,13	8,42	0,12	1,74	0,52	—	0,07	2,26	22,0	22,8
2cn	4,09	8,64	0,14	1,72	0,33	—	0,07	1,86	22,0	15,9

амфиболитовой фации. Возрастает также размер кристаллов, увеличивается интенсивность окраски.

Такое же увеличение содержания моноклинной модификации с повышением степени метаморфизма отмечалось ранее в Швейцарских Альпах (Plas, Nügi e. a., 1958), но там в низкотемпературной зоне присутствовал только триклинный хлоритоид.

Составы исследованных ставролитов колеблются в узких пределах (табл. 7, 8), %: ΣFeO 11,6—15,26; MgO 1,28—2,42; H_2O 1,56—2,69, а содержания MnO , CaO , Na_2O , K_2O незначительны. Ставролиты двух групп пород (*c* и *cn*) четко отличаются друг от друга. Ставролиты высокоглиноземистых сланцев *cn* характеризуются более низкими концентрациями Al_2O_3 и повышенными — ΣFeO . В них в больших количествах присутствуют CaO и MnO . Повышенное содержание ΣFeO в ставролитах *cn* объясняется высокой железистостью вмещающих пород, которая никогда не опускается ниже 75%, а избыточный глинозем этих сланцев находится в дистене и не входит в ставролит. В сланцах *c* ставролит как наиболее богатый Al_2O_3 минерал забирает весь избыток этого окисла.

Часто считается, что состав ставролита отвечает стехиометрической формуле $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{OH}_2 \cdot 2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5$. Анализы ставролитов обычно несколько богаче глиноземом и, как правило, содержат меньше (Mg , Fe), OH и Si , чем это следует из приведенной формулы. Ставролит практически всегда содержит вставки кварца, от которых невозможно избавиться при подготовке образцов к анализу, и коэффициент при Si должен быть больше двух. Поэтому мы применяли

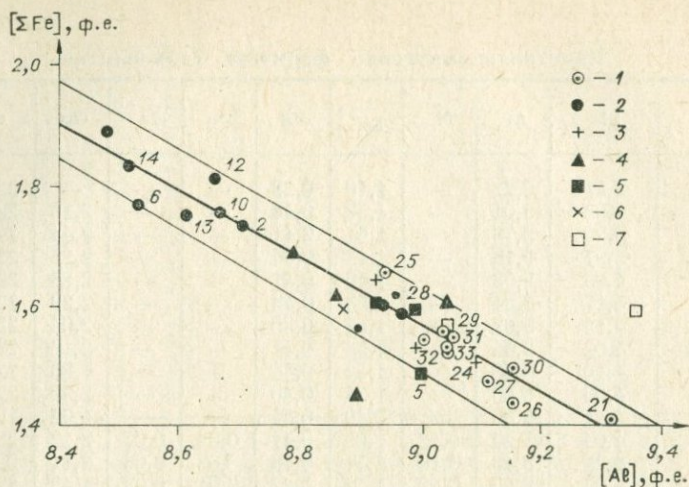


Рис. 18. Зависимость между содержаниями железа и алюминия в ставролитах.

1 — ставролиты из пород с, 2 — из пород *sp* (см. табл. 7, 8); 3 — данные из работы Takeouchi е. а. (1973), 4 — Дири и др. (1966), 5 — Green (1963), 6 — Chinner (1965), 7 — Hollister (1970).

другую формулу — $(\text{OH})_2(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Al}_6\text{Si}_4\text{O}_{22}^*$ и рассчитывали ставролит на 15 катионов по методу И. Д. Борнеман-Старынкевич. Все суммарное железо в ставролите пересчитывалось как двухвалентное, а разница в весе суммировалась с п. п. п. При таком способе расчета обычно коэффициент при Si несколько больше 4, что объясняется избыточным кварцем. Две имеющиеся в нашем распоряжении рентгенограммы ставролита (обр. 25с, 26с) действительно указывают на примесь кварца. Коэффициент при Al почти всегда меньше 9, а при (Fe, Mg) — больше двух.

Между содержаниями железа и алюминия в ставролитах существует обратная зависимость (рис. 18). Наклон графика показывает, что на 0,5 формульных единицы железа приходится примерно 1,0 единицы алюминия. Этот факт убедительно свидетельствует об изоморфизме $(\text{Fe}^{2+}, \text{H}_3\text{O}^+) \rightleftharpoons \text{Al}^{3+}$, о котором впервые говорил Йодер (Yoder, 1957). Поскольку наклон линии на графике несколько круче, чем требуется, исходя из предложенной схемы изоморфизма, можно предположить, что часть железа в ставролите находится в трехвалентной форме. Это железо должно вычитаться из ΣFe^{2+} и присоединяться к Al^{3+} . Среднее содержание Fe_2O_3 составляет всего 0,06 формульных единицы, что соответствует примерно 0,65 вес. %.

* Модель элементарной ячейки ставролита, предложенная Нарай-Шабо и Сасвари (Náray-Szabó, Sasvári, 1958), содержит 48 (O, OH). Используемая нами формула рассчитана на 24 (O, OH). Это удобнее при написании реакций с участием ставролита.

В. В. Федькин (1971), исходя из результатов статистической обработки 132 анализов ставролита, предложил иную схему изоморфизма: $3\text{Fe}^{2+} \rightleftharpoons 2\text{Al}^{3+}$. Имеющийся в нашем распоряжении материал полностью отвергает возможность изоморфизма такого типа, который требует слишком крутого наклона линии обратной корреляционной зависимости между Fe и Al.

При расчете формулы ставролитов часто коэффициент при (OH) превышает 2. Известно, что ставролиты отдают свою воду при высоких температурах (Juuinen, 1956), и трудно предположить, что в них может быть избыток воды. В последнее время появились данные о наличии в ставролитах оксония. Предложенная схема изоморфизма (Fe^{2+} , H_3O^+) \rightleftharpoons Al^{3+} как раз и требует дополнительного количества гидроксила.

Составы ставролита в обеих группах пород не обнаруживают закономерных изменений при повышении степени метаморфизма, и в этом отношении ставролит совершенно сходен с хлоритоидом.

В настоящее время нет единого мнения по вопросу о химических условиях распространения ставролита и хлоритоида. Так, Вильямсон (Williamson, 1953) и Эллитсгаард-Расмуссен (Elitsgaard-Rasmussen, 1954) полагают, что важную роль играет валовый состав пород, содержащих ставролит. Однако Юуринен (Juurinen, 1956) показал, что в ставролитсодержащих породах содержание кремнезема может колебаться от 28 до 90%, а глинозема — от 4 до 42%. Составы хлоритоидных сланцев с этой точки зрения подробно не рассматривались, хотя Хальфердаль (Halferdahl, 1961) приводит гистограммы отношений различных окислов в хлоритоидных сланцах.

Вильямсон считал, что ставролит или хлоритоид развиваются в тех породах, где отношение (в вес. %) $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 0,40$. Если это отношение увеличивается до 0,47—0,55, вместо ставролита появляется биотит. Далее он указывает, что известны случаи, когда хлоритоид развивается при отношении 0,18, а ставролит — 0,24.

Ранее мы пытались оценить (Петров, 1969) химические условия, в которых происходит образование ставролита и хлоритоида в метapelитах Патомского нагорья. Новый аналитический материал позволяет решить этот вопрос более обоснованно. В двух типах пород (метapelиты *c* и *sp*), где на низких ступенях метаморфизма отмечается хлоритоид, в амфиболитовой фации всегда и в заметном количестве образуется ставролит. Железистость сланцев *sp* так высока, что в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях хлоритоид — единственный магнезиально-железистый минерал. Максимальная магнезиальность сланцев *sp* равна 25,0, а минимальное отношение $\text{A/F} + \text{M} = 56,9\%$ (ат. %); минимальная магнезиальность сланцев *c* равна 24,0%, а отношение $\text{A/F} + \text{M} = 55,5\%$. Эта граница определяет появление парагенезиса хлоритоид — хлорит. Максимальная магнезиальность сланцев *c*, в которых обнаружен хлоритоид, $mg = 39,0\%$ при $\text{A/F} + \text{M} = 47\%$. В более магнезиальных породах хлоритоид отсутствует. Поле развития ставролита несколько шире. Он появляется

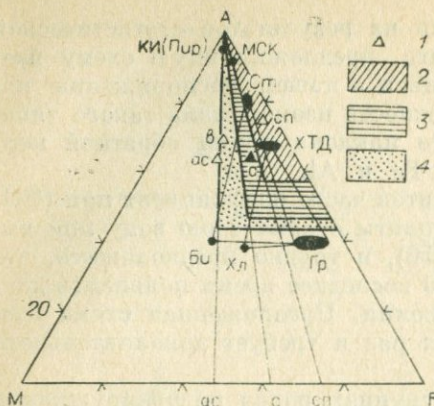


Рис. 19. Расположение химических составов хлоритоидных и ставролитовых пород и минералов на диаграмме AMF.

A, F, M — молекулярные количества алюминия, железа и магния; *ас*, *в*, *с*, *сп* — индексы пород Патомского нагорья; 1 — средние составы соответствующих типов пород; 2 — поле развития хлоритоида (без хлорита) или ставролита без биотита; 3 — поле развития ассоциации хлоритоид — хлорит или ставролит — биотит; 4 — поле развития ассоциации ставролит — биотит; в этих породах хлоритоид в низкотемпературных зонах не образуется.

в амфиболитовой фации в сланцах *в* и *ас*, но в некоторых образцах отсутствует. Максимальная магнезиальность пород, где ставролит еще кристаллизуется в породах групп *в* и *ас*, равна соответственно 49,0 и 51,0%, а A/F+M — 49,0 и 44,0% (рис. 19).

Интересно, что даже самые железистые хлорит, сосуществующий с хлоритоидом, и биотит, сосуществующий со ставролитом, более магнезиальны, чем предельные составы соответствующих сланцев.

Биотит в амфиболитовой фации всегда сосуществует со ставролитом, кроме тех редких случаев (сланцы *сп*), когда в низкотемпературных зонах отсутствовал хлорит.

Таким образом, имеющийся материал дает четкие химические границы состава хлоритоидных и ставролитовых сланцев.

§ 12. БИОТИТЫ

Как уже упоминалось, биотит раньше всего появляется в известково-силикатных породах *ис*, чуть позже и практически одновременно — в большинстве других пород Патомского нагорья. В метапелитах *с* он возникает вместе со ставролитом только в низкотемпературной части амфиболитовой фации. Таким образом, температура изограды может колебаться в широких пределах.

Интересно, что известково-силикатные породы, несмотря на свою высокую магнезиальность (в среднем 56,3%), в серицитовой зоне содержат хлорит повышенной железистости ($mg=40,6-47,2\%$). Магнезиальность биотита из этих пород сравнительно высока ($mg=66-71\%$), поэтому образование его не может идти по обычной реакции хлорит+серицит → биотит. Дополнительным источником магния является, вероятно, анкерит, и реакция имеет вид: хлорит+серицит+анкерит → биотит+кальцит+H₂O+CO₂. Подтверждением ее служит заметное сокращение количества анкерита в биотитовой зоне.

В железистых сланцах *с* вместо биотита присутствует хлоритоид. Лишь в начале амфиболитовой фации одновременно со ставролитом

возникает биотит. Судя по изменению соотношений минералов в породах, гипотетическая реакция образования биотита такова: хлорит + мусковит + хлоритоид \rightarrow ставролит + альмандин + биотит + H_2O .

Известно, что показатели преломления биотита неточно отражают его железистость (Дир и др., 1965). Некоторые авторы (Hall, 1941; Heinrich, 1946) пришли к выводу, что точная корреляция между оптическими константами и составом слюд серии биотит-флогопит невозможна. Тем не менее в пределах узких химических классов пород колебания Nm достаточно надежно показывают вариации железистости биотита. Минимальные показатели преломления (рис. 20) отмечаются у биотитов из известняков, максимальные — у биотитов из метасаммитов. Показатели биотитов всех остальных типов пород (пелитов, мергелей, туфопесчаников) расположены в средней части диаграммы и полностью перекрывают друг друга.

На рис. 21, 22 рассмотрено распределение Nm биотитов в метапелитах и псаммитах в разных метаморфических зонах. В обоих типах пород поля биотитов амфиболитовой и более низкотемпературных зон полностью перекрываются. В метапелитах, правда, заметно смещение максимума Nm в область более низких значений при повышении температуры метаморфизма, но оно имеет только статистический характер. На диаграммах выявляется одна закономерность: диапазон колебаний Nm в биотитах зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации более узок, чем в амфиболитовой. Подобный факт может свидетельствовать о расширении поля составов биотита с повышением температуры. В целом же очевидно, что

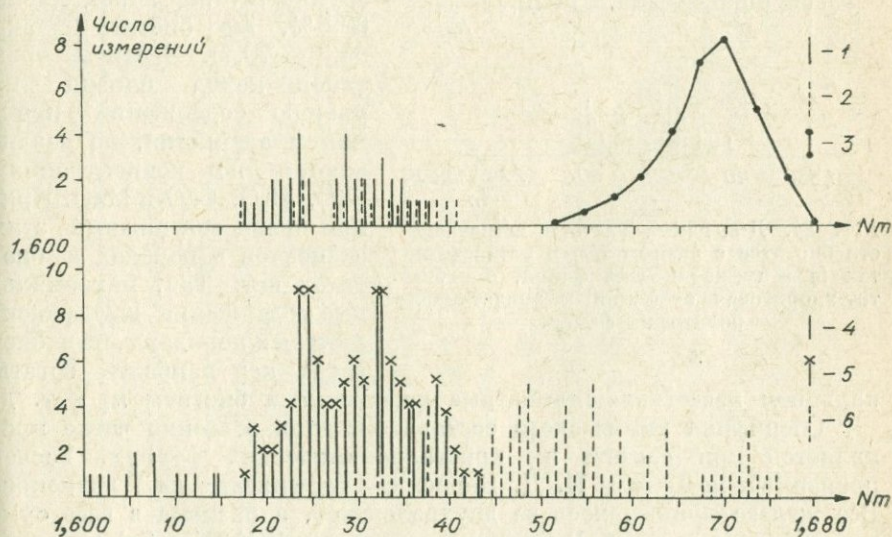


Рис. 20. Сводная диаграмма частоты встречаемости биотитов с разным Nm в породах Патомского нагорья.

1 — мергели; 2 — туфопесчаники; 3 — гранитоиды области сноса; 4 — мраморы; 5 — пелиты; 6 — песчаники.

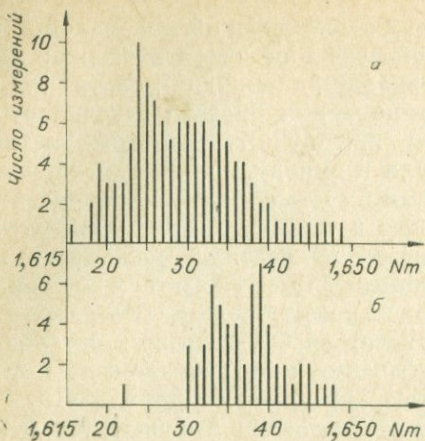


Рис. 21. Диаграмма частоты встречаемости биотитов с разным Nm в метапелитах (*a* — амфиболитовая фация, *b* — биотит-хлоритовая субфация и эпидот-амфиболитовая фация).

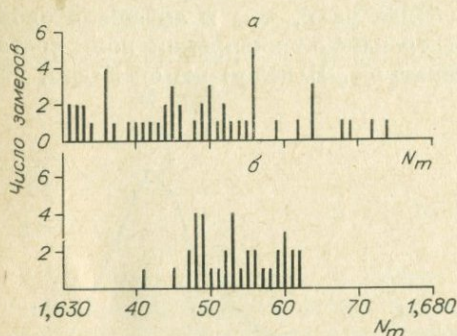


Рис. 22. Диаграмма частоты встречаемости биотитов с разным Nm в метапсаммитах (*a* — амфиболитовая фация, *b* — биотит-хлоритовая субфация и эпидот-амфиболитовая фация).

влияние температуры метаморфизма на состав биотита почти нацело маскируется другими факторами.

Этот вывод подтверждается данными химического анализа биотитов из трех классов пород: метапелитов *c*, туфопесчаников n_1 и мергелей *ис*. Различие состава биотитов по группам пород выявляется отчетливо (табл. 9, 10). Максимальная железистость характерна для биотитов *c*, минимальная — для биотитов *ис*. Точно в таком же порядке уменьшается железистость вмещающих биотит пород. При этом биотит всегда более магнезиален, чем вмещающая порода (группа *c*: средняя *mg* пород равна 26,5—31,3%, *mg* биотита — 53,2—55,2; группа n_1 : средняя *mg* пород равна 57,8%, *mg* биотита — 59,1 — 65,4; группа *ис*: *mg* пород равна 60,5%, *mg* биотита равна 65,8 — 70,7). Биотиты трех типов пород близки по уровню содержаний кремния и алюминия, но различаются по концентрациям K_2O , H_2O , CaO и MnO . Прямой связи содержаний этих элементов в породах и биотитах нет. Так, максимальные содержания K_2O фиксируются в породах *c*, но в биотитах *ис*; наиболее богаты

кальцием известково-силикатные породы *ис* и биотиты n_1 и т. д.

Специфика химического состава биотитов особенно четко проявляется при расчете их кристаллохимических формул. Расчет произведен по методу И. Д. Борнеман-Старынкевич на 7 катионов. Все железо принималось за двухвалентное, а разница в весе суммировалась с п. п. п. В биотитах *ис* группа $X(K, Na, Ca)$ с учетом содержаний Li и Rb целиком заполняется и всегда близка к единице. Недостаток OH компенсируется кислородом. Содержание воды отвечает расчетной величине.

В биотитах n_1 всегда ощущается недостаток одновалентных

Химический состав биотитов

Номер обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	Σ	Парагенезис
40ис	37,86	1,39	17,64	12,68	0,010	17,14	0,51	0,32	8,99	3,51	100,05	пл ₅₋₃₅ -кв-мск-хл-анк-ка
38ис	37,66	1,90	17,80	15,93	0,005	13,49	0,26	0,16	8,73	3,62	99,55	
36ис	37,80	1,70	17,83	13,66	0,010	15,33	0,30	0,26	8,89	3,82	99,59	
16ис	37,80	0,50	20,54	15,72	0,017	12,51	0,24	0,16	8,80	3,60	99,87	
2ис	37,05	1,51	18,06	14,21	0,020	15,43	0,70	0,23	9,25	3,78	100,24	пл ₅₀₋₈₀ -кв-ка-эп-(мск, дол)
4ис	36,80	1,64	18,92	14,06	0,030	15,90	0,32	0,19	9,43	3,51	100,80	
14ис	37,07	2,09	18,24	16,14	0,020	12,70	0,17	0,23	9,10	3,80	99,54	
10ис	37,35	1,76	18,26	13,92	0,040	14,99	0,42	0,22	9,16	3,55	99,67	
11п	36,00	1,39	18,90	16,68	0,13	13,51	0,89	0,31	6,20	5,49	99,50	пл ₄ -хл-ан-кв-(эп)
3п	35,10	1,89	17,26	17,26	0,15	14,47	0,87	0,22	7,75	4,73	99,70	пл ₂₁₋₂₈ -ап-кв-гр-(эп)
2п	37,60	1,76	16,00	15,37	0,10	15,28	0,89	0,56	8,06	4,13	99,75	
24с	37,40	1,76	17,93	17,17	0,004	11,85	0,13	0,48	7,11	6,69	100,52	ст-гр-мск-ка-(дист)
30с	36,90	2,04	18,09	17,22	0,020	11,02	0,42	0,24	7,21	6,11	99,27	
25с	35,45	2,33	18,48	18,26	0,010	11,64	0,47	0,27	6,73	6,99	100,63	

Кристаллохимические формулы биотитов

Номер обр.	Si	Al ^{IV}	Al ^{IV}	Ti	ΣFe^{2+}	Mg	Mn	Ca	Na	K	OH	O	mg	$\frac{\text{Na}}{\text{Na}+\text{K}}$
40ис	2,76	1,24	0,27	0,08	0,77	1,88	—	0,04	0,05	0,84	1,71	10,0	70,8	0,051
38ис	2,82	1,18	0,39	0,11	0,99	1,51	—	0,02	0,02	0,83	1,81	10,0	60,4	0,027
36ис	2,80	1,20	0,36	0,09	0,85	1,70	—	0,02	0,04	0,84	1,89	10,0	66,9	0,043
16ис	2,81	1,19	0,61	0,03	0,97	1,39	—	0,02	0,02	0,83	1,78	10,0	58,9	0,027
2ис	2,74	1,26	0,32	0,08	0,88	1,72	—	0,06	0,03	0,87	1,87	10,0	66,1	0,036
4ис	2,69	1,31	0,32	0,09	0,85	1,74	—	0,03	0,03	0,88	1,71	10,0	67,0	0,030
14ис	2,80	1,20	0,42	0,12	1,02	1,44	—	0,01	0,03	0,88	1,91	10,0	58,6	0,074
10ис	2,77	1,23	0,37	0,10	0,86	1,67	—	0,03	0,03	0,87	1,76	10,0	65,9	0,035
11н	2,69	1,31	0,35	0,08	1,04	1,52	0,01	0,07	0,04	0,59	2,74	10,0	59,3	0,071
3н	2,64	1,36	0,17	0,11	1,08	1,63	0,01	0,07	0,03	0,74	2,37	10,0	60,1	0,041
2н	2,81	1,19	0,22	0,10	0,96	1,71	0,01	0,07	0,08	0,77	2,06	10,0	64,1	0,096
24с	2,85	1,15	0,46	0,10	1,09	1,35	—	0,01	0,07	0,69	3,40	10,0	55,4	0,093
25с	2,71	1,29	0,37	0,13	1,16	1,33	—	0,04	0,04	0,65	3,56	10,0	53,4	0,057
30с	2,85	1,15	0,49	0,12	1,11	1,28	—	0,03	0,04	0,71	3,15	10,0	53,5	0,048

катионов, особенно ощутимый в наиболее низкотемпературных образцах (11п и 3п). Он компенсируется избыточным содержанием воды, которое почти соответствует требуемой по расчету величине. В обр. 11п избыток суммы п. п. обусловлен примесью графита ($C_{\text{орг}} = 0,97\%$). Вероятно, в биотитах группы n_1 часть одновалентных катионов замещена оксонием.

В биотитах c также недостает элементов группы X, но всегда имеется избыток воды, который в виде оксония может ее заполнить. Слишком высокая сумма п. п. обусловлена загрязнением биотитов c графитом, так как сами породы богаты $C_{\text{орг}}$. Произведенные расчеты показывают, что исследованные биотиты являются триоктаэдрическими слюдами.

Биотиты трех групп пород заметно отличаются друг от друга своей железистостью, но полностью перекрываются по показателю преломления Nm (см. рис. 20). Поскольку биотиты близки между собой по уровням содержаний Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 , а различаются только по концентрациям щелочей и воды, то вхождение оксония, вероятно, и приводит к заметному снижению Nm в биотитах c и n_1 .

Многие авторы пытались использовать биотит в качестве индикатора степени метаморфизма (Barth, 1936; Engel, Engel, 1960 а; Ramberg, 1952; Великославинский, 1965, 1971; Harry, 1950; Батлер, 1967; и др.), рассматривая изменение в нем содержания кремния, алюминия, титана, железа, магния, воды и т. п. Часть исследователей при этом полностью игнорировала не только химический состав вмещающей биотит породы, но и характер минеральных парагенезисов. Более углубленные исследования последних лет убедительно показали, что влияние PT -условий на состав биотитов носит лишь статистический характер (Ушакова, 1971). Состав биотитов не дает никакой информации о термодинамических условиях метаморфизма (Атертон, 1967; Батлер, 1967), если не учитывать химическую обстановку, в которой биотиты встречаются, и минеральный парагенезис. Наши материалы полностью подтверждают этот вывод.

Биотиты отобраны в породах из различных метаморфических зон: биотиты n_1 — на разных уровнях эпидот-амфиболитовой фации, биотиты c — в двух субфациях амфиболитовой фации, а биотиты uc — от изограды биотита до высокотемпературной части дистеновой зоны, т. е. в интервале температур порядка $300^\circ C$. Тем не менее закономерных изменений в каких-либо параметрах состава биотитов не происходит. Единственное исключение — повышение содержания K_2O в биотитах группы n_1 . Железистость биотитов совершенно не реагирует на изменение степени метаморфизма и определяется главным образом составом вмещающих пород. Большинство других элементов в биотитах заметной связи с химическим составом вмещающих пород не обнаруживает. Соотношение железистости биотита и других сосуществующих с ним магнезиально-железистых минералов следующее. В породах uc биотит несколько более магнезиален, чем хлорит; в породах n_1 биотит более магнезиален, чем амфибол и тем более гранат; в сланцах c магнезиальность биотита намного выше, чем ставролита и граната.

Хлорит широко распространен в зеленосланцевой фации во всех метаморфических породах Патомского нагорья. Обычно в серицит-хлоритовой субфации он единственный магнезиально-железистый минерал. Для известково-силикатных пород *ис* обычен парагенезис хлорит — анкерит, а в сланцах *с* в высокотемпературной части серицитовой зоны хлорит ассоциирует с хлоритоидом. С появлением биотита количество хлорита заметно сокращается. В условиях эпидот-амфиболитовой фации характерны ассоциации хлорит — хлоритоид — альмандин, биотит — хлорит, биотит — хлорит — альмандин, а в метадиабазях *д* вместо парагенезиса актинолит — эпидот — хлорит появляется ассоциация роговая обманка — эпидот — хлорит.

Во всех породах с повышением температуры метаморфизма содержание хлорита неуклонно сокращается, и он постепенно вытесняется другими магнезиально-железистыми минералами. Последний первичный хлорит исчезает в самом начале амфиболитовой фации, вскоре после изограды ставролита. В эпидот-амфиболитовой фации наряду с первичным появляется и более поздний (регрессивный) хлорит, замещающий гранат, биотит, амфибол и другие минералы. В более высокотемпературных зонах регрессивный хлорит в небольшом количестве постоянно отмечается во многих образцах.

При изучении хлорита наибольшая сложность заключается в отборке чистых разновидностей минерала одной генерации. Весьма трудоемок процесс выделения мономинеральных фракций из пород серицитовой зоны, где большая часть минералов имеет ничтожные размеры (0,01—0,03 мм) и находится в срастаниях друг с другом. Поэтому очень многие анализы минералов серицит-хлоритовой субфации не соответствуют их истинным составам и требуют большой осмотрительности при использовании. Как показывает опыт, зачастую нет необходимости выделять хлорит, чтобы знать его состав. Наибольшим распространением в серицит-хлоритовой субфации пользуется парагенезис серицит — кварц — альбит — хлорит. Имея химический анализ породы, нетрудно, зная номер альбита, по количеству Na_2O вычислить его содержание в породе, а по K_2O — содержание серицита (мусковита).

Поскольку железистость хлорита равна в этих парагенезисах железистости породы, то и состав хлорита вычисляется достаточно надежно. Во всяком случае, ошибки таких расчетов ничуть не больше, чем ошибки, вносимые в анализы минералов плохим качеством отборки. Естественно, что составы хлоритов зеленосланцевой фации варьируют в широких пределах, но эти вариации ни в коем случае не связаны со степенью метаморфизма, а определяются только химическим составом породы.

Сложнее обстоит дело в том случае, когда наряду с хлоритом в породе имеется еще какой-нибудь минерал магния и железа. Это резко меняет состав хлорита. Здесь при расчетах требуется знание

точного состава и количества этого второго минерала, что не всегда возможно.

В известково-силикатных породах *ис*, магнезиальных по составу (*mg* средняя равна 56,3%), в серицитовой зоне образуется сравнительно железистый хлорит (*mg* = 40,6 — 47,2%), относящийся к брунsvигиту, так как в ассоциации с ним присутствует анкерит. В сланцах *с* с появлением железистого хлоритоида (*mg* ≈ 20%) заметно уменьшается *mg* хлорита, т. е. он становится более магнезиальным. Если построить ряд относительной магнезиальности минералов, то хлорит оказывается почти всегда самым магнезиальным из них (*mg*): хлорит ≈ биотит > амфибол > ставролит > хлоритоид > гранат. Поэтому естественно, что при кристаллизации любого из минералов магнезиальность хлорита возрастает, что закономерно при возрастании степени метаморфизма.

Характер изменения состава хлорита при кристаллизации нового минерала четко выявляется на примере пород *ис*. На изограде биотита в хлорите почти вдвое увеличивается содержание MgO (табл. 11, 12) и брунsvигиты сменяются пиктохлоритами (рипидолитами), но все другие параметры состава не изменяются. Дериватограммы типичных хлоритов серицитовой и биотитовой зон показаны на рис. 23. В биотитовой зоне увеличивается потеря веса за счет снижения содержания FeO. Кроме того, с увеличением магнезиальности появляются и растут эндотермический пик при ~ 830°C и «сту-

Таблица 11

Химический состав хлоритов

Номер обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Сумма	Парагенезис
10с	26,63	0,23	21,60	27,65	0,32	44,42	0,63	0,31	0,20	11,65	100,34	гр-мск-кв-хтд
20с	30,20	0,38	19,07	20,10	0,39	18,13	0,24	0,23	0,06	11,23	100,08	гр-мск-кв-хтд
22с	25,81	0,37	20,88	27,35	0,23	42,08	0,69	0,24	0,07	12,05	99,77	гр-ст-би-мск-кв-хтд
32иc	28,20	0,51	20,40	25,77	0,04	42,76	0,72	0,31	0,14	14,23	100,08	анк-ка-кв-аб-сер
22иc	27,80	0,50	20,42	25,75	0,02	42,90	0,49	0,28	0,30	10,95	99,41	»
21иc	27,08	0,33	20,31	27,77	0,03	40,33	0,62	0,32	0,29	12,18	99,55	»
19иc	26,15	0,43	19,05	29,95	0,03	41,60	0,72	0,24	0,26	11,65	99,98	»
40иc	27,76	0,27	20,35	19,86	0,07	48,28	0,53	0,30	0,46	11,56	99,45	би-мск-анк-ка-аб
16иc	24,80	0,25	20,74	23,05	0,08	47,89	0,55	0,15	0,05	11,68	99,24	»
2иc	27,88	0,91	20,07	18,21	0,04	49,42	0,81	0,21	0,26	11,56	99,77	би-мск-ка-эл-пл-дол
180	31,15	0,47	18,17	22,70	0,31	46,62	0,52	0,21	0,16	9,82	100,13	ам-аб-кв-эл
200	32,87	0,35	16,55	17,92	0,21	20,30	0,54	0,22	0,14	11,08	100,16	»

Кристаллохимические формулы хлоритов

Номер обр.	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ti	Fe	Mg	Mn	Ca	OH	mg
10с	2,87	1,13	1,61	0,02	2,48	1,79	0,03	0,07	8,36	42,0
20с	3,10	0,90	1,40	0,03	1,72	2,79	0,03	0,03	7,69	61,8
22с	2,79	1,21	1,45	0,03	2,46	1,96	0,02	0,08	8,68	44,3
32ис	2,99	1,01	1,55	0,04	2,29	2,04	—	0,08	8,00	47,0
22ис	2,97	1,03	1,54	0,04	2,22	2,07	—	0,06	7,81	47,3
21ис	2,98	1,02	1,53	0,04	2,55	1,71	—	0,07	8,91	40,1
19ис	2,85	1,15	1,29	0,03	2,71	1,89	—	0,08	8,40	41,0
40ис	2,87	1,13	1,36	0,02	1,72	2,84	—	0,06	7,97	62,3
16ис	2,59	1,41	1,14	0,02	2,00	2,78	—	0,06	8,12	58,1
2ис	2,87	1,13	1,31	0,07	1,57	2,96	—	0,09	7,94	65,6
18д	3,19	0,81	1,38	0,03	1,94	2,55	0,03	0,07	6,71	56,8
20д	3,33	0,67	1,30	0,03	1,54	3,08	0,02	0,06	7,48	67,1

пенька» потери веса. Природа эндотермического пика при ~ 450 требует дальнейших исследований. Не исключено, что отмеченные особенности термических характеристик свидетельствуют о двух структурных позициях магния, одна из которых отличается от позиции изоморфного с Mg двухвалентного Fe (Петров, Лапидес, 1972). Дальнейшее возрастание степени метаморфизма вплоть до начала амфиболитовой фации (обр. 2ис) не приводит к изменениям состава хлорита и распределения Mg и Fe между биотитом и хлоритом.

Хлориты из сланцев с в эпидот-амфиболитовой фации представлены рипидолитами с варьирующей железистостью ($Nm=1,623-1,647$), а в метадиабазе д в начале эпидот-амфиболитовой фации в ассоциации с роговой обманкой и эпидотом развиты диабантиты, более магнизальные, чем сосуществующий с ними амфибол (табл. 11, 12, 16, 17).

На изограде биотита реакция хлорит + серицит \rightarrow биотит в различных прослоях происходит не одновременно. Обычно наблюдается чередование биотитовых и хлоритовых слоев. В этой зоне два хлорита; состав одного из них (более железистого) близок к хлоритам низкотемпературной зоны, а состав второго характерен для вновь образованного более высокотемпературного хлорита. Такие переходные зоны наблюдались нами в по-

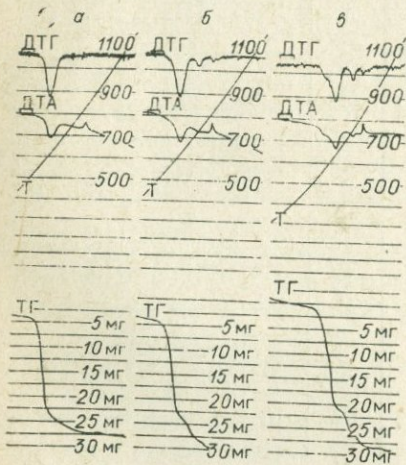


Рис. 23. Дериватограммы хлоритов. а — серицит-хлоритовая субфация, обр. 32ис; б — эпидот-амфиболитовая фация, обр. 16ис; в — регрессивный хлорит амфиболитовой фации, навеска везде 200 мг.

родах *ис*, *к*, *n*₂. Ширина их достигает 2—3 км. Регрессивный хлорит, развивающийся в породах амфиболитовой фации, по своей железистости и оптическим свойствам нередко близок к первичному хлориту предыдущей зоны и связан с составом вмещающих пород. Различить их можно лишь при тонких петрографических исследованиях и по редкоэлементному составу (см. § 40).

Имеющиеся в нашем распоряжении данные, а также литературные сведения (Добрецов и др., 1970; Атертон, 1967; Albee, 1965a) указывают на связь состава хлоритов с характером вмещающих пород и их парагенезисом. Подтверждается предположение Рамберга (Ramberg, 1952), что хлорит на биотитовой изограде должен обогащаться магнием. Этот факт ранее был установлен Грином (Green, 1963) в глинистых породах Нью-Гемпшира. Увеличение магнезиальности хлорита наблюдается не только на изограде биотита, но и при кристаллизации других минералов (хлоритоида, ставролита, амфибола, граната), железистость которых выше, чем у хлорита. Магнезиальность хлорита повышается скачкообразно.

В дальнейшем, если характер парагенезиса сохраняется, систематических изменений отношения MgO/FeO в хлорите не происходит. Колебания содержаний Al_2O_3 , SiO_2 и некоторых других элементов в хлорите определяются только характером парагенезиса. В целом хлорит является «минералом-амортизатором» (Атертон, 1967), и в связи с этим на основании одного лишь изменения состава такого минерала нельзя делать какие-либо выводы о степени метаморфизма.

§ 14. МУСКОВИТ И СЕРИЦИТ

Светлые слюды — мусковит и серицит — устойчивы на всем интервале термодинамических условий метаморфизма Патомского нагорья и встречаются в большей части исследованных пород. Поэтому детальное изучение состава и структуры мусковитов может дать дополнительные критерии для классификации метаморфических фаций.

Нами изучены мусковиты двух групп пород: железистых углистых метапелитов *с* и известково-силикатных сланцев *ис*. Химические составы мусковитов и их кристаллохимические формулы рассчитаны на 6 катионов по методу И. Д. Борнеман-Старынкевич (табл. 13, 14). Часть мусковитов проанализирована обычным методом, а часть — методом атомной абсорбции на приборе «Perkin-Elmer-303». В отношении многих элементов эти методы полностью совпадают. Наиболее существенные различия выявляются при анализе малых количеств марганца и кальция. Затем следует отдать предпочтение методу атомной абсорбции, так как он обладает более высокой чувствительностью и не зависит от концентрации других элементов, мешающих при традиционном силикатном анализе.

Состав мусковитов в пределах одной субфации испытывает заметные колебания, но в целом повышение температуры метаморфизма

Химический состав мусковитов

Номер обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	Сумма	Парагенезис
22ис	47,67	—	32,62	1,33	1,18	—	0,03	1,40	1,51	1,27	7,86	5,13	100,00	хл-аб-кв-анк-ка
32ис	48,46	—	32,36	2,39	0,74	—	0,01	1,17	1,33	2,09	6,73	4,72	100,00	
38ис	47,20	0,87	32,10	—	—	3,17	0,01	1,96	0,58	0,95	9,57	4,71	101,12	хл-би-кв-пл ₅₋₃₅ -анк-ка
18ис	47,94	—	32,35	0,81	0,85	—	0,03	1,67	1,53	2,03	8,59	4,80	100,60	
48ис	47,90	0,65	33,20	—	—	1,84	0,01	1,39	0,89	1,16	9,01	5,28	101,33	
12ис	46,01	—	34,44	1,52	0,54	—	0,02	1,22	0,75	0,76	9,69	4,75	99,70	би-кв-пл ₄₀₋₈₀ ка-эп-дол
8ис	46,00	—	33,88	1,79	0,72	—	0,02	1,20	1,06	1,03	9,75	4,50	99,95	
10ис	46,33	—	34,57	1,08	0,72	—	0,02	1,20	0,75	0,76	9,75	4,87	100,05	
12с	47,70	0,55	31,60	1,16	1,07	—	0,01	0,93	0,74	1,16	8,55	6,56	100,03	хл-хтд-кв-гр-илм
19с	48,60	0,55	32,00	1,18	1,04	—	0,01	0,95	0,78	1,13	9,25	6,12	100,82	
14с	47,95	1,11	31,95	—	—	2,26	0,004	1,10	0,38	1,56	8,15	6,13	100,59	
21с	47,26	0,56	32,28	1,12	0,83	—	Сл.	1,11	0,47	1,17	8,55	5,86	99,21	хл-хтд-гр-би-ст-илм-кв
22с	48,50	1,07	32,80	1,07	0,58	—	0,020	0,92	0,98	1,89	7,07	5,57	100,47	
24с	47,36	0,79	33,68	—	—	1,05	0,001	0,79	0,12	1,60	8,53	6,32	100,24	ст-би-гр-кв-илм
25с	47,15	0,58	33,28	—	—	1,16	0,004	0,79	0,10	1,84	8,55	6,15	99,60	ст-би-гр-кв-илм ± дист
26с	47,22	0,82	32,96	0,96	0,26	—	Сл.	0,70	0,62	1,35	8,55	6,19	99,63	
33с	46,14	1,16	33,30	1,33	0,47	—	0,020	0,78	0,31	1,15	9,03	5,93	99,62	
32с	47,45	0,57	32,92	—	—	1,06	0,002	0,83	0,07	1,40	9,26	6,05	99,61	
30с	46,52	0,76	33,28	—	—	1,22	0,002	0,87	0,10	1,42	9,42	6,00	99,59	
437/1	48,17	0,35	33,18	3,24	1,25	—	He обн.	0,91	0,40	3,23	7,14	2,31	100,18	дист-хтд-кв-мт-илм
IIс	48,08	0,74	31,85	—	—	2,04	—	0,99	0,60	1,28	8,65	6,48	100,72	
IIIс	47,71	0,81	32,92	—	—	1,44	—	0,94	0,52	1,55	8,05	6,28	100,23	
IVс	46,90	0,78	33,15	—	—	1,16	—	0,79	0,24	1,43	8,96	6,06	100,47	
Iис	48,06	—	32,49	—	—	2,63	—	1,28	1,42	1,68	7,30	4,93	99,79	
IIис	47,68	—	32,55	—	—	2,20	—	1,67	1,00	1,38	9,06	4,93	100,47	
III+IVис	46,32	—	34,14	—	—	2,11	—	1,21	0,85	0,85	9,73	4,72	99,93	

Примечание. Здесь и в следующей таблице: IIс, IIIс, IVс, Iис, IIис, III+IVис — средние составы мусковитов в соответствующих метаморфических зонах. Аналитики Г. С. Гормашева, В. И. Мордвинова.

Кристаллохимические формулы мусковитов

Номер обр.	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ti	ΣFe^{2+}	Mg	Mn	Ca	Na	K	OH	mg	$\frac{\text{Na}}{\text{Na}+\text{K}}$
22uc	3,18	0,82	1,74	—	0,12	0,14	—	0,11	0,17	0,67	2,06	53,9	0,203
32uc	3,20	0,80	1,72	—	0,16	0,12	—	0,09	0,27	0,57	2,08	42,2	0,320
38uc	3,10	0,90	1,59	0,05	0,17	0,19	—	0,04	0,12	0,80	2,07	52,6	0,131
18uc	3,20	0,80	1,74	—	0,09	0,17	—	0,11	0,26	0,73	2,14	65,6	0,264
48uc	3,15	0,85	1,73	0,03	0,10	0,14	—	0,06	0,15	0,76	2,32	57,5	0,160
12uc	3,07	0,93	1,74	—	0,10	0,12	—	0,05	0,10	0,82	2,11	53,1	0,110
8uc	3,08	0,92	1,75	—	0,13	0,12	—	0,08	0,13	0,83	2,12	48,1	0,140
10uc	3,08	0,92	1,79	—	0,09	0,12	—	0,05	0,10	0,83	2,16	56,1	0,106
12c	3,24	0,76	1,76	0,03	0,12	0,09	—	0,05	0,15	0,74	2,06	42,8	0,170
19c	3,24	0,76	1,76	0,03	0,12	0,09	—	0,06	0,15	0,78	2,01	42,8	0,156
14c	3,20	0,80	1,70	0,06	0,13	0,11	—	0,03	0,20	0,69	2,08	44,9	0,226
21c	3,18	0,82	1,74	0,04	0,11	0,11	—	0,04	0,15	0,73	2,08	50,0	0,172
22c	3,23	0,77	1,79	0,05	0,07	0,09	—	0,07	0,24	0,60	2,09	56,2	0,286
24c	3,17	0,83	1,82	0,04	0,06	0,08	—	0,01	0,22	0,73	2,04	57,6	0,236
25c	3,18	0,82	1,82	0,03	0,07	0,08	—	0,01	0,24	0,73	2,02	55,0	0,247
26c	3,20	0,80	1,83	0,04	0,06	0,07	—	0,05	0,18	0,74	2,03	54,0	0,196
33c	3,13	0,87	1,77	0,06	0,09	0,08	—	0,02	0,15	0,78	2,05	47,1	0,161
32c	3,21	0,79	1,83	0,03	0,06	0,08	—	0,01	0,18	0,80	2,01	58,6	0,184
30c	3,15	0,85	1,80	0,04	0,07	0,09	—	0,01	0,19	0,81	2,00	54,8	0,190
437/1	3,11	0,89	1,64	0,04	0,23	0,09	—	0,03	0,40	0,59	2,00	28,2	0,407
11c	3,23	0,77	1,74	0,04	0,12	0,10	—	0,05	0,17	0,74	2,04	45,4	0,187
111c	3,19	0,81	1,78	0,04	0,08	0,09	—	0,04	0,20	0,69	2,07	52,9	0,225
1Vc	3,17	0,83	1,81	0,04	0,07	0,08	—	0,02	0,19	0,77	2,02	53,3	0,198
Iuc	3,19	0,81	1,73	—	0,14	0,13	—	0,10	0,22	0,62	2,18	48,1	0,262
IIuc	3,16	0,84	1,71	—	0,12	0,17	—	0,07	0,18	0,77	2,18	58,6	0,190
III+IVuc	3,08	0,92	1,76	—	0,12	0,12	—	0,06	0,11	0,80	2,09	50,0	0,121

приводит к уменьшению содержаний кремния, суммы $\Sigma Fe \cdot + Mg$ и кальция. Концентрации Al_2O_3 и щелочей возрастают (см. табл. 13, 14). Эти закономерности выявляются только при достаточно большом числе анализов и в пределах узкого состава вмещающих пород. Железистость мусковитов варьирует достаточно широко и не зависит от степени метаморфизма. Подобные тенденции изменения состава мусковитов отмечались ранее (Lambert, 1959; Velde, 1965; Батлер, 1967; Великославинский, 1971; Miyashiro, 1962). Различия в минеральных парагенезисах и химическом составе пород часто полностью затушевывают влияние степени метаморфизма (Батлер, 1967). Например, мусковиты *ис* более богаты магнием и кальцием по сравнению с мусковитами *с* и характеризуются повышенными концентрациями марганца, что обусловлено спецификой химического состава вмещающих пород. Мусковит 437/1 из сланцев *сп* содержит повышенные количества железа, так как железистость вмещающей породы 89%.

В то же время мусковиты *с* имеют величину отношения $\frac{Mg}{\Sigma Fe + Mg}$, близкую к мусковитам *ис*, хотя железистость этих пород существенно различается. Мусковит 437/1 характеризуется необычно высоким содержанием Na_2O (см. табл. 13, 14). Проверка показала, что примесь парагонита в нем отсутствует. Поскольку в сланцах *сп* плагиоклаз не обнаружен, мусковит в них является единственным концентратом натрия, что и обусловило значительное содержание в этом минерале парагонитовой составляющей. Анализы других мусковитов из сланцев *сп* также свидетельствуют о необычно высокой концентрации Na_2O (С. П. Кориковский, устное сообщение).

Экспериментальные данные (Yoder, Eugster, 1955) и работа Ламберта (Lambert, 1959) показали увеличение содержаний натрия в мусковите с повышением температуры. На этом основании был предложен парагонитовый геотермометр и некоторые его разновидности (плагиоклаз-мусковитовый геотермометр). В мусковитах с закономерных изменений парагонитовой составляющей не отмечается, а в мусковите *ис* происходит заметное снижение концентраций Na_2O вопреки повышению температуры (см. табл. 13, 14). Д. А. Великославинский (1971) в результате обработки анализов мусковита из шести провинций кванитового типа пришел к выводу, что степень метаморфизма не влияет на поведение натрия в мусковитах.

Батлер (1967) показал, что распределение железа и магния между сосуществующими мусковитами и биотитами позволяет говорить о равновесных отношениях между слюдами. Обычно мусковит более магнезиален, чем сосуществующий с ним биотит. В сланцах *с* действительно магнезиальность мусковита несколько выше, чем биотита (*mg* соответственно биотита и мусковита, %: обр. 24с — 55,2 и 57,5; обр. 25с — 53,2 и 55,1; обр. 30с — 53,3 и 56,2). Однако в известково-силикатных породах соотношение обратное: магнезиальность биотита колеблется от 65,8 до 70,7%, в то время как магнезиальность сосуществующего мусковита 50,6—57,6%, т. е. заметно более низкая; железистость серицита в сланцах *ис* немного выше, чем у сосуществующего с ним хлорита (на 1—5%).

До сих пор в литературе не существует единого определения термина «серицит» (Дир и др., 1966). Обычно под серицитом понимают тонкозернистую слюду, которая не всегда отличается по своему составу от мусковита. И. Л. Лапидесом (Лапидес, Петров, 1972) исследованы термические свойства мусковитов разных зон из пород *ис*. Термические характеристики мусковитов изучались на дериватографе системы Ф. Паулик, И. Паулик и Л. Эрдей (ДТА-1/10, ТГ-50, скорость нагрева 10° в минуту, инертное вещество Al_2O_3 , навеска 400 мг). При сравнении полученных дериватограмм выделяются три группы мусковитов. Первая и вторая группы (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации) обнаруживают стандартный вид дериватограмм (рис. 24, а, б). Первый эндотермический пик соответствует процессу дегидратации (температура T_1), второй — разрушению решетки (T_2). Отличие их заключается в температурных характеристиках термоэффектов. Для первой группы температура эндотермического пика дегидратации 830—835, для второй — $850^\circ C$ (табл. 15).

Разность температур между эндотермическими эффектами дегидратации и потери структуры (ΔT) постепенно уменьшается от 280 до 250° по мере понижения степени метаморфизма. Кроме того, эндотермические эффекты мусковитов второй группы более размыты, что свидетельствует о меньшей величине энергии активации дегидратации и разрушения структуры. Третий тип мусковитов из фации зеленых сланцев существенно отличается по термическим свойствам от 1-го и 2-го (см. рис. 24). Более пологая кривая изменения веса,

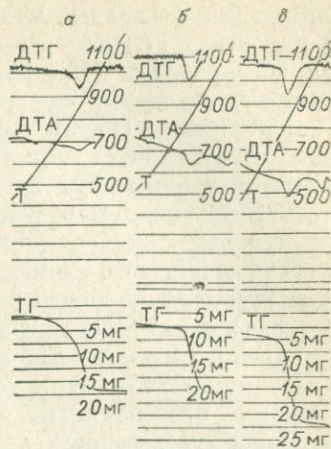


Рис. 24. Дериватограммы мусковитов.

а — серицит-хлоритовая субфация, обр. 22ис, 600 мг; б — эпидот-амфиболитовая фация, обр. 48ис, 400 мг; в — амфиболитовая фация, обр. 12ис, 400 мг.

Таблица 15

Термические характеристики мусковитов известково-силикатных пород

Термич. характеристика	Мусковит 1			Мусковит 2			Мусковит 3	
	10ис	8ис	12ис	4ис	48ис	38ис	32ис	22ис
$T_1^\circ C$	830	830	830	835	850	850	870	870
$T_{II}^\circ C$	1110	1110	1115	1100	1125	1100	1115	1120
ΔT	280	280	275	275	275	250	245	250
N_m	1,597	1,598	1,600	1,599	1,598	1,600	1,594	1,594

асимметричные кривые ДТА и ДТГ, малая величина эндотермического эффекта ДТА, измеренная по площади методом Г. О. Пилюяна, для дегидратации (Пилюян, 1964), почти полное отсутствие эндотермического эффекта разрушения решетки слюды, — все эти факты в какой-то мере свидетельствуют о малой энергии кристаллической решетки мусковитов 3-го типа. Вместе с тем значение температуры эндотермического пика дегидратации максимально именно у мусковитов 3-го типа. Перечисленные особенности позволяют относить эти мусковиты к серицитам.

Таким образом, в породах *ис* (вероятно, и в других тоже) серицит существует только до изограды биотита. Здесь скачкообразно меняются его физические свойства, возрастает размер зерен от 0,01—0,03 до 0,1—0,6 мм и увеличивается *Nm* (см. табл. 15). При дальнейшем нарастании температуры химический состав и свойства мусковита меняются постепенно и, очевидно, также постепенно происходит некоторое увеличение энергии кристаллической решетки. Термический анализ дает объективные критерии для отличия серицита от мусковита.

§ 15. ПЛАГИОКЛАЗЫ

Состав плагиоклаза имеет важное значение для классификации метаморфических фаций. Переход альбита в олигоклаз был использован Ф. Тернером (Файф, Тернер, Ферхуген, 1962) в качестве индикатора низкотемпературной границы амфиболитовой фации. Однако до настоящего времени точно не известно, как соотносится изограда альбит — олигоклаз с другими изографами, существует ли в метаморфических породах разрыв в смесимости между альбитом и анортитом или же этот переход происходит постепенно, а если разрыв в смесимости все-таки имеет место, то какова его величина в породах разного состава.

Нами было проведено измерение около 300 показателей преломления плагиоклазов из различных пород Патомского нагорья, а также использованы данные Д. А. Великославинского по породам Мамского синклиория. Результаты иммерсионных измерений хорошо совпадают с определениями номера плагиоклаза на федоровском столике, но несколько более точны и удобны. Они дают возможность измерять состав несдвоенных зерен и четко различать альбит и олигоклаз. Результаты контрольного определения состава семи образцов плагиоклазов по соотношению CaO и Na_2O (химический анализ) показали максимальное расхождение с результатами иммерсионных определений в три номера. Состав плагиоклаза определялся по графикам Чейса (Chayes, 1965).

Результаты измерений представлены на рис. 25. В низкотемпературных зонах (зеленосланцевая фация) встречаются исключительно альбиты с содержанием анортита не более 13% вне зависимости от состава пород. Сдвоенный пик в области An_5 и An_{10} указывает, что в серицит-хлоритовой, а иногда и в биотит-хлоритовой субфации

чаще встречаются альбиты с содержанием анортита около 5%. В низкотемпературной эпидот-амфиболитовой фации плагиоклаз чаще представлен альбитом № 8—11. Закономерность носит статистический характер. Скачкообразный переход альбит — олигоклаз в Патомском нагорье чаще всего наблюдается между изоградами альмандина и ставролита, разделяя эпидот-амфиболитовую фацию на две примерно равные части — альбитовую и олигоклазовую. В Мараканском, Угаханском и Жуинском участках изограда олигоклаза во всех породах проходит на одном уровне, но в Витимском участке как в основных сланцах, так и в метасаммитах она смещена в высокотемпературную область и почти совпадает с изоградой ставролита в сланцах *сп*.

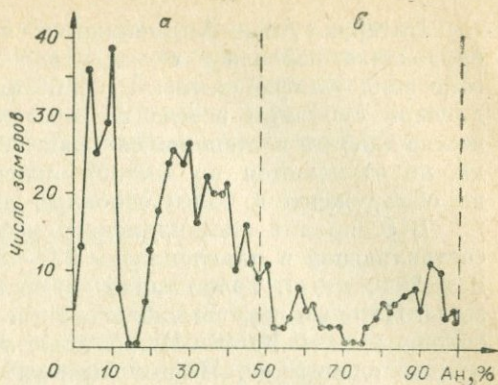


Рис. 25. Частота встречаемости плагиоклазов с различным содержанием анортита в породах Патомского нагорья (*а* — породы всех составов, *б* — только известково-силикатные).

Ни в одном случае не наблюдались номера плагиоклаза от An_{13} до An_{18} . На самом деле разрыв в составах плагиоклаза еще больше. В том случае, когда в образце присутствует одновременно альбит и олигоклаз, оказывается, что показатель преломления, равный 1,539—1,541, соответствует Ng альбита и Np олигоклаза. Это свидетельствует о разрыве по крайней мере в 10—15 номеров, но при массовых замерах точность определения не превышает $\pm 2\%$ An , поэтому на графике область разрыва несколько сокращена.

Близкие к нашим результаты получены при изучении полевых шпатов метаморфических пород Новой Зеландии. Эванс (Evans, 1964) установил в нескольких образцах сосуществование почти чисто альбита с олигоклазом приблизительно An_{22} . Эти породы относились к альмандиновой и олигоклазовой зонам, причем количество альбита менялось в значительных пределах. Мейсон (Mason, 1962) в том же районе указывал, что альмандиновая и олигоклазовая зоны различаются только по составу плагиоклаза. Уайт (White, 1962) пишет, что в породах различного состава, развитых в пределах ограниченных участков, всегда наблюдается изменение состава плагиоклаза и чередование прослоев с An_5 и An_{23-36} .

Подобные факты обычно объясняются распадом плагиоклаза в области сольвуса «перистерита» (Браун, 1967). Однако кажется более вероятным не распад первичных обломочных плагиоклазов на альбит и олигоклаз, а скачкообразный переход альбита в более основной плагиоклаз в результате метаморфических реакций с участием кальция, т. е. в данном случае речь идет об обычной метаморфической реакции.

Интервал An_{13} — An_{18} сохраняется и в том случае, когда изограда олигоклаза совпадает с изоградой ставролита. В олигокласовой зоне эпидот-амфиболитовой фации или в начале ставролит-альмандиновой субфации всегда встречаются оба плагиоклаза, но количество альбита постепенно сокращается. В этой зоне различные породы не отличаются по составу плагиоклаза. Преобладает An_{21-30} , но обнаружены и более основные андезиты — до № 38.

В ставролит-альмандиновой субфации содержание анортитовой составляющей в плагиоклазах 23—48% (в метапелитах, псаммитах и амфиболитах). Точно такой же состав у плагиоклазов дистеновой зоны. Нами ни разу не наблюдался в этих породах плагиоклаз более основной, чем № 48. Исключение представляют известково-силикатные сланцы *ис*. В них содержание анортитовой составляющей в плагиоклазах ставролитовой зоны колеблется от 36 до 55%, а в дистеновой зоне — от 60 до 100%, изредка отмечаются андезины до № 41. Для известково-силикатных пород характерны пятнистые и неправильно-зональные плагиоклазы, в которых содержание анортита может изменяться на 40%. Почти не встречаются плагиоклазы от № 70 до 75. По-видимому, в известково-силикатных породах в пределах амфиболитовой фации существует разрыв смесимости в интервале An_{70-75} .

В целом в пределах эпидот-амфиболитовой фации (олигокласовая зона), ставролитовой и дистеновой зон амфиболитовой фации в большей части разновидностей пород состав плагиоклаза идентичен и определяется только характером парагенезиса, т. е. наличием или отсутствием других кальциевых минералов — амфибола, эпидота, кальцита, сфена. Колебание состава плагиоклаза в каждой из перечисленных зон не зависит от температуры и достигает 20—25% анортитового минала. Это ставит под сомнение возможность применения амфибол-плагиоклазового геотермометра (Перчук, 1970а), так как содержание кальция в амфиболе (см. § 16) почти постоянно.

До последнего времени систематическое изучение состава плагиоклазов проводилось только в зональностях кианитового типа. Лишь сравнительно недавно А. А. Шафеевым (1970) опубликован материал, характеризующий плагиоклазы метаморфических пород хр. Хамар-Дабан. Эти данные представляют большой интерес, поскольку позволяют оценить влияние давления на изменение состава плагиоклаза. В зональности андалузитового типа, как и кианитового, в пределах биотитовой зоны в породах любого состава присутствует исключительно альбит с содержанием анортитовой молекулы не более чем 12—15%.

У изограды граната в метапелитах появляется олигоклаз, а в породах, обогащенных известью, — основные плагиоклазы вплоть до биотовнита. В амфиболсодержащих породах низкотемпературной части эпидот-амфиболитовой фации присутствует плагиоклаз № 36—72. С повышением степени метаморфизма намечается тенденция к увеличению основности плагиоклаза, но колебания ее в пределах каждой из субфаций весьма существенны. Таким образом, плагиоклазы аналогичных по химическому составу пород в зональностях киани-

достигают в длину 3 мм. Не встречается игольчатых или волокнистых кристаллов, типичных для актинолита.

Первый глиноземистый амфибол характеризуется относительно низкими содержаниями алюминия, титана, натрия, калия и повышенным содержанием кремния (табл. 17, обр. 21*б*). Уже через 1 км в сторону более высоких температур в амфиболе возрастает концентрация алюминия и щелочей и падает содержание SiO_2 (табл. 16, № 20*б*). Роговая обманка в шлифах приобретает яркую сине-зеленую окраску (по N_g) с плеохроизмом до желтого цвета (по N_p). Резко меняются ее оптические константы: $N_p=1,643-1,660$; $N_g=1,664-1,680$; $(-)\ 2V=65-75^\circ$; $cN_g=15-22^\circ$ и возрастает размер кристаллов до 1—1,5 см. Амфибол эпидот-амфиболитовой фации имеет довольно выдержанный состав в отношении Al_2O_3 (10,46—12,32%) и кремния (42,32—46,40%), но железистость его сильно варьирует (табл. 16, № 17*а*, 18*а*, 541).

Сине-зеленые роговые обманки ставролит-альмандиновой субфации относятся к чермакит-паргаситовому ряду с почти постоянным содержанием Al_2O_3 (12,82—12,99%) и SiO_2 (43,00—43,40%), но меняющейся в широких пределах железистостью (табл. 17, № 11*б* и 8*б*), которая определяется железистостью вмещающих пород. Оптические константы: $N_p=1,648-1,671$; $N_g=1,668-1,690$; $(-)\ 2V=63-85^\circ$; $cN_g=16-23^\circ$. Более магниезальные амфиболы в шлифах имеют светло-зеленую окраску.

Общие тенденции изменения состава амфиболов δ при повышении степени метаморфизма заключаются в постепенном увеличении содержания Al_2O_3 , $\Sigma\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, возможно, TiO_2 и уменьшении содержаний SiO_2 (см. табл. 16, 17).

К сожалению, нам не удалось подсесть первое появление глиноземистой роговой обманки в туфопесчаниках n_1 и n_2 , так как в силу тектонических причин эти породы не могут быть прослежены в районе возможной изограды. Совершенно очевидно, что она располагается здесь между гранатовой и олигоклазовой изоградами (см. рис. 3). Ширина альбит-роговообманковой зоны в Мараканском и Угаханском участках должна быть не более 1 км.

Единственным отличием амфибола альбитовой зоны является более низкое содержание глинозема (табл. 17, № 11*н*). В общем амфиболы пород n_1 характеризуются повышенной глиноземистостью по сравнению с амфиболами δ . С увеличением степени метаморфизма их состав не меняется, но в амфиболитовой фации несколько возрастает магниезальность. Это обусловлено отсутствием в парагенезисе с амфиболами биотита, который в эпидот-амфиболитовой фации содержит много MgO , что и приводит к увеличению железистости сосуществующей с ним роговой обманки. Если в эпидот-амфиболитовой фации железистость амфибола примерно равна железистости пород, то в амфиболитовой фации она всегда ниже, так как гранат, находящийся в парагенезисе с амфиболом, имеет высокую железистость (см. § 10). Таким образом, очевидно, что железистость амфибола является функцией состава вмещающих пород и зависит от присутствия других магниезально-железистых минералов (хлорита,

Химический состав амфиболов из метаморфических пород

Порода	Номер обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O (п. п. н.)	Сумма	Парагенезис
n ₁	11n	43,92	0,92	12,91	3,83	12,13	0,32	9,98	11,25	1,56	0,32	2,52	99,66	пл ₄ -хл-би-кв-эп пл ₂₅ -би-кв-гр-ка
	10n*	43,00	He опр.	15,23	—	15,24	0,38	8,88	11,29	1,35	0,42	2,47	98,26	
	1n	42,02	1,28	16,32	3,15	12,25	0,27	8,98	11,25	1,62	0,40	1,70	99,74	пл ₂₅ -би-кв-гр пл ₂₅ -гр-кв-би
	9n	43,62	0,92	14,95	2,69	12,73	0,28	9,98	10,57	1,76	0,29	1,84	99,63	
	4n*	42,88	He опр.	15,58	—	13,66	0,28	10,54	11,10	1,66	0,29	2,18	98,17	пл ₃₄ -гр-кв-эп пл ₃₇ -гр-кв
	5n	44,14	0,76	14,95	1,85	10,81	0,23	11,13	11,72	1,76	0,26	1,92	99,53	
	8n	43,70	0,92	14,61	2,66	10,73	0,25	11,57	11,25	1,76	0,26	2,00	99,71	пл ₃₀ -гр-кв-(эп)
	7n	43,70	0,92	15,12	2,33	10,81	0,22	11,41	11,25	1,49	0,31	2,00	99,56	пл ₂₈ -гр-кв-эп
	9n/ε	54,76	He опр.	2,45	—	23,65	0,65	16,42	0,13	0,30	0,021	He	98,38	Каймы вокруг
	8n/ε	58,07	»	0,99	—	6,59	0,49	18,99	12,82	н. о.	0,05	опр. 2,03	100,03	амфиболов 9n, 8n
δ	21δ	51,56	0,31	6,16	—	10,27	0,23	16,71	11,43	0,86	0,83	2,41	100,02	пл ₃ -эп-кв-хл
	20δ	46,41	0,68	9,55	—	16,28	0,25	11,11	11,77	1,53	0,31	2,47	100,06	пл ₆ -эп-кв-хл
	17δ	46,92	0,64	9,60	—	15,13	0,29	11,73	11,69	1,61	0,27	2,15	100,03	пл ₈ -эп-кв
	18δ	42,53	1,12	12,38	—	19,02	0,29	7,38	12,14	1,60	0,41	2,66	99,53	пл ₅ -эп-кв
	541*	45,06	0,75	10,46	3,75	11,52	0,20	12,04	11,84	1,75	0,33	2,44	100,14	пл ₄ -эп-ка
	11δ	44,24	0,72	13,24	—	16,94	0,26	8,74	11,36	1,80	0,41	2,33	100,04	пл ₂₈ -эп-кв
	8δ	43,40	1,16	12,94	—	14,63	0,27	11,88	11,52	1,68	0,42	2,10	100,00	пл ₃₀ -эп-кв
МП	408*	41,04	0,81	16,45	4,60	14,73	0,28	7,02	10,76	1,95	0,37	1,96	99,97	пл ₅ -эп-ка
	290/1*	40,66	0,81	18,17	4,00	12,60	0,14	8,60	10,92	1,89	0,40	1,70	99,89	пл ₂₁ -гр-эп-би-си-кв
	103*	40,90	0,60	17,26	5,16	12,24	0,03	8,40	10,80	2,17	0,59	2,24	100,39	пл ₂₅ -гр-эп-би-кв
	210*	43,80	0,71	15,70	1,55	12,00	0,06	10,76	11,20	2,20	0,31	2,30	100,59	пл ₂₂ -гр-эп-кв-(хл)
	208*	41,00	0,50	16,64	5,72	11,50	0,07	9,60	10,20	2,41	0,52	2,22	100,38	пл ₂₈ -гр-эп-кв-би-дист

Примечание. МП — туфопесчаники медвежьей свиты. Здесь и в следующей таблице аналитики Н. М. Бехтерева — СибГЕОХИ АН СССР (1n—11n, 8δ—21δ), Е. Е. Зевелева (103, 208), В. Д. Бугрова (290/1, 541, 210, 408). Звездочкой отмечены анализы, выполненные стандартным силикатным методом. В анализах, где не определялось FeO, все железо пересчитано в виде ΣFeO.

Кристаллохимические формулы амфиболов

Номер обр.	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ti	ΣFe^{2+}	Mg	Mn	Ca	Na	K	OH	O	mg	Ca	M
														Ca+Na+K	
11n	6,48	1,52	0,73	0,10	1,92	2,21	0,04	1,78	0,45	0,06	2,48	22,0	53,5	0,779	IIa
10n	6,40	1,60	1,08	—	1,89	1,98	0,05	1,80	0,39	0,08	2,45	22,0	51,2	0,794	IIб
1n	6,13	1,87	1,02	0,14	1,84	1,97	0,03	1,76	0,46	0,07	1,65	22,0	51,8	0,768	IIб
9n	6,32	1,68	0,87	0,10	1,83	2,17	0,03	1,64	0,49	0,05	1,78	22,0	54,3	0,750	III
4n	6,30	1,70	0,99	—	1,67	2,31	0,03	1,75	0,47	0,05	2,14	22,0	58,0	0,769	
5n	6,40	1,60	0,96	0,08	1,51	2,42	0,03	1,82	0,49	0,05	1,86	22,0	61,6	0,771	
8n	6,31	1,69	0,79	0,10	1,58	2,50	0,03	1,74	0,49	0,05	1,92	22,0	61,3	0,763	IV
7n	6,29	1,71	0,85	0,10	1,55	2,47	0,03	1,74	0,42	0,06	1,92	22,0	61,3	0,785	
9n/с	7,95	0,05	0,37	—	2,87	3,58	0,08	0,02	0,08	—	—	22,0	55,2	0,184	Амфиболы регрес- сивного этапа
8n/с	8,12	—	0,17	—	0,77	3,95	0,06	1,92	—	0,01	2,03	22,0	83,8	0,982	
21θ	7,21	0,79	0,23	0,03	1,20	3,51	0,03	1,71	0,23	0,02	2,25	22,0	74,5	0,874	
20θ	6,79	1,21	0,44	0,08	2,00	2,45	0,03	1,86	0,44	0,06	2,42	22,0	55,1	0,790	
17θ	6,84	1,16	0,49	0,07	1,84	2,57	0,03	1,83	0,45	0,05	2,09	22,0	58,2	0,784	II
18θ	6,49	1,51	0,72	0,13	2,42	1,69	0,04	1,99	0,47	0,08	2,71	22,0	41,1	0,782	
541	6,61	1,39	0,42	0,08	1,83	2,65	0,02	1,86	0,50	0,06	2,39	22,0	59,2	0,769	
11θ	6,55	1,45	0,86	0,08	2,09	1,94	0,03	1,80	0,52	0,08	2,30	22,0	48,1	0,752	III
8θ	6,29	1,71	0,51	0,12	1,77	2,58	0,03	1,79	0,47	0,08	2,03	22,0	59,3	0,765	
408	6,09	1,91	0,97	0,09	2,34	1,57	0,03	1,71	0,56	0,07	1,93	22,0	40,0	0,731	II
290/1	5,94	2,06	1,06	0,09	1,97	1,86	0,02	1,71	0,53	0,07	1,65	22,0	48,5	0,737	
103	6,02	1,98	1,01	0,07	2,07	1,85	—	1,70	0,62	0,11	2,20	22,0	47,2	0,700	III
210	6,26	1,74	0,95	0,08	1,62	2,34	0,01	1,74	0,62	0,06	2,23	22,0	59,1	0,720	
208	5,97	2,03	0,82	0,06	2,03	2,00	0,01	1,59	0,68	0,10	2,15	22,0	50,9	0,672	

граната, биотита, эпидота). Температура образования роговой обманки не оказывает прямого влияния на ее железистость.

Оптические константы амфиболов туфопесчаников n_1 и n_2 близки между собой и колеблются в узких пределах. Амфиболы n_1 : $Np=1,647-1,648$; $Ng=1,669-1,673$; $(-)$ $2V=83-87^\circ$; $cNg=14-19^\circ$. Амфиболы n_2 : $Np=1,653-1,657$; $Ng=1,672-1,678$; $(-)$ $2V=83-87^\circ$; $cNg=14-20^\circ$. Судя по показателям преломления, железистость амфиболов n_2 несколько выше, что соответствует более высокой железистости пород n_2 .

Амфиболы туфопесчаников медвежьей свиты содержат максимальное количество Al_2O_3 (15,70—18,17%) по сравнению с роговыми обманками других пород Патомского нагорья, а количество SiO_2 в них, как правило, понижено. В пересчете на формульные единицы содержание Al варьирует от 2,60 до 3,17, что определяет отнесение этих роговых обманок к чермакитовому ряду. Температурный интервал, в котором изучены амфиболы, сравнительно узок: высокотемпературная эпидот-амфиболитовая фация — ставролит-альмандиновая субфация, и закономерных изменений химического состава в зависимости от PT -условий метаморфизма не наблюдается. Окраска амфиболов в шлифах яркая сине-зеленая (по Ng) с плеохроизмом до светлой желто-зеленой (по Np), $Np=1,660-1,668$; $Ng=1,683-1,690$; $(-)$ $2V=80-87^\circ$, $cNg=19-22^\circ$. Таким образом, показатели преломления роговых обманок туфопесчаников медвежьей свиты заметно более высокие, чем в амфиболах n_1 одинаковой железистости. Причина увеличения показателей преломления только одна — повышенное содержание Al_2O_3 в составе амфиболов этой группы пород.

Считается, что содержание Al_2O_3 в амфиболах, особенно $[Al]^{VI}$, является показателем величины относительного давления в метаморфических породах (Лик, 1967; Соболев, Костюк, 1970). Действительно, все исследованные нами роговые обманки в амфиболитовой фации содержат много Al_2O_3 . Это находится в соответствии с отношением метаморфической зональности Патомского нагорья к кианит-силлиманитовой фациальной серии (Miyashiro, 1961).

Однако сравнение трех групп амфиболов между собой выявляет и другие причины, которые сильно влияют на глиноземистость роговых обманок. Величина давления при кристаллизации амфиболов трех групп пород в амфиболитовой фации была примерно одинаковой. Тем не менее наиболее глиноземистые роговые обманки отмечаются в туфопесчаниках медвежьей свиты в ассоциации с гранатом, биотитом, эпидотом и дистеном (или ставролитом), так как эти породы содержат наибольшее количество Al_2O_3 (17,0—17,5%). Амфиболы n более глиноземисты, чем амфиболы d , хотя содержание Al_2O_3 в породах d более высокое (15—16%), чем в туфопесчаниках n_1 (13,93—14,58%). Причина этого явления заключается в различном паргенезисе сравниваемых пород. Метадиабазы d всегда содержат значительное количество эпидота (15% в среднем), который и концентрирует Al_2O_3 , что приводит к уменьшению глиноземистости сосуществующей роговой обманки. В туфопесчаниках n_1 эпидот нередко отсутствует, а если и встречается, то в небольших количе-

ствах (1—3%). Таким образом, глиноземистость роговых обманок в существенной степени определяется составом исходных пород и характером парагенезиса.

Тем не менее глиноземистость роговых обманок сильно зависит и от величины давления. В сводке Л. Л. Перчука (1970а) приведены составы более чем 300 моноклинных амфиболов. Наиболее глиноземистые из них встречаются в сиенитах, нефелиновых сиенитах, глаукофановых сланцах, эклогитах и амфиболитах, относящихся к кианитовой фациальной серии. Наличие высокоглиноземистых амфиболов в сиенитах и нефелиновых сиенитах определенно связано с повышенной глиноземистостью вмещающих пород, поскольку в целом магматические амфиболы характеризуются низкими концентрациями Al_2O_3 (Лик, 1967). Другие же перечисленные породы формировались в условиях повышенного давления. Вариации в химическом составе пород и характере парагенезиса могут приводить, как уже отмечалось, к затушевыванию роли давления. В нашем распоряжении есть амфибол из пород чуйской серии, которые по химическому составу и парагенезису идентичны параамфиболитам n_1 . Температура его образования отвечает высокотемпературной части амфиболитовой фации. Этот амфибол по сравнению с роговыми обманками амфиболитов n_1 имеет гораздо более низкое содержание Al_2O_3 (9% вместо 14—17 в амфиболах n_1 , см. § 56).

В амфиболитовой фации в туфопесчаниках n_1 , n_2 и в основных сланцах медвежьей свиты вокруг сине-зеленых роговых обманок нередко наблюдаются каймы светло-зеленого или почти бесцветного амфибола. Судя по оптическим константам, этот амфибол представлен тремолит-актинолитовыми разновидностями или ромбическими антофиллит-жедритами. Удалось отобразить обе разновидности регрессивных амфиболов из пород n_1 . Бесцветный антофиллит из обр. 9n (см. табл. 15), $Ng=1,662$; $Np=1,646$; $cNg=2^\circ$, $2V=+81-83^\circ$, содержит 2,45% Al_2O_3 и характеризуется очень высокой железистостью ($f=44,5\%$).

Железистость антофиллита из обр. 5n ($Ng=1,662$; $Np=1,646$) такая же. Этот минерал, по-видимому, — из наиболее железистых антофиллитов, известных по литературным источникам (Соболев, Костюк, 1970; Дир и др., 1965).

В туфопесчаниках медвежьей свиты в ассоциации с дистеном (ставролитом) встречается темно-зеленый волокнистый или радиально-лучистый жедрит, впервые обнаруженный С. Б. Лобач-Жученко (1960). В 1962 г. в нескольких образцах мы также наблюдали этот минерал, интенсивно замещающий сине-зеленую роговую обманку. Оптические константы жедрита: $Ng=1,674-1,678$; $(+)2V=84-87^\circ$; $cNg=0-2^\circ$. Химический анализ жедрита не делался.

Тремолит из обр. 8n, развивающийся по роговой обманке, имеет $f=17,3\%$. В анализе есть небольшой избыток SiO_2 (табл. 17, 8 n/6). Расчет кристаллохимической формулы показывает хорошее соответствие с типичными тремолитами. Содержание Al_2O_3 0,99%, $Ng=1,647$, $Np=1,624$. Железистость, определенная по показателям преломления, несколько выше, чем по данным химического анализа.

Антофиллиты, а также жедриты в природных парагенезисах обычно встречаются вместе с кордиеритом, реже с андалузитом, т. е. с минералами фаций низких давлений. Ассоциация их с дистеном необычна и, вероятно, не является равновесной (Hietanen, 1959). Появление антофиллитов и жедритов в основных породах Патомского нагорья обусловлено снижением величины общего давления на регрессивном этапе метаморфизма и привнесом (или перераспределением) магния. Те же причины (главная из которых — уменьшение давления CO_2) вызывают кристаллизацию тремолит-актинолитовых амфиболов. Параллельно происходит и некоторое снижение температуры. Экспериментальные данные Э. Хеллнера и других (1967) показали, что минимальная температура устойчивости магнезиально-железистого антофиллита (близкого по составу к исследованному нами) составляет $520 \pm 10^\circ\text{C}$, а чистого тремолита — выше 500° . Поскольку антофиллит впервые установлен в обр. 9n (почти у изограны ставролита), то максимальная температура прогрессивного этапа метаморфизма должна быть выше и, по-видимому, цифра в $550-570^\circ\text{C}$ для первого появления ставролита (Hoschek, 1967) соответствует действительности.

В пределах эпидот-амфиболитовой фации тремолит и антофиллит на регрессивном этапе не появляются из-за слишком низких температур.

Причиной, обусловившей замещение роговой обманки в одних случаях антофиллитом, а в других — тремолитом, видимо, является состав растворов и особенно активность в них CaO . В известково-силикатных породах Мамского синклиория, содержащих кальцит, регрессивные амфиболы в пределах амфиболитовой фации представлены исключительно тремолит-актинолитами.

§ 17. МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ЭПИДОТА

Минералы этой группы встречаются в большей части пород Патомского нагорья, за исключением высокоглиноземистых сланцев *st*, кварцитов и углистых сланцев *s*, но количество их, как правило, невелико. В метапелитах обнаружены лишь единичные зерна этих минералов. В серицит-хлоритовой субфации нет ни одной группы пород, кроме метадиабазов *d*, в которой эпидот составляет значительную часть объема породы. Для оценки термодинамических условий метаморфизма минералы группы эпидота представляют незначительный интерес, поскольку поле их устойчивости распространяется на все изученные фации.

В метадиабазовых *d* в образцах из серицит-хлоритовой субфации зерна эпидота нередко имеют красновато-бурый цвет. В шлифах, как правило, они обладают обычной схемой плеохроизма: по *Ng* — желтовато-зеленый, по *Np* — светло-желтый. Лишь изредка центральная часть некоторых зерен окрашена в красновато-фиолетовый цвет, а периферия — в зеленовато-желтый. По-видимому, эпидот содержит повышенное количество марганца, а иногда может быть назван в и т а м и т о м — марганцовистым эпидотом. Это соответ-

Химический состав минералов группы эпидота из метаморфических пород

М	Номер обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H H H	Сумма	Парагенезис	
													$\frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+}+Al}$	
I	69c	39,50	—	31,10	4,87	0,55	0,21	21,40	—	—	2,59	100,25	9,1	аб-сер-хл-кв-ка
	21a	39,44	0,53	24,31	7,76	0,61	0,08	23,94	0,34	0,01	1,78	98,80	16,9	пл ₃ -кв-хл-ам
	20a	38,28	0,53	20,81	13,49	0,75	0,14	24,13	0,48	0,02	1,06	99,39	29,3	пл ₆ -кв-хл-ам
	20a-1	39,88	0,57	22,48	10,57	0,79	0,10	23,10	0,59	0,07	1,60	99,75	23,1	»
	17a	37,68	0,73	21,15	13,36	0,75	0,18	24,05	0,28	0,07	1,80	100,06	28,7	пл ₈ -кв-ам
18a	39,08	0,31	22,64	10,70	0,54	0,16	24,73	0,16	0,01	1,58	99,91	23,2	пл ₅ -кв-ам	
III	4ac	40,48	0,63	22,48	8,05	0,44	0,05	24,49	0,24	0,10	2,42	99,38	18,6	пл ₆₆ -кв-би-ка-дол
IV	8ac	41,12	0,51	23,81	7,81	0,40	0,15	24,21	0,32	0,11	1,80	100,24	17,3	пл ₈₀ -кв-би-ка-(дол)

ствует химическому составу метадиабазов, в которых концентрации MnO нередко превышают 0,3%, а другие минералы (актинолит, хлорит) марганца не содержат.

В породах биотит-хлоритовой субфации эпидот обладает довольно постоянными оптическими свойствами: высоким двупреломлением (0,035—0,040), $Ng=1,778-1,780$, $Np = 1,730-1,740$, $(-)$ $2V = 68-71^\circ$, что свидетельствует о высоком содержании $Ca_2Fe_3^{3+}Si_3O_{12}$ (ОН) и малых вариациях в его химическом составе.

В породах эпидот-амфиболитовой фации колебания оптических свойств и химического состава более значительны. Об этом же говорят и анализы эпидота (табл. 18), в которых содержание железистой составляющей меняется от 16,9 до 28,7%.

В породах ставролит-альмандиновой субфации составы эпидотов весьма непостоянны — от клиноцоизитов до железистых разновидностей. Миаширо и Секи (Miyashiro, Seki, 1958) также наблюдали в метаморфических толщах гор Канто (Япония) расширение поля составов эпидотов с повышением степени метаморфизма.

Вряд ли указанная закономерность объясняется прямым влиянием температуры или давления. Скорее всего, это следствие изменения парагенезиса. В зеленосланцевой фации актинолиты имеют почти постоянное содержание кальция, но пределы изоморфизма Mg и Fe²⁺ в них не ограничены и связаны с железистостью пород. Хлориты этой зоны непо-

стоянны по своему химическому составу и являются типичными минералами-амортизаторами, т. е. их состав зависит от количества и состава других сосуществующих минералов. Поэтому состав и количество эпидота определяются наличием оставшегося после образования актинолита кальция и содержанием трехвалентного железа. В эпидот-амфиболитовой фации с исчезновением хлорита появляется обыкновенная роговая обманка, которая имеет почти фиксированный состав (кроме меняющейся железистости). Остаток натрия идет на образование плагиоклаза, основность которого определяется содержанием кальция в породе после образования эпидота. Количество эпидота и его состав зависят от соотношения активностей Fe^{3+}/Al в растворе (Rosengvist, 1952), что, в свою очередь, связано с Mo_2 . Таким образом, составы всех трех сосуществующих минералов (амфибола, эпидота и плагиоклаза) тесно связаны между собой и определяются как химическим составом вмещающих пород, так и рядом термодинамических параметров системы, точный учет которых весьма затруднителен. Менее всего PT -условия метаморфизма, по-видимому, влияют на состав амфибола. Характерно, что на границе эпидот-амфиболитовой и ставролитовой зон в метадиабазах d резко меняется количество эпидота (от 28 до 15%) при одновременном увеличении содержания роговой обманки и образовании олигоклаза вместо альбита, т. е. эпидот частично разлагается, отдавая свой кальций плагиоклазу и амфиболу.

В туфопесчаниках медвежьеской свиты, особенно в ставролит-альмандиновой субфации, нередко встречается редкоземельный эпидот. Вокруг зерен этого минерала обычно образуются плеохроичные дворники (обр. 155, $Ng \geq 1,757$, $Nm = 1,743 \pm 0,02$, $Np \leq 1,725$, $2V = -74^\circ$). По периферии редкоземельный эпидот зачастую обрастает каймой обычного эпидота варьирующей железистости. Полуколичественный анализ обр. 155, взятого нами в пределах ставролитовой зоны, показал повышенное содержание La, Y и Yb (Васьковский, 1965). По мнению Д. П. Васьковского, образование редкоземельного эпидота относится к более раннему этапу метаморфизма. В ряде случаев, действительно, можно наблюдать, как обычный эпидот развивается вдоль поздних трещинок в породе. Однако это ни в какой мере не служит доказательством того, что весь эпидот обычного состава является вторичным. Напротив, ряд фактов, в том числе и особенности химического состава эпидота, говорит о его равновесии с другими сосуществующими минералами амфиболовых пород. Возникновение зональных кристаллов, ядро которых сложено редкоземельным эпидотом, объясняется низким содержанием редких земель в породах. Они полностью исчерпываются при кристаллизации ядер, а дальнейший рост кристаллов продолжается без участия TR. Резкие границы между редкоземельным и обычным эпидотом могут свидетельствовать о разрыве смесимости в этом ряду, что подтверждается статистическим исследованием химического состава ортитов и эпидотов (Добрецов и др., 1970).

Минералы эпидотовой группы в значительных количествах присутствуют в известково-силикатных породах Патомского нагорья.

Однако в пределах зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций встречаются лишь единичные зерна редкоземельного эпидота. Массовое появление эпидота, а в Мамском синклинории — клиноцоизита наблюдается у ставролитовой изограды в метапелитах. Одновременно в породах происходит резкое уменьшение количества мусковита и почти полностью исчезает хлорит, а также сокращается содержание карбонатов. Изменение петрографического состава известково-силикатных пород *ис* свидетельствует о том, что образование эпидота происходит по реакции: мусковит + хлорит + карбонат → биотит + эпидот + CO_2 + H_2O .

При дальнейшем повышении степени метаморфизма количество и состав эпидота почти постоянны (см. табл. 18, № 4ис, 8ис). В Мамском синклинории известково-силикатные породы содержат главным образом клиноцоизит ($Ng=1.702-1.709$, $(+)2V=64-92^\circ$), который часто образует крупные кристаллы размером в 2—3 см (по длинной оси). Встречается также α - и β -цоизит (см. гл. II). Цоизит и плагиоклаз содержат включения друг друга, а иногда образуют симплектитовые сростания. Характерная ассоциация дистеновой зоны клиноцоизит — анортит — Ca — Fe — гранат — амфибол — кварц — кальцит дивариантна в системе $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—FeO—MgO—CaO—Na}_2\text{O}$ и может служить для оценки давления (при фиксированной температуре). Ассоциация анортит + кальцит в амфиболитовой фации свидетельствует о высоком парциальном давлении CO_2 , вероятно, $P_{\text{CO}_2} \geq 0,6P_{\text{общ}}$ (Добрецов и др., 1970).

§ 18. КАРБОНАТЫ

Карбонаты встречаются почти во всех разновидностях пород Патомского нагорья, но для оценки PT -условий метаморфизма наиболее интересны железистые и магнезиально-железистые карбонаты в ассоциации с кварцем и кальцитом.

В метапелитах *в* сидерит является постоянной составной частью пород, образуя крупные порфиробласты (от 0,5 до 5 мм), количество которых меняется от 0 до 15%. Он обычно полностью замещен окислами железа и нередко выщелочен, но в центральных частях образцов или в керне иногда сохраняются неизменные кристаллы сидерита, содержащие многочисленные включения других минералов. Химический анализ (табл. 19) показывает, что отношение Fe/Mg составляет 2,84. Пистомезит с левобережья Мамы (юго-восточное крыло Мамского синклинория) имеет отношение Fe/Mg 1,52 (Великославинский и др., 1963). Измерение показателей преломления сидеритов также свидетельствует о значительном содержании MgCO_3 . Таким образом, в исследованных породах не встречается чистый сидерит, а все магнезиально-железистые карбонаты близки к пистомезитам. Поле устойчивости сидерита ограничивается серицит-хлоритовой субфацией. На изограде биотита он полностью разлагается, а в биотитовой зоне в сланцах *в* вместо него присутствует анкерит. Расчетные данные Хори (Hori, 1963)

Химический состав и кристаллохимические формулы карбонатов из мергелей *ис*

Элемент	2 <i>ис</i>	21 <i>ис</i>	22 <i>ис</i>	20 <i>ис</i>	18 <i>ис</i>	16 <i>ис</i>	4 <i>ис</i> -1	4 <i>ис</i>	4 <i>ис</i>	3 <i>ис</i> -1	6 <i>ис</i>	14 <i>ис</i>	57 <i>ис</i>
FeO	10,96	16,00	16,38	13,70	2,35	2,22	14,43	2,49	9,55	3,15	2,16	3,67	45,30
MgO	14,17	11,88	12,15	12,72	1,47	1,19	14,92	0,32	15,21	1,28	2,12	1,54	8,87
MnO	0,267	0,270	Не опр.	0,98	0,321	0,193	0,610	0,252	0,329	0,210	0,269	0,18	0,36
CaO	28,78	27,59	26,93	27,79	51,44	52,05	31,22	52,86	29,08	51,38	50,98	50,45	4,24
CO ₂	45,33	44,15	44,54	44,73	43,90	43,89	38,70	43,72	45,69	43,88	44,07	43,80	41,13
SrO	0,490	0,109	Не опр.	0,076	0,525	0,463	0,127	0,356	0,137	0,104	0,405	0,36	0,10
C у м м а	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Тип карб.	Анкерит	Анкерит	Анкерит	Анкерит	Кальцит	Кальцит	Анкерит	Кальцит	Fe-доломит	Кальцит	Кальцит	Сидерит
-----------	---------	---------	---------	---------	---------	---------	---------	---------	------------	---------	---------	---------

Кристаллохимические формулы

Fe	0,148	0,208	0,225	0,187	0,033	0,031	0,176	0,035	0,128	0,044	0,030	0,051	0,676
Mg	0,344	0,296	0,300	0,312	0,037	0,030	0,327	0,008	0,366	0,032	0,050	0,038	0,238
Mn	0,004	0,004	—	0,014	0,005	0,003	0,007	0,004	0,005	0,003	0,004	0,003	0,005
Ca	0,499	0,491	0,475	0,487	0,920	0,932	0,489	0,950	0,500	0,920	0,909	0,905	0,081
Sr	0,005	0,001	—	0,001	0,005	0,004	0,001	0,003	0,001	0,001	0,004	0,003	0,000
C	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Fe/Mg	0,43	0,70	0,75	0,60	0,89	1,03	0,54	4,38	0,35	1,38	0,60	1,34	2,84

Примечание. Аналитик В. М. Новиков. Все анализы пересчитаны за вычетом силикатной примеси.

свидетельствуют о том, что сидерит из всех карбонатов обладает наиболее низкой температурой диссоциации. Присутствие кремнезема еще более снижает эту температуру.

Наличие в ассоциации с сидеритом графита определяет низкое парциальное давление кислорода в системе, поэтому температура разложения сидерита, по всей вероятности, ниже 400°C.

Данные Френча и Югстера (French, Eugster, 1965) свидетельствуют, что на устойчивость сидерита сильно влияет потенциал кислорода. При $f_{O_2} > 10^{-25}$ бар сидерит распадается. Новые эксперименты (Seguin, 1971) по системе Fe—C—O—S—H₂O показывают, что максимальная температура устойчивости сидерита ни при каких условиях не может превышать 440°C. Разложение сидерита на магнетит и графит при 2000 бар общего давления происходит при $T = 395 \pm 12^\circ\text{C}$. При этом f_{O_2} составляет $10^{-27.4}$ бар. По данным Э. Хеллнера и др. (1967), сидерит в паранегезисе 7Å—хлорит—фаялит—кварц при $P_{H_2O} = 1000$ атм и $P_{CO_2} = 100$ атм становится неустойчивым уже при температуре 300—350°C. Фридрих (Friedrich, 1962) также полагал, что реакция сидерита с гидротермальными растворами, содержащими кремнезем, с образованием железистого антигорита происходила при $T < 400^\circ\text{C}$. Верхний предел устойчивости сидерита в сланцах *в* совпадает с изоградой биотита.

В известково-силикатных породах *ис* наиболее низкотемпературный парагенезис состоит из 6 минералов: кальцит—анкерит—кварц—альбит—хлорит—серицит. Состав анкеритов этой зоны довольно устойчив (табл. 19, № 20—24*ис*) и содержание FeCO₃ колеблется от 14,8 до 22,7% (среднее 19,2%). На изограде биотита количество анкерита заметно сокращается (от 25 до 13%), так как он вместе с серицитом и хлоритом участвует в образовании биотита. Кроме того, в нем несколько снижается содержание FeCO₃. В амфиболитовой фации уменьшение количества анкерита (до 3—5%), а также его железистости продолжается (до 17,6% FeCO₃ в ставролитовой и 12% — в дистеновой зоне) и он, по сути дела, должен быть назван железистым доломитом. В дистеновой зоне железистый доломит часто окружен каймой кальцита. С повышением температуры метаморфизма в анкеритах наблюдается постоянное увеличение отношения Mg/Fe. В то же время отношение $\frac{Ca}{Ca + Mg + Fe + Mn}$

практически не меняется (47,5—50,0%), т. е. в составе анкеритов имеет место изоморфизм $Fe \rightleftharpoons Mg$, но $Ca \rightleftharpoons MgFe$. Содержание марганца мало и не зависит от степени метаморфизма (см. табл. 19).

Количество кальцита в породах *ис* с повышением степени метаморфизма увеличивается, составляя в среднем 3% в серицит-хлоритовой субфации, 7% — в эпидот-амфиболитовой фации и 9,5% — в амфиболитовой фации, так как он образуется при разложении анкерита. Считается, что содержание магния в кальците, сосуществующем с доломитом, должно закономерно возрастать с увеличением температуры (Graf, Doldsmith, 1958). Однако составы исследованных нами кальцитов не обнаруживают каких-либо изме-

нений. Отношение Fe/Mg варьирует в широких пределах независимо от положения образцов в метаморфической зональности, а смесь $\text{FeCO}_3 + \text{MgCO}_3 + \text{MnCO}_3$ в кальцитах невелика (5—10%).

Ассоциация доломит — кальцит — кварц известна также в туфопесчаниках n_1 . Она устойчива до изограды граната, а затем доломит полностью исчезает, а с ним и большая часть кальцита, поскольку карбонаты вместе с хлоритом и альбитом участвуют в реакции образования обыкновенной роговой обманки.

Железистые доломиты (анкериты) изредка встречаются и в других породах Патомского нагорья, а в туфопесчаниках медвежьей свиты обнаружены в ставролитовой зоне. Интересно, что в известково-силикатных породах Мамского синклинория в дистеновой зоне никогда не присутствуют какие-либо карбонаты, кроме кальцита, но зато в этих породах повсеместно отмечаются такие минералы, как амфибол, диопсид, гроссуляр-альмандиновый гранат. Кальцит имеет варьирующие показатели преломления $N_o = 1,662—1,674$. Чистый кальцит приурочен к зонам перекристаллизации и поздним трещинкам.

Таким образом, в Патомском нагорье в ассоциации с кварцем встречаются карбонаты различного состава. Пистомезиты приурочены только к породам серицит-хлоритовой субфации и выше изограды биотита полностью исчезают. Нижняя температурная граница образования сидерита неизвестна. Судя по четкому литологическому контролю в распределении сидерита по слоям, по-видимому, можно говорить о кристаллизации этого минерала на стадии диагенеза. Существование парагенезиса сидерит — пирит — сера возможно уже при температуре 170° , если общее давление составляет 200 бар (Seguin, 1971).

Доломит, железистый доломит и анкерит известны, начиная с серицит-хлоритовой субфации. Верхняя граница их устойчивости в различных породах неодинакова и определяется главным образом парциальным давлением углекислоты, которая препятствует диссоциации карбонатов в присутствии кварца (Harker, Tuttle, 1955; Weeks, 1956; Добрецов и др., 1970).

Породы Патомского нагорья могут быть расположены в ряд повышающегося давления CO_2 : метадиабазы $\delta \rightarrow$ туфопесчаники n_1 и $n_2 \rightarrow$ туфопесчаники медвежьей свиты \rightarrow метапелиты $\sigma \rightarrow$ известково-силикатные породы Мамского синклинория \rightarrow известково-силикатные породы uc . При максимальном давлении углекислоты доломит устойчив вместе с кварцем даже в дистеновой зоне, но эта температура, по всей вероятности, является предельной.

§ 19. ИЛЬМЕНИТ И МАГНЕТИТ

Ильменит широко распространен во всех породах Патомского нагорья, кроме известково-силикатных и мраморов. В отдельных прослоях содержание этого минерала достигает 5% объема породы. Появление ильменита связано с различными метаморфически-

ми реакциями и происходит на разном температурном уровне. Большая часть этих реакций наблюдается в пределах зеленосланцевой фации. Так, например, в метапелитах «нормального» состава (сланцы *BC*, *BC*) первый ильменит кристаллизуется на уровне изограды порфиробластического хлорита, по-видимому, более магнезиального, чем мелкочешуйчатый хлорит. В сланцах *c* массовое развитие ильменита начинается у изограды альмандинового граната, а в сланцах *в* — при появлении метаморфического биотита. Таким образом, главная причина появления ильменита — изменение железистости магнезиально-железистых силикатов, при котором избыток железа уходит во вновь образованный ильменит. Низкий потенциал кислорода в период метаморфизма пород Патомского нагорья препятствует кристаллизации гематита и магнетита.

Магнетит обнаружен только в высокоглиноземистых сланцах *сп*. В больших количествах появляется в пределах эпидот-амфиболитовой фации в хлоритоидных и дистен-хлоритоидных сланцах. Иногда его плохо образованные октаэдрические кристаллы достигают размера до 1 см. Нередки скелетные формы. Находится в ассоциации с таблитчатым более мелким ильменитом. В кварц-лазулит-хлоритоидных жилах встречается совместно с гематитом (железной слюдкой), явно развивающимся по магнетиту. В нашем распоряжении два анализа магнетита, %: обр. 4325 TiO_2 —0,22, Fe_2O_3 —69,34, FeO —30,24; обр. 437/1 TiO_2 —0,25, Fe_2O_3 —70,00, FeO —29,52. В обоих случаях содержание TiO_2 очень низкое и не отвечает температуре образования этого минерала. Многие авторы отмечали, что содержание TiO_2 в магнетите зависит не только от температуры, но и от колебания окислительно-восстановительного потенциала (Абдулла, 1967). По-видимому, имеет значение и количество магнетита, которое в изученных образцах достигает 5—6%. Все это снижает ценность магнетит-ильменитового геотермометра в применении к метаморфическим породам.

Определение TiO_2 в ильменитах из сланцев *c* и туфопесчаников *n*₁ показало следующее, %: 10*c*—46,8 (II); 16*c*—42,9 (II); 26*c*—61,7 (IV); 31*c*—54,6 (IV); 11*n*—62,4 (II); 9*n*—53,6 (III); 8*n*—53,6 (IV). В скобках указана метаморфическая зона. Из этих данных трудно делать какие-либо определенные выводы. Высокое содержание TiO_2 в обр. 26*c* и 11*n* связано с примесью рутила, который вместе с окислами железа замещает ильменит. При подготовке образцов к анализу окислы железа были растворены в шавелевой кислоте, а нерастворимый рутил дал избыточный TiO_2 . Слишком низкое содержание TiO_2 в обр. 10*c* и 16*c*, скорее всего, вызвано примесью кварца, который находится в тесных сростаниях с ильменитом.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА

§ 20. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
МЕЖДУ СОСУЩЕСТВУЮЩИМИ МИНЕРАЛАМИ
И ВОПРОСЫ ПАЛЕОТЕРМОМЕТРИИ

Разработка критериев количественной оценки термодинамических условий, в которых формируются метаморфические породы, — одна из наиболее сложных и актуальных проблем современной петрологии. В настоящее время большинство исследователей, работающих в области метаморфизма, при построении петрогенетической сетки пользуются преимущественно экспериментальными данными. Это направление бурно прогрессирует, и в последние годы получены границы устойчивости многих породообразующих минералов, определяющие важные метаморфические реакции. Тем не менее результаты экспериментов не могут учесть всю сложность природных условий. В то время как в метаморфических породах обычно достигается химическое равновесие, в экспериментах важную роль играет кинетика реакций, поэтому некоторые минералы образуются за пределами области их устойчивости. Чрезвычайно показательно в этом отношении исследование системы андалузит — силлиманит — кианит. Координаты тройной точки по результатам различных экспериментальных работ колеблются по температуре более чем на 300°C , а по давлению — на несколько тысяч атмосфер. Рассмотрение природных парагенезисов однозначно свидетельствует, что в низкотемпературной области поле андалузита и кианита ограничено реакцией пиррофиллит \rightarrow дистен (андалузит) + кварц. Температура этой реакции определена Керриком (Kerrick, 1968) и превышает 400°C . Во многих метаморфических регионах андалузит появляется почти одновременно со ставролитом и кордиеритом, а тройная точка наверняка лежит в области устойчивости ставролита, т. е. выше чем 520°C (Ganguly, Newton, 1968; Hoeschek, 1967). Причины возникновения ошибок при изучении полиморфов Al_2SiO_5 подробно рассмотрены У. С. Питчером (1967), они возможны и в других экспериментах.

Второй способ оценки PT -условий метаморфизма основывается на законе распределения компонентов между равновесными фазами. По этому принципу был создан двуполюсовчатый геотермометр Барта (Barth, 1951, 1962), магнетит-ильменитовый геотермометр Линдсли и Баддингтона (Lindsley, 1962, 1963; Baddington, Lindsley, 1964), доломит-кальцитовый геотермометр (Graf,

Goldsmith, 1958) и некоторые другие. Зарубежные исследователи чаще всего используют коэффициент распределения для качественной оценки степени метаморфизма, привязывая его к уже существующей системе индекс-минералов (Kretz, 1959; Nietanen, 1968; и др.).

Л. Л. Перчук (1970а) сделал попытку дать количественную оценку распределения Mg, Fe, Ca и щелочей между важнейшими породообразующими минералами. Поскольку многие из предложенных Л. Л. Перчуком пар минералов исследованы нами в Патомском нагорье, интересно сравнить детально разработанную здесь схему метаморфических фаций с результатами определения температур по его геотермометрам. Подобное сравнение позволяет оценить точность геотермометров, которая (теоретически) в нашем случае должна быть достаточно высока, так как мы имеем дело с узкими химическими классами пород, непосредственно прослеженных в разных зонах, и относительная температура образования каждого образца всегда известна. Нами использованы амфибол-плаггиоклазовый, амфибол-гранатовый, биотит-гранатовый и амфибол-биотитовый геотермометры, подробно исследованные Л. Л. Перчуком, а также распределение Mg — Fe в парах ставролит — гранат (Федькин, 1971), хлоритоид — гранат, хлорит — гранат, распределение Na — K в паре биотит — мусковит и Na в паре плаггиоклаз — мусковит. Некоторые из этих данных приведены в табл. 20. Полученные результаты, на первый взгляд, неожиданны. Разброс температур в каждой субфации превышает 200—250°C, в то время как истинные вариации температур меньше 100°C. Даже при усреднении цифр в пределах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций различия между ними не являются статистически значимыми. Геотермометры не дают и относительного изменения температуры, так как образцы из амфиболитовой фации нередко характеризуются низкими температурами, а породы эпидот-амфиболитовой фации часто попадают в поле амфиболитовой фаций.

Можно сделать вполне определенный вывод: точность применяемых геотермометров очень низка, а распределение Mg, Fe и других компонентов между сосуществующими минералами определяется не только температурой (и давлением), а зависит главным образом от каких-то иных причин. Эти причины хорошо устанавливаются при анализе амфибол-плаггиоклазового геотермометра. Как пишет Л. Л. Перчук (1970а, с. 38), «значительную температурную зависимость рассматриваемого равновесия следовало ожидать из того общеизвестного факта, что с уменьшением степени метаморфизма амфиболсодержащих пород в них снижается основность плаггиоклаза». Этот факт действительно не вызывает никакого сомнения, но точность геотермометра определяется не только наличием общей закономерности, но и тем, как она проявляется в природных парагенезисах. В пределах каждой из групп амфиболсодержащих пород состав амфиболов за исключением соотношения Fe и Mg удивительно постоянен (см. табл. 16, 17) в различных темпе-

Определение температур в породах по минеральным геотермометрам, °С

Зона	п ₁				ø		мп				с			Т _{ист}
	Номер обр.	Ам-Пл	Би-Гр	Ам-Гр	Номер обр.	Ам-Пл	Номер обр.	Ам-Пл	Би-Гр	Ам-Гр	Номер обр.	Би-Гр	Ст-Гр	
IIa					21ø	360								420
					20ø	390								
					17ø	405								
					18ø	390								
	11n	390	—		541ø	390	408	400						
IIIш	3n	475	440	600	11ø	520							480	
	10n	470												
	1n	480												
III	9n	490					290—1	480	—	585			530—570	560
	4n	550		590			103	520	500	620			4 пары	
							208	570	670	640	24c	520		
							210	490	—	600				
IV	5n	530		600							25c	500	480—625	620
	8n	530		600									5 пар	
	7n	500		—							30c	580		650

Примечание. Геотермометры: Ам-Пл — амфибол-плагноклазовый, Би-Гр — биотит-гранатовый, Ам-Гр — амфибол-гранатовый, Ст-Гр — ставролит-гранатовый. Т_{ист} — температуры, определенные по экспериментальным данным.

ратурных зонах. Особенно это касается отношения $\frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}}$.

Лишь афиболы δ в самом начале эпидот-амфиболитовой фации имеют более низкую сумму $\text{Na} + \text{K}$. Следовательно, чтобы амфибол-плаггиоклазовый геотермометр «работал», требуется плавное и постепенное увеличение основности плаггиоклаза. На самом же деле в альбитовой зоне эпидот-амфиболитовой фации состав плаггиоклаза закономерно меняется от № 5 до 10, т. е. на всем протяжении геотермометр дает здесь одну и ту же цифру.

Когда у изограды олигоклаза основность плаггиоклаза скачкообразно меняется от 5 до 20% анортита, температура, определенная по геотермометру, сразу увеличивается примерно на 60°C . В амфиболовых породах олигоклазовой зоны эпидот-амфиболитовой фации, а также в обеих субфациях амфиболитовой фации плаггиоклаз содержит 20—45% анортита (см. § 15), что соответствует закономерному колебанию температур от 450 до 600° . Вариации в составе плаггиоклаза обусловлены присутствием в парагенезисе третьей, содержащей кальций фазы — эпидота (а иногда и карбоната). Чем больше в породе эпидота, тем меньше основность сосуществующего с ним плаггиоклаза. Если учесть, что количество эпидота зависит от содержания в породе не только кальция, но также алюминия и железа, становится очевидным, какое количество переменных определяет состав плаггиоклаза. Вероятно, результаты должны быть более обнадеживающими, если в амфиболитах присутствует избыток кальция в виде карбоната. В этом случае изменение состава плаггиоклаза более резкое и закономерное (см. § 15, породы *ис*). Но какой же смысл изучать распределение компонентов между двумя минералами, когда один из них (амфибол) имеет фиксированный состав? Номер плаггиоклаза должен содержать всю информацию о степени метаморфизма.

Изучая коэффициент распределения любого компонента между двумя минеральными фазами, все авторы исходят из предположения, что при сохранении минерального парагенезиса в нескольких зонах и при постоянном составе пород один из минералов будет обогащаться этим компонентом, а второй — обедняться. На самом же деле, как показывает материал по Патомскому нагорью, а также многие литературные данные, состав минералов меняется скачкообразно на границе метаморфических зон, но только тогда, когда возникает или исчезает одна из минеральных фаз, содержащих интересующий нас компонент. Внутри каждой из метаморфических зон перераспределения компонентов между минералами, как правило, не происходит и вариации их состава (железистость, например) зависят только от вариаций в валовом составе породы. Это относится к таким минералам, как биотит, хлорит, ставролит, хлоритонд, амфибол и др. Зато даже в одном обнажении в различных прослоях амфиболовых пород железистость роговой обманки может существенно меняться при одинаковой железистости сравниваемых прослоев в зависимости от того, присутствует в парагенезисе с амфиболом биотит или нет. Появление же биотита определяется содержанием в породе K_2O .

Гранат, пожалуй, единственный минерал, для которого определенно установлены закономерные изменения состава в зависимости от степени метаморфизма, хотя и в этом случае учет химизма вмещающих пород обязателен. Поэтому геотермометры, включающие распределение Mg, Fe, Mn между гранатом и другими сосуществующими минералами (амфиболом, биотитом, ставролитом и др.), при статистическом подходе дают относительное увеличение температуры с повышением степени метаморфизма.

А. Олби (Albee, 1965) указывает, что распределение Fe и Mg в сосуществующих биотите и гранате зависит: а) от температуры метаморфизма (в меньшей степени от давления); б) от минералов, сопровождающих биотит и алмадин, следовательно, от общего парагенезиса; в) от содержания Mn в гранате. При постоянном содержании марганца в гранате отношение Mg/Fe в нем увеличивается (по сравнению с отношением этих компонентов в биотите) от 0,2 в начале амфиболитовой фации до приблизительно 0,37 в наиболее высокотемпературной ее части. Это возрастание, прежде всего, связано с ростом отношения Mg/Fe в гранате при повышении температуры. Приведенные пределы изменений могут быть получены только при использовании средних значений, поскольку отдельные величины дают большой разброс даже в пределах одной субфации и сильно перекрываются в соседних фациях. Следовательно, хотя и можно выявить тенденцию изменения отношения Mg/Fe, но провести точную градуировку температур метаморфизма этим способом еще, очевидно, нельзя из-за сложности учета всех свойств пород или сосуществующих твердых растворов.

В гранате вариации химического состава могут быть обусловлены не только валовым составом породы, но и присутствием других минералов, даже не содержащих Mg, Fe и Mn (плагноклаза, кальцита), а также количеством самого граната (см. § 10). Поэтому ошибки в определении температур по гранатовым геотермометрам могут быть значительными (Перчук, 1970а, с. 306). Наличие второго минерала в гранатовых геотермометрах необходимо для учета железистости вмещающих пород (Атертон, 1967).

Итак, гранатовые геотермометры дают некоторую температурную зависимость из-за того, что один из минералов (гранат) закономерно меняет свой состав. Для сравнения рассмотрим распределение Mg и Fe в двух минералах — биотите и амфиболе, для каждого из которых доказано отсутствие влияния температуры на изменение их железистости.

В статье Б. Батлера (1967) подробно рассмотрены причины, определяющие колебания железистости в биотите и мусковите из сланцев серии Мойн и парагнейсах Адирондака, и установлено, что они зависят от состава вмещающих пород, а также от количества присутствующего граната. Д. А. Великославинский (1971, табл. 5) на основании обработки материала по разным метаморфическим регионам показал, что в биотитах из метапелитов кианитовой серии имеют место значительные колебания железистости, не зависящие от степени метаморфизма. Об этом же свидетельству-

ют данные по биотитам Патомского нагорья (см. табл. 9. 10). К таким же выводам пришел Б. Э. Лик (1967), и они полностью совпадают с результатами изучения амфиболов Патомского нагорья. Можно перечислить большое количество других работ, посвященных анализу распределения компонентов между амфиболом и биотитом (Kretz, 1959; Saxena, 1966; Moxham, 1965; и др.).

Л. Л. Перчук, рассматривая распределение Mg, Fe и Mn между биотитом и амфиболом, находит, что точность этого геотермометра невысока (Перчук, 1970а, с. 208—209). Основной причиной этого он считает влияние других компонентов — глинозема, титана, фтора и т. д. В нашем случае оказывается, что железистость биотита и амфибола не зависит от остальных параметров состава, а определяется главным образом железистостью пород и характером парагенезиса. Поэтому цифры, получаемые с помощью биотит-амфиболового геотермометра, в какой-то мере случайны. Разумеется, включение в уравнение Ti или Al, на содержание которых температура образования биотита и амфибола влияет, по-видимому, сильнее, чем на железистость, может несколько улучшить геотермометр. Еще проще рассмотреть распределение Al, Ti, K, Na, Ca в паре биотит — амфибол (без учета Fe, Mg и Mn), которое (при статистическом подходе) дает некоторую температурную зависимость, хотя точность ее вряд ли будет высокой. Таким образом, если для минерала не известны или отсутствуют закономерные изменения состава от степени метаморфизма, использование его в качестве составной части геотермометра нерационально, а два таких минерала никогда не дадут удовлетворительного геотермометра.

Широкое использование геотермометров Л. Л. Перчука выявило серьезные ошибки, которые возникли при определении температур (Добрецов и др., 1970, с. 186). Эти температуры, как выясняется на примере Патомского нагорья, зачастую находятся в противоречии с температурной зависимостью, установленной традиционными методами картирования изоград. Применение статистических методов тормозится необходимостью производства огромного количества дорогостоящих анализов минералов, а в результате получается только качественная зависимость. Внедрение микрозонда в практику петрологических исследований в последнее время позволило перейти к массовым определениям некоторых параметров состава сосуществующих минералов. Так, А. Олби (Albee, 1965b) изучил распределение Mg, Fe и Mn почти в 2000 магнетально-железистых минералах Северного Вермонта. Отношение Mg/Fe закономерно уменьшается в ряду: хлорит > биотит > ставролит \cong хлоритоид > гранат, т. е. так же, как и в метапелитах Патомского нагорья. А. Олби установил, что коэффициент распределения Mg/Fe, Mn/Fe и др. между минералами устойчив или слабо меняется в разных метаморфических зонах, если характер парагенезиса остается без изменения, но сильно варьирует в пределах одной зоны в зависимости от типа парагенетической ассоциации. Величина Mg/Fe, Mn/Fe во всех минералах каждой из изученных ассоциаций прямо связана с составом породы. Работа А. Олби продемонстрировала,

что использование коэффициента распределения двух или трех компонентов между минеральными фазами не позволяет фиксировать небольших (в пределах 50—100°C) изменений температур, т. е., по сути дела, отличать между собой соседние субфации. Таким образом, в настоящее время точность геотермометров, основанных на распределении некоторых петрогенных элементов между сосуществующими минеральными фазами, низка и они могут использоваться для получения относительных температур лишь при достаточно большом числе цифр.

Распределение редких элементов между сосуществующими минералами не зависит от PT -условий метаморфизма и не может служить основой для создания геотермометров (см. § 40). Пока лучший способ оценки термодинамических условий метаморфизма — использование экспериментальных данных с некоторыми коррективами, которые вносятся изучением характера и последовательности минералообразования в районах с хорошо развитой метаморфической зональностью.

§ 21. ДАВЛЕНИЕ

Оценка давления при метаморфизме — одна из труднейших задач современной петрологии. Именно поэтому в настоящее время взгляды различных исследователей на величину этого параметра существенно расходятся. В последние десятилетия стало очевидно, что P_{H_2O} может очень сильно отличаться от $P_{общ}$. Причина здесь заключается в том, что вода составляет лишь часть общего давления флюида и $P_{фл}$, по-видимому, не всегда равно давлению на твердые фазы. А это, в свою очередь, приводит к заметному смещению линии большинства метаморфических реакций. Точка зрения Йодера (Yoder, 1955) о возможности широких и незакономерных колебаний P_{H_2O} в метаморфических процессах была отвергнута. «Теоретически давление нагрузки и флюидное давление (а следовательно, и парциальные давления воды и углекислоты) являются независимыми переменными. Однако если при метаморфизме давление варьировало бы от нулевого значения до величин, соответствующих региональному давлению нагрузки, то нельзя было бы ожидать сколько-нибудь определенных закономерностей в любом из метаморфических комплексов. Но, поскольку такая закономерность является скорее правилом, чем исключением, мы можем прийти к выводу, что при региональном метаморфизме флюидное давление зависит главным образом от давления нагрузки. Отношение $P_{фл} \approx \approx P_{нагр}$ = функция глубины может быть принято как первое приближение» (Файф и др., 1962, с. 292).

Этой точки зрения придерживается большинство исследователей (Винклер, 1969; Добрецов и др., 1970; Глебовицкий, 1973). А. А. Маракушев (1971, 1973) принимает P_{H_2O} постоянным во всех фациях и считает, что обычно $P_{H_2O} \leq 1500$ атм и $P_{CO_2} \leq 800$ атм, что приводит к существенному расхождению его схемы фаций со схемами

всех других ученых. Хотя предположение А. А. Маракушева о флюидном режиме метаморфизма неприемлемо, он справедливо обращает внимание на слишком высокие температуры и давления устойчивости некоторых минералов (в частности, цеолитов, каолинита и др.), которые получаются при допущении $P_{\text{фл}} \approx P_{\text{нагр}}$.

В большей части фациальных схем (Nietanen, 1956; Винклер, 1969; Добрецов и др., 1970), основанных на изучении природных парагенезисов минералов, показано закономерное возрастание давлений с повышением температуры метаморфизма. Этот факт требует объяснения, особенно в зонально метаморфизованных комплексах, где допущение о существенном увеличении $P_{\text{нагр}}$ в высокотемпературных зонах неприемлемо. Ниже на примере Патомского нагорья мы пытаемся оценить соотношения $P_{\text{фл}}$ и $P_{\text{нагр}}$ в процессе метаморфизма кианитовой фациальной серии.

Оценивая величину давления нагрузки, обычно исходят из мощности вышележащих пород. Для Патомского нагорья эти мощности могут быть определены достаточно надежно: 5 км для верхних и 12 км для нижних частей разреза, т. е. 1,5—4,0 кбар давления. В то же время по характеру минеральных ассоциаций исследованная зональность, несомненно, относится к кианитовой фациальной серии. В породах никогда не встречаются андалузит и кордиерит, в карбонатсодержащих породах зеленосланцевой фации в кальцитах сохраняется реликтовая решетка арагонита. В биотитовой зоне за счет пиррофиллита образуется дистен, амфиболы представлены высокоглиноземистыми разновидностями, в составе гранатов из малокальциевых пелитов отмечается повышенное содержание кальция.

Очевидно, что давление нагрузки нельзя оценивать по величине мощностей, обязательно требуется учет тектонического фактора, определяющего характер складчатых и дизъюнктивных структур. Как уже отмечалось нами ранее (Петров, 1963, 1964), в Ангаро-Ленском прогибе и Бодайбинском синклинории в пределах развития пород зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации формируется так называемая «кливажная» складчатость. Подобный тип складчатости широко развит на Кавказе, в Альпах, Аппалачах (Ажгирей, 1956; Клоос, 1958; Ситтер, 1960; Nietanen, 1961) и многих других регионах. Для кливажной складчатости характерны ее приуроченность к низкотемпературным метаморфическим зонам и особый механизм образования складок. Он заключается не в изгибании слоев, а в перемещении материала вдоль плоскостей кливажа, почти перпендикулярных этим слоям. Образующиеся складки, как правило, сильно сжатые, часто изоклиналильные, отличаются заметным увеличением мощностей в замках. Непосредственные измерения степени деформации оолитов в Ангаро-Ленском прогибе показали возрастание мощностей в замках складок на 134%, т. е. почти в 2,5 раза (Петров, 1963). Таким образом, в случае вертикальных изоклиналильных кливажных складок Бодайбинского района давление нагрузки возрастает более чем в 2 раза. Следует также учесть значительную величину стресса,

поскольку подобная складчатость формируется при наличии огромного тангенциального сжатия. Причем роль стресса как дополнительного фактора общего давления более существенна на малой глубине и при низкой температуре.

Складчатость Мамского синклинория по типу ближе всего к складчатости течения. Разрезы через синклинорий чрезвычайно сходны с аппалачскими. Складчатость является следствием интенсивных тангенциальных движений, которые ведут к инверсии центральной части синклинория и образованию центральной антиклинальной структуры (Великославинский и др., 1963). Возникающие здесь радиальные силы приводят к опрокидыванию складок от центра синклинория к его крыльям и образованию многочисленных надвигов, почти параллельных осевым плоскостям складок (рис. 26). В ряде случаев амплитуды смещений по ним достигают, вероятно, десятков километров, так как из разрезов выпадают мощности до 3—6 км (см. рис. 2). Это также вызывает, по меньшей мере, удвоение величины давления на твердые фазы. Таким образом, характер тектоники, проявленной в Патомском нагорье, свидетельствует о невозможности оценки давления нагрузки, исходя лишь из мощностей перекрывающих пород. За счет складчатости и образования надвигов вес пород должен быть удвоен. Кроме того, значительный вклад в давление нагрузки вносит стресс. Не будет преувеличением, если принять величины стресса в 2—3 кбар для низкотемпературных зон и 1—2 кбар — для высокотемпературных. Общее давление на твердые фазы можно оценить в 6—8 кбар и считать, что оно почти одинаково на всем температурном интервале метаморфизма Байкало-Патомского нагорья.

Как уже указывалось, по величине давления зональность Патомского нагорья целиком располагается в поле устойчивости кианита. Поэтому для характеристики общего давления важны выбор координаты тройной точки и определение наклона линий между полиморфами Al_2SiO_5 . Несмотря на многочисленные опыты, полученные до сих пор результаты неоднозначны. У. С. Питчер (1967) считает, что для непосредственной оценки условий давления и температуры этими экспериментальными данными пользоваться еще нельзя. Температуры, которые определили Р. М. Белл (Bell, 1963) и Н. И. Хитаров (1963), явно занижены, так как геологические данные однозначно свидетельствуют о положении тройной точки в поле устойчивости ставролита, т. е. выше 550°C. Лучше совпадают с природными наблюдениями определения Ричардсона, Шиллинга и Альтхауза (Althaus, 1967; Schuiling, 1962; Richardson e. a., 1969) — 570—630°C, хотя по давлению различия между результатами, полученными этими авторами, достигают 2 кбар (5,5—7,5 кбар).

Величина давления в районе тройной точки может быть оценена по границе устойчивости кордиерита. Кордиерит довольно часто встречается с андалузитом и силлиманитом, но ассоциация его с кианитом очень редка (Hietanen, 1956; Lal, 1969; Долгов и др., 1970). Это означает, что при температуре 600°C верхний предел



Рис. 26. Характер складчатости и распределение метаморфических зон в области сочленения Северо-Байкальского и Патомского нагорий.

1 — гранитизированные породы фундамента; 2 — кристаллические сланцы протерозоя; 3 — кливаж осевой плоскости; 4 — разломы; 5 — интрузии гранитов.

устойчивости кордиерита по давлению проходит в районе тройной точки. Эксперименты Зейферта (Seifert, 1970) показали, что устойчивость магнезиального кордиерита ограничивается температурой $645^{\circ} \pm 10^{\circ}$ и давлением H_2O 6,5 кбар, а затем происходит разложение кордиерита по реакции: кордиерит + мусковит \rightarrow флогопит + Al_2SiO_5 + кварц + H_2O . Координаты фазовой границы 645°C ; 6,5 кбар $P_{\text{H}_2\text{O}}$ и 700°C ; 5 кбар $P_{\text{H}_2\text{O}}$. Несколько иные результаты получены Хиршбергом (Винклер, 1969). В богатой железом системе ($\text{Fe}^{\cdot\cdot}/\text{Fe}^{\cdot\cdot} + \text{Mg} = 0,78$) кордиерит не может образоваться выше давлений $5,3 \pm 0,2$ кбар при 600°C , $6,5 \pm 0,2$ кбар при 700°C и замещается ассоциацией алмадин + Al_2SiO_5 + биотит + кварц. Как видно из приведенных данных, температура и давление при разложении кордиерита несколько варьируют. Это объясняется, вероятно, химизмом участвующих в реакции фаз, но очевидно, что при температуре тройной точки максимальное давление, при котором кордиерит еще устойчив, не превышает 6 кбар.

Сходные величины давлений для парагенезиса дистен—силлиманит — андалузит из пегматоидных обособлений и прожилков в поясе гнейсов Южно-Чуйского хребта (Юго-Восточный Алтай) установлены Ю. А. Долговым (1970) при изучении газовой-жидких включений в сосуществующих минералах. При этом плотность углекислых включений в кварце в общем соответствует давлению, найденным по азотным включениям, и колеблется от 5,4 до 7,3 кбар, исходя из предполагаемой изоляции их при 600°C . Максимальное давление флюида в андалузите не превышает 5,6 кбар.

Учитывая средние координаты тройной точки и наклон линий полиморфных переходов — 600°C и 6 кбар (Althaus, 1966, 1967; Richardson e.a., 1969), можно оценить минимальные общие давления, которые существовали в биотитовой зоне при реакции пиррофиллит \rightarrow дистен. Как будет показано ниже, температура этой реакции близка к 420° , тогда $P_{\text{общ}}$ должно быть выше 5 кбар, причем значительно выше, так как даже на регрессивном этапе метаморфизма в кварцевых жилах кристаллизуется дистен, а не андалузит. Из других признаков, свидетельствующих о высоком $P_{\text{общ}}$ в низкотемпературных зонах, следует отметить реликты арагонитовой структуры в кальцитах известково-силикатных пород (см. табл. 62, обр. 1 ж/1.) Хотя в процессе осадконакопления возможна кристаллизация арагонита в метастабильных условиях, в метаморфических породах он должен быстро разрушаться. Не исключено, что наличие примеси SrCO_3 приводит к некоторой стабилизации арагонита в области более низких давлений, но вряд ли поле его устойчивости существенно расширяется. Поэтому можно предполагать наличие в эпидот-амфиболитовой фации $P_{\text{ТВ}} \geq 7$ кбар.

Более обоснованно можно оценить давление в высокотемпературных породах Мамского синклиория. Здесь почти одновременно происходят реакции: 1) мусковит + кварц = ортоклаз + дистен (силлиманит) + H_2O ; 2) полиморфный переход дистен \rightarrow силлиманит; 3) начинается выплавление гранитной эвтектики. Все эти реакции идут еще в поле устойчивости эпидота и ставролита с кварцем. Максимальная

температура устойчивости эпидота и ставролита в этом случае достигает 700°C , а если учесть, что $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{общ}}$, то несколько ниже. Давление флюида по газово-жидким включениям 8 кбар (Макагон и др., 1973). Одинаковая температура всех трех реакций возможна при 8 кбар общего давления, $P_{\text{H}_2\text{O}} \approx 5000$ атм, $P_{\text{CO}_2} \approx 3000$ атм, $T = 680^{\circ}$ (Перчук, 1973). Таким образом, давление нагрузки, полученное из геологических построений, удовлетворительно совпадает с результатами термодинамических расчетов, с наблюдениями природных парагенезисов и данными по газово-жидким включениям из пород амфиболитовой фации.

Изучение газово-жидких включений — один из быстро развивающихся в последнее время методов прямой оценки температур и давлений при метаморфизме. К сожалению, данные по включениям в минералах метаморфических пород пока немногочисленны. Особенно это относится к низкотемпературным зонам, где включения настолько мелки, что их находка и изучение сталкиваются со значительными трудностями. Обзор, приведенный В. С. Соболевым (Соболев и др., 1972), позволяет сделать следующие выводы: 1) состав включений не отражает в полной мере состава метаморфогенных флюидов; 2) давление, полученное по включениям различного состава, захваченным при одной и той же температуре, равно общему давлению флюида; 3) определение температур гомогенизации двухфазовых включений растворов, бедных солями, захваченных при метаморфизме высоких давлений, не всегда дает истинное значение температуры, так как требуется поправка на давление.

В. М. Макагон провел исследование газово-жидких включений в минералах метаморфических пород Байкало-Патомского нагорья. В низкотемпературной части зеленосланцевой фации удалось гомогенизировать включения только в наиболее «сухих» породах — метадиабазе (в эпидоте и кварце). В них получены температуры $265\text{—}310^{\circ}\text{C}$ и давление летучих около 1 кбар. В породах амфиболитовой фации минералы метапелитов (дистен, гранат, кварц) содержат двухфазовые включения водного раствора и переуплотненной углекислоты или однофазовые включения последней (Долгов и др., 1970; Макагон 1971). Двухфазовые включения гомогенизируются при $240\text{—}280^{\circ}\text{C}$. Присутствующие в них изредка твердые фазы растворяются при 575° , а иногда не растворяются до 600° . Следовательно, захват включений происходил при температуре выше 600°C (Соболев и др., 1972). По диаграмме PT для включений плотностью $1,02\text{—}1,06$ г/см³ давление в породах амфиболитовой фации дистеновой серии при 650° составляет 6,5—7,5 кбар, а для 700° достигает 8 кбар.

Косвенные данные о давлении флюида в период метаморфизма дают включения в кварце жильных образований, связанных с метаморфизмом (см. § 55). Эти жилы образуются на регрессивном этапе метаморфизма в период некоторого снижения температур и давлений. Включения содержат водный раствор, жидкую углекислоту, иногда твердые фазы. Температуры и давления, при которых образовались жилы, равны $230\text{—}320^{\circ}\text{C}$ и 2 кбар в зеленосланцевой фации, 370° и 3 кбар в эпидот-амфиболитовой, $>360^{\circ}\text{C}$ и 4 кбар в ставролит-аль-

мандиновой, 550—650°C и 5—7,5 кбар в дистен-альмандиновой субфации амфиболитовой фации. P - T -условия образования перемещенных плагиоклаз-калиншпатовых пегматитов — 650—700°C и 6—8 кбар (Макагон и др., 1974).

Таким образом, как в метаморфических породах, так и в залегающих в них жилах происходит постепенный рост давления флюида с повышением температуры. В зеленосланцевой фации $P_{\text{фл}} \ll P_{\text{общ}}$. О постоянстве $P_{\text{общ}}$ на всем интервале температур однозначно свидетельствует тот факт, что изученные породы и жилы залегают на одном стратиграфическом уровне и в единых складчатых структурах. Резкий спад давления флюида происходит обычно на границе зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций или в пределах последней, когда в породах начинается широкое развитие кливажа осевой плоскости. Минимальное давление флюида в зеленосланцевой фации для карбонат- и водосодержащих пород будет, по-видимому, равно, или несколько выше $1/3 P_{\text{общ}}$.

Это должно приводить к ряду важнейших петрологических следствий. Прежде всего реакции дегидратации будут заметно смещаться в низкотемпературную область, как это теоретически показано Томпсоном и Гринвудом (Thompson, 1955; Greenwood, 1961). Неравенство давлений флюида вызовет поток растворов в сторону низкотемпературных зон. По-видимому, подобное соотношение между $P_{\text{фл}}$ и $P_{\text{общ}}$ должно быть характерно для фациальных серий различного давления. Гипотетическая диаграмма изображена на рис. 27. Справедливость вывода о таком флюидном режиме метаморфизма подтверждается рядом наблюдений. Так, например, если допустить, что $P_{\text{фл}} = P_{\text{общ}}$, а в бескарбонатных метапелитах $P_{\text{H}_2\text{O}} \approx P_{\text{общ}}$, то в зональностях низких давлений температуры реакций дегидратации должны заметно снижаться. По определению температур по газово-жидким включениям в жильных образованиях андалузитовой фациальной серии показывают относительно более высокие значения: 310—380°C для биотит-хлоритовой зоны и 440—460°C — для ставролит-андалузитовой (см. § 57).

Интересно оценить температуру какой-либо изограды, связанной с дегидратацией, в условиях различных давлений. Одна из хорошо фиксируемых в поле изоград — линия появления альмандинового граната в малокальциевых метапелитах. Можно сопоставить ее с изоградой альбит — олигоклаз, которая совершенно не зависит от давления и оценивается по температуре в 480°C. В контактовых оре-

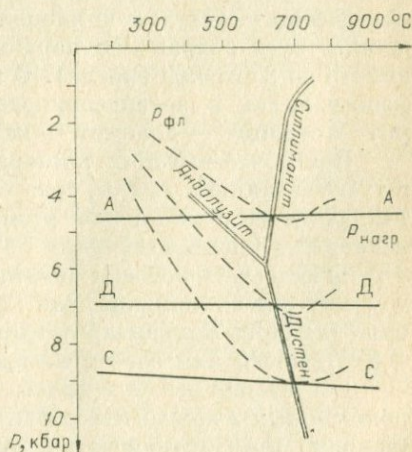


Рис. 27. Гипотетическая диаграмма, демонстрирующая соотношение $P_{\text{фл}}$ и $P_{\text{нагр}}$ при формировании зональных метаморфических комплексов.

олах альмандин встречается в фации роговообманковых роговиков и прежде всего в фации калишпат-кордиеритовых роговиков при 550—600°C и никогда не ассоциирует с альбитом (Винклер, 1969). В зональности хр. Хамар-Дабан альмандин появляется на изограде альбит — олигоклаз, т. е. при температуре около 500°C, в Патомском нагорье — при температуре около 430° в альбитовой зоне, а в метapelитах Новой Каледонии (лавсонит-глаукофановый тип) — в ассоциации с лавсонитом, альбитом, Na-амфиболом до изограды хлоритонда при температуре около 300°C (Black, 1973). Правда, в этом случае первый гранат очень богат спессартиновой составляющей, хотя во вмещающих метapelитах содержание MnO не превышает 0,13—0,20%. Альмандиновый гранат, аналогичный по составу первым гранатам из метapelитов Патомского нагорья, кристаллизуется здесь в начале эпидотовой зоны после исчезновения лавсонита при температуре около 400°. Таким образом, происходит заметное повышение температуры образования граната с ростом $P_{\text{общ}}$. Отрицательный наклон линии реакций дегидратации возможен лишь в том случае, если $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{общ}}$ (Маракушев, 1973).

В малокальциевых метapelитах флюид должен иметь существенно водный состав, но в карбонатсодержащих породах, по-видимому, заметную роль играет CO_2 . Относительную величину давления углекислоты во флюиде можно оценить, рассматривая реакции с выделением CO_2 . Их характер таков, что повышение парциального давления CO_2 будет приводить к увеличению температуры подобных реакций (Добрецов и др., 1970; Винклер, 1969). В частности, образование актинолита происходит по реакции: хлорит + кальцит + кварц → актинолит + CO_2 + H_2O . В Патомском нагорье эта реакция имеет место только в метадиабазе δ , характеризующихся самыми низкими давлениями флюида. В других породах актинолит не образуется. О резком дефиците летучих компонентов при метаморфизме диабазов свидетельствует сохранение первичного клиноэкстатитового пироксена вплоть до изограды биотита. В мергелистых породах и основных туфопесчаниках в зеленосланцевой фации обычен парагенезис хлорит — серицит — доломит — кальцит — кварц — альбит ± биотит.

При более высоких температурах в начале альмандиновой зоны в туфопесчаниках n_1 и n_2 сразу происходит образование глиноземистой роговой обманки по реакции: Al-хлорит + доломит + альбит + кварц → роговая обманка + эпидот + CO_2 + H_2O . В метадиабазе δ глиноземистая роговая обманка появляется несколько раньше, еще до изограды альмандина, так как реакция актинолит + хлорит + альбит ± (немного кальцита) → глиноземистая роговая обманка + H_2O + (CO_2) почти или совсем не приводит к выделению углекислоты.

Достаточно высокое давление углекислоты в метapelитах ϵ , расположенных в контакте с известняками и мергелями жуинской свиты. Сидерит, присутствующий в этих породах, полностью разлагается на изограде биотита, но анкерит с кварцем устойчив вплоть до появления ставролита.

Первая реакция, связанная с выделением CO_2 , в мергелях $ис$, такова: Fe-хлорит + серицит + анкерит → биотит + Mg-Fe-хлорит +

+ кальцит + $H_2O + CO_2$. Она однозначно подтверждается минералогическими наблюдениями и не связана со значительной потерей углекислоты. $P_{фл.}$ Следующая реакция происходит на уровне изограды ставролита: мусковит + хлорит + кальцит + кварц \rightarrow эпидот + биотит + $CO_2 + H_2O$. Она несколько сходна с реакцией, изученной Д. Хэвиттом: мусковит + кальцит + кварц \rightarrow калиевый полевой шпат + анортит + $H_2O + CO_2$ (Hewitt, 1973), но происходит при более высоком P_{H_2O} . Реакции, идущие с выделением воды и углекислоты, имеют максимум при том же соотношении P_{H_2O} и P_{CO_2} , что и в уравнении реакции. Реакция, изученная Хэвиттом, обнаруживает максимум при $X_{CO_2} = 0,5_{фл.}$, а при образовании эпидота этот максимум будет смещен в сторону увеличения X_{CO_2} .

В Угаханском участке в мергелях *ис* доломит с кварцем устойчив до температуры $\sim 640^\circ$, что возможно, если $P_{CO_2} \approx 7$ кбар при $P_{фл.} = 8$ кбар, т. е. при высоком давлении углекислоты. В Мамском районе в известково-силикатных породах, аналогичных по составу мергелям *ис*, в дистен-силлиманитовой субфации сначала образуется тремолит, а несколько позже — диопсид в ассоциации с гроссуляр-альмандиновым гранатом, клиноцоизитом и анортитом. Доломит в ассоциации с кварцем никогда не встречается. Это свидетельствует о том, что $7 \text{ кбар} > P_{CO_2} > 5 \text{ кбар}$ при $P_{фл.} = 8$ кбар (Перчук, 1973), т. е. в существенно карбонатных породах $P_{CO_2} = 0,6 - 0,9 P_{фл.}$ При максимальных температурах, достигнутых в Мамском районе, даже в метапелитах P_{CO_2} не опускается ниже 3 кбар, что препятствует образованию волластонита. В мергелях, начиная с эпидот-амфиболитовой фации, с кальцитом устойчив рутил, а не сфен, а в амфиболовых породах n_1 и n_2 рутил с кальцитом устойчив во всех метаморфических зонах. Это значит, что в параамфиболитах P_{CO_2} не опускалось ниже 2—3,5 кбар. В метадиабазах δ , начиная с зеленосланцевой фации и до ставролит-альмандиновой субфации, постоянно присутствует сфен, следовательно, давления углекислоты в этих породах были незначительными.

Если сравнить ассоциации карбонатсодержащих пород, изученных в Байкало-Патомском нагорье, с ассоциациями зональностей андалузитового типа, то прежде всего обращает на себя внимание значительное смещение реакций декарбонатизации в низкотемпературную область. Тремолит в хамар-дабанской серии, а также в Приладожье появляется в известняках в районе гранатовой изограды. Уже у изограды ставролита в мергелях начинается образование диопсида и гроссуляр-альмандинового граната. Поле устойчивости актинолита заметно расширяется. В эпидот-амфиболитовой фации он нередко сосуществует с синезеленой роговой обманкой (Shido, 1958). Эпидот с кварцем разлагается в начале амфиболитовой фации.

В серии Айдахо, где давление ниже, чем в серии Барроу, акнолит-тремолитовый амфибол — типичный минерал доломитовых прослоев, и в эпидот-амфиболитовой фации, а также ставролитовой зоне для мергелей характерна ассоциация Fe-тремолит — эпидот — плагиоклаз (An_{10-27}) — доломит — кварц. Диопсид всегда появляется в кианитовой зоне.

Таким образом, изучение минеральных ассоциаций метаморфических пород приводит нас к следующим выводам: 1) парциальное давление углекислоты определяется главным образом исходным составом пород и тем больше, чем выше в породах содержание карбонатов; 2) в зональностях андалузитового типа общее давление летучих компонентов (и P_{CO_2}) существенно ниже, чем в зональностях кианитового типа; 3) даже в пределах единой зональности в одинаковых по составу породах P_{CO_2} может несколько варьировать, что определяется тектоническими особенностями участков (мергели *ис* в Мамском и Угаханском участках); 4) обмен газовой фазой между пластами ограничен, хотя в пределах каждого из пластов общее давление флюида, а возможно, и парциальные давления слагающих его компонентов систематически меняются в зависимости от температуры метаморфизма.

Нельзя говорить об абсолютно подвижных газовых компонентах, так как газовая фаза одного пласта никогда не может полностью вытеснить газовую фазу другого пласта (см. также Винклер, 1969, с.44). Тем не менее некоторая миграция летучих в соседние пласты имеет место, иначе не происходил бы метаморфизм «сухих» диабазов. Кроме того, в сланцах в ассоциация доломит + кварц устойчива до $\approx 550^\circ C$, что свидетельствует о значительном давлении углекислоты, обусловленном, вероятно, соседством карбонатных пород жуинской свиты. Способность к обмену летучими компонентами, по-видимому, растет с повышением температуры вследствие постепенного увеличения парциального давления углекислоты. Это приводит к тому, что в амфиболитовой фации даже в бескарбонатных метапелитах P_{CO_2} достигает 3 кбар.

§ 22. ТЕМПЕРАТУРА

По мнению Н. Винклера (1969), начало метаморфизма зеленосланцевой фации фиксируется по верхнему пределу устойчивости каолинита, На-монтмориллонита, глауконита и диаспора. Каолинит и На-монтмориллонит в Патомском нагорье не обнаружены. Можно предполагать, что в исследованном регионе реакция каолинит + кварц происходит при более низких температурах, чем разложение глауконита. Так, в сланцах *сп* вдоль северо-восточного склона Лангдорского антиклинория (вблизи оз. Ничатки) встречаются реликтовые зерна глауконита, а в кварцевых песчаниках они имеют иногда совершенно свежий облик (коллекция А. Н. Потороченко). Каолинит, слагавший существенную часть высокоглиноземистых глин, уже сменился пиррофиллитом. Эта реакция должна хорошо фиксироваться в шлифах, так как приводит к заметному уменьшению количества кварца в породах. Просмотр шлифов показал, что сланцы почти не содержат кварца (1—4%), т. е. реакция каолинит + 2 кварц = пиррофиллит + H_2O уже завершилась. Об этом же свидетельствует содержание воды в породах, более низкое, чем должно быть в каолинитовых сланцах.

Глаукоцит полностью замещается серицитом и хлоритом еще до появления в сланцах хлоритоида. Экспериментальные данные по превращению глаукоцита пока недостаточно надежны. Альтхауз (Винклер, 1969) обнаружил, что при $\approx 390^\circ\text{C}$ вместо глаукоцита возникает парагенезис биотит + калиевый полевой шпат + гематит + кварц, но эта температура характеризует уже изограду биотита. Судя по величине энергии дегидратации глаукоцита, верхний предел его устойчивости не должен сильно превышать 300°C . Глаукоцит иногда встречается в лавсонит-глаукофановой фации (до изограды парагонита и биотита), температура которой по изотопам кислорода меньше 350°C (Black, 1973).

Экспериментальное изучение реакции каолинит + $2\text{SiO}_2 \rightarrow$ пирофиллит + H_2O (при $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$) дает температуры при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2000$ бар от 390 ± 10 до 420°C (Добрецов и др., 1970). Пересчет этих данных при $P_{\text{ТВ}} = 6$ кбар, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 3$ кбар приводит к понижению температуры до $\approx 300^\circ\text{C}$, что хорошо согласуется с природной устойчивостью этого минерала. Та же температура зафиксирована Керриком (Kerrick, 1968).

Следующая реакция дегидратации, проходящая в сланцах *сп*, — хлорит + сидерит + окислы Fe \rightarrow хлоритоид + $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$. В сланцах с хлоритоид образуется по схеме: глиноземистый Mg-Fe-хлорит \rightarrow хлоритоид + Fe-Mg-хлорит. В пелитовых сланцах Новой Каледонии хлоритоид ассоциирует с лавсонитом и фенгитом в зоне устойчивости стильпомелана, что свидетельствует о низких температурах его образования (Black, 1973). В Патомском нагорье этот минерал всегда появляется до изограды биотита, и поле его устойчивости частично совпадает с сидеритом. Он образуется в породах подходящего состава во внешних зонах контактового ореола Константиновского штока гранитов, где кристаллизации биотита еще не наблюдается.

Непосредственные данные по температуре образования магнетитно-железистого биотита отсутствуют. Изограда биотита в метapelитах совпадает с исчезновением сидерита в присутствии графита, хлорита и кварца при невысоком парциальном давлении CO_2 и низкой фугитивности кислорода. Эксперименты (French, Eugster, 1965; Seguin, 1971) показали, что в этих условиях разложение сидерита происходит при температуре ниже 400°C (скорее всего, $380\text{—}395^\circ$). При такой же температуре в сланцах *сп* исчезает диаспор в бескварцевых прослоях и конкрециях по реакции диаспор + пирофиллит \rightarrow $\rightarrow 2$ дистен + $2\text{H}_2\text{O} + 2\text{SiO}_2$. Эта реакция объясняет большую редкость корундовых конкреций в дистеновой зоне, так как избыток кварца при дегидратации пирофиллита обычно приводит к образованию дистена, а не корунда. Таким образом, изучение распространности диаспора показало, что он разлагается в бескварцевых породах не в начале зеленосланцевой фации, а на изограде биотита, температура которой колеблется в пределах $370\text{—}390^\circ\text{C}$. В известково-силикатных породах *ис* биотит кристаллизуется при температуре на $15\text{—}20^\circ$ ниже, почти одновременно с хлоритоидом в сланцах *с*.

Недавние эксперименты по системе $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ (Haas, Holdaway, 1973) подтверждают образование дистена в фации зеле-

ных сланцев. Реакция 1 пиррофиллит + 6 диаспор $\rightarrow 4 \text{Al}_2\text{SiO}_5 + 4\text{H}_2\text{O}$ при 6 кбар имеет температуру 390° , а при 7 кбар — 398°C . Она протекает чуть раньше реакции пиррофиллит \rightarrow дистен + 3 кварц + H_2O (6 кбар — 410° и 7 кбар — 419°C), что полностью подтверждается наблюдениями в Патомском нагорье. Расстояние между изоградами биотита и граната, как уже указывалось, невелико (2—4 км). Как раз в этом промежутке и образуется дистен в сланцах *сп*.

Те же соотношения наблюдались нами в Угаханском участке. Здесь среди углистых кварцевых алевролитов вачской свиты, подстилающих сланцы *с*, изредка встречаются тонкие прослои, обогащенные Al_2O_3 . В районе взятия пробы 10 *с*, где мы впервые обнаружили алмадин, в развалах углистых сланцев наблюдаются отдельные, иногда розетковидные или лучистые кристаллы дистена до 2 см длиной. Под микроскопом оказалось, что дистен почти нацело замещен пиррофиллитом и переполнен углистым веществом.

Таким образом, температура изограды граната близка к 430°C . Реакция диаспор \rightarrow корунд + H_2O , которая изредка наблюдается в особо богатых Al_2O_3 конкрециях, по данным различных авторов, происходит при разных температурах, но при 6—7 кбар она обычно составляет $430\text{—}450^\circ$ (Kennedy, 1959; Naas, Holdaway, 1973). Нами корундовая конкреция впервые обнаружена в сланцах *сп* уже в алмандиновой зоне, но точное положение изограды не установлено.

Эксперименты по изучению устойчивости актинолита показали, что минимальная температура его образования простирается в низкотемпературную область до 360°C (Хеллер и др., 1967) для составов с 60% железистого компонента ($P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар, $P_{\text{CO}_2} = 75$ бар). Для диабазов *д*, где величины подобных давлений флюида подтверждены данными по газовой-жидким включениям, развитие актинолита по пирроксену и первичному амфиболу начинается на уровне изограды хлоритоида. Клиноцоизит обычно образует псевдоморфозы по основному плагиоклазу при более низкой температуре. Полностью обе реакции заканчиваются на изограде биотита в метапелитах. В туфопесчаниках медвежьей свиты актинолит в заметном количестве развивается лишь в биотитовой зоне.

Таким образом, сравнение наблюдающихся в Патомском нагорье метаморфических реакций с экспериментальными позволяет проводить дробное деление зеленосланцевой фации и с большой точностью оценить температуры большинства изоград. Низкотемпературная граница эпидот-амфиболитовой фации в исследованном районе составляет $400\text{—}430^\circ\text{C}$.

В пределах эпидот-амфиболитовой фации наблюдается несколько метаморфических реакций, но, к сожалению, они не изучены экспериментально. Наиболее четко может быть установлена изограда перехода альбита в олигоклаз. Она фиксируется во всех породах на одном и том же уровне, разделяя фацию почти на две равные половины. Следовательно, эта изограда не зависит от парциального давления летучих компонентов и может служить великолепным геотермометром. Интерполяция позволяет оценить температуру этой изограды примерно в 480°C .

Из более редких, но очень характерных для эпидот-амфиболитовой фации минералов можно назвать маргарит. Он впервые появляется в сланцах *sn* на изограде дистена и изредка отмечается в начале ставролитовой зоны. Верхний предел устойчивости маргарита $520-560^{\circ}$, а нижний — 400° при $P_{H_2O} = 2$ кбар (Винклер, 1969).

Высокотемпературная граница эпидот-амфиболитовой фации надежно определяется лишь по изограде ставролита. Как показывают петрографические наблюдения, ставролит может возникать в результате нескольких реакций:

1) хлоритоид + кварц \rightarrow альмандин + ставролит + вода (в сланцах *sn*);

2) хлорит + мусковит + хлоритоид \rightarrow биотит + ставролит + альмандин + вода (в сланцах *c*);

3) хлорит + мусковит \rightarrow ставролит + биотит + кварц + вода (в сланцах *ac* и *e*).

Но самое раннее появление ставролита происходит в сланцах *sn* по реакции: хлоритоид + дистен \rightarrow ставролит + кварц + вода. Реакция была изучена Гошеком (Höschek, 1967), который установил, что температура равновесия практически не зависит от давления и равна $545 \pm 15^{\circ}$ при 7 кбар давления воды. Если учесть, что $P_{H_2O} < P_{тв}$, то температура образования ставролита должна быть примерно на $15-20^{\circ}$ ниже.

Стабильность ставролита в системе $FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - O_2$ исследовалась Гонжули (Ganguly, 1968). Им установлено, что различные реакции с превращением хлоритоида в ставролит идут в узком интервале температур $500-575^{\circ}C$. Изоморфизм $Mg - Fe$ в минералах, участвующих в реакции, и парциальное давление кислорода могут оказывать некоторое влияние на температуру реакций. При давлениях ≈ 7 кбар и $P_{H_2O} \approx 6$ кбар эта температура должна располагаться в интервале $550-570^{\circ}C$ (для сланцев *c, ac* и *e*). Максимальная температура устойчивости хлоритоида с кварцем ни при каких условиях не должна превышать 600° .

За 2 км до изограды ставролита в известково-силикатных породах *uc* начинается образование эпидота, биотита и плагиоклаза с участием мусковита, доломита, кальцита и кварца. По данным Хэвита (Hewitt, 1973), при 7 кбар общего давления и 6 кбар $P_{фл}$ ($X_{CO_2} = 0,5$), если плагиоклаз содержит 40% анортитовой составляющей, эта реакция пойдет при 540° . Мусковит полностью исчезает на изограде дистена в метapelитах нормального состава при температуре около 620° , если $P_{фл} \approx P_{общ} \approx 8$ кбар, $X_{CO_2} = 0,5$, а плагиоклаз представлен № 80—95.

Косвенно температура начала амфиболитовой фации может быть установлена по реакции образования антофиллита. Он появляется на регрессивном этапе метаморфизма в амфиболовых породах и впервые встречается в обр. 9 *n*, расположенном в начале ставролитовой зоны на уровне исчезновения последнего хлоритоида в сланцах *c*. В эпидот-амфиболитовой фации антофиллит никогда не встречается, но в пределах ставролитовой и дистеновой зон отмечен в нескольких образцах. Минимальная температура образования антофиллита, по экс-

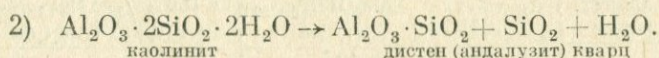
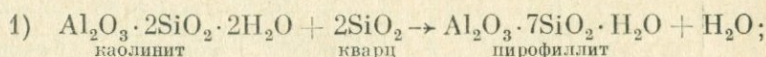
периментальным данным, 550—580° при $P_{H_2O} = 4$ кбар (Хеллнер и др., 1967; Винклер, 1969). В туфопесчаниках медвежьей свиты на этом же температурном уровне появляется регрессивный жедрит в ассоциации со ставролитом или дистеном. Интересно, что кордиерит не встречается с ромбическими амфиболами даже при снижении давления. Это позволяет предполагать, что на регрессивном этапе метаморфизма давление у изограды ставролита не опускалось ниже 4,5—5 кбар, а ромбические амфиболы устойчивы при более высоком давлении, чем кордиерит.

§ 23. ХАРАКТЕР МЕТАМОРФИЧЕСКИХ РЕАКЦИЙ. ХИМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ИЗОГРАД

Изограды (см. рис. 2—5) представляют собой линии, отвечающие первому появлению минерала в однотипных по химическому составу породах. Можно предположить, что они соответствуют определенным химическим реакциям, в результате которых низкотемпературная минеральная ассоциация сменяется более высокотемпературной. Такие реакции широко используются при исследовании процессов регионального метаморфизма. Петрографические наблюдения в районе любой изограды устанавливают довольно любопытные соотношения. В прилегающей к изограде с высокотемпературной стороны зоне, ширина которой может быть достаточно большой, наблюдается чередование слоев (иногда в пределах одного образца), характеризующихся различными минеральными парагенезисами. Например, на всем интервале биотитовой зоны в метапелитах наряду с ассоциацией биотит — хлорит (Mg) — мусковит — альбит — кварц — ильменит всегда встречаются прослой, содержащие ассоциацию предыдущей зоны хлорит (Fe⁺) — серицит — альбит — кварц. В высокотемпературной части зоны биотит появляется уже в большей части прослоев.

В гранатовой зоне алмадин сначала кристаллизуется только в некоторых прослоях и в небольшом количестве (1—3%), и лишь при дальнейшем повышении температуры его содержание увеличивается до 5—10% наряду с прогрессивным уменьшением количества хлорита. Точно так же обстоит дело с изографами хлоритоид — ставролит, альбит — олигоклаз и многими другими. Такие соотношения свидетельствуют о том, что появление любого минерала в породах близкого химического состава, даже обусловленное предположительно одной и той же метаморфической реакцией, может происходить в некотором интервале температур. Этот интервал существенно возрастает при рассмотрении изограды какого-либо индекс-минерала в породах разного химического состава. Так, биотит появляется на нескольких температурных уровнях (табл. 21). То же самое относится к алмандиновому гранату. Особенно показательна в этом отношении изограда дистена. В пересыщенных алюминием метапелитах *sp* дистен фиксируется сразу же за изографой биотита (~420°C), а во всех других разновидностях метапелитов — в амфиболитовой фации на уровне появления первых пегматитовых жил (~620°).

В Патомском нагорье, как и в других районах проявления метаморфической зональности, никогда не наблюдается образования более высокотемпературных минералов по минералам предыдущей зоны: ставролита по хлоритоиду, граната по хлориту и т. п. На регрессивном этапе реакционные отношения между минералами обычны. Очень часто гранат или биотит окружены агрегатом хлорита, по дистену развивается пирофиллит или мусковит, по обыкновенной роговой обманке — актинолит, по диопсиду — тремолит-актинолитовый амфибол. Это, однако, ни в коей мере не говорит о том, что подобные реакции осуществлялись и на прогрессивной стадии метаморфизма. Нам кажется справедливым мнение М. П. Атертона (1967) и Йодера (Yoder, 1955, с. 509) об образовании каждой составной части метаморфической зональности непосредственно за счет ассоциаций, возникших при диагенезе пород без прохождения промежуточных реакций. Химические уравнения, некоторые из которых приводились нами ранее, служат лишь для иллюстрации изохимического характера метаморфизма. Поэтому метаморфические реакции должны носить сложный характер. В них обычно участвуют все минералы (иногда и свободные окислы) исходного осадка. Наиболее просты реакции с образованием полиморфных модификаций алюминия и пирофиллита из каолинита:



Вероятно, появление дистена (андалузита) в биотитовой зоне возможно лишь в результате реакции 2, т.е. при наличии в глине свободного каолинита. Если же исходная порода представляет собой обычную хлорит-гидрослюдистую глину, то осуществляется реакция 3) хлорит + серицит + кварц + альбит (парагонит) ± кальцит + окислы железа → биотит + альмандин + мусковит + дистен + кварц + олигоклаз ± ильменит, но уже в дистеновой зоне амфиболитовой фации. Реакция 3 связана с выделением большого количества воды, и ее температура зависит от $P_{\text{H}_2\text{O}}$. Андалузит может возникать при более низкой температуре, так как в этом случае $P_{\text{H}_2\text{O}}$ ниже (см. § 22).

Образование биотита в метапелитах нормального состава происходит в результате одной и той же реакции, но тем не менее интервал ее составляет 30—50°C. В этом случае нельзя предположить также, что $P_{\text{H}_2\text{O}}$ в прослоях существенно различалось. Единственной причиной является разный состав участвующих в реакции минералов (в частности, хлорита). Чем больше железа в хлорите, тем при более низкой температуре (при прочих равных условиях) он вступает в реакцию. Действительно, биотит прежде всего появляется в мергелях *ис*, содержащих наиболее железистый хлорит.

В сланцах с хлорит вступает в реакцию еще раньше, но образуется не биотит, а хлоритоид. Экспериментальные данные Э. Хеллнера и других (1967), действительно, показали уменьшение верхнего тем-

Фашия	T°, C	Пелиты				Псаммиты
		сп	с	БС, ВС, ас	е	Аркозы
Зеленосланцевая	320	хл-сер-прф-кв-сид ± ДИ	хл-сер-аб-кв	хл-сер-аб-кв	хл-сер-аб-кв	хл-сер-аб-кв-МИ-карб
	360	Хлоритоид		Хлорит-2	хл-сер-аб-кв-СИД	
	390	ХТД-прф-сер-кв-ДИ	ХТД-ХЛ ₂ -мск-кв	ХЛ ₂ -сер-аб-кв-ИЛ	Биотит	
410	Дистен	Гранат		БИ-МСК-аб-кв-хл-ил	БИ-МСК-ХЛ ₂ -аб-кв-КА-ДОЛ-ИЛ	БИ-МСК-ХЛ ₂ -аб-кв-ка
Эпидот-амфиболитовая	430	ДСТ-хтд-мск-кв	Гранат		ГР-мск-би-аб-кв-ил	
	480		ГР-хтд-хл-мск-кв-ИЛ	Олигоклаз > № 18		
	540	Ставролит, гранат	гр-мск-би-кв-Пл ₁₈₋₃₀ -ил	би-мск-хл-кв-Пл ₁₈₋₃₃ -дол-ил	би-мск-Пл ₁₈₋₃₅ -кв ± ка	
Амфиболитовая	580	СТ-ГР-дст-кв-мск-ил-мт	Ставролит, биотит	Ставролит	Гранат	
	620		СТ-БИ-гр-мск-кв-ил	гр-мск-би-кв-Пл ₂₃₋₄₈ -ил ± СТ	ГР-мск-би-кв-Пл ₂₃₋₄₀ -кв-ил ± СТ	ГР-би-Пл ₂₀₋₄₈ -кв-мск ± ка
	650		ст-би-гр-мск-кв-ил ± ДСТ	гр-мск-би-кв-ДСТ-ил ± ст-Пл ₂₁₋₄₅	гр-мск-би-кв-Пл ₂₀₋₃₃ -ДСТ-ил ± ст	То же

Примечание. Прописными буквами выделены названия минералов, появившиеся в тексте; *мл* — туфопесчаники теппортгинской подсерии, *ис-м* — мергели жуинской свиты

температурного предела у обогащенных железом хлоритов. Имеет значение и величина парциального давления кислорода.

Таким образом, появление в метаморфической зональности того или иного минерала тесно связано с химическим составом пород, в которых он кристаллизуется. Состав пород определяет также и состав флюида. Однако давление флюида определяется не только температурой метаморфизма, но и тектоническими условиями формирования метаморфической зональности и может меняться даже в пределах одной фашиальной серии. Лишь учет всех факторов позволяет правильно оценить температуру изоград.

Псаммиты	Диабазы	Основные туфопесчаники		Мергели		Подзона	Зона
		<i>мл</i>	<i>п₁, п₂</i>	<i>ис</i>	<i>ис-м</i>		
хл-сер-кв-аб ± ка	хл-акт-аб-эп-кв ± ка	хл-сер-аб-кв-карб ± акт, эп	хл-сер-аб-кв-ка-дол	хл-сер-аб-кв-анк ± ка	хл-сер-аб-кв-ка-дол	Ис	I
Биотит		Биотит		Биотит		Их	
БИ-ХЛ ₂ -МСК-аб-кв-ил ± ка	Амфибол	БИ-хл-аб-кв-карб-эп ± акт	БИ-ХЛ ₂ -аб-кв-карб-ИЛ	БИ-ХЛ ₂ -МСК-аб-ка-анк-РУТ	Нет данных	Иб	
Гранат	АМ-аб-эп-кв ± хл	Амфибол				Иа	II
ГР-би-хл-мск-аб-кв ± ил, ка		АМ-хл-би-аб-кв-эп-карб	АМ-би-хл-ЭП-аб-кв			Ив	
	Олигоклаз	Гранат, олигоклаз		Олигоклаз		Иг	
гр-би-мск-хл-Пл ₁₈₋₂₅ -кв-ил	ам-эп-Пл ₂₁₋₄₃ -кв	ам-би-кв-ГР-Пл ₂₀₋₃₅ -эп ± карб	ам-кв-ГР-Пл ₂₁₋₄₈ -ГР-ил ± эп, би	би-хл-мск-Пл ₁₈₋₃₃ -кв-ка-анк	Эпидот		III
Нет данных	Нет данных			ЭП-би-мск-кв-Пл ₃₆₋₅₅ -ка-дол		Ид	
				эп-би-кв-ка-Пл ₆₀₋₉₀ ± дол	Диоксид, гранат	Ие	
					ДИП-ГР-квц-би-ка-АМ-Пл ₆₀₋₁₀₀	Иж	III+IV
						Из	IV

ние которых характеризует начало метаморфической зоны. Индексы пород пояснены в Мамском синклинории.

§ 24. КЛАССИФИКАЦИЯ ФАШИЙ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СЕРИЯХ КИАНИТОВОГО ТИПА

Метаморфическая зональность Патомского нагорья — классический пример фашиальной серии кианитового типа. Нам удалось непосредственно проследить породы практически всех химических составов в различных метаморфических зонах и однозначно их сопоставить. Этот материал имеет огромное значение для обоснования границ фаший и субфаший и значительно уточняет термодинамические усло-

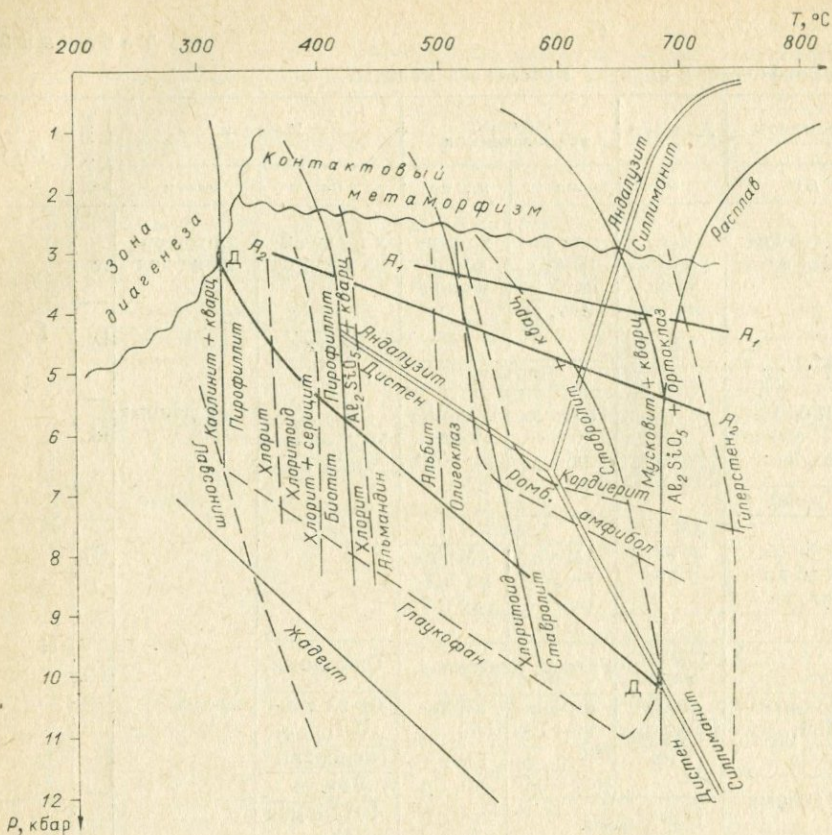


Рис. 28. Схема метаморфических фаций при $P_{\text{фл}} = P_{\text{нагр.}}$

Тонкие сплошные линии — границы, экспериментально установленные, птригоные — положение изоград по полевым наблюдениям. $A_1 - A_1$ — сечение для чуйской серии, $A_2 - A_2$ — для хамардабанской, $D - D$ — для патомской серий.

вия их существования. Равновесные парагенетические ассоциации в метаморфических породах Патомского нагорья приведены в табл. 21. Обычная последовательность изоград в метapelитах нормального состава такая же, как и в серии Барроу: хлорит — биотит — гранат (альмандин) — ставролит — дистен (рис. 28).

Выделяются три фации: зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая (Turner, 1935). Эти названия не совсем удачны, так как в их основе лежат парагенезисы основных пород, но настолько традиционны, что их изменение нерационально. Выделение субфаций произведено главным образом по минеральным ассоциациям метapelитов. В зеленосланцевой фации можно выделить три субфаций: серицит-хлоритовую, хлорит-хлоритоидную (зону порфиروبластического хлорита), биотит-хлорит-мусковитовую.

Вместо кварц-альбит-эпидот-альмандиновой субфации Тернера и Ферхугена (Файф и др., 1962) мы выделяем эпидот-амфиболитовую фацию, т.е. возвращаемся к старому названию Ф. Тернера (Turner, 1935). Причины этого следующие: во-первых, фация имеет температурный интервал, вполне сопоставимый с двумя другими фациями ($\sim 130^\circ$), а во-вторых, может быть сама подразделена на две субфации — альмандин-хлорит-альбитовую и альмандин-хлорит-олигоклазовую. Поскольку в пределах эпидот-амфиболитовой фации встречаются как альбит, так и олигоклаз-андезин, то состав плагиоклаза не определяет однозначно принадлежность пород к эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фации и не должен включаться в ее название. Основные породы обычно не позволяют проводить дробного деления пород на субфации, так как ассоциация амфибол — гранат — эпидот — плагиоклаз — биотит — кварц устойчива в широком интервале температур, а другие изограды заметно смещаются в зависимости от парциального давления CO_2 .

Амфиболитовая фация в Патомском нагорье подразделяется на две субфации — ставролит-альмандиновую и кианит-ставролит-альмандиновую. Возможно, что в Мамском синклинии существует и третья субфация — кианит-ортоклазовая, а силлиманитовая зона здесь выклинивается. При дальнейшем увеличении степени метаморфизма должен бы осуществляться переход в гиперстен-кианитовую субфацию гранулитовой фации (Hietanen, 1968), но она, видимо, не выходит на уровень современного эрозионного среза. При более низких давлениях вместо кианит-ортоклазовой субфации появляется силлиманит-альмандин-ортоклазовая субфация, характерная для серии Барроу. В фацальной серии Айдахо проявлена также и силлиманит-альмандин-мусковитая субфация, так как в этих условиях переход дистена в силлиманит осуществляется еще в поле устойчивости мусковита. Дальнейшее понижение общего давления знаменует переход к фацальным сериям андалузитового типа.

В классификации фаций Патомского нагорья учтена относительная величина парциального давления CO_2 , которая в табл. 21 возрастает слева направо. По характеру парагенетических ассоциаций в карбонатсодержащих породах всегда с достаточной точностью можно установить давление углекислоты. Получение новых экспериментальных данных даст возможность количественно оценить $P_{\text{H}_2\text{O}}$, P_{CO_2} и X_{CO_2} . Это, в свою очередь, позволит учитывать различия парциального давления углекислоты не только при сравнении разных фацальных серий, но и в отдельных участках каждого из изучаемых регионов.

В табл. 21 не показаны минеральные ассоциации переходных зон, примыкающие ко многим изоградам с высокотемпературной стороны. В них, как уже отмечалось, наряду с новым парагенезисом встречаются ассоциации предыдущей, более низкотемпературной зоны (см. гл. II).

В заключение следует отметить еще одну особенность, характерную не только для Патомского нагорья. Как известно (Атертон, 1967), минеральные ассоциации прогрессивного этапа фиксируют макси-

мальные температуры и давления, которые были достигнуты в процессе метаморфизма. В этот период газовая фаза равновесна с породами, но ее количество невелико, поскольку она интенсивно удаляется в конце процесса кристаллизации. Кроме тех летучих, которые входят в состав минералов, в породах остается лишь некоторое количество флюидной фазы, зависящее от их пористости. Затем начинается снижение температуры и давления. В этих условиях поровая вода реагирует с окружающими минералами. Процесс имеет в общем изохимический характер, но локальное перемещение некоторых элементов возможно. Очень характерно образование псевдоморфоз по высокотемпературным минералам с замещением «зерно на зерно». Поскольку запасы порового флюида невелики, эти явления носят ограниченный характер и объем их ничтожен. В каждой части метаморфической зональности температура и давление начала регрессивного этапа коррелируются с максимальными *PT*-условиями прогрессивного этапа. Более поздние этапы метаморфизма регрессивной стадии описаны во второй части данной монографии.

ГЕОХИМИЯ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

При рассмотрении поведения редких и петрогенных элементов в процессе регионального метаморфизма мы исходим из следующих положений: 1) если средние содержания какого-либо элемента оставались устойчивыми во всех метаморфических зонах и эта закономерность повторялась в породах нескольких участков, то считалось доказанным инертное поведение данного элемента; 2) при наличии систематических изменений средних содержаний элемента выяснялась их статистическая значимость и далее устанавливались причины (литологические или метаморфические), влияющие на его миграцию. Только в том случае, когда направленность в изменении содержания элемента повторялась в породах различного состава и разных участков, принималась гипотеза, что миграция элемента обусловлена метаморфизмом.

§ 25. КРЕМНИЙ, АЛЮМИНИЙ, ТИТАН

Породы разного исходного литологического состава характеризуются различными содержаниями SiO_2 (табл. 22, 23). Эти различия сохраняются во всех метаморфических зонах. Максимальные содержания кремния отмечаются в олигомиктовых песчаниках баллаганакской свиты (БП), а минимальные — в известняках жуишской свиты (к). В известково-силикатных породах *ис*, метадиабаз *д* и высокоглиноземистых сланцах *сп* содержания SiO_2 близки. Основные туфопесчаники n_1 и n_2 , а также большая часть разновидностей метапелитов несколько богаче SiO_2 . Чтобы учесть влияние п. п. п., величина которых заметно меняется с изменением степени метаморфизма, на рис. 29 нанесены данные, пересчитанные на «сухой» остаток. В целом это не меняет характера распределения SiO_2 по метаморфическим зонам. Относительная глиноземистость пород (отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$) возрастает в ряду олигомиктовый песчаник БП → основные туфопесчаники n_1 и n_2 → мергели *ис* → метапелиты *в*, *с*, *ВС*, *ас*, *БС* → метадиабазы *д* → метапелиты *сп*. Известняки *к* имеют сильно варьирующую относительную глино-

Средний химический состав метapelитов

Порода	М	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		ΣFe ₂ O ₃	
		\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
Углистые железистые метapelиты анангрской свиты с	I	62,60	2,93	1,43	0,16	18,60	1,49	4,48	1,31
	II	62,90	1,53	1,32	0,15	19,45	1,99	6,24	1,29
	III	62,74	2,24	1,26	0,08	18,25	1,29	8,16	0,61
	IV	65,44	2,92	1,15	0,11	17,75	1,22	8,86	0,93
Буроспатовые метapelиты валухтинской свиты в	I	63,64	2,30	0,98	0,07	17,10	0,69	6,13	0,40
	II+Iб	57,64	1,86	0,91	0,07	18,00	1,27	8,46	0,73
	III	61,34	3,58	0,94	0,09	17,60	1,77	7,85	0,45
	IV	64,23	2,52	0,98	0,11	17,50	1,41	7,31	0,44
Светлые метapelиты анангрской свиты ac	I	58,84	1,57	1,43	0,07	19,28	0,74	8,69	0,54
	Iб+IIa	56,30	1,65	1,05	0,09	19,90	1,38	9,19	0,79
	IIIп	58,24	2,00	1,41	0,08	19,45	0,79	9,06	0,48
	III+IV	61,00	1,47	1,04	0,08	18,00	1,42	8,46	0,17
Метapelиты баллагнахской свиты BC	I	60,74	0,87	0,79	0,02	19,60	0,67	7,89	0,53
	II+Iб	59,00	1,91	0,88	0,11	20,50	1,22	7,85	0,50
	IIIп	58,70	1,48	0,85	0,06	21,24	1,21	7,53	0,52
Метapelиты валухтинской свиты BC	Iб+IIa	62,24	1,33	1,06	0,09	17,13	1,13	7,48	0,39
	Ix	60,50	1,63	1,02	0,09	18,53	0,88	7,15	0,74
	Ic	58,10	1,09	1,17	0,07	19,70	0,91	6,81	0,79
	Ix	61,79	1,03	1,11	0,03	18,50	1,00	6,56	0,64
	Iб+IIa	58,40	3,25	1,21	0,13	19,48	1,13	7,65	0,40
Высокоглиноземистые метapelиты пурпольской свиты sp	I	47,82	2,25	1,26	0,06	30,30	1,07	12,20	1,76
	Iб+II	49,50	5,30	1,15	0,17	28,90	1,79	13,37	5,67
	III	50,54	2,68	1,16	0,08	32,00	2,09	11,63	1,79
	III	50,90	4,28	1,20	0,15	28,60	2,40	11,35	2,15

земистость, связанную со значительными дисперсиями содержаний SiO₂ и Al₂O₃. Очевидно, что степень метаморфизма не оказывает влияния на изменение содержаний SiO₂ и Al₂O₃. То же самое относится к TiO₂ (табл. 22, 23, рис. 29, 30).

Кремний обнаруживает отрицательные корреляционные связи с большей частью петрогенных элементов. Эта закономерность вытекает из специфики минерального состава пород. Все они содержат свободный кварц, увеличение количества которого приводит к уменьшению концентраций других элементов. Особенно это сказывается на содержании Al₂O₃: $r_{Si-Al} = -0,42 - 0,74$ ($r_{5\%} = 0,30 - 0,40$). Часть кремния входит в состав алюмосиликатов, поэтому преобладают связи средней силы. В известково-силикатных породах корреляция между кремнием и алюминием отсутствует, а в известняках $r_{Si-Al} = +0,70$, так как в этих породах содержание SiO₂ обусловлено главным образом количеством присутствующих в них слоистых алюмосиликатов, а содержание свободного кварца невелико.

в разных метаморфических зонах

MnO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O		П. п. п.		n
\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	
0,07	0,02	3,24	0,82	0,40	0,22	1,60	0,57	2,52	0,43	6,16	0,86	8
0,10	0,03	1,69	0,44	0,53	0,26	0,70	0,14	3,89	0,36	3,89	0,75	8
0,10	0,02	1,87	0,75	0,56	0,17	0,76	0,19	3,49	0,86	3,23	1,02	4
0,11	0,04	1,20	0,38	0,36	0,15	0,47	0,10	2,96	0,50	2,10	0,57	9
0,08	0,02	3,71	0,87	0,41	0,21	1,63	0,23	3,12	0,31	4,78	0,45	11
0,11	0,03	5,75	0,76	0,92	0,64	1,45	0,28	3,01	0,55	4,51	0,44	6
0,10	0,04	4,47	1,12	1,12	0,97	1,40	0,25	3,10	0,43	3,16	0,57	7
0,07	0,04	3,52	0,33	0,60	0,41	1,50	0,37	3,17	0,47	2,62	0,63	4
0,11	0,01	3,79	0,48	0,34	0,19	1,13	0,22	3,00	0,10	4,28	—	4
0,14	0,03	4,27	0,37	1,09	0,46	1,39	0,34	3,20	0,39	3,96	—	6
0,11	0,04	3,99	0,34	0,74	0,56	1,00	0,39	3,20	0,41	4,14	—	5
0,13	0,02	4,01	0,27	1,42	1,12	0,95	0,10	2,66	0,27	3,12	—	7
0,12	0,02	3,25	0,42	0,55	0,13	1,33	0,35	3,54	0,49	4,79	—	4
0,15	0,03	3,81	1,13	0,81	0,37	1,70	0,10	3,12	0,46	4,24	—	4
0,13	0,04	3,28	0,36	0,69	0,12	1,32	0,23	3,72	0,66	4,36	—	6
0,12	0,02	3,95	0,42	0,46	0,14	1,94	0,21	3,35	0,39	3,94	0,37	9
0,12	0,02	3,67	0,39	0,43	0,07	1,89	0,23	3,48	0,22	4,62	0,25	7
0,13	0,02	4,63	0,95	0,48	0,39	1,74	0,15	3,80	0,62	5,00	0,55	8
0,13	0,03	3,37	0,38	0,39	0,09	1,78	0,14	3,34	0,16	4,52	0,59	7
0,15	0,02	3,67	0,31	0,49	0,15	2,03	0,27	3,85	0,66	4,56	0,58	9
0,11	0,03	1,17	0,62	0,21	0,20	1,33	0,42	1,86	0,63	4,85	0,39	10
0,15	0,07	0,58	0,24	0,31	0,25	1,07	0,36	2,02	0,73	3,31	0,45	10
0,20	0,07	0,41	0,21	0,24	0,12	0,48	0,28	1,07	0,50	1,75	0,43	10
0,16	0,06	0,77	0,24	0,42	0,24	0,52	0,44	1,89	0,68	1,68	0,70	11

Алюминий во многих изученных породах образует связи средней силы с ΣFe₂O₃, MgO, K₂O, п. п. п., поскольку входит в состав Mg-Fe водных и безводных алюмосиликатов, но в карбонатсодержащих породах *ис* и *к* $r_{Al-п. п. п.} = -0,86 - 0,90$, а $r_{Al-Ca} = -0,94 - 0,58$, так как главная масса п. п. п. обусловлена CO₂ карбонатов, а кальций входит лишь частично в такие минералы, как эпидот и плагиоклаз.

Положительная корреляция титана с алюминием, калием и железом ($r_{Al, K, Fe-Ti} = +0,36 - 0,80$) обусловлена входением этого элемента в состав темноцветных алюмосиликатов, особенно биотита. В амфиболсодержащих породах (n_1, n_2, δ) появляется корреляция титана с магнием ($r_{Mg-Ti} = +0,39 - 0,62$), связанная с входением обоих элементов в состав амфибола. В метадиабазах δ такая позиция титана подтверждается положительной корреляционной связью Ti — Na ($r_{Na-Ti} = +0,58$). Частично (~30—40%) титан входит в состав ильменита, что приводит к ослаблению корреляции.

Средний химический состав некоторых разновидностей

Порода	М	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		ΣFe ₂ O ₃	
		\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
		Основные известковистые туфопесчаники анагрской свиты <i>n</i> ₁	I II III+IV	59,08 62,94 61,42	2,72 2,73 1,84	0,83 0,91 0,91	0,21 0,10 0,09	15,78 13,93 14,58	1,47 1,10 0,98
Основные туфопесчаники анагрской свиты <i>n</i> ₂	I Iб IIп III+IV	66,50 65,55 64,70 61,00	1,37 2,49 5,88 2,57	0,79 0,84 0,94 0,95	0,10 0,06 0,10 0,05	14,90 16,04 14,24 15,65	2,22 3,37 1,77 0,67	6,84 7,37 7,65 7,79	0,51 1,83 1,65 0,90
Метадиабазы медвежьевской свиты <i>d</i>	I Iб II III	47,41 48,40 49,74 50,30	1,57 3,74 2,77 3,10	1,19 0,99 0,67 0,81	0,08 0,12 0,11 0,28	15,02 15,48 15,65 16,17	0,72 1,80 0,92 0,98	12,20 12,51 11,26 11,79	0,60 1,10 1,36 0,88
Известково-силикатные породы жуинской свиты <i>uc</i>	I Iб+II III IV	45,92 49,18 46,64 46,06	5,96 2,07 4,55 7,65	0,84 0,60 0,95 0,64	0,04 0,05 0,05 0,10	13,11 12,25 13,94 12,68	1,55 2,07 1,35 1,43	5,83 5,92 6,39 6,63	1,18 0,81 0,59 0,92
Известняки жуинской свиты <i>k</i>	I Iб+II III IV	7,97 12,30 10,85 10,20	5,32 3,34 2,14 1,56	0,18 0,13 0,16 0,15	0,04 0,05 0,06 0,01	1,97 2,26 2,87 3,36	0,62 0,73 0,48 0,65	1,78 1,53 1,48 1,57	0,52 0,42 0,24 0,19
Олигомиктовые песчаники баллагахаской свиты <i>BII</i>	IIп IIа+Iб I IIа+Iб	79,23 77,90 77,60 75,85	2,42 2,61 2,88 1,57	0,57 0,52 0,52 0,58	0,09 0,05 0,06 0,14	8,50 8,30 7,90 9,30	1,08 1,86 1,34 2,76	5,61 5,18 3,93 4,25	0,58 1,03 0,82 0,94

ляции титана с К, Al, Mg. Корреляционные связи Ti — Fe почти всегда более прочны и особенно усиливаются с появлением в породах ильменита ($r_{Ti-Fe} = +0,75-0,85$). В известняках *k* весь титан содержится в хлорите и биотите, и связи его с Mg, Fe и К усиливаются ($r_{Ti-Mg} = +0,62$, $r_{Ti-Mg} = +0,71$, $r_{Ti-Fe} = +0,80$), а также обнаруживается положительная связь Ti — Si ($r_{Ti-Si} = +0,56$).

Особый характер носят взаимоотношения титана с другими петрогенными элементами в высокоглиноземистых сланцах *cn*. В серицит-хлоритовой субфации установлена его положительная корреляция с марганцем ($r_{Ti-Mn} = +0,58$) и отрицательная с калием ($r_{Ti-K} = -0,59$). В биотитовой зоне и эпидот-амфиболитовой фации появляется положительная связь с кремнием и магнием ($r_{Ti-Si} = +0,62$, $r_{Ti-Mg} = +0,70$) и отрицательная с железом и калием ($r_{Ti-Fe} = -0,71$; $r_{Ti-K} = -0,71$). В низкотемпературной части ставролитовой зоны связи титана с другими элементами отсутствуют, а при дальнейшем повышении температуры устанавливает-

пород в различных метаморфических зонах

MnO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O		П. п. п.		n
\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	
0,13 0,14 0,16	0,04 0,05 0,04	3,49 4,34 4,45	0,44 0,56 0,69	4,87 4,47 6,46	1,64 1,66 1,10	1,62 2,59 2,64	0,66 0,79 0,77	1,50 1,12 0,21	0,85 0,64 0,07	7,58 1,64 0,99	1,68 0,52 0,23	
0,10 0,13 0,17 0,19	0,04 0,05 0,04 0,02	4,55 3,66 3,96 4,46	0,29 0,89 1,26 0,50	0,56 0,72 4,61 6,08	0,30 0,74 1,17 0,64	2,63 2,52 2,08 2,64	0,42 0,49 0,92 0,38	1,07 1,30 0,40 0,37	0,55 0,62 0,33 0,30	2,80 2,90 1,14 1,10	— — — —	4 6 7 9
0,26 0,25 0,25 0,25	0,04 0,03 0,03 0,04	8,24 7,02 7,24 7,33	1,02 0,92 1,33 1,12	10,37 9,50 11,21 10,13	0,89 2,64 0,96 1,57	3,50 3,70 2,48 2,79	0,51 1,12 0,66 0,75	0,146 0,131 0,166 0,206	0,033 0,028 0,059 0,090	2,70 2,38 1,70 0,89	0,37 0,39 0,25 0,49	10 6 9 11
0,08 0,09 0,09 0,11	0,02 0,03 0,04 0,03	4,27 4,37 4,93 4,90	0,82 1,07 0,67 0,71	12,69 13,31 13,86 14,90	4,41 3,10 2,88 5,30	1,03 1,20 1,05 1,03	0,22 0,08 2,83 0,10	2,43 2,18 2,83 2,91	0,47 0,32 0,54 0,75	13,26 9,89 8,96 8,54	2,82 2,75 2,63 4,48	8 7 10 5
0,12 0,12 0,09 0,09	0,03 0,03 0,03 0,02	1,86 1,66 1,86 1,69	1,10 0,15 0,45 0,38	46,80 45,36 45,08 45,02	5,94 3,60 2,98 1,19	0,51 0,46 0,47 0,37	0,13 0,15 0,09 0,10	0,30 0,25 0,33 0,38	0,14 0,13 0,12 0,05	38,48 36,36 36,90 36,58	— — — —	4 4 7 4
0,06 0,06 0,05 0,06	0,01 0,05 0,02 0,02	1,74 1,46 1,39 1,55	0,28 0,27 0,39 0,44	0,59 2,55 2,38 1,95	0,27 3,72 0,42 1,11	1,32 1,34 1,57 2,36	0,11 0,60 0,51 0,98	1,04 0,95 1,14 1,27	0,45 0,36 0,89 0,49	1,53 2,11 2,59 2,53	0,72 1,80 0,44 0,99	6 9 6 9

ся положительная корреляция Ti — Fe ($r_{Ti-Fe} = +0,57$). По-видимому, в зонах I и III для титана нет минералов-концентраторов, он рассеян в породе, но полностью отсутствует в мусковите (r_{Ti-K} везде отрицательный). В зоне II титан не входит ни в хлоритид, ни в магнетит. Ильменит здесь также почти отсутствует. Похоже, что большая часть титана должна находиться в собственной минеральной фазе — шпинели или магнезиоферрите ($MgFe_2^{+3}O_4$) и лишь при образовании достаточных количеств ставролита и граната частично переходить в эти минералы.

§ 26. ЖЕЛЕЗО, МАГНИЙ, МАРГАНЕЦ

Распределение Fe и Mg по метаморфическим зонам резко отличается от распределения Si, Al и Ti. Термодинамические условия метаморфизма оказывают заметное влияние на содержание этих элементов в породах (см. табл. 22, 23). На рис. 30,31 нанесены

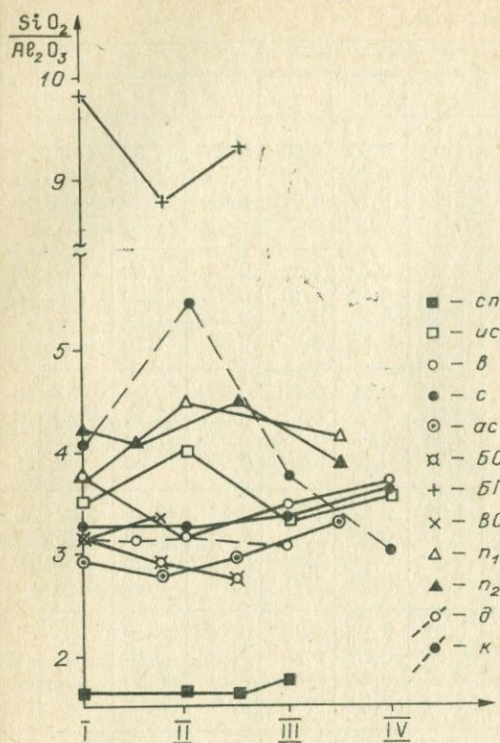


Рис. 29. Изменение средних отношений SiO_2/Al_2O_3 по метаморфическим зонам.

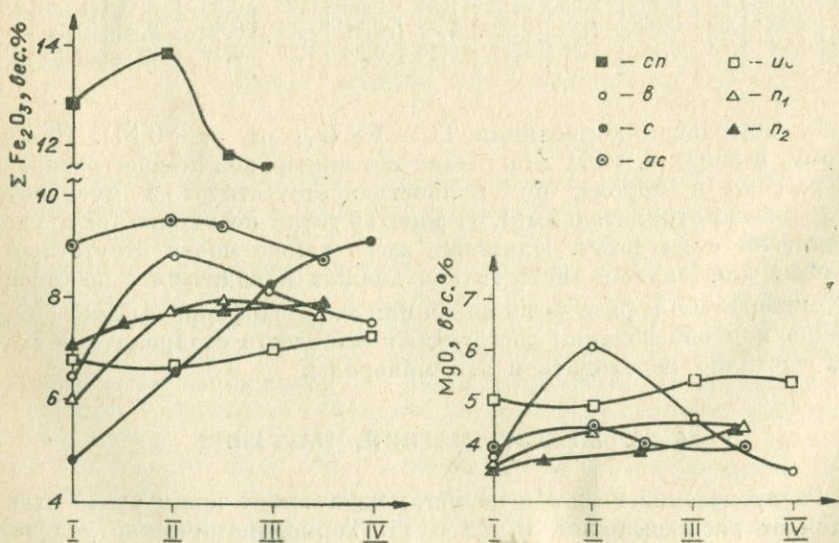


Рис. 30. Изменение средних содержаний Fe_2O_3 и MgO по метаморфическим зонам.

средние концентрации Fe и Mg с учетом поправки на разное количество п. п. п. Выявляется два вида распределения суммарного железа: 1) постепенное увеличение его концентраций с максимумом в амфиболитовой фации (метапелиты *с*, мергели *ис*, туфоалевролиты *п₂*), 2) возрастание содержаний с максимумом в эпидот-амфиболитовой фации, а затем постепенное уменьшение в амфиболитовой фации (метапелиты *в*, *сп*, *ас*, туфоалевролиты *п₁*). Подобное распределение суммарного железа по метаморфическим зонам наблюдается во всех четырех изученных участках и в большей части пород. Только в метадиабазе *д*, известняках *к* и метапелитах *БС* содержание железа и магния остается практически постоянным. Характер распределения подтверждается статистически при помощи *t*-критерия для пород *с*, *п₁*, *в*, а на отдельных участках кривых — также для *БП*, *БС*, *ас* и *п₂*. Для других разновидностей пород изменение концентрации железа имеет характер тенденции.

Распределения первого типа наблюдаются лишь в некоторых породах Угаханского участка, где мы не можем точно оценить влияние литологического фактора. Требуется дополнительные исследования, чтобы окончательно установить причины его возникновения.

Распределение магния по метаморфическим зонам в общем аналогично распределению железа, но величина изменения средних содержаний менее значительна (рис. 30, 31, табл. 22, 23). Статистически обоснованы кривые распределения лишь для пород *в*, *п₁* и *п₂*. В двух случаях (метапелиты *сп* и *с*) с повышением степени метаморфизма происходит снижение концентраций MgO, особенно резкое на границе зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Скорее всего, это обусловлено первичной неоднородностью пласта, связанной с литологией. В Жуинском участке литологический фактор несколько искажает влияние метаморфизма (рис. 31), но изменение содержаний железа и магния происходит одинаково, так что отношение $\Sigma Fe_2O_3/MgO$ сохраняется почти постоянным.

Чтобы исключить влияние литологического фактора, были рассчитаны суммарные средние содержания железа и магния во всех песчано-глинистых породах Патомского нагорья четырех изученных участков (за исключением пород *д*, *ис* и *к*) в зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой (включая биотитовую зону) и амфиболитовой фациях. Содержания этих элементов выражены в относительных процентах, т. е. концентрация элемента в зеленосланцевой фации принималась за 100%, а содержание его в других фациях определялось делением на исходную концентрацию в одной зоне. Например,

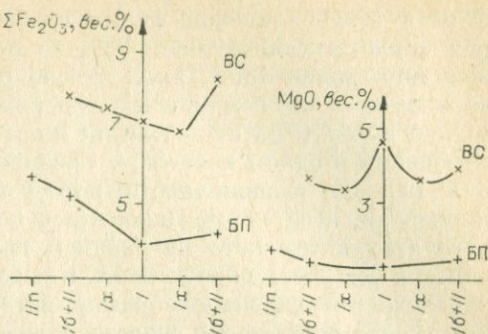


Рис. 31. Изменение средних содержаний Fe_2O_3 и MgO по метаморфическим зонам в породах Жуинского участка.

если в зеленсланцевой фации суммарное железо составляет 6%, а в эпидот-амфиболитовой 9%, то в относительных процентах эта величина равна 150. Такой способ сравнения хорош тем, что вне зависимости от конкретных содержаний данные о всех породах можно вынести на один график и наглядно показать интенсивность изменений в одном масштабе. Средние содержания железа и магния для каждой разновидности пород выражались в относительных процентах, а затем суммировались по фациям для получения среднего арифметического на сводном графике. Кривая для MgO рассчитана без учета пород *c* и *cn*, в которых изменение этого элемента определяется главным образом литологией. На рис. 30 хорошо видно, что содержание железа в зависимости от степени метаморфизма меняется более интенсивно, чем содержание магния. В относительных процентах эти изменения характеризуются следующими цифрами: $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$ I — 100; II — 118,2; III+IV — 115,5; MgO I — 100; II — 113,0; III+IV — 110,0*. Поскольку каждая кривая построена по данным 200—250 проб, все они обоснованы статистически с очень высокой степенью надежности.

Выявленная закономерность не может быть связана с обменом вещества между пластами, так как в каждом из них проявлена одинаково. Следовательно, она обусловлена привносом Mg и Fe из высокотемпературных зон и, по-видимому, из области гранитизации. При рассмотрении отдельных кривых (см. рис. 30) очевидно, что иногда имеет место только перераспределение внутри пласта (метапелиты *cn*), и в эпидот-амфиболитовой фации накапливается то количество железа, которое вынесено из амфиболитовой фации. В другом случае резко преобладает привнос из глубинного источника (метапелиты *c*), но обычно оба механизма проявляются одновременно.

Закономерности изменения концентрации магния и железа в зависимости от степени метаморфизма выявлены и подтверждены статистически только потому, что мы имели дело с однородными выборками. Средний коэффициент вариации для железа в рассмотренных породах составляет 12,7%, а для магния около 16%. Кроме того, при построении суммарной кривой использованы данные в относительных процентах, требующие знания исходных концентраций магния и железа в каждом пласте. Обычная статистическая обработка анализа метапелитов, опубликованных в литературе, не позволяет показать значимость различий в содержаниях магния и железа между фациями (Алешин, 1968).

Кроме изменения содержаний суммарного железа, процесс метаморфизма приводит к изменению соотношения $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$. Несмотря на то, что валентность железа определяется не очень надежно (см. § 3), общие тенденции при статистическом подходе очевидны. В большей части песчано-глинистых пород, особенно углеродсодержащих, повышение температуры процесса приводит к увеличению

* При расчете кривых распределения введена поправка на п. п. и. Приводятся данные, пересчитанные на «сухой» остаток.

отношения FeO/Fe_2O_3 , т. е. имеет место восстановление трехвалентного железа. Так, в метapelитах с концентрации Fe_2O_3 снижаются от 2,86% в зоне I до 0,73% в зоне IV. Та же тенденция отмечается в туфопесчаниках n_1 , метapelитах v и BC . По данным С. М. Алешина (1968), отношение FeO/Fe_2O_3 в метapelитах составляет в среднем 0,457 (дозеленосланцевая фация), 1,60 (зеленосланцевая), 2,06 (эпидот-амфиболитовая), 6,15 (амфиболитовая).

В известково-силикатных породах uc и «мраморах k », наоборот, содержание Fe_2O_3 возрастает в амфиболитовой фации. Отношение FeO/Fe_2O_3 в породах uc равно 8,82 в зеленосланцевой фации, 5,04 — в эпидот-амфиболитовой, 3,22 — в ставролитовой и 3,08 — в дистеновой. В данном случае изменение отношения FeO/Fe_2O_3 связано с разложением анкеритов и появлением в амфиболитовой фации эпидота. В общем, содержание в породах двух- и трехвалентного железа зависит от потенциала кислорода и минерального состава, т. е. от количества минералов, содержащих трехвалентное железо.

Среднее содержание марганца в большей части изученных пород возрастает с увеличением степени метаморфизма (см. табл. 22, 23). На рис. 32 закономерность изменения проявлена особенно отчетливо. Численные выражения суммарной кривой следующие, отн. %: I зона — 100, II — 124,4, III+IV зоны — 139,4. Средний коэффициент вариации 32%. При общем числе проб около 270, статистическая значимость различий между зонами по t -критерию устанавливается даже на уровне 0,1%. Совершенно очевидно, что при метаморфизме имеет место заметный привнос марганца из высокотемпературных зон и особенно из области гранитизации — более интенсивный, чем для железа и магния.

В метаморфических породах Mg , Fe , Mn и Ca разнообразны и неустойчивы. В серицит-хлоритовой субфации во многих песчано-глинистых породах фиксируется положительная корреляция Mg и Fe , обусловленная тем, что оба эти элемента входят в состав единственного магнезиально-железистого минерала I зоны — хлорита ($r_{Fe-Mg} = +0,53-0,90$). В этой же зоне нередки отрицательные связи между Mg , Fe и K , Na , так как щелочи образуют другую группу минералов — серициты и альбиты.

В известково-силикатных породах I зоны характер связей совершенно иной: $r_{Fe-Mg} = -0,63$; $r_{Fe-Ca} = -0,93$, $r_{Fe-Mn} = -0,70$; $r_{Mg-Ca} = +0,66$, $r_{Ca-Mn} = +0,60$; $r_{Mg-Mn} = +0,60$. Та-

корреляционные связи между

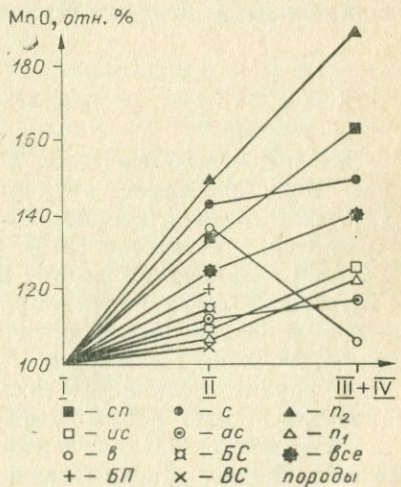


Рис. 32. Изменение средних содержаний MnO по метаморфическим зонам в породах Патомского нагорья.

кие связи определяются минеральным составом пород, поскольку Mg, Ca, Mn входят по преимуществу в анкерит и кальцит, а Fe — в хлорит.

В метапелитах эпидот-амфиболитовой фации связи между магнием и железом чаще всего незначимы или отсутствуют, так как магний концентрируется в хлорите и биотите, а железо — в альмандине и ильмените, иногда в хлоритоиде. В амфиболсодержащих породах n_1 и n_2 между Mg, Fe, Ca, Mn в пределах II, III и IV зон возникают прочные положительные связи, обусловленные вхождением этих элементов в состав амфибола. В метадиабазы δ корреляции между Fe, Ca и Mg чаще всего отсутствуют, поскольку эти элементы концентрируются сразу в трех минералах — эпидоте, амфиболе и плагиоклазе, но зато обнаруживается корреляция между натрием и магнием ($r_{Mg-Na} = +0,86$) и магнием и калием ($r_{Mg-K} = +0,63$).

Наиболее прочные положительные связи между элементами устанавливаются в том случае, когда все они входят в состав одного минерала. Например, в известняках k , где биотит представляет собой, по существу, единственный магниезально-железистый минерал, возникают следующие связи: $r_{Fe-Mg} = +0,73$, $r_{Mg-Mn} = +0,73$, $r_{Fe-K} = +0,71$, $r_{Mg-Ca} = -0,62$, $r_{Fe-Ca} = -0,57$. Отрицательная связь между Mg, Fe и Ca естественна и связана с наличием больших количеств кальцита. В этих же породах, как указывалось выше, Mg, Fe, Mn положительно связаны с Al, Si и Ti.

Изменение минерального состава пород на границе метаморфических зон сразу меняет характер коррелятивных отношений между элементами. В мергелях uc с появлением во II зоне больших количеств биотита возникает положительная корреляция между Mg, Fe и K, а положительная корреляция Mg — Ca сменяется отрицательной ($r_{Mg-Ca} = -0,77$).

§ 27. КАЛЬЦИЙ

Распределение кальция в породах весьма неравномерно. Об этом свидетельствует величина коэффициента вариации — 35—117%. Метапелиты в целом бедны кальцием, содержание которого в них редко превышает 1,0%. Самые низкие концентрации CaO отмечены в метапелитах cn (см. табл. 22, 23). Кальций в метапелитах I зоны чаще всего появляется в результате примеси карбонатного материала, а при повышении степени метаморфизма переходит в гранат, олигоклаз, частично в мусковит и эпидот.

В других разновидностях пород Патомского нагорья в I зоне карбонаты также несут главную массу кальция. Исключение составляют метадиабазы δ , в которых кальций с самого начала содержится в эпидоте и актинолите. Вероятно, именно минеральная форма нахождения кальция (карбонаты) обуславливает столь высокую дисперсию этого элемента в любой из изученных нами пород. Никаких систематических изменений концентраций кальция в зави-

симости от степени метаморфизма не наблюдается. Резкие изменения карбонатности в породах n_1 и n_2 связаны с литологией и характерны для туфопесчаников, но в других разновидностях пород не воспроизводятся.

Характер корреляционных связей кальция с другими элементами обусловлен минеральным составом пород. Высокая положительная корреляция содержания кальция и величины потерь при прокаливании однозначно свидетельствует о наличии в породах карбоната. Корреляция между Ca, Mg и п. п. п. говорит о присутствии доломита.

§ 28. КАЛИЙ, НАТРИЙ

Поведение щелочей в процессе регионального метаморфизма дискутируется, пожалуй, наиболее оживленно. Однако непосредственных данных по содержаниям щелочных элементов в сериях метаморфических пород немного (Engel, Engel, 1960; Нагайцев, Прудников, 1966). Кроме того, эти данные относятся к высокотемпературным зонам амфиболитовой и гранулитовой фаций, где развиты явления гранитизации. Имеющийся в нашем распоряжении материал позволяет оценить «подвижность» щелочей в низко- и среднетемпературных зонах. Средние содержания K_2O (см. табл. 22, 23) показывают, что в большей части исследованных пород они остаются постоянными в разных метаморфических зонах. Некоторые колебания содержаний K_2O объясняются природной дисперсией проб, поскольку коэффициент вариации для калия довольно велик и составляет в среднем 24,3%. Суммарное распределение K_2O по метаморфическим зонам для всех пород Патомского нагорья (кроме n_1 , n_2 и d) дает следующие значения, отн. %: I зона — 100; II — 101,2; III+IV зоны — 107,6. Различия содержаний K_2O между зонами статистически незначимы.

Лишь в трех типах пород — туфопесчаниках n_1 и n_2 и метапелитах с наблюдаются статистически значимые (по t -критерию) различия средних содержаний K_2O между зонами. Резкое уменьшение концентраций калия от I к IV зоне в туфопесчаниках обусловлено первичным литологическим фактором. В этих породах наблюдается заметное снижение содержаний слюд во всех прослоях с юго-востока на северо-запад с параллельным увеличением карбонатности (Макрыгина, Петров, 1971). В метапелитах с концентрация K_2O достигает максимума на границе эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Она приурочена к Патомскому разлому и связана с более поздней мусковитизацией пород (рис. 33). Не всегда влияние тектонической деятельности выражается в изменении концентраций калия у разломов. Чаще всего вдоль тектонических зон происходит только нарушение корреляционных связей между K и Rb (см. § 30), а также омоложение пород и слюд, по данным K-Ar метода (Макрыгина, Петров, 1971), что говорит о незначительности привноса калия и рубидия из глубинных источников и о заметном перераспределении этих элементов внутри самих пород.

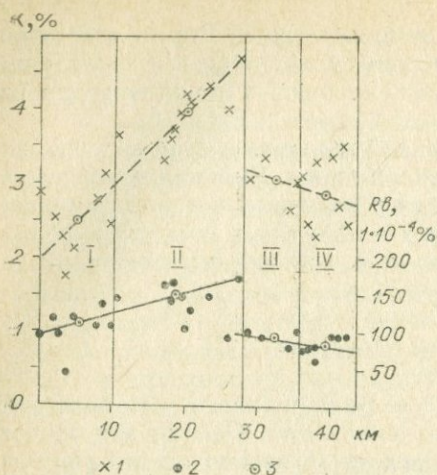


Рис. 33. Распределение калия и рубидия в метапелитах *с* по метаморфическим зонам.
1 — калий; 2 — рубидий; 3 — средние содержания.

жках *БП* и известняках *к* отношение K_2O/Na_2O меньше 1. Наиболее низкие отношения K_2O/Na_2O отмечаются в туфопесчаниках амфиболитовой фации и в метатолитах *д* ($< 0,1$). Почти всегда наблюдаются некоторые колебания средних содержаний Na_2O по метаморфическим зонам во многих разновидностях пород. Чаше всего эти колебания обусловлены случайными причинами, поскольку средний коэффициент вариации натрия для пород Патомского нагорья составляет 25,5%. В ряде случаев отмечены статистически значимые закономерные изменения средних концентраций натрия (в метапелитах *сп*, *с*, песчаниках *БП*). Подобные изменения обусловлены литологией. Уменьшение содержания Na_2O не зависит от степени метаморфизма (см. табл. 23), а связано с удалением от источника сноса обломочного материала (Лангдорского антиклинория). Мы также знаем, что снос материала при образовании сланцев *сп* происходил со стороны Сибирской платформы, и именно в этом направлении в них снижаются концентрации Na_2O . Поскольку кроме сланцев *с* тенденция к уменьшению содержания Na_2O к северо-западу отмечается в Угаханском участке для сланцев *ас*, а также мергелей *ис* и известняков *к*, можно предполагать, что поступление обломочного материала в этом участке происходило с юго-востока.

Расчет суммарных содержаний Na_2O для всех пород Патомского нагорья дал следующие цифры, отн. %: I зона — 100; II — 108,3; III+IV — 99,2. Значимых различий между фациями не наблюдается.

Таким образом, в Патомском нагорье отсутствует миграция *K* и *Na* вдоль пластов в процессе регионального метаморфизма, а также обмен этими элементами между соседними пачками и слоями. Некоторая миграция калия наблюдается на постметаморфическом этапе вдоль зон тектонических нарушений.

Обмена калием между соседними пластами не происходит. Об этом убедительно свидетельствует сохранение низких концентраций калия в основных туфопесчаниках n_1 и n_2 , залегающих среди обогащенных им сланцев анангрской свиты в III и IV зонах. Еще более низкие содержания K_2O наблюдаются в I, II и III зонах метатолитов *д* (см. табл. 23), хотя окружающие их сланцы отличаются достаточно высокой концентрацией K_2O (1,5—3,0%).

Содержания натрия в метапелитах всегда более низкие, чем содержания калия. Примерно такое же отношение K_2O/Na_2O в известково-силикатных породах *ис*. В песчаниках

Общие закономерности поведения воды и углекислоты в процессе прогрессивного регионального метаморфизма известны уже давно. По мере того, как степень метаморфизма возрастает, количество этих компонентов, удерживаемых в кристаллических фазах, постепенно уменьшается. Поэтому в настоящей работе мы не ставим целью подтвердить еще раз этот общеизвестный факт. Наша задача — установить, как происходит дегидратация или декарбонатизация пород различного состава и какие причины, кроме температуры, определяют начало метаморфических реакций, связанных с потерей летучих.

Количество потерь при прокаливании было определено во всех разновидностях пород. В сланцах *ас*, *БС* и туфопесчаниках n_2 сумма п. п. п. определена только в объединенных по зонам пробах. В некоторых пробах сумма п. п. п. расшифровывалась (H_2O^+ , H_2O^- , $C_{орг}$, CO_2 , SO_3 , P_2O_5 , F, С). Содержания серы, фосфора, хлора и бора очень низки, их поведение рассматривается отдельно (см. § 38, 39). Некоторые породы характеризуются значительным количеством $C_{орг}$ (сланцы *с*, туфопесчаники n_1 , сланцы *е*). При повышении степени метаморфизма содержание $C_{орг}$ постепенно уменьшается (см. § 44), и в углистых породах учет этого явления обязателен. В светлых бескарбонатных меташелитах сумма п.п.п. практически отражает содержание конституционной воды. Следует только иметь в виду, что количество п. п. п. почти всегда ниже, чем содержание воды. Действительно, поскольку в породах присутствует преимущественно FeO, а в анализе приводится ΣFe_2O_3 , то при 7,0% ΣFe_2O_3 к сумме п. п. п. надо приплюсовать 0,7% кислорода.

Как уже указывалось (см. § 23), метаморфические реакции носят сложный характер. В результате некоторых из них одновременно выделяются вода и углекислота. Чтобы продемонстрировать характер этих реакций, разберем несколько более простых случаев.

В сланцах *сп* содержание $C_{орг} < 0,2$, а углекислоты — всегда менее 0,3%, т. е. в этих породах изменение суммы п. п. п. характеризует количество воды, выделяющейся в результате реакций дегидратации. Характер изменения п. п. п. по метаморфическим зонам показан на рис. 34, *а*. В серицит-хлоритовой субфации в сланцах *сп* содержится в среднем 30% пиррофиллита. Он полностью разрушается в результате реакции пиррофиллит \rightarrow дистен + SiO_2 . После этого сумма п. п. п. скачкообразно уменьшается от 4,8% до 3,2%. Поскольку пиррофиллит содержит в среднем 5,5% H_2O (Дир и др., 1966), то должно выделиться 1,65% воды, что в точности соответствует уменьшению суммы п. п. п. В начале ставролит-альмандиновой субфации начинается реакция хлоритоид + кварц \rightarrow ставролит + альмандин. Эта реакция проходит на некотором температурном интервале ($\sim 30^\circ C$), но в конечном итоге весь хлоритоид разлагается. Поскольку первоначально в породах присутствовало около 40% хлоритоида с 7% H_2O , то должно выделяться 2,2% воды (2,8 — 0,6 — оставшаяся в ставролите вода). Разница в сумме п. п. п. со-

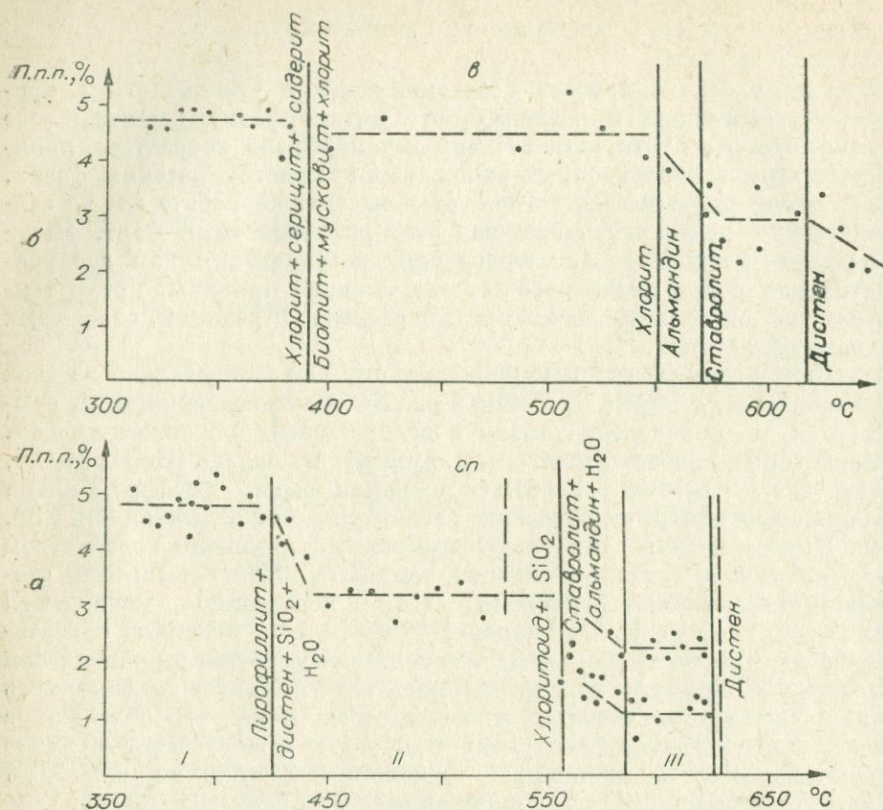


Рис. 34. Характер реакций дегидратации в метапелитах *сп* (а) и *в* (б).

ставляет 2,1%, что также согласуется с расчетом. Группа точек, расположенная в III зоне несколько выше других, обязана своим появлением повышенным количествам мусковита, который в реакции не участвует (рис. 34, а).

Рис. 34. а отражает типичный характер реакций дегидратации. Содержание воды в пределах метаморфической зоны остается постоянным, несмотря на повышение температуры, до тех пор, пока не начинается реакция. С высокотемпературной стороны изограды образуется переходная зона, где реакция еще не прошла полностью. После завершения реакции в породах вновь устанавливается постоянное содержание воды, не меняющееся до начала следующей реакции.

Примерно такой же характер реакций дегидратации в сланцах *в* (рис. 34, б). Реакция образования биотита сложна, в ней участвует несколько минералов, но она не сопровождается выделением большого количества летучих: Fe-хлорит + серицит + пистомезит → Mg-хлорит + биотит + мусковит + H₂O + кальцит. Альмандиновый

гранат в сланцах *в* появляется только вблизи изограды ставролита. Эта реакция приводит к выделению примерно 1,5% летучих. Полностью исчезают богатый водой хлорит и некоторое количество анкерита (кальцита). Наблюдается переходная зона. Картина менее четкая, чем в сланцах *сп*, так как в сланцах *в* сильно меняется количество слюд, определяющее в существенной мере сумму п. п. п. Следующая реакция дегидратации связана с появлением дистена и разрушением части биотита.

В метадиабазях *д* некоторое плавное уменьшение суммы п. п. п. в биотитовой зоне не связано с реакциями дегидратации, а определяется меньшим количеством хлорита (15% в серицит-хлоритовой зоне и 11% в биотит-хлоритовой). Реакция образования глиноземистой роговой обманки, вес. %: 11 хлорита + 29 актинолита + 8 альбита \rightarrow 42 роговой обманки + 8 кварца + H_2O . Хлорит содержит 10 вес. % H_2O , актинолит — 2, а образующаяся роговая обманка — 2,3 вес. % H_2O . В результате реакции должно выделяться около 1 вес. % воды. На рис. 35, *а* это количество равно 0,8 вес. %, что может быть связано с некоторой ошибкой при расчете содержания участвующих в реакции минералов, особенно хлорита, а также с увеличением (на 8 вес. %) количества эпидота.

Реакция альбит \rightarrow олигоклаз приводит к уменьшению содержания эпидота от 28 до 15 вес. %. По-видимому, в ней участвует и амфибол, количество которого увеличивается от 42 до 55 вес. %. Судя по химическим составам пород II и III зон (см. табл. 23, метадиабазы *д*), реакция изохимична. Она не должна приводить к заметной потере воды, так как содержание H_2O в эпидоте и амфиболе близко. Тем не менее сумма п. п. п. во II и III зонах различается на 0,7%. В данном случае эта разница обусловлена возрастанием содержания двухвалентного железа, что влечет за собой уменьшение величины п. п. п.

Реакции, в которых участвует заметное количество карбонатов, приводят к существенному уменьшению суммы п. п. п. Так, в известковистых туфопесчаниках *п₁* в эпидот-амфиболитовой фации образуется глиноземистая роговая обманка по реакции: хлорит + + доломит (кальцит) + альбит \rightarrow роговая обманка + (эпидот) + H_2O + + CO_2 . Потери при прокаливании уменьшаются на 6,2% (рис. 35, *б*). Они складываются из 1,8% H_2O , 3,9% CO_2 и 0,5% $C_{орг}$, что примерно отвечает расчету реакции. Дальнейшее увеличение температуры не приводит в этих породах к новым метаморфическим реакциям с участием заметного количества летучих компонентов, и постепенное снижение суммы п. п. п. в амфиболитовой фации связано с литологическими причинами и «выгоранием» $C_{орг}$ (см. § 44).

Реакции с одновременным участием CO_2 и H_2O имели место в мергелях *ис*. Образование биотита в них происходило следующим образом: Fe-хлорит + анкерит + серицит \rightarrow биотит + Mg-хлорит + + кальцит + H_2O + CO_2 . Сумма п. п. п. уменьшилась на 3,3% (см. табл. 23), из которых около 3/4 приходится на долю углекислоты. Возникновение эпидота по реакции мусковит + хлорит + анкерит \rightarrow \rightarrow биотит + эпидот + H_2O + CO_2 на границе эпидот-амфиболитовой и ам-

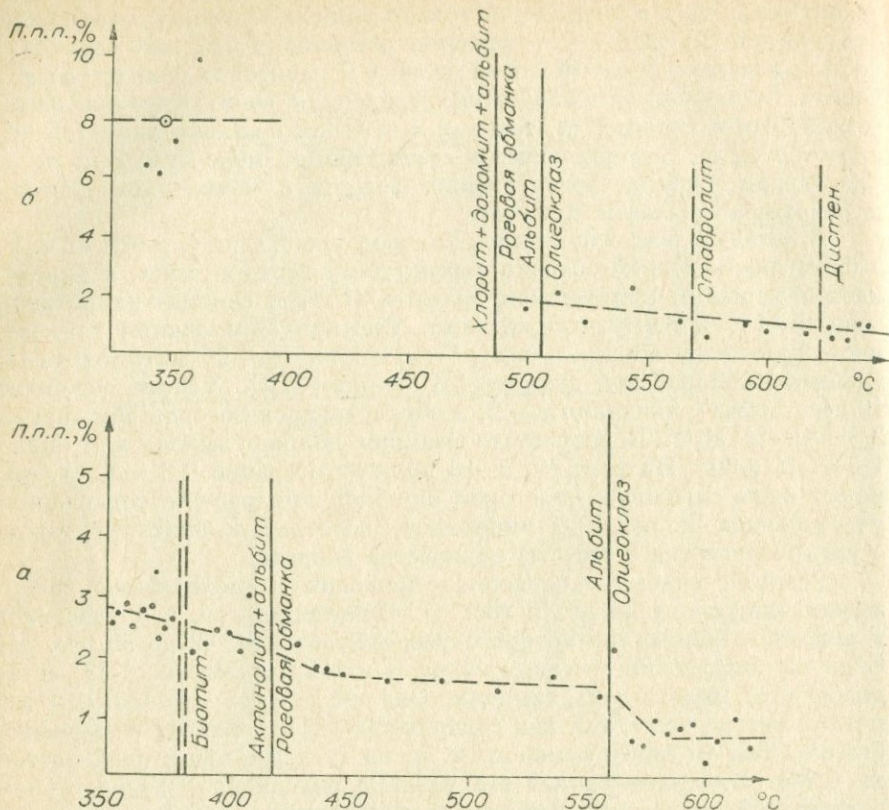


Рис. 35. Характер реакций дегидратации и декарбонатизации в метабазитах (а) и известковых туфоалевролитах n_1 (б).

фиболитовой фаций обуславливает снижение суммы п. п. п. всего на 0,93%.

Небольшое количество кальцита, присутствующее в некоторых сланцах и песчаниках низкотемпературной зоны, обычно разлагается при появлении в них олигоклаза, который поглощает кальций. CO_2 переходит во флюидную фазу.

Если в породах идут реакции с выделением небольшого количества летучих компонентов, то природная дисперсия проб, а также разное содержание в них $\text{C}_{\text{орг}}$ и малых летучих компонентов (P_2O_5 , S, F) могут затушевывать или даже исказить влияние температуры (сланцы ВС, песчаники БП). Тем не менее в большей части пород изменение содержания H_2O и CO_2 тесно связано с изменением термодинамических условий метаморфизма и позволяет судить о характере происшедших метаморфических реакций. Более того, скачкообразное уменьшение суммы п. п. п. в породах узкого химического состава часто дает возможность фиксировать начало реакций, т. е. картировать изограды и объективно устанавливать смену парагенетических ассоциаций.

ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Геохимическая классификация элементов обычно подразделяет химические элементы по признаку их совместной концентрации (геохимического сродства) в определенных природных системах. В метаморфических породах поведение редких элементов до настоящего времени почти не изучалось и геохимической классификации их в этом процессе не создано. В целом по аналогии с петрогенными элементами редкие элементы можно разделить на две группы — подвижные и инертные. В группу подвижных элементов входят Co, Ni, Cu, Au, В, U, находящиеся в разных частях таблицы Д. И. Менделеева, поэтому их трудно рассматривать совместно. Редкие элементы разбираются нами, с одной стороны, в зависимости от их положения в периодической системе (начиная с первой группы), с другой — с учетом геохимической специфики, установленной при изучении процесса регионального метаморфизма.

§ 30. ЛИТИЙ, РУБИДИЙ, ЦЕЗИЙ

Поведение р у б и д и я в процессе регионального метаморфизма ничем не отличается от поведения калия. Средние содержания рубидия по метаморфическим зонам в каждой из изученных разновидностей пород, как правило, остаются постоянными. Лишь в туфопесчаниках n_1 и n_2 резко снижается концентрация рубидия в амфиболитовой фации, что, как уже указывалось (см. § 28), обусловлено литологическими причинами. В сланцах с максимальные концентрации рубидия наблюдаются на границе II и III зон и приурочены к расположенному здесь Патомскому разлому (см. рис. 30), что свидетельствует о подвижности K и Rb на постметаморфическом этапе. Здесь же происходит нарушение корреляционных связей между обоими элементами (табл. 24).

По-видимому, не всегда ослабление корреляционной связи происходит по обе стороны от разлома, чаще всего оно асимметрично. Нами на производилось специального опробования тектонических зон вкрест простирания, поэтому детали поведения калия и рубидия в этот период остались неизученными. Тем не менее можно сделать

Изменение корреляционной связи между К и Rb в породах Угаханского и Мараканского участков в зонах разломов

М	ис	е	с	n_1	n_2	ас
I	+0,80	+0,57	+0,68	+0,98	+0,98	+0,96
II	-0,09*	+0,87	-0,29*	+0,91	+0,99	+0,42*
Главный разлом						
III	+0,93	-0,63*	+0,91	+0,78*	+0,95*	-0,41*
IV	+0,84	+0,05*	+0,72		-0,06*	+0,17*

* Получено вблизи тектонической зоны.

несколько выводов. Во-первых, значительного привноса К и Rb не происходит: средние содержания обоих элементов в большей части пород у тектонических зон существенно не меняются. Во-вторых, перераспределение К и Rb носит местный характер и связано, вероятно, с перекристаллизацией слюд, в результате которой рубидий может становиться подвижным. Если бы перемещение элементов было существенным, наблюдались бы заметные колебания среднего отношения К/Rb, чего на самом деле не происходит (см. табл. 27). В-третьих, как свидетельствуют данные К-Ar возраста, перераспределение калия и рубидия оторвано по времени от главного этапа метаморфизма примерно на 50 млн. лет (Макрыгина, Петров 1971). В-четвертых, рубидий удерживается в решетке слюд менее прочно, чем в решетке амфиболов, так как в амфиболовых сланцах n_1 не происходит нарушения корреляции калия и рубидия у Патомского разлома, а в амфиболовых гнейсах n_2 корреляция К — Rb исчезает только на стыке двух тектонических зон в дистен-альмандиновой субфации. В то же время в сланцах ас Мараканского участка беспорядочные колебания отношения К/Rb происходят в пределах II, III и IV зон, т. е. там, где фиксируется надвиг, осложняющий западное крыло Мараканской синклинали (см. рис. 3).

На тесное геохимическое сродство калия и рубидия указывает постоянство отношения К/Rb во многих исследованных породах (см. табл. 27). В метапелитах, мергелях, известняках оно колеблется от 192 до 282, что соответствует отношению К/Rb в гранитоидах (Turekian, Wedepohl, 1961). Несколько ниже оно в сланцах sp , песчаниках BP и туфоалевролитах n_2 . Тем не менее, если абсолютные средние концентрации калия в разных породах варьируют от 0,17 до 3,19%, а рубидия — от 8 до 143 г/т, средние отношения К/Rb меняются от 159 до 310, т. е. всего в 2 раза. Этот факт может свидетельствовать об одинаковом отношении К/Rb в бассейне осадконакопления на протяжении примерно 800 млн. лет, что, в свою очередь, говорит о близких отношениях К/Rb в размываемых породах древних поднятий.

Наиболее высокие концентрации рубидия отмечаются в богатых калием метапелитах. Среди последних сланцы *сп* характеризуются наименьшими содержаниями рубидия, которые еще более снижаются с удалением от области сноса по направлению от Ангаро-Ленского прогиба к Мамскому синклинию (табл. 25).

Самые низкие концентрации рубидия зафиксированы в метадиабазах *д*. В этих породах отмечается сильная положительная корреляция между K и Rb: I зона +0,89, Ib +0,95, II +0,82; III +0,80; отношение K/Rb в метатолитах *д* наиболее высокое среди всех изученных пород и постепенно возрастает от I зоны к III от 388 до 670. Однако коэффициент вариации для калия здесь составляет 53,3%, а для рубидия — 86%, поэтому различия в отношениях K/Rb между метаморфическими зонами статистически незначимы. В целом имеется тенденция к возрастанию концентраций калия и снижению содержания рубидия от I к III зоне (0,122; 0,138 и 0,171% K и 3,83; 3,20 и 3,07 г/т Rb соответственно). Она, по всей вероятности, определяется не степенью метаморфизма, а первичной особенностью магматического очага, из которого поступала толеитовая магма.

Положительная корреляция калия и рубидия в большей части пород обусловлена вхождением обоих элементов в состав слюд — биотита и мусковита (см. табл. 28). Других минералов-концентраторов рубидия в исследованных породах нет. Биотит по сравнению с сосуществующим мусковитом обычно содержит в 2—2,5 раза больше этого элемента. Как абсолютные концентрации, так и K_R^{Rb} в биотитах и мусковитах меняются в широких пределах и зависят от содержания Rb во вмещающей породе и количества минерала-концентратора. Например, в биотите *11n* K_R^{Rb} равен 9,5, а в биотите *3n* — 4,7, так как количество биотита в пробе *11n* составляет 12,5% вместо 29 в пробе *3n*. В биотите *16ис* K_R^{Rb} равен 12,2, а количество самого минерала в породе около 6%, в то время как в других биотитах этого типа пород K_R^{Rb} колеблется от 2,4 до 2,7, а содержание минерала в них 20—25%. Максимальные концентрации рубидия отмечены в биотитах и мусковитах сланцев *с* — пород, наиболее богатых этим элементом (см. табл. 29), а самые низкие — в биотитах *п*, так как вмещающие породы отличаются низкими содержаниями рубидия (17—54 г/т). Величина отношения K/Rb в слюдах определяется прежде всего концентрацией в них Rb, поскольку по содержанию калия слюды разных типов пород почти идентичны (см. табл. 9, 10, 13, 14).

Геохимическая судьба лития в метаморфических породах более тесно связана с магнием, чем со щелочами. Во многих разновидностях пород средние концентрации лития по метаморфическим зонам практически постоянны, но в сланцах *с* и *сп* наблюдается уменьшение содержания лития к высокотемпературным зонам. Именно в этих породах такая же закономерность отмечена для MgO и связана с литологией (см. табл. 22). В туффосчаниках *п*₁ концентрации лития также заметно снижаются от I к IV зоне, хотя содержания MgO в них, наоборот, возрастают. В породах Жуинского участка симметричного изменения содержания лития Li не происходит, что свидетельст-

Средние содержания редких элементов в метapelитах по метаморфическим зонам, г/т

Тип пород	M	Li		Rb		Sr		Ba		Sc	Y		La		Ce		Nd		Yb	Tl	n
		\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	\bar{x}	
c	I	73	9	102	27	150	51	830	240	20*	17	5	18	6	70	14	17	4	2,5*	0,45*	8
	II	43	22	130	24	140	34	930	490	26	30	16	31	16	92	30	37	18	4,0	0,70	8
	III	45	18	111	41	181	69	940	210	26	30	10	36	18	91	25	30	10	4,6	0,50	4
	IV	29	13	91	23	168	66	860	220	27	33	12	34	10	90	26	35	15	3,5	0,70	9
o	I	65	13	103	12	100*	—	630*	—	30*	23	4	30	5	90	20	36	6	3,5*	0,50*	11
	I6+IIa	69	10	105	13	150	—	510	—	15	25	7	46	8	85	22	32	4	2,6	0,50	6
	III	69	20	92	22	150	—	740	—	18	20	2	29	10	82	30	25	4	3,0	0,55	7
	IV	59	7	95	8	150	—	680	—	16	25	5	50	4	78	26	35	11	3,4	0,55	4
ac	I	58	7	97	2	130*	—	760*	—	23*	21	5	10	4	60	16	17	3	3,3*	0,50*	4
	I6+IIa	48	6	94	9	81	—	900	—	46	21	4	18	7	55	22	22	6	2,9	0,55	6
	IIп	83	16	96	15	93	—	710	—	40	23	5	20	10	62	15	21	10	3,4	0,60	5
	III+IV	55	31	90	14	140	—	1040	—	31	21	4	14	6	61	30	16	4	3,0	0,65	7
BC	I	64	11	131	21	260*	—	1500*	—	13*	14*	—	58*	—	90*	—	32*	—	1,9*	0,50*	4
	I6+IIa	79	19	119	13	470	—	1300	—	25	22	—	81	—	100	—	43	—	2,5	0,50	4
	IIп	71	11	135	30	590	—	1500	—	17	14	—	49	—	85	—	30	—	1,5	0,55	6
BC	I6+IIa	66	8	109	15	110*	—	490*	—	28*	10*	—	12*	—	47*	—	16*	—	2,3*	0,50*	9
	Ix	62	6	127	14	90	—	650	—	33	10	—	16	—	51	—	17	—	2,2	0,30	7
	Ic	73	11	144	20	87	—	620	—	32	16	—	18	—	50	—	20	—	2,3	0,45	8
	Ix	66	9	127	12	100	—	580	—	10	12	—	16	—	54	—	20	—	2,0	0,20	7
	I6+IIa	70	5	117	25	120	—	620	—	30	18	—	18	—	45	—	21	—	3,0	0,45	9
cn	I	32	19	95	44	89*	—	560*	—	18*	60*	—	110*	—	250*	—	110*	—	5,9*	0,45*	10
	I6+II	8	5	91	32	140	—	790	—	32	48	—	100	—	200	—	79	—	4,8	0,55	10
	IIIa	15	11	45	23	110	—	460	—	35	43	—	105	—	220	—	96	—	4,0	0,30	10
	IIIб	13	9	67	38	110	—	670	—	33	41	—	150	—	240	—	96	—	5,4	0,20	11

* Здесь и в следующей таблице результаты анализа в объединенной пробе.

Средние содержания редких элементов в породах по метаморфическим зонам, г/т

Тип поро- ды	M	Li		Rb		Sr		Ba		Sc	Y	La	Ce		Nd		Yb	Tl	n
		\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	\bar{x}	
n ₁	I	78	12	56	35	260*	—	500*	—	17*	21	22	85	10	19	9	3,5	0,70*	4
	II	38	24	30	16	250	—	500	—	16	20	22	91	7	12	6	3,8	0,55	7
	III+IV	24	11	8	7	220	—	61	—	19	21	26	81	14	16	8	3,6	0,60	8
n ₂	I	35	10	46	27	100*	—	220*	—	20*	20	20	77	7	21	2	2,8*	0,5*	4
	Iб	36	15	55	32	130	—	350	—	21	25	17	85	21	22	7	3,9	0,3	6
	IIп	37	19	19	12	270	—	170	—	16	32	28	89	29	28	12	5,0	0,5	7
	III+IV	24	6	10	5	250	—	78	—	22	28	17	84	16	29	10	3,8	0,6	9
θ	I	34	12	3,83	3,65	260*	—	35*	—	27*	20*	10*	51*	—	18*	—	2,6*	0,45*	10
	Iб	21	11	3,93	4,16	185	—	35	—	36	23	13	58	—	15	—	3,2	0,55	6
	II	17	24	3,20	2,46	111	—	36	—	60	22	23	63	—	18	—	3,5	0,50	9
	III	25	19	3,07	2,44	137	—	40	—	55	23	24	60	—	17	—	3,4	0,60	11
uc	I	54	19	94	44	680	390	490	190	10*	20*	20*	130*	—	19*	—	3,0*	0,80*	8
	Iб+II	47	12	69	29	770	420	420	200	12	19	27	99	—	22	—	5,0	0,50	7
	III	53	10	105	24	830	480	520	280	18	26	44	110	—	35	—	5,4	0,55	10
	IV	53	11	90	27	840	450	500	310	14	28	43	100	—	35	—	4,0	0,75	5
κ	I	17	15	13	6	3900	1800	73	46	50*	21*	15*	47*	—	13*	—	3,1*	0,80*	4
	Iб+II	13	11	10	2	3500	1060	77	60	4,0	12	16	50	—	12	—	1,9	0,70	4
	III	13	10	11	3	4400	1680	98	17	5,8	7,2	10	30	—	10	—	1,6	0,90	7
	IV	9	5	12	4	4250	1160	87	22	3,8	8,1	12	40	—	10	—	1,9	0,80	4
БП	IIп	25	3	57	12	140*	—	360*	—	6,3*	13*	20*	47*	—	19*	—	1,8*	0,20*	6
	IIa+Iб	21	5	40	6	95	—	265	—	8,0	12	26	50	—	22	—	1,8	0,20	7
	I	20	5	42	15	220	—	300	—	10,0	11	29	46	—	22	—	1,6	0,50	6
	IIa+Iб	25	5	47	15	230	—	420	—	7,4	11	29	43	—	23	—	2,1	0,55	9

вует об отсутствии влияния метаморфизма на его перераспределение (табл. 25, 26, породы *BC*, *BC*, *БП*). В целом, даже если исключить породы c_1 , cn и n_1 , концентрация лития в амфиболитовой фации несколько ниже, чем в предыдущих зонах, отн. %: зона I — 100, II — 104, III+IV — 85,6. Средний коэффициент вариации для лития равен 29,1%. Сравнение по t -критерию эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций показывает, что различие между ними значимо даже на уровне 0,1%. Однако поскольку распределения лития в однотипных породах разных участков по метаморфическим зонам не воспроизводятся, эти изменения следует отнести главным образом за счет литологии.

Максимальные концентрации лития отмечены в метапелитах (кроме сланцев *cn*) и мергелях *uc*, минимальные — в песчаниках *БП* и известняках *к* (см. табл. 25, 26). В отличие от отношения K/Rb отношение Mg/Li широко варьирует даже в пределах одного типа пород (табл. 27). Это заставляет предполагать, что связь $Li-Mg$ менее прочна, чем связь $Rb-K$, и поведение обоих элементов в процессе метаморфизма неодинаково. Действительно, положительный коэффициент корреляции $Li-Mg$ обнаруживается только в некоторых породах — *БП*, *BC*, *в*, *с* и равен +0,48—0,90. В других типах пород корреляция между магнием и литием или совершенно отсутствует, или проявлена лишь в отдельных метаморфических зонах. Довольно часто фиксируется положительная связь $Al-Li$, реже — $Fe-Li$. Положительная корреляция $K-Li$ установлена только в породах *к*, *uc* и *БП*, т. е. там, где биотит количественно резко преобладает над мусковитом, а другие минералы-концентраторы лития отсутствуют. В этих породах отмечается также положительная корреляция $Rb-Li$ и $Fe-Li$.

Лучший минерал-концентратор лития — биотит. Высокие содержания этого элемента фиксируются также в хлоритах, амфиболах, мусковитах и ставролите. Менее значительны они в гранатах и хлоритоидах. В эпидотах, карбонатах и плагиоклазах лития практически нет (табл. 28). Характер корреляционных связей лития с другими элементами определяется тем, в каком минерале он находится. Например, в мергелях *uc* в I зоне литий почти целиком концентрируется в хлорите и образует положительные связи с Al , Mg , Co , Ni , Cr , отрицательную — с Rb , а корреляция $K-Li$ отсутствует. С появлением во II зоне биотита сразу же возникают положительные связи $Rb-Li$ ($r=+0,56-0,70$) и $K-Li$ ($r=+0,69-0,90$), поскольку литий в значительной степени входит в решетку биотита. Положительная корреляция $Al-Li$ сохраняется. Поскольку для лития в изученных породах обычно имеется несколько минералов-концентраторов, то и корреляционные связи его с другими элементами, как правило, слабы и неустойчивы.

Уровень содержания лития в минералах определяется теми же факторами, что и рубидия. С уменьшением в породе количества главного минерала-концентратора при одном и том же парагенезисе коэффициент концентрации лития в нем заметно увеличивается (биотит *16uc*, табл. 28). У амфибола *1п* сравнительно низкий

Содержание, г/т, и коэффициенты концентрации рубидия и лития в минералах метаморфических пород

Номер обр.	M	Rb	K_{Rb}	K/Rb	Li	K_{Li}	Номер обр.	M	Li	K_{Li}
<i>Биотиты</i>							<i>Амфибол</i>			
16ис	II	610	12,2	419	155	7,0	1п	II	30	1,2
4ис	III	260	2,4	281	200	3,8	9п	III	65	3,0
6ис	III	305	2,5	230	205	3,3	5п	IV	75	2,1
12ис	IV	300	2,7	260	190	3,7	7п	IV	75	2,0
8ис	IV	285	2,4	281	165	2,6	<i>Гранаты</i>			
14ис	IV	155	2,7	485	150	3,7	19с	II	38	1,1
24с	III	485	6,1	114	115	4,0	32с	IV	20	0,8
31с	IV	680	4,9	93	165	5,0	<i>Хлориты</i>			
11п	II	190	9,5	316	240	6,0	21ис	I	65	2,6
3п	II	250	4,7	248	150	3,8	10с	II	225	5,6
2п	II	185	3,4	356	340	3,8	22с	III	45	0,7
<i>Мусковиты</i>							<i>Эпидоты</i>			
4ис	III	125	1,1	544	35	0,7	69с	I	6	0,1
6ис	III	18	1,5	416	49	0,8	4ис	III	6	0,1
8ис	IV	145	1,2	496	35	0,6	<i>Ставролит</i>			
12с	II	320	2,3	235	58	0,8	24с	III	70	2,4
19с	II	280	1,9	263	74	2,2				
21с	III	260	1,5	293	37	1,3				
22с	III	200	2,0	278	140	2,3				
26с	IV	210	2,8	355	27	2,0				
33с	IV	250	2,6	300	28	0,7				

Таблица 29

Содержание стронция в карбонатах из известково-силикатных пород ис и известняков к, %

M	Номер обр.	Тип карбоната	Sr	K_{Sr}	M	Номер обр.	Sr	K_{Sr}
I	24ис	Анкерит	0,320	2,53	I	23к	0,570	1,17
	21ис	»	0,106	1,86				
	20ис	»	0,062	1,87				
II	18ис	Кальцит	0,294	1,97	II	17к	0,610	1,33
	16ис	»	0,251	4,00				
	4ис—1	Анкерит	0,071	2,02				
III	4ис	Кальцит	0,189	2,36	III	3к	0,810	1,19
	4ис	Fe-доломит	0,082	1,03				
	3ис—1	Кальцит	0,088	1,17				
	6ис	»	0,223	1,74				
IV	14ис	Кальцит	0,196	2,15	IV	11к	0,630	1,19
						7к	0,535	1,18
						13к	0,325	1,26
						9к	0,535	1,16

K_{K}^{Li} , так как существенную часть лития забирает биотит. В безбиотитовых породах $9n - 7n$ амфибол становится единственным концентратором лития, поэтому и его абсолютные содержания, K_{K}^{Li} в амфиболе сразу же возрастают (табл. 29).

Концентрации рубидия и лития определялись во всех изученных пробах, в то время как z и y был проанализирован только в валовых пробах пород c и n_1 . Его содержания в породах оказались очень низкими, нередко выходящими за предел чувствительности аналитического метода, поэтому полученные результаты носят предварительный характер.

В сланцах c средние содержания цезия по метаморфическим зонам изменяются следующим образом, г/т: зона I — 2,5; II — 3,9; III — 1,3; IV — 1,0. Концентрации цезия в отдельных пробах варьируют от 0 до 10 г/т. Корреляция между содержаниями цезия и калия, как правило, отсутствует, а во II зоне $r_{\text{K}-\text{Cs}} = -0,92$. В зоне II $r_{\text{Mg}-\text{Cs}} = +0,88$, в IV зоне $r_{\text{Mg}-\text{Cs}} = +0,56$. Обычно положительная корреляция цезия с литием — $r_{\text{Li}-\text{Cs}} = +0,70-0,80$.

В туфопесчаниках n_1 содержания цезия выше 1 г/т установлены лишь в единичных пробах. Минералами-концентраторами цезия являются слюды. В мусковитах c содержание этого элемента составляет 10—30 г/т.

§ 31. БАРИЙ, СТРОНЦИЙ, БЕРИЛЛИЙ

Поведение стронция в процессе регионального метаморфизма практически не изучено. «В настоящее время невозможно наметить какие-либо закономерности в распределении стронция среди различных типов этих (метаморфических — *Б. П.*) пород. Еще менее известно о поведении стронция в метаморфических процессах» (Бурков, Подпорина, 1962, с. 72). Поэтому материалы по Патомскому нагорью имеют большое научное значение, тем более что стронций наряду с барием широко используется при палеогеографических реконструкциях в осадочных породах (Кабанова, 1969).

Большая часть исследованных нами пород по уровню концентраций стронция примерно одинакова: 81 — 181 г/т в метапелитах, 95—260 г/т в песчаниках, туфопесчаниках и метадиабазах (см. табл. 25, 26). Среди метапелитов только группа *BC* характеризуется необычно высокими содержаниями стронция (260—590 г/т). Максимальные концентрации этого элемента отмечены в мергелях *ис* (680—840 г/т) и известняках *к* (0,35—0,44%).

Закономерных изменений средних концентраций стронция по метаморфическим зонам не происходит. Расчет средних по зонам содержаний *Sr* для всех (кроме метадиабазов *d*) пород дает следующие значения, отн. % I—100; II — 116,2; III+IV — 116,5. Поскольку и природная, и аналитическая дисперсия содержаний этого элемента очень велика, то различия между зонами статистически незначимы. Корреляция между стронцием и кальцием чаще всего отсутствует. Об этом говорит, в частности, сильная изменчивость отношения *Ca/Sr* во многих изученных породах (см. табл. 27).

Средние содержания стронция в метапелитах близки к кларкам этого элемента в глинах и глинистых сланцах, а также в филлитах и слюдяных сланцах различных регионов (Бурков, Подпорина, 1962). Концентрации стронция в известняках *к* жуинской свиты совершенно аномальные. Кларки стронция в карбонатных породах изучены достаточно подробно. Д. П. Виноградов и др. (1952) показали, что в ходе эволюции земной коры происходило закономерное увеличение в известняках количества стронция и отношения Sr/Ca. Так, третичные карбонатные породы Русской платформы содержат в 50 раз больше стронция, чем протерозойские (0,15% против 0,0033). Аналогичные данные получены для Северо-Американской платформы. Существует мнение, что в докембрийских карбонатных породах ожидать месторождений стронция не приходится.

Карбонатные породы *к* имеют верхнепротерозойский возраст, но тем не менее концентрации Sr в них более чем в 100 раз превышают кларковые. Очевидно, что стронций в известняках *к* первично-осадочного происхождения. Эти породы отлагались в мелководном, сильнозасоленном бассейне. Характерный набор пород — известняки, доломиты, мергели (иногда с глауконитом) — вполне отвечает условиям, при которых происходит накопление стронция в более молодые эпохи. Считается, что в условиях низких температур в период осадконакопления, а также при диагенезе и эпигенезе пород в состав кальцита может входить лишь незначительное количество стронция (Бурков, Подпорина, 1962; Дир и др., 1966). Именно поэтому стронций образует самостоятельную минеральную фазу — стронцианит. Нами в серицит-хлоритовой субфации этот минерал не обнаружен, хотя и не исключено, что SrCO₃ образует структуры распада в кальцитах.

При повышении температуры растворимость стронция в кальцитах резко увеличивается. Экспериментально синтезированы кальциты с изоморфной примесью SrCO₃ в количестве около 30 мол. % (Kallweit, 1949; Terada, 1952). В карбонатах кальциты содержат до 2% стронция (Бурков, Подпорина, 1962). Таким образом, в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций существование кальцитов с высоким содержанием стронция вполне возможно. Исследование кальцитов *к* показало, что в некоторых из них до 0,81% стронция (см. табл. 29).

Об инертном поведении стронция свидетельствует также следующее. В жуинской свите мергели *ис* и известняки *к* образуют тонкое переслаивание (5—10 см). Тем не менее они резко отличаются по уровню содержания стронция. Это различие сохраняется не только в породах, но и в кальцитах разных прослоев (24ис — 23к, 18ис — 17к, 4ис — 3к и т. д., табл. 30), отобранных из одного места. Таким образом, даже в легкорастворимых карбонатах миграции стронция не происходит. Перераспределение этого элемента становится ощутимым в метаморфогенных жилах (см. § 53), где содержание стронция в карбонатах возрастает в два раза и более. Однако этот процесс не оказывает серьезного влияния на концентрации Sr во вмещающих породах, так как количество и размеры жил слишком малы.

Изучение содержаний стронция в минералах метаморфических пород свидетельствует, что он практически всегда замещает кальций в кальцийсодержащих минералах. В известково-силикатных породах *ис* главными концентраторами этого элемента являются эпидоты, плагиоклазы, карбонаты (кальцит и анкерит) и в значительно меньшей степени мусковит. В хлорите стронция нет (табл. 30). В амфиболовых гнейсах II—IV метаморфических зон плагиоклаз — единственный концентратор стронция, так как в биотитах, амфиболах и гранатах его содержание на два порядка ниже (табл. 31). В I зоне туфопесчаников n_1 большая часть Sr концентрируется в карбонатах и альбите. В сланцах *с* карбонаты и плагиоклазы отсутствуют. Единственный концентратор стронция в этих породах — мусковит, но и в нем K_{K}^{Sr} не превышает 2,26, а обычно около 1. В породах *с* ощущается значительный избыток стронция, который не входит ни в один из минералов метапелитов (табл. 32). Остается предположить, что около половины всего стронция находится в межзерновых пленках или сорбируется органикой, которой так богаты эти породы. Источником стронция могут быть почвенные воды.

Таблица 30

Содержание стронция и бария в минералах известково-силикатных пород
ис, %

М	Номер обр.	Sr	K_{K}^{Sr}	Ba	K_{K}^{Ba}
<i>Биотиты</i>					
II	16ис	0,0024	0,03	0,045	1,80
	4ис-1	0,0011	0,03	0,030	0,43
III	4ис	0,0038	0,05	0,120	4,0
	2ис	0,0015	0,04	0,115	3,03
IV	6ис	0,0036	0,03	0,070	0,86
	12ис	0,0029	0,03	0,480	5,30
	1ис-1	0,0010	0,013	0,250	7,15
	8ис	0,0036	0,04	0,480	3,43
	14ис	0,0035	0,04	0,081	2,90
<i>Мусковиты</i>					
II	16ис	0,0230	0,37	0,160	6,4
	4ис	0,0480	0,60	6,580	19,4
III	2ис	0,0440	0,15	0,550	14,8
	6ис	0,0710	0,55	0,270	3,3
IV	14ис	0,0460	0,51	0,200	7,1

Эпидот

III	4ис	0,2600	3,25	—	—
-----	-----	--------	------	---	---

Хлорит

I	21ис	0,0002	—	0,0003	—
---	------	--------	---	--------	---

Таблица 31

Содержание стронция и бария в минералах амфиболовых гнейсов n_1 , %

М	Номер обр.	Sr	K_{K}^{Sr}	Ba	K_{K}^{Ba}
<i>Биотиты</i>					
II	11n	0,0004	0,030	0,130	5,65
	1n	0,0010	0,046	0,150	4,10
III	9n	0,0008	0,052	0,120	4,40
<i>Амфиболы</i>					
II	1n	0,0005	0,023	0,0020	0,054
	9n	0,0002	0,012	0,0002	0,007
IV	5n	Сл.	—	0,0002	0,001
	7n	0,0003	0,021	0,0003	0,001

Гранаты

II	10n	0,0015	0,088	0,0020	0,063
IV	6n	0,0003	0,018	0,0012	0,052

Плагиоклазы

II	3n	0,068	4,3	Не опр.	—
	10n	0,064	3,9	»	—
III	9n	0,039	2,4	0,066	0,84
	4n	0,105	6,6	Не опр.	—
IV	5n	0,111	10,1	Не опр.	—
	8n	0,099	7,9	»	—
	7n	0,073	6,1	0,0053	1,08

Таблица 32

Содержание стронция и бария в минералах метапелитов с, %

М	Номер обр.	Sr	K_{Sr}	Ba	K_{Ba}
<i>Мусковиты</i>					
II	12с	0,0100	1,00	0,228	5,42
	19с	0,0156	0,98	0,156	1,42
III	22с	0,0240	1,09	0,145	1,20
	24с	0,0210	2,26	0,180	3,46
IV	27с	0,0200	0,67	0,280	3,38
	33с	0,0220	1,58	0,400	4,00
	30с	0,0150	1,15	0,160	2,54
<i>Биотиты</i>					
III	24с	0,0007	0,079	0,046	0,89
IV	33с	0,0003	0,024	0,025	0,25
	30с	0,0018	0,138	0,054	0,86
<i>Гранаты</i>					
II	16с	Не обн.	—	0,0003	—
	19с	Сл.	—	0,0004	—
<i>Хлоритовиды</i>					
II	18с	0,0002	—	0,0012	—
	14с	Не обн.	—	0,0025	—
<i>Ставролиты</i>					
III	24с	0,0002	—	0,0044	—
IV	33с	Не обн.	—	0,0014	—

четкая положительная корреляция $K - Ba$, поскольку оба эти элемента входят в состав серицита. Корреляция сохраняется и во II зоне, где роль минерала-концентратора бария переходит к биотиту, так как мусковит в этой зоне отсутствует, а амфибол и гранат бария почти не содержат (см. табл. 31). Амфиболы других регионов также отличаются низкими (0,0065—0,0089%) содержаниями этого элемента.

В амфиболитовой фации самые высокие содержания бария зафиксированы в плагиоклазе, а большая половина калия содержится

Кларки бария в метаморфических породах еще не изучены. Среди осадочных пород больше всего бария содержит глины ($5 \cdot 10^{-4}\%$), песчаники ($x \cdot 10^{-5}\%$) и известняки ($x \cdot 10^{-5}\%$) (Turekian, Wedepohl, 1961). А. П. Виноградов (1962) для глин дает более высокое значение ($8 \cdot 10^{-2}\%$). В целом наибольшие концентрации бария характерны для метапелитов, т. е. пород, где и содержания калия максимальны (см. табл. 25, 26). Самые низкие содержания бария зафиксированы в метадибазах d , известняках k и в III и IV зонах туфопесчаников n_1 и n_2 , где концентрации калия заметно уменьшаются. Постоянство отношения K/Ba внутри каждого типа пород по метаморфическим зонам свидетельствует о тесной геохимической связи между обоими элементами (см. табл. 27). Наличие некоторого разброса отношений K/Ba обусловлено, скорее всего, аналитическими ошибками в определении бария, так как в большей части пород его содержание анализировалось только в объединенных средних пробах (см. § 3). В метапелитах с между концентрациями калия и бария намечается прямая корреляция, но ее значение невелико ($r_{K-Ba} = +0,42$). В туфопесчаниках n_1 в зоне I фиксируется

в амфиболах (см. табл. 31). Биотита в этих зонах нет, поэтому естественно отсутствие корреляции между K и Ba .

В мергелях *ис* в зоне I единственный концентратор бария, по-видимому, серицит, так как хлориты этой зоны его не содержат (см. табл. 30), а концентрация бария в карбонатах сравнительно низка (0,012—0,017%), поэтому r_{K-Ba} равен +0,78. В эпидот-амфиболитовой фации мусковит количественно преобладает над биотитом, а концентрация в нем бария в несколько раз выше, т. е. около 80—90% бария концентрируется в мусковите. Для этой зоны r_{K-Ba} равен +0,73. В амфиболитовой фации содержание в породах биотита 20—25%, а мусковита — 3—5%. Тем не менее с мусковитом связано до 50% Ba породы. Корреляция $Ba - K$ исчезает, поскольку основная масса калия находится в биотитах, а барий в значительной степени концентрируется в мусковите. Породы амфиболитовой фации, в которых отмечено повышенное содержание бария, характеризуются также более высокими (до 8%) содержаниями мусковита.

Известняки k бедны барием, а примесь слюд в них сравнительно невелика (до 8%). Тем не менее и в этих породах в пределах I—III зон между калием и барием существует положительная корреляция ($r = +0,68 - 0,89$), что свидетельствует о концентрировании этого элемента в слюдах. Только в IV зоне с появлением в мраморах мусковита положительная корреляция между K и Ba сменяется отрицательной. Если произвести расчеты содержаний бария в слюдах мраморов, то они должны достигать 0,3—0,5%, т. е. примерно столько, сколько его фиксируется в слюдах известково-силикатных пород *ис*.

Для всех метapelитов характерна сравнительно слабая корреляция между барием и калием, а также заметные колебания коэффициента концентрации его в слюдах — единственных минералах-концентраторах бария в метаморфических породах. Это может быть обусловлено двумя причинами: во-первых, большой аналитической ошибкой при определении бария в метapelитах (см. § 3), во-вторых, наличием какой-то части бария, не входящего в решетку слюд и находящегося в «подвижном» состоянии.

В известково-силикатных породах *ис* в пределах II—III зон имело место равновесное распределение бария между сосуществующими биотитом и мусковитом (рис. 36), подчиняющееся закону Нернста. Однако в дистеновой зоне это равновесие нарушается и биотит замет-

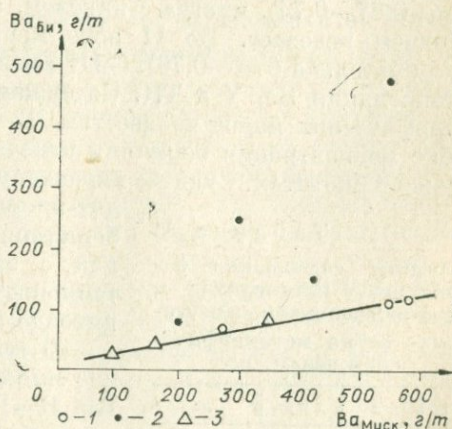


Рис. 36. Распределение бария между биотитом и мусковитом в породах *ис*. 1 — зона IV; 2 — зона III; 3 — зона II.

но обогащается барием. Поскольку опробование произведено нами вдали от пегматитовых жил, можно предполагать наличие местного источника бария — некоторого количества элемента, находящегося в породах в несвязанном состоянии.

В целом можно считать доказанной почти полную инертность стронция и бария в процессе регионального метаморфизма вплоть до температур порядка 650°C. Поскольку оба элемента имеют весьма различную геохимическую судьбу, их отношение, видимо, характеризует условия осадконакопления. В качестве индикаторов этого процесса они широко используются (Кабанова, 1969). Величина отношения Sr/Ba заметно отличается в породах разного исходного состава — она минимальна и почти одинакова в метапелитах и постепенно возрастает в ряду метапелиты → песчаники и туфопесчаники → мергели → известняки, т. е. примерно так же, как и величина отношения Ca/K (см. табл. 27). В туфопесчаниках n_1 и n_2 это отношение характеризует резкую смену условий осадконакопления (возможно, увеличение солености бассейна) с юго-востока на северозапад.

Бериллий рассматривается вместе со стронцием и барием лишь потому, что принадлежит ко второй группе таблицы Д. И. Менделеева. В нашей работе данные о поведении этого элемента в процессе метаморфизма ограничены четырьмя группами пород — *c*, n_1 , *uc* и *k*, в которых определены содержания бериллия в валовых пробах (табл. 33).

Минимальные концентрации бериллия отмечены в известняках, где они колеблются в пределах 0,3—0,8 г/т. В сланцах *c* в I зоне бериллий обнаруживает положительные корреляционные связи с титаном, калием и рубидием ($r=+0,67-0,75$) и отрицательную с натрием ($r=-0,70$). Начиная со II зоны, появляется положительная корреляция бериллия с железом ($r=+0,68-0,72$), кобальтом ($r=+0,67-0,74$). Иногда с никелем, а связь бериллия с калием и рубидием исчезает. Во II зоне корреляция Be—Na по-прежнему отрицательна ($r=-0,76$). С III зоны обнаруживается положительная корреляция Be, Y и TR. Содержания бериллия в минералах метаморфических пород неизвестны. В магматических породах наибольшие концентрации бериллия отмечены в амфиболах, плагноклазах, реже в биотитах. Судя по характеру корреляционных связей, в серицит-хлоритовой субфации главная масса бериллия содержится в сериците, а начиная с эпидот-амфиболитовой фации — в темноцветных минералах — гранате, хлоритоиде и ставролите.

Таблица 33
Средние содержания бериллия в метапелитах *c*, туфопесчаниках n_1 и мергелях *uc* по метаморфическим зонам, г/т

М	<i>c</i>	n_1	<i>uc</i>
I	2,57	1,45	2,9
II	3,21	2,20	2,3
III	3,63	1,20	2,7
IV	3,39	4,20	2,6

В туфопесчаниках n_1 в I зоне наличие высокой положительной корреляции Rb, K—Be также свидетельствует о вхождении бериллия в состав серицита. При появлении в породах амфибола большая часть бериллия, вероятно, концентрируется именно в нем, так как положи-

тельная корреляция с натрием (плагноклаз), калием и рубидием (биотит) отсутствует. Ограниченное количество определений бериллия в известково-силикатных породах *ис* не позволяет даже приблизительно говорить о минералах-концентраторах этого элемента. Следует только отметить наличие положительной корреляции между содержаниями алюминия и бериллия в мергелях *ис*. В известняках *к* существует положительная связь кремний — бериллий.

В целом для суждения о поведении бериллия в процессе регионального метаморфизма требуется привлечение более обширного материала.

§ 32. СКАНДИЙ, ИТРИЙ, ЛАНТАНОИДЫ И ТАЛЛИЙ

Содержания скандия определены в объединенных по метаморфическим зонам средних пробах, а также в минералах двух групп пород — сланцев *с* и туфопесчаников *п₁*. Максимальные концентрации скандия отмечены в метадиабазе *д*, минимальные — в известняках *к*, песчаниках *БП* и мергелях *ис*. В метапелитах средние содержания скандия варьируют в широких пределах — от 10 до 46 г/т (см. табл. 25). Закономерных изменений содержания скандия по метаморфическим зонам не наблюдается. В каждом типе пород они своеобразны и не воспроизводятся в аналогичных породах других участков, т. е., вероятно, имеют случайный характер или связаны с литологией. Расчет средних содержания скандия для всей толщи в целом показывает некоторое увеличение их в высокотемпературных зонах (см. табл. 35), но поскольку коэффициент вариации концентраций скандия достаточно высок (как и величина аналитических ошибок), то значимость этих различий между зонами не может быть подтверждена статистически.

Концентрации скандия изучены в породообразующих минералах метапелитов *с* и амфиболовых гнейсов *п₁*. В метапелитах самые высокие содержания этого элемента установлены в гранатах ($K_K^{Sc} = 1,85 - 3,00$). Мусковиты являются носителями скандия и с ними связано 25—45% скандия породы, в других минералах его содержание низкое. В амфиболовых породах скандия больше всего содержится в роговой обманке. Гранаты этих пород обеднены скандием по сравнению с гранатами метапелитов (табл. 34). Для изученных пород минералы по уровням содержания скандия располагаются в следующем порядке: амфибол — гранат — мусковит — хлорит — биотит — ильменит — хлоритоид — ставролит. Концентрации скандия в этом ряду снижаются слева направо. С уменьшением количества минерала-концентратора содержание скандия в нем и K_K^{Sc} возрастает (гранат 25с, амфибол 11п). В породообразующих минералах концентрируется от 40 до 60% скандия породы. Остальная часть скандия, по-видимому, содержится в акцессорных минералах.

Средние содержания иттрия и лантаноидов (La, Ce, Nd, Yb) в метаморфических породах Патомского нагорья не обнару-

Содержание, г/т, и коэффициенты концентрации скандия в минералах метapelитов *c* и амфиболовых гнейсов n_1

М	Номер обр.	Sc	K_K	М	Номер обр.	Sc	K_K	М	Номер обр.	Sc	K_K
<i>Гранаты</i>				<i>Мусковиты</i>				<i>Гранаты</i>			
II	12c	80	2,19	II	12c	38	1,09	II	10n	30	0,63
II	18c	120	2,40	II	18c	44	0,88	IV	5n	20	0,65
III	24c	72	2,32	IV	30c	45	1,12	IV	7n	60	1,20
IV	25c	90	3,00	<i>Биотиты</i>				<i>Амфиболы</i>			
IV	33c	76	1,85	III	24c	14	0,45	II	11n	130	3,02
IV	30c	92	2,30	IV	25c	Н. о.	—	II	10n	59	1,23
<i>Хлоритовиды</i>				IV	30c	»	—	IV	5n	45	1,45
II	10c	13	0,35	<i>Ставролиты</i>				IV	7n	71	1,42
II	18c	20	0,40	III	24c	Н. о.	—	<i>Хлориты</i>			
<i>Ильмениты</i>				IV	33c	»	—	II	11n	18	0,42
II	10c	19	0,51	IV	30c	»	—	II	10n	30	0,63
IV	31c	22	—	<i>Биотит</i>							
								II	11n	56	1,30

живают закономерных изменений в зависимости от степени метаморфизма. Лишь в метapelитах *c* на границе I и II зон происходит скачкообразное возрастание концентраций всех указанных элементов (и скандия). При дальнейшем повышении температуры средние содержания редкоземельных элементов в этих породах остаются на одном уровне. При расчете средних по метаморфическим фациям содержаний редкоземельных элементов (р. з. э.) и Y для всей толщи также не установлено закономерных изменений (табл. 35). Лишь для лантана намечается некоторое возрастание концентраций в высокотемпературных зонах, но статистическая значимость этого изменения не может быть проверена.

Содержание церия во всех породах выше, чем других р. з. э., а концентрации Y, La и Nd в каждом типе пород обычно довольно близки. Содержание иттербия на порядок ниже. Максимальные концентрации редких земель отмечены в метapelитах *cn*, а минимальные — в известняках и

песчаниках (см. табл. 25, 26).

Изучение распределения редких земель в породообразующих минералах метapelитов *c* и амфиболитовых гнейсов n_1 показало, что для Ce, La и Nd нет ярко выраженных

Таблица 35

Изменение средних содержаний Sc, Y и лантаноидов в толще пород патомской серии по метаморфическим зонам, %

М	Sc	Y	La	Ce	Nd	Yb
I	160	100	100	100	100	100
II	115	102	117	96	98,5	109
III+IV	123	97	126	92	107	104

минералов-концентраторов (табл. 36). Коэффициенты концентрации этих элементов лишь немного превышают единицу в хлоритах и биотитах. Хлорит, как правило, наиболее богат р. з. э. по сравнению с другими минералами, однако в породообразующих минералах содержится не более 40—50% Ce и La породы. В зеленосланцевой фации нет также и концентраторов иттрия среди породообразующих минералов, но с появлением в породах граната ситуация меняется. В этот минерал в метапелитах входит от 60 до 90% Y породы, а в амфиболовых гнейсах — около 40—50%. Большой дефицит редких земель объясняется вхождением значительной их части в акцессорные минералы: ортит, монацит, апатит, редкоземельный эпидот и сфен.

Некоторую информацию о поведении и распределении редких земель в породах дает характер их корреляционных связей с другими элементами. В сланцах *c* для зеленосланцевой фации отмечается положительная корреляция Ce, La, Nd, Y с Fe, Mn, Mg, Co, Pb, Sn, Cr, т. е. с теми элементами, которые входят в состав хлорита и хлоритоида. В эпидот-амфиболитовой фации характер корреляционных связей резко меняется. Сильные положительные связи (+0,85—0,95) установлены между Ce, La и Nd, а связь их с Y менее прочна (+0,55—0,67), так как этот элемент концентрируется в основном в гранате, куда другие р. з. э. почти не входят. Для Ce La и Nd отмечена положительная корреляция средней силы с железом и никелем ($r_{\text{Ce, La, Nd-Fe, Ni}} = +0,41-0,63$) и отрицательная с п. н. п., что подтверждает вхождение около 50% указанных элементов в железистые силикаты — гранат, хлоритоид, хлорит, а также ильменит. Ослабление связи с элементами группы железа обусловлено появлением в этой зоне монацита, концентрирующего существенную часть редких земель.

В амфиболитовой фации иттрий более резко отделяется от лантаноидов (Ce, La и Nd). Корреляция между ними отсутствует. Положительная связь Ce — La ($r = +0,76$), а также связь обоих элементов с Mg, Co, Ni, Pb, K и менее прочная положительная связь с Fe говорят о концентрировании части Ce и La в биотите и ставролите. Положение Nd неопределенно; вероятно, значительная его часть входит в состав акцессорных минералов.

В метапелитах *ac* в серицит-хлоритовой субфации фиксируются положительные связи между Y, La и Nd. Эти элементы не входят в заметном количестве в породообразующие минералы, так как их связи с другими элементами отсутствуют. В то же время для La характерна положительная корреляция с Ca, Ni, Ti, Na и Si. В низкотемпературной подзоне эпидот-амфиболитовой фации образуется положительная корреляция между Ce, La и Nd, а связь их с Y менее прочна. В высокотемпературной части фации Y, La и Nd обнаруживают тесную связь с Ti, Fe, Ca, Na, Co ($r = +0,80-0,93$), а также с торием ($r = +0,93-0,98$), что свидетельствует о вхождении всех указанных элементов в один минерал (минералы?). В то же время церий связан с калием ($r_{\text{Ce-K}} = +0,78$).

Содержания, г/т, и коэффициенты концентрации некоторых лантаноидов в минералах метapelитов с, амфиболовых гнейсов n_1 и мергелей uc

М	Номер обр.	Ce	R_{K}^{Ce}	Nd	La	R_{K}^{La}	Y	R_{K}^{Y}	М	Номер обр.	Ce	R_{K}^{Ce}	Nd	La	R_{K}^{La}	Y	R_{K}^{Y}
<i>Мусковиты</i>									<i>Мусковиты</i>								
II	12c	58	0,85	He обн.	<10	<0,8	4,7	0,3	III	4uc	48	0,53	He обн.	12	0,27	4,3	0,20
IV	26c	68	0,62	»	23	0,62	2,6	0,1	III	6uc	59	0,61	»	11	0,32	4,5	0,23
IV	33c	53	0,31	»	14	0,20	<1,0	<0,04	<i>Биотит</i>								
<i>Хлорит</i>									<i>Хлорит</i>								
II	10c	166	2,0	15	78	4,30	2,8	0,29	II	3n	120	1,3	He обн.	25	0,93	5,1	0,22
<i>Биотиты</i>									<i>Хлорит</i>								
III	24c	110	1,10	He обн.	36	0,82	3,2	0,08	II	11n	180	1,83	He обн.	56	2,66	4,2	0,22
IV	30c	135	1,0	»	27	0,44	<1,0	0,02	<i>Амфиболы</i>								
<i>Хлоритоид</i>									<i>Амфиболы</i>								
II	10c	63	0,70	He обн.	28	1,56	15	1,55	II	10n	87	0,97	He обн.	24	0,96	25	1,14
IV	30c	87	0,67	<30	40	0,65	2,8	0,06	IV	8n	31	0,48	»	16	1,23	39	1,20
<i>Ставролит</i>									<i>Плаггиоклазы</i>								
IV	30c	87	0,67	<30	40	0,65	2,8	0,06	III	9n	24	0,20	He обн.	12	0,40	4,5	0,17
<i>Гранаты</i>									<i>Гранаты</i>								
II	12c	He обн.	—	He обн.	He обн.	—	250	14,7	IV	8n	53	0,82	»	He обн.	—	6,0	0,29
II	18c	»	—	»	»	—	540	9,3	<i>Гранаты</i>								
III	23c	38	0,40	»	»	—	100	5,7	IV	5n	He обн.	—	He обн.	He обн.	—	150	7,5
III	33c	He обн.	—	»	<10	—	270	10,4	IV	8n	»	—	»	»	—	250	11,9
III	30c	<30	—	»	He обн.	—	200	4,5									

В амфиболитовой фации в сланцах *ас* судьба Y, Ce, La и Nd различна. Церий по-прежнему связан с калием, а также с Sr и V (мусковит?), связь с магнием отрицательна. Лантан образует положительную корреляцию с Ca и Co, а неодим — с Ti, Fe и Mn. Для неодима фиксируется отрицательная связь с рубидием и кремнием.

В туфопесчаниках n_2 в зеленосланцевой фации церий тесно связан с алюминием, калием, рубидием и образует отрицательную корреляцию с Co, Ca и кремнием, т. е., скорее всего, концентрируется в сериците. Лантан и неодим, кроме положительной корреляции друг с другом ($r_{La-Nd} = +0,97$), коррелируются с Ni, Al и менее тесно — с церием. Для иттрия зафиксирована положительная связь с натрием и магнием и отрицательная — с литием.

В биотит-хлоритовой субфации сохраняется положительная корреляция лантана и неодима ($r_{La-Nd} = +0,75$). Лантан отрицательно связан с K, Rb, Ni, V, а также с Fe и Mn — элементами, слагающими биотит. Церий и итрий не обнаруживают корреляции с другими элементами. В высокотемпературной части эпидот-амфиболитовой фации — церий дает положительную связь с титаном, марганцем и кальцием ($r = 0,71-0,87$) и отрицательную — с калием и рубидием. Для лантана установлена положительная корреляция с кобальтом, литием, ураном и кремнием и отрицательная — с алюминием, железом, магнием и натрием. Неодим, кроме урана, не образует положительных связей с какими-либо элементами. Итрий дает корреляцию с Co, Ni, U и Th ($r = +0,66-0,81$). Итрий, церий, лантан и неодим не образуют связей друг с другом.

В амфиболитовой фации отмечены положительные связи лантана с шикелем ($r_{La-Ni} = +0,71$) и церием ($r_{La-Ce} = +0,90$), церия — с ураном ($r_{Ce-U} = +0,82$), неодима — с титаном. Итрий коррелируется со многими элементами — титаном, алюминием, железом, кальцием, калием, ванадием ($r = +0,65-0,91$) и образует отрицательную связь с ураном.

Итак, исследование корреляционных отношений иттрия и редких земель с другими элементами подтверждает вывод о вхождении существенной части р. з. э. в акцессорные минералы. В различных метаморфических зонах обычно происходит смена минералов-концентраторов этих элементов. Окончательное суждение о том, в какие именно акцессорные минералы метаморфических пород входят иттрий и лантаноиды, может быть вынесено только после их детального изучения.

На фоне сравнительно устойчивых средних содержаний иттрия и лантаноидов по метаморфическим зонам в большей части изученных пород заслуживает внимания скачкообразное возрастание их концентраций на границе I и II метаморфических зон в углистых метанелитах *с*. Можно предположить либо привнос редких земель во II—IV зоны из соседних пластов или области гранитизации, либо вынос их из I зоны в результате более поздних процессов. Первое объяснение в данном случае не подходит, так как было установлено инертное поведение иттрия и лантаноидов в процессе метаморфизма. Кроме того, характер изменения содержаний элементов, мигрирую-

щих при метаморфизме, иной (см. § 26, 36). По-видимому, более приемлемо второе объяснение. Для метапелитов с типично почти полное отсутствие обломочных акцессорных минералов: эта свита имеет хомогенный характер. Поэтому существенная часть редких земель, не вошедшая в решетки породообразующих минералов, была просто сорбирована органикой и глинистыми минералами, а затем вымыта почвенными водами. Во II—IV зонах элементы вошли в решетку граната и монацита, которые вновь образовались, начиная с эпидот-амфиболитовой фации, и поэтому редкие земли не могли быть удалены при более поздних процессах.

Т а л л и й рассматривается вместе с редкоземельными элементами и скандием лишь потому, что находится в III группе таблицы Д. И. Менделеева. Он проанализирован лишь в объединенных по зонам средних пробах. Очевидно, что температура метаморфизма не оказывает влияния на изменение концентраций таллия (см. табл. 25, 26). Все исследованные породы близки по уровням содержаний этого элемента. Лишь в карбонатсодержащих породах (группы *ис* и *к*) они несколько повышены. В песчаниках *БП* и сланцах *сп* заметно снижение концентраций таллия по мере удаления от источника сноса обломочного материала.

§ 33. УРАН И ТОРИЙ

Содержания урана и тория изучены во всех разновидностях пород Патомского нагорья (кроме метадиабазов *д* и высокоглиноземистых метапелитов *сн*). Если принять, что в зеленосланцевой фации концентрации у р а н а (как и всех других элементов) первичны и наследуются от исходных осадочных пород, то все метапелиты довольно близки между собой по уровням содержаний урана. Несколько повышенные концентрации этого элемента отмечаются в углистых метапелитах *с* (табл. 37). В туфопесчаниках *п₁* и *п₂*, а также в мергелях *ис* содержания урана примерно такие же, как в метапелитах. Самые низкие концентрации этого элемента установлены в песчаниках *БП*, а самые высокие — в известняках *к* (см. табл. 38). Известняки *к* — единственные из изученных пород, где содержание урана выше, чем содержание тория. Такие уровни концентраций урана необычны для карбонатных пород, не содержащих органического вещества. Кларк урана в карбонатных породах равен 2,2 г/т (Turekian, Wedepohl, 1961). Как уже отмечалось, известняки *к* характеризуются и очень высокими содержаниями стронция.

Наблюдается два типа распределения урана по метаморфическим зонам: 1) постепенное снижение его концентраций с увеличением степени метаморфизма (сланцы *с*, *ас*); 2) заметное уменьшение концентраций в эпидот-амфиболитовой фации, а затем вновь постепенное возрастание вплоть до дистен-альмандиновой субфации (все другие типы пород). При этом уран в существенно силикатных и карбонатсодержащих породах ведет себя одинаково. Некоторое нарушение установленной закономерности может быть связано со

Средние содержания редких элементов, г/т, в метапелитах по метаморфическим зонам

Тип породы	M	U		Th		Pb		Zn		Sn		Cu	Au		Zr	Co		Ni		Cr		V	
		\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
с	I	2,50	—	7,8	—	20	4	51	6	5,7	0,8	25*	7,7	—	170*	3,8	1,8	23,5	5,6	164	15	230*	—
	II	2,35	11,56	11,5	—	23	3	56	8	6,2	0,7	10	13,0	—	250	4,9	2,0	33,9	10,4	173	26	250	—
	III	1,87	—	8,9	—	20	3	84	20	6,4	1,0	26	9,0	—	220	8,0	2,4	39,8	4,3	168	28	200	—
	IV	1,56	—	11,4	—	22	3	73	12	6,7	0,7	18	5,5	—	240	10,7	3,8	46,0	14,2	150	17	220	—
с	I	1,06	0,70	7,7	2,3	11*	—	40*	—	3,2*	—	22*	5,7	3,7	140*	7,9	2,1	31,0	10,0	176	35	167	29
	I6+II	0,45	0,32	9,6	1,2	14	—	42	—	3,7	—	42	11,5	6,1	160	17,3	3,5	73,7	25,4	182	27	140	29
	III	0,45	0,29	8,2	1,3	20	—	31	—	3,5	—	60	5,5	3,4	120	15,4	2,8	48,0	20,0	172	37	133	32
	IV	1,31	0,24	6,6	4,5	13	—	46	—	3,5	—	38	4,8	1,7	160	11,3	3,9	29,5	7,5	165	45	143	10
ac	I	1,90	0,65	8,3	1,6	15*	—	42*	—	4,4*	—	24*	He onp.	—	150*	18,6	4,0	90,0	0,5	170	21	200	14
	I6+IIa	1,92	0,55	7,9	1,8	18	—	40	—	5,2	—	55	»	—	170	18,6	2,3	87,7	10,7	203	31	222	59
	IIa	1,64	0,95	7,7	1,2	13	—	48	—	3,5	—	69	»	—	120	18,7	3,8	169,6	16,1	218	15	194	31
	III+IV	1,19	0,68	5,9	1,1	14	—	40	—	4,0	—	51	»	—	150	16,7	2,9	83,4	11,6	187	26	171	25
BC	I	1,24	0,35	10,7	2,1	14*	—	36*	—	2,5*	—	17*	6,3	9,2	160*	12,2	3,0	46,8	16,1	126	43	107	46
	I6+IIa	0,70	0,35	11,2	4,1	18	—	36	—	2,5	—	23	17,8	30,8	110	13,2	4,0	44,5	12,4	130	24	153	45
	IIa	1,10	0,13	8,6	3,3	13	—	35	—	2,5	—	17	16,6	25,6	88	13,4	1,9	39,5	10,3	158	40	125	17
BC	I6+IIa	1,18	0,38	6,7	1,8	18	—	49	—	4,8	—	29	3,6	1,2	190	12,2	1,1	37,4	9,3	164	21	161	30
	Ix	0,97	0,41	5,5	1,3	18	—	49	—	5,0	—	13	7,6	7,9	150	9,6	3,3	32,4	12,6	166	38	166	29
	Ic	1,17	0,65	6,7	1,7	18	—	52	—	5,2	—	20	4,4	3,0	190	9,3	2,6	32,3	12,8	190	34	188	39
	Ix	1,25	0,84	7,7	4,4	18	—	44	—	5,3	—	25	23,2	35,3	180	9,1	1,9	23,0	3,4	191	30	185	45
	I6+IIa	0,68	0,26	5,7	1,2	17	—	46	—	6,8	—	24	12,4	10,1	170	11,8	4,2	30,6	6,4	203	47	192	42
сн	I	—	—	—	—	15	—	254	—	4,1	—	19*	He onp.	—	200*	29,2	15,8	141	43	142	38	126	21
	I6+II	—	—	—	—	23	—	225	—	3,3	—	30	»	—	190	42,8	22,5	110	39	87	30	135	38
	IIIa	—	—	—	—	18	—	302	—	3,7	—	44	»	—	200	47,1	15,1	98	13	97	17	127	25
	III6	—	—	—	—	24	—	221	—	4,0	—	55	»	—	240	40,7	16,1	79	44	74	18	124	34

* Здесь и в следующей таблице результаты анализа в объединенной пробе.

Средние содержания некоторых редких элементов, г/т, и золота, $n \cdot 10^{-8} \%$, в породах по метаморфическим зонам

Тип породы	M	U		Th		Pb		Zn		Sn		Cu	Au		Zr	Co		Ni		Cr		V		
		\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
n ₁	I	1,91	0,63	6,0	2,7	11*	—	57*	—	3,2*	—	20*	9,3	2,2	150*	8,0	5,1	42,5	16,8	126	25	200*	—	
	II	0,96	0,25	5,3	2,2	14	—	53	—	3,1	—	24	21,2	19,6	85	15,9	3,5	62,0	20,2	196	64	200	—	
	III+IV	1,00	0,30	4,5	3,0	11	—	41	—	3,0	—	45	9,1	15,8	135	14,8	6,3	58,3	11,1	195	22	265	—	
n ₂	I	1,40	0,53	3,7	1,7	10*	—	31*	—	3,1*	—	14*	He	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	I6	0,73	0,23	3,9	1,7	11	—	31	—	2,8	—	23	»	—	120*	12,6	2,3	56,0	8,5	162	29	125	61	
	II	0,74	0,72	3,7	2,3	10	—	37	—	2,2	—	42	»	—	190	14,3	4,1	69,5	12,7	170	44	167	69	
	III+IV	0,91	0,23	3,4	1,2	9	—	30	—	2,5	—	42	»	—	220	15,9	3,2	70,9	33,4	210	57	174	51	
d	I	He	—	He	—	7	2	113	43	2,6	0,6	120*	»	—	63*	49,3	5,8	205	34	223	28	284	51	
	I6	»	—	»	—	10	4	116	46	3,4	0,8	110	»	—	54	53,3	7,3	180	27	167	75	333	51	
	II	»	—	»	—	7	2	106	30	3,0	1,0	83	»	—	48	50,1	9,6	163	54	173	146	270	57	
	III	»	—	»	—	8	2	140	40	3,3	1,0	92	»	—	60	45,2	8,7	142	51	116	98	256	31	
uc	I	1,70	0,86	6,8	3,2	18	3	72	15	6,9	1,9	35*	2,8	1,1	120*	10,8	5,5	47,4	7,9	115	29	170*	—	
	I6+II	1,02	0,40	7,9	1,3	26	7	65	10	6,9	1,1	30	3,2	2,5	150	16,5	6,9	51,9	11,0	147	29	170	—	
	III	2,61	0,80	8,2	1,9	25	13	64	10	7,5	2,4	29	8,7	7,6	140	12,8	4,4	58,3	17,4	146	48	190	—	
	IV	3,23	0,38	6,4	0,8	19	5	77	19	9,3	2,6	30	7,0	—	120	17,3	9,9	55,2	13,7	125	20	190	—	
κ	I	7,14	2,48	1,4	1,4	10*	—	He	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	I6+II	4,11	0,84	0,9	0,6	9	—	»	—	2,2*	—	15,0*	2,9	1,2	60*	2,2*	—	10,0*	—	25*	—	40*	—	
	III	5,59	0,82	1,0	0,4	9	—	»	—	1,2	—	7,8	13,3	19,2	53	2,2	—	7,8	—	37	—	40	—	
	IV	6,92	0,68	1,1	0,7	9	—	»	—	1,7	—	9,2	7,0	2,3	50	2,1	—	8,5	—	38	—	41	—	
БП	II	0,39	0,45	5,8	1,8	32	12	62	17	4,7	1,0	24*	16,2	22,6	240*	10,5	1,5	33,8	4,6	50	8	48	6	
	I6+IIa	0,91	0,52	5,6	1,8	17	13	51	9	6,9	2,6	14	4,3	1,7	250	10,2	2,3	29,3	9,1	49	11	44	10	
	I	1,04	0,50	6,5	1,5	37	12	33	12	5,1	2,6	7	7,9	2,8	380	8,4	1,6	21,0	4,3	56	14	54	16	
	I6+IIa	0,96	0,57	5,3	1,6	28	12	30	9	4,5	1,2	17	8,1	12,8	500	9,3	2,9	27,9	7,2	67	19	55	16	

значительной неоднородностью распределения урана в каждом типе пород. Коэффициент вариации меняется от 17 до 137%, составляя в среднем 60%. Расчет средних по зонам концентраций урана для всех изученных пород дал следующие результаты, отн. %: I—100, II—69, III—76, IV—93. Несмотря на высокий коэффициент вариации, различия между зонами статистически значимы— $t_{I-II}=3,1$, $t_{II-IV}=1,99$ ($t_{5\%}=1,96$, $t_{1\%}=2,58$). Таким образом, наблюдается вынос части урана из пород эпидот-амфиболитовой фации и ставролит-альмандиновой субфации. По-видимому, этот процесс затронут и дистен-альмандиновую субфацию, а возрастание в ней концентраций урана почти до первоначального уровня обусловлено привнесом этого элемента из зоны гранитизации.

Т о р и й, в отличие от урана, инертен в процессе регионального метаморфизма. Его содержания почти постоянны во всех метаморфических зонах, а некоторые колебания обусловлены природной дисперсией проб. Коэффициент вариации для тория почти всегда меньше, чем для урана, и в разных породах меняется от 23 до 50%, составляя в среднем 34%. Самые высокие содержания тория отмечаются в метапелитах (табл. 37), за ними идут мергели *ис*, песчаники *БП*, туфопесчаники n_1 и n_2 , и наконец, известняки *к* (табл. 38). Сильное колебание отношения Th/U свидетельствует о различной геохимической судьбе обоих элементов.

Корреляционные связи урана с другими элементами неустойчивы и меняются в зависимости от степени метаморфизма и типа пород. Преобладают отрицательные связи с торием, магнием, марганцем, алюминием, литием, золотом и иттрием. Положительная корреляция урана с кальцием, титаном, литием, ванадием отмечается реже. Все это свидетельствует о вхождении урана преимущественно в акцессорные минералы, а возможно, о наличии сорбированного минерала элемента, не находящегося в кристаллических решетках. В известняках *к* наблюдается положительная корреляция урана с кальцием.

Торий в отличие от урана образует по преимуществу положительные связи с алюминием, железом, хромом, калием, рубидием, кобальтом, титаном, иттрием, кальцием, натрием. В известняках *к* он тесно связан с барием ($r_{Th-Ba}=+0,77$). Отрицательная корреляция менее распространена, но все же встречается с кремнием, ураном, магнием, литием, ванадием. Такой характер взаимоотношений тория с другими элементами говорит о нахождении его существенной части в алюмосиликатах.

§ 34. СВИНЕЦ, ЦИНК, ОЛОВО И МЕДЬ

Перечисленные элементы находятся в разных группах периодической системы Д. И. Менделеева, но рассматриваются нами совместно, поскольку входят в число так называемых рудных элементов (Таусон, 1961) и во многих природных процессах тесно ассоциируют. В классификации В. М. Гольдшмидта они образуют группу халькофильных элементов и имеют сходное строение ионов.

По уровням концентраций свинца изученные породы не слишком отличаются друг от друга. Максимальные содержания этого элемента отмечены в песчаниках *БП*, минимальные — в туфопесчаниках, известняках и метадиабазам (см. табл. 37, 38). Закономерных изменений содержаний свинца в зависимости от степени метаморфизма не происходит.

Все породы характеризуются также близкими концентрациями цинка — 30—84 г/т. Исключение составляют метадиабазы *д*, где концентрации этого элемента превышают 100 г/т и отвечают кларку цинка в базальтах (Turekian, Wedepohl, 1961), а также метапелиты *сп*, в которых содержание цинка в четыре раза выше, чем в других разновидностях метапелитов (см. табл. 37). Региональный метаморфизм не приводит к миграции цинка. В песчаниках *БП* наблюдается возрастание его содержаний по мере удаления от источника сноса обломочного материала.

Олово, как свинец и цинк, не мигрирует в процессе метаморфизма. В метапелитах его содержания колеблются от 2,5 до 6,7 г/т, те же уровни концентраций отмечаются в туфопесчаниках, песчаниках и метадиабазам *д*. Самые высокие содержания олова зафиксированы в мергелях *ис* (6,9—9,3 г/т), а самые низкие — в известняках *к* (1,2—2,2 г/т).

Корреляционные связи свинца, цинка и олова с другими элементами отличаются исключительным разнообразием и изменчивостью в разных метаморфических зонах. Свинец наиболее часто обнаруживает положительную корреляцию с оловом, а из других редких элементов — с хромом и рубидием, иногда с цинком. Из петрогенных элементов свинец обычно связан с натрием, калием, титаном, п. п. п., кремнием. Наблюдается корреляция свинца с железом, алюминием, магнием, титаном, цинком, но эти связи встречаются гораздо реже. Можно предполагать, что основные концентраты свинца в метаморфических породах — слюды и плагиоклазы, реже хлориты. Значительная часть этого элемента может концентрироваться в акцессорных минералах. В известково-силикатных породах *ис* отрицательная корреляция свинца с магнием, кальцием и п. п. п. однозначно говорит о том, что анкерит не содержит свинца.

Цинк чаще всего дает положительные связи с железом, никелем, оловом, кобальтом, марганцем, реже — с литием и кальцием и отрицательные связи с хромом, ванадием и титаном. Поэтому можно предполагать, что концентраторами цинка являются магнезиально-железистые алюмосиликаты — хлорит, хлоритоид, ставролит, биотит. Неустойчивость корреляционных связей свидетельствует о распределении цинка одновременно между несколькими минералами. Лучший концентратор цинка — ставролит, в котором обычно цинк присутствует в количестве 0,1—0,01%; известны и цинковые ставролиты (Дир и др., 1966). В них цинк изоморфен с двухвалентным железом.

По типу корреляционных связей олово занимает промежуточное положение между свинцом и цинком. С одной стороны, оно часто положительно связано с железом, марганцем, кобальтом, кальцием (как

цинк), а с другой—с калием, рубидием и натрием (как свинец). Отрицательные связи олово дает с магнием, титаном, рубидием, кальцием, п. п. п. Положительная корреляция цинк — олово отмечена лишь в мергелях *ис.* В общем гораздо чаще проявлена связь свинца и олова, чем цинка с обоими указанными элементами. Это свидетельствует о том, что в существенно силикатных породах близки геохимические судьбы свинца и олова, а в карбонатсодержащих — цинка и олова.

Поведение меди в метаморфическом процессе резко отличается от поведения свинца, цинка и олова. В метапелитах и песчаниках происходит заметное возрастание ее концентраций с увеличением степени метаморфизма. Расчет средних по метаморфическим зонам содержаний меди в силикатных породах Патомского нагорья (исключая породы *д, ис, к*) дал следующие цифры, отн. %: I—100, II—181, III+IV—217. Хотя медь проанализирована лишь в средних по зонам пробах, но изменения концентраций настолько значительны, что сомнений не вызывают. Таким образом, медь, как железо, магний и марганец, активно мигрирует, но еще более значительно, чем перечисленные элементы, и заметно привносится из зоны гранитизации. Интересно, что в существенно карбонатных породах, где флюидная фаза представлена преимущественно углекислотой, переноса меди не происходит. То же самое наблюдается в метадиабазях *д*, в которых в период метаморфизма существовал дефицит воды. В этих породах сохранились концентрации меди, близкие к ее clarку в базальтах (Turekian, Wedepohl, 1962).

§ 35. ЗОЛОТО

Важность изучения закономерностей распределения золота в породах Патомского нагорья определяется тем, что для Ленского золотоносного района давно уже была отмечена эмпирическая зависимость между степенью метаморфизма и размещением золотоносных площадей (Обручев, 1917; Коржинский, 1937; Буряк, 1964; Буряк и др., 1966). Еще в начале текущего столетия отмечалось, что золотоносные кварцевые жилы, а также большая часть россыпей располагаются в пределах зон, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, и не встречаются в породах амфиболитовой фации. Шлиховое опробование, проведенное на территории Ленского района и в других частях Патомского нагорья, еще раз подтвердило эту закономерность. Оказалось, что высокотемпературной границей, за которой в шлихах золото практически отсутствует, является изограда граната. Лишь в том случае, когда вынос золота реками происходит из низкотемпературных зон, россыпи могут располагаться в окружении пород амфиболитовой фации, но и тогда максимальное удаление их от области питания не превышает 10—15 км.

До настоящего времени не было достаточных фактических данных, позволяющих судить о механизме миграции золота в процессе метаморфизма, а также о масштабах этого явления. Приведенные

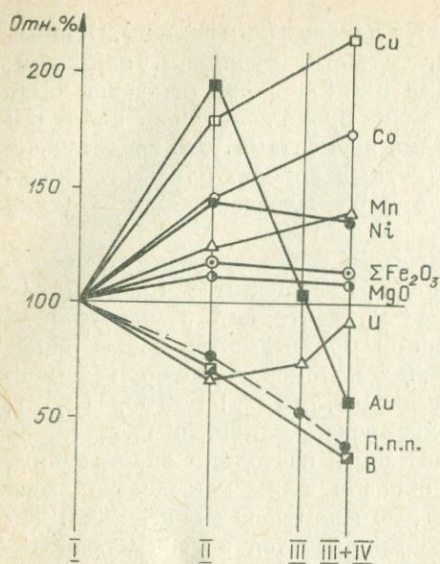


Рис. 37. Общий характер изменения средних содержаний «подвижных» элементов, рассчитанных для всех песчано-глинистых пород Патомского нагорья, по метаморфическим зонам.

значно оценить влияние литологического фактора, полностью подтверждают перераспределение золота в результате проявления зонального метаморфизма. Симметричная картина изменения средних содержаний золота по метаморфическим зонам несколько искажается под воздействием первичной неоднородности его распределения в изученных породах в процессе осадконакопления. Так, например, для пород *БII* и *БС* имеет место увеличение концентраций золота с юго-юго-востока на северо-северо-запад по мере приближения к Тонодскому антиклинорию, откуда в период осадконакопления поступало золото. В сланцах *ВС*, наоборот, увеличение содержания золота происходит к юго-юго-востоку, так как оно выносилось в это время с расположенного поблизости Лангдорского антиклинория.

Расчет средних по зонам содержаний золота во всех песчано-глинистых породах подтверждает данные, полученные по отдельным разновидностям, отн. %: I—100, II—196, III—104, IV—59. Коэффициент вариации содержаний золота наибольший по сравнению с другими элементами (в среднем 115%). Тем не менее сравнение содержаний в отдельных зонах по *t*-критерию полностью подтверждает значимость различий: $t_{I-II}=3,31$; $t_{II-III}=2,71$; $t_{II-IV}=4,87$ ($t_{1\%}=2,58$).

В карбонатсодержащих породах (мергелях *ис* и известняках *к*) распределение золота по метаморфическим зонам резко отличается от распределения в песчано-глинистых породах. В целом происходит увеличение концентраций золота в высокотемпературных зонах,

в табл. 37—38 средние содержания золота в породах Патомского нагорья свидетельствуют о несомненном влиянии метаморфизма на поведение этого элемента. Во всех существующих силикатных породах распределение золота по метаморфическим зонам обнаруживает одну и ту же закономерность. Максимальные концентрации золота характерны для пород, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации или высокотемпературной части зеленосланцевой фации (рис. 37). Породы амфиболитовой фации заметно обеднены золотом, а в зеленосланцевой фации концентрации этого элемента соответствуют значениям, характерным для первичных осадков.

Данные по породам Жуинского участка, где можно одно-

но какими факторами оно обусловлено — пока неясно. Тем более, что для дистен-альмандиновой субфации золота определено всего в 4 пробах.

Характер корреляционных связей золота с другими элементами также свидетельствует о влиянии метаморфизма на его перераспределение. Наиболее часто встречается положительная корреляция золота с такими элементами, как Fe, Cr, Mg, Ni, Co. Эта корреляция никогда не проявлена в зеленосланцевой фации, т. е. ее образование не связано с процессами осадконакопления, а наиболее типична для эпидот-амфиболитовой фации, где накапливаются все указанные элементы (см. § 26, 36). Например, в песчаниках *БП* в зоне *III* $r_{Fe-Au} = +0,91$, $r_{Mg-Au} = +0,73$; в сланцах *BC* в зоне *Ix* $r_{Co, Cr, Mn-Au} = -0,68-0,75$, в сланцах *в* в зоне *II* $r_{Fe-Au} = +0,98$, в туфопесчаниках n_1 в зоне *II* $r_{Mg-Au} = +0,87$, а $r_{Ni, Cr-Au} = +0,89$, в сланцах *с* для *II* зоны характерна положительная корреляция золота с кобальтом. В амфиболитовой фации корреляция золота элементов группы железа чаще всего нарушается, поскольку для последних чаще имеет место заметный привнос из зоны гранитизации, а для золота — только перераспределение. В тех случаях, когда ведущий процесс для элементов группы железа — перераспределение, а не привнос (сланцы *в*, туфопесчаники n_1), корреляция их с золотом сохраняется в амфиболитовой фации, хотя сила связей уменьшается.

Из других элементов золото наиболее часто коррелируется с кремнием, реже с калием и алюминием. Поскольку эти элементы инертны в процессе метаморфизма, можно предполагать, что подобные связи возникли еще в процессе осадконакопления. В сланцах *BC* вблизи Лангдорского антиклинория корреляция Au—Si отсутствует. Затем она равна $+0,89$; $+0,66$; $+0,45$ и, наконец, совершенно пропадает. Подобную закономерность можно объяснить перемещением золота вместе с обломочным кварцем в наиболее грубой фракции осадка. В песчаниках *БП* золото, наоборот, коррелируется с калием и п. п. п., т. е. переносится с глинистой фракцией. В известняках *к* положительная корреляция золота с кремнием и алюминием свидетельствует о переносе его с силикатной частью осадка.

Итак, в процессе регионального метаморфизма в песчано-глинистых породах происходит вынос золота из высокотемпературной части амфиболитовой фации и накопление его в породах эпидот-амфиболитовой или высокотемпературной части зеленосланцевой фации. Этот процесс грандиозен по своим масштабам и способен приводить к перемещению золота, которое затем осаждается в низкотемпературных зонах. Механизм процесса разбирается ниже (см. § 42).

§ 36. КОБАЛЬТ И НИКЕЛЬ

Редкие элементы группы железа — кобальт, никель, хром и ванадий — имеют различную судьбу в процессе регионального метаморфизма. Если кобальт и никель, подобно железу и магнию, активно мигрируют, то хром и особенно ванадий в этом процессе

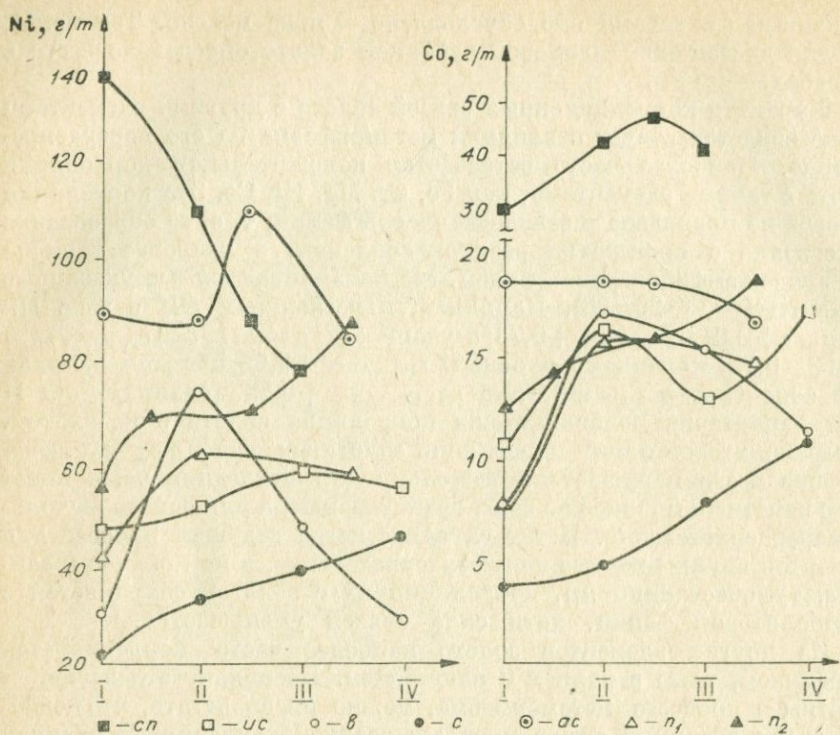


Рис. 38. Изменение средних содержаний Ni и Co по метаморфическим зонам.

достаточно инертны, поэтому мы их рассматриваем отдельно. Средние содержания кобальта и никеля закономерно меняются в зависимости от степени метаморфизма (см. табл. 38, 39). На рис. 37 хорошо видно, что для Co и Ni характерны два типа распределения: 1) постепенное увеличение содержаний с повышением степени метаморфизма (сланцы *c*, туфопесчаники n_2) и 2) возрастание содержаний с максимумом в эпидот-амфиболитовой фации, а затем уменьшение в амфиболитовой фации (туфопесчаники n_1 , сланцы *v*, *cn*).

Та же закономерность проявлена в породах Жуицкого участка, хотя для сланцев *BC* она несколько искажается из-за общего уменьшения концентраций никеля с юго-юго-востока на северо-северо-запад, обусловленного литологией (рис. 38). Вероятно, никель более чутко отражает условия осадконакопления, поэтому в ряде случаев (сланцы *BC*, *cn*) картина его распределения по метаморфическим зонам отличается от распределения кобальта. Сравнение рис. 30—32 и 37—38 показало почти полную идентичность поведения кобальта, никеля, железа и магния, но первые два элемента мигрируют более интенсивно.

Рассчитанные нами средние содержания Co и Ni по метаморфическим зонам для всех пород Патомского нагорья (исключая мета-

диабазы δ и известняки κ , а также перечисленные выше случаи преобладающего влияния литологического фактора) меняются следующим образом, отн. %: кобальт — I зона — 100; II—146; III+IV—165; никель — I зона — 100; II—146; III+IV—138,51. Коэффициент вариации для обоих элементов составляет в среднем 34%. Тем не менее значимость различий в содержаниях Co и Ni между зонами по t -критерию велика ($t_{I-II}=9,8$; для Co $t_{II-IV}=3,95$; $t_{0,1\%}=3,29$) и не вызывает никаких сомнений.

Общность поведения кобальта и никеля в процессе метаморфизма подчеркивается устойчивостью отношений Co/Ni, $\Sigma Fe_2O_3/Co$, $\Sigma Fe_2O_3/Ni$ в большей части изученных пород (табл. 39).

Исключения указывают на влияние литологического фактора. Оказывается, лишь в зеленосланцевой фации концентрации кобальта и никеля близки к исходным концентрациям этих элементов в первичных осадках. По величине содержания кобальта метapelиты располагаются в таком порядке: $c < v < \text{вс} < \text{BC} < \text{ac} < \text{сн}$. Максимальные концентрации характерны для высокоглиноземистых метapelитов коры выветривания. Если выписать в такой же последовательности содержания в сланцах ΣFe_2O_3 , оказывается, что возрастание его в точности соответствует увеличению концентраций кобальта, %: $4,48 < 6,13 < 6,81 < 7,89 < 8,69 < 12,20$. Отношение $\Sigma Fe_2O_3/Co$ постепенно уменьшается слева направо: $1,18 > 0,777 > 0,732 > 0,646 > 0,464 > 0,418 \cdot 10^4$, т. е. накопление кобальта в осадках происходит более интенсивно, чем железа. Примерно так же в этом ряду возрастают содержания никеля, г/т: $23,5 < 31,0 < 32,3 < 46,8 < 90 < 141$. Вариации отношения $\Sigma Fe_2O_3/Ni$ свидетельствуют о том, что сначала накопление железа опережает накопление никеля, а затем концентрации никеля растут гораздо быстрее. Отношение Ni/Co изменяется почти зеркально по сравнению с отношением $\Sigma Fe_2O_3/Ni$.

Таким образом, в породах с низким содержанием элементов группы железа никель накапливается быстрее, чем кобальт, а при достижении некоторого максимума концентрации кобальта возрастают более интенсивно, пока, наконец, их отношение не становится постоянным.

Увеличение содержаний Fe_2O_3 в ряду пород $\kappa < \text{БП} < n_1 < n_2 < \text{ис} < \delta$ происходит слева направо, и в том же направлении возрастают концентрации кобальта и никеля (см. табл. 38). Лишь в песчаниках БП содержание кобальта выше, чем в следующих за ними туфопесчаниках n_1 . Эти породы характеризуются самым низким отношением Ni/Co. Зависимости концентраций Co и Ni от содержания в породах MgO не отмечается, что свидетельствует о гораздо более тесной корреля-

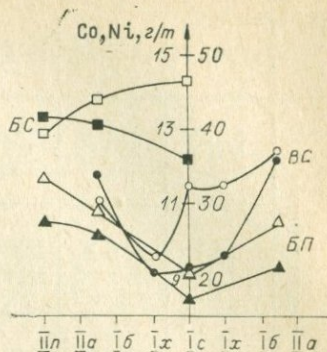


Рис. 39. Изменение средних содержания Ni и Co в породах Жуинского участка по метаморфическим зонам. Черные значки — кобальт, светлые — никель.

Изменение отношений между элементами группы железа в зависимости от степени метаморфизма

Тип поро- ды	М	$\frac{\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Co}}$, $n \cdot 10^4$	$\frac{\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Ni}}$, $n \cdot 10^3$	$\frac{\text{Ni}}{\text{Co}}$	$\frac{\text{MgO}}{\text{Ni}}$, $n \cdot 10^4$	$\frac{\text{Cr}}{\text{V}}$	Тип поро- ды	М	$\frac{\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Co}}$, $n \cdot 10^4$	$\frac{\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Ni}}$, $n \cdot 10^3$	$\frac{\text{Ni}}{\text{Co}}$	$\frac{\text{MgO}}{\text{Ni}}$, $n \cdot 10^3$	$\frac{\text{Cr}}{\text{V}}$
c	I	1,18	1,91	6,18	1,38	0,71	n ₁	I	0,69	1,30	5,31	0,82	0,63
	II	1,27	1,84	7,06	0,50	0,69		II	0,42	1,47	3,90	0,70	0,98
	III	1,02	2,05	4,98	0,47	0,84		III+IV	0,51	1,13	3,94	0,76	0,74
	IV	0,83	1,92	4,30	0,26	0,68							
e	I	0,78	1,98	3,92	1,19	1,05	n ₂	I	0,54	1,23	4,39	0,75	1,30
	Iб+II	0,49	1,15	4,26	0,78	1,30		Iб	0,52	1,06	4,86	0,53	1,02
	III	0,51	1,63	3,12	0,93	1,29		IIп	0,48	1,08	4,46	0,56	1,21
	IV	0,65	2,48	2,61	1,19	1,15		III+IV	0,42	0,90	4,65	0,51	1,08
ac	I	0,46	0,97	4,84	0,42	0,85	d	I	0,25	0,59	4,15	0,40	0,79
	Iб+IIa	0,49	1,05	4,71	0,49	0,91		Iб	0,23	0,69	3,38	0,39	0,50
	IIп	0,48	0,83	5,85	0,36	1,12		II	0,22	0,69	3,25	0,44	0,64
	III+IV	0,51	1,02	5,00	0,48	1,09		III	0,26	0,83	3,14	0,52	0,45
BC	I	0,65	1,69	3,84	0,70	1,18	uc	I	0,54	1,22	4,44	0,90	0,68
	Iб+IIa	0,59	1,99	3,38	0,86	0,85		Iб+II	0,36	1,14	3,14	0,84	0,87
	IIп	0,56	1,91	2,99	0,83	1,26		III	0,50	1,10	4,55	0,85	0,77
						IV		0,38	1,20	3,19	0,89	0,66	
BC	Iб+IIa	0,61	2,00	3,06	1,06	1,02	κ	I	0,81	1,78	4,55	1,86	0,63
	Ix	0,75	2,21	3,38	1,17	1,00		II	0,70	1,96	3,55	2,13	0,93
	Ic	0,73	2,11	3,48	1,43	1,01		III	0,71	1,74	4,05	2,19	0,93
	Ix	0,72	2,85	2,53	1,46	1,03		IV	0,71	1,85	3,86	1,99	1,18
	Iб+IIa	0,65	2,50	2,59	1,20	1,06							
cn	I	0,42	0,87	4,83	0,08	1,13	БП	IIп	0,53	1,66	3,22	0,52	1,04
	Iб+II	0,31	1,22	2,58	0,05	0,64		Iб+IIa	0,51	1,77	2,87	0,50	1,11
	IIIa	0,25	1,19	2,08	0,04	0,76		I	0,47	1,87	2,53	0,66	1,04
	IIIб	0,27	1,44	1,94	0,10	0,60		Iб+IIa	0,46	1,52	3,00	0,56	1,22

Содержание элементов группы железа в минералах железистых метапелитов с, г/т

М	№ обр.	Co	K _K ^{Co}	Ni	K _K ^{Ni}	Cr	K _K ^{Cr}	V
<i>Биотиты</i>								
III	22с	40	4,0	100	2,3	170	0,9	140
	24с	38	3,8	250	6,6	250	1,7	350
IV	33с	62	5,7	550	8,6	310	2,1	400
<i>Ставролиты</i>								
II	21с	38	7,6	50	1,5	250	1,2	120
III	24с	70	7,0	100	2,6	300	2,0	200
IV	33с	92	8,4	120	1,9	270	1,8	150
<i>Хлориты</i>								
II	10с	12	2,0	22	0,7	140	0,7	150
	18с	12	1,7	42	1,2	200	1,6	130
<i>Хлоритоиды</i>								
II	18с	20	2,8	27	0,8	250	2,0	210
	14с	18	2,6	28	0,5	230	1,3	160
III	21с	22	4,4	32	0,9	100	0,5	240
<i>Мусковиты</i>								
II	10с	3,5	0,7	11	0,4	170	0,9	180
	12с	5,5	—	25	—	280	—	220
	19с	4,2	0,8	14	0,5	200	1,2	210
III	22с	3,8	0,4	8	0,2	220	1,2	280
	30с	2,5	0,2	10	0,2	250	1,8	500
<i>Гранаты</i>								
II	19с	10	2,0	8	0,3	100	0,6	32
	26с	7,6	1,3	2,5	0,1	110	0,7	10
IV	31с	11	0,6	4	0,1	100	0,6	7
<i>Ильмениты</i>								
II	10с	~20	—	12	0,4	<10	—	—
	16с	~20	—	20	0,5	<10	—	—
IV	26с	~20	—	72	2,0	95	0,6	—
	31с	~20	—	60	1,0	90	0,5	—

ции Co и Ni с железом, чем с магнием в процессе осадконакопления.

Минералы-концентраторы кобальта в метапелитах с в I зоне — хлоритоид и хлорит, во II — хлоритоид, в III и IV — биотит и ставролит. Хлоритоид и ставролит богаче кобальтом, чем сосуществующие с ними хлорит и биотит (табл. 40); никель концентрируется преимущественно в двух последних минералах. По всей вероятности, кристаллическая структура хлоритоида и ставролита более благоприятна для вхождения кобальта, а хлорита и биотита — для

никеля. Существование кобальтового ставролита — люсакита (Дир и др., 1966) свидетельствует о возможностях широкого изоморфизма между двухвалентным железом и кобальтом в структуре этого минерала. Мусковиты и гранаты обычно бедны Co и Ni, но во II зоне они играют заметную роль в распределении данных элементов. Точное содержание кобальта в ильмените определить не удалось. Содержание никеля в нем может быть выше, чем в породе, но так как количество ильменита не превышает 2—3%, его роль в балансе никеля ничтожна. Концентрация Co и Ni в минералах обычно возрастает с повышением степени метаморфизма, отражая общее увеличение содержаний этих элементов в метапелитах *c*, но $K_K^{Co, Ni}$ существенно не меняется.

В туфопесчаниках n_1 минералы-концентраторы кобальта и никеля в I зоне — хлорит, во II — хлорит, биотит и амфибол, в III и IV — амфибол (табл. 41). В биотитах, сосуществующих с амфиболами, всегда отмечаются более высокие содержания кобальта (в 1,5—3 раза) и никеля (в 1,5—8 раз). При переходе к амфиболитовой фации в породах исчезает биотит. Однако концентрации Co и Ni в амфиболах не меняются, поскольку одновременно в 2 раза возрастает количество амфибола. Гранаты отличаются низкими содержаниями Co и Ni, как и ильмениты.

В мергелях *ис* главная масса Co и Ni концентрируется в хлоритах и биотитах. С появлением в породах биотита сосуществующий

Таблица 41

Содержание элементов группы железа в минералах известковистых туфоалевролитов (амфиболовых гнейсов) n_1 , г/т

М	Номер обр.	Co	K_K^{Co}	Ni	K_K^{Ni}	Cr	K_K^{Cr}	V
<i>Биотиты</i>								
II	11n	26	1,9	140	2,3	420	3,3	500
	1n	18	1,4	55	1,6	340	2,4	400
III	9n	40	1,5	320	3,9	800	3,9	480
<i>Амфиболы</i>								
II	11n	16	1,2	69	1,1	280	2,0	700
	1n	12	1,0	37	1,0	220	1,6	520
III	9n	13	0,5	40	0,5	270	1,3	440
IV	5n	12	1,1	48	0,9	380	2,1	300
	7n	16	1,2	58	1,1	270	1,4	400
<i>Гранаты</i>								
II	10n	6,3	0,4	48	0,7	100	0,4	100
IV	6n	3,1	0,3	18	0,3	120	0,6	24
	7n	4,2	0,3	22	0,4	120	0,6	33
<i>Ильмениты</i>								
II	11n	~20	—	24	0,5	50	0,9	—
III	9n	~20	—	25	0,3	190	0,9	—
IV	8n	~20	—	20	0,4	150	0,9	—

с ним хлорит резко обедняется никелем и кобальтом (хлориты 21 *ис* и 16 *ис*). С исчезновением хлорита в III и IV зонах почти весь кобальт и никель породы переходят в биотит, количество которого в этих зонах увеличивается в 2 раза, именно поэтому $K_{\text{K}}^{\text{Co, Ni}}$ в биотите остается постоянным.

В мергелях иногда присутствует акцессорный пирит. Содержание кобальта и никеля в этом минерале значительно выше, чем в биотите (табл. 42). Даже присутствие 0,1% пирита в породе должно существенно влиять на концентрацию Co и Ni в биотите. Однако наличие пирита приводит лишь к незакономерному колебанию содержаний Co и Ni в породах, но не меняет величину $K_{\text{K}}^{\text{Co, Ni}}$ в биотитах и хлоритах, что свидетельствует о наложенном характере пиритизации в мергелях и известняках. Характерно, что в мергелях

Таблица 42

Содержание элементов группы железа в минералах известково-силикатных пород *ис* и пиритах из мраморов *к*, г/т

М	Номер обр.	Co	K_{K}^{Co}	Ni	K_{K}^{Ni}	Cr	K_{K}^{Cr}	v
<i>Хлориты</i>								
I	21 <i>ис</i>	70	11,7	650	16,7	150	1,7	240
II	16 <i>ис</i>	46	2,4	160	4,6	160	1,5	—
<i>Биотиты</i>								
II	16 <i>ис</i>	56	2,8	360	10,3	550	5,2	400
	4 <i>ис</i> -1	39	2,4	200	3,9	540	3,9	250
	4 <i>ис</i>	32	4,0	150	2,7	230	2,1	140
III	2 <i>ис</i> -1	48	3,0	230	5,1	300	2,7	300
	6 <i>ис</i>	42	2,6	220	3,1	300	2,5	300
	12 <i>ис</i>	32	1,0	150	2,0	270	2,1	250
IV	1 <i>ис</i> -1	47	2,5	230	4,4	320	2,3	470
	8 <i>ис</i>	42	5,2	190	4,0	320	2,3	600
	14 <i>ис</i>	42	1,8	180	3,1	300	2,7	250
<i>Мусковиты</i>								
I	20 <i>ис</i>	8,0	0,4	25	0,5	180	1,8	—
II	16 <i>ис</i>	2,7	0,1	14	0,4	280	2,4	—
III	4 <i>ис</i>	3,1	0,4	12	0,2	250	2,3	170
	2 <i>ис</i> -1	3,3	0,2	13	0,3	180	1,6	400
	6 <i>ис</i>	4,0	0,2	21	0,3	270	2,2	320
IV	8 <i>ис</i>	2,3	0,3	24	0,5	220	1,6	300
<i>Эпидот</i>								
III	4 <i>ис</i>	—	—	9	0,2	400	3,6	160
<i>Пириты</i>								
II	17 <i>к</i>	500	166	1500	214	—	—	15
	3 <i>к</i>	380	126	630	126	—	—	7,8
III	5 <i>к</i>	630	210	840	168	—	—	5,5
IV	11 <i>к</i>	680	226	1000	126	—	—	7,8

отсутствует корреляция кобальта и никеля с железом, так как на долю пирита приходится иногда до 30—50% Co и Ni породы, но ничтожная часть железа.

Характер корреляционных связей кобальта и никеля с другими элементами подтверждает вывод о том, что большая часть их концентрируется в магнезиально-железистых силикатах. Для пород зеленосланцевой фации, где чаще всего единственным концентратом кобальта и никеля является хлорит, типична сильная положительная связь Co и Ni между собой, а также с железом. Реже отмечается положительная корреляция их с Mg, Li, Cr, которые также входят в состав хлорита. Иногда фиксируются отрицательные связи с Na, K, Rb.

В эпидот-амфиболитовой фации число минералов, содержащих кобальт и никель, заметно увеличивается (хлорит, биотит, гранат, ильменит, мусковит, амфибол). Положительная корреляция кобальта и никеля с железом и друг с другом по-прежнему встречается наиболее часто. Кроме того, резко возрастает количество других связей. В частности, нередко имеется положительная корреляция Co и Ni с алюминием, иногда с натрием, кальцием (амфибол), магнием, титаном, литием. Никель чаще, чем Co, обнаруживает положительную связь с магнием и литием, так как главные его концентраты — магнезиальные хлориты и биотит.

В амфиболитовой фации связь между кобальтом и никелем становится более слабой и встречается реже: эти элементы в метаселитах концентрируются в разных минералах. В амфиболовых гнейсах n_1 и n_2 сохраняется положительная корреляция Co и Ni с железом, магнием, натрием и кальцием, характерная для амфиболов. В метадиабазах d связь кобальта и никеля с кальцием и железом исчезает, поскольку значительная часть этих элементов уходит в эпидот, не содержащий Co и Ni, но положительная корреляция с магнием имеется, так как в этих породах амфибол — единственный концентрат магния.

§ 37. ХРОМ И ВАНАДИЙ

Исследованные породы характеризуются близкими концентрациями хрома и ванадия (см. табл. 37, 38). Лишь в песчаниках *БП* и известняках *к* концентрации этих элементов более низкие. Величина отношения Cr/V колеблется от 0,60 до 1,30 и часто приближается к единице. Закономерных изменений содержания хрома в зависимости от степени метаморфизма не наблюдается, что особенно свойственно породам Жуинского участка. В сланцах *ВС* и *БС* содержания хрома постепенно возрастают с юга на север по мере удаления от источника сноса материала и не реагируют на симметричное увеличение температуры метаморфизма. То же самое происходит в туфоалевролитах n_1 и n_2 и известняках *к*. В песчаниках *БП*, а также сланцах *сп* изменение концентраций хрома противоположное.

Содержания ванадия часто меняются аналогично содержаниям хрома (песчаники *БП*, туфоалевролиты n_1 и n_2 , сланцы *BC*), что свидетельствует об общности поведения этих элементов в процессе осадконакопления. Однако иногда геохимическая судьба ванадия и хрома различна (сланцы *сп*, известняки *к*) и содержания ванадия сохраняются постоянными вне зависимости от расстояния до области размыва. В сланцах *сп* поведение хрома ближе к поведению никеля, чем ванадия. Разделение хрома и ванадия от никеля и кобальта в процессе осадконакопления можно объяснить разными формами их миграции. Если *Со* и *Ni* мигрируют почти исключительно в растворе, то *Cr* и *V* в существенной степени переносятся во взвеси (Лисицина, Глаголева, 1968).

Изучение хрома в минералах метаморфических пород показало, что он довольно равномерно распределяется между несколькими фазами. Близкие концентрации хрома отмечаются в биотитах, ставролитах, хлоритах и хлоритоидах метапелитов *с* и лишь несколько ниже — в гранатах и ильменитах (см. табл. 40). В амфиболовых гнейсах n_1 биотит всегда содержит больше хрома, чем сосуществующий с ним амфибол, а тем более гранат и ильменит (см. табл. 41). В мергелях *ис* самым лучшим концентратором хрома является эпидот, за ним следуют биотит и мусковит (см. табл. 42).

Ванадий предпочтительнее входит в решетку мусковита и амфибола, чем в биотит, но во всех трех минералах содержания этого элемента могут быть достаточно высокими. Несколько ниже они в хлорите, хлоритоиде и ставролите, а также эпидоте. Концентрации ванадия в гранате на порядок ниже, а пириты и ильмениты его почти не содержат.

Корреляционные связи хрома и ванадия с другими элементами в целом отражают закономерности распределения их по минералам породы. Хром чаще всего обнаруживает положительную корреляцию с титаном, железом, ванадием, калием, алюминием, литием, натрием, рубидием, так как входит как в феррические, так и в саллические минералы. В целом корреляционные связи хрома многообразны и неустойчивы и меняются в разных породах и при переходе от одной метаморфической зоны к другой. Наиболее распространены отрицательные связи хрома с рубидием, литием и никелем.

Ванадий реже, чем хром, коррелируется с другими элементами. Чаще всего проявлена положительная связь ванадия с хромом, титаном, кобальтом, железом, алюминием и отрицательная — с кремнием и рубидием. В породах n_2 в амфиболитовой фации прочные связи ванадия с *Fe*, *Mg*, *Ca*, *Na*, *Cr*, *Ni* указывают, что главная масса этого элемента концентрируется в роговой обманке.

§ 38. ФТОР И ХЛОР

Поведение фтора в процессе регионального метаморфизма изучено во всех 12 типах пород из различных метаморфических фаций Патомского нагорья (табл. 43). В метапелитах разных метаморфи-

Средние содержания F и Cl в метаморфических породах, %

Тип породы	M	n	F	Cl	Тип породы	M	n	F	Cl
c	I	8	0,056	0,016	n ₁	I	4	0,047	He опр.
	II	8	0,056	0,011		II	7	0,044	»
	III	4	0,053	0,010		III	4	0,032	»
	IV	9	0,041	0,010		IV	4	0,036	»
e	I	11	0,069	0,010	n ₂	I	4	0,061	He опр.
	Iб+II	6	0,087	0,010		Iб	13	0,052	»
	III	7	0,077	0,022		IIп	4	0,046	»
	IV	4	0,067	0,017		III+IV	5	0,041	»
ac	I	4	0,060	He опр.	d	I	10	0,028	0,015
	Iб+IIa	5	0,075	»		Iб	8	0,022	0,018
	IIп	5	0,081	»		II	7	0,028	0,025
	III+IV	6	0,069	»		III	11	0,032	0,020
BC	I	4	0,07	He опр.	uc	I	8	0,088	0,028
	Iб+IIa	4	0,094	»		Iб+II	7	0,061	0,015
	IIп	6	0,081	»		III	10	0,094	0,014
BC	Iб+IIa	9	0,060	He опр.		κ	I	4	0,021
	Ix	7	0,053	»	Iб+II		4	0,021	»
	Ic	8	0,080	»	III		7	0,023	»
	Ix	7	0,064	»	IV		4	0,024	»
	Iб+IIa	9	0,060	»	БП	IIп	6	0,017	He опр.
	I	10	0,044	0,022		Iб+IIa	5	0,035	»
	Iб+II	10	0,048	0,028		I	6	0,032	»
cn	IIIa	10	0,021	0,008	Iб+IIa	8	0,043	»	
	IIIб	12	0,028	0,011					

ческих зон концентрации варьируют от 0,081 до 0,021%. Наиболее высокие содержания отмечены в породах *e*, *ac*, *BC* и *BC*. Метанелиты *cn* характеризуются пониженными содержаниями фтора.

В известковистых туфоалевролитах n_1 и n_2 с нарастанием температуры процесса происходит уменьшение содержаний F от 0,061—0,047 до 0,041—0,036%. В мергелях *uc* почти во всех фациях, за исключением эпидот-амфиболитовой, содержится около 0,1% F — максимальное количество по сравнению с концентрациями в других типах пород.

В метатолитах *d*, известняках κ и песчаниках *БП* содержания F не превышают 0,04%. Повышение степени метаморфизма приводит в одних случаях к увеличению концентраций F, в других — к уменьшению, а в некоторых породах содержания его остаются практически неизменными. Поведение фтора в процессе метаморфизма определяется главным образом вариациями минерального состава пород. Распределение фтора в породообразующих минералах трех типов пород Угаканского участка (см. табл. 44) показывает, что

основным его концентратором является биотит, затем амфиболы, мусковиты и хлориты. В двух последних минералах содержание F примерно одинаково, в ставролите и хлоритоиде — значительно ниже. В серицит-хлоритовой субфации носителями F по-видимому, являются хлорит, серицит и апатит. В указанных минералах I зоны следует ожидать более высоких $K_{\text{к}}^{\text{F}}$, чем в последующих метаморфических зонах.

Подсчет содержаний, приходящихся на долю породообразующих минералов метаморфических пород из различных зон, дает устойчивую цифру 70—80%. Из аксессуарных минералов, в которых возможны высокие концентрации фтора, в породах присутствует турмалин и апатит. В турмалинах исследованного района содержится всего 0,1—0,2% F (Шмакин, Макрыгина, 1969). Однако в апатите концентрации его достигают 2,6—3,0% (Шмакин, Ширяева, 1968). Наличие даже 0,5% апатита в породах добавит к балансу недостающие 20—30% фтора. Роль апатита резко возрастает в тех породах, где количество породообразующих минералов, содержащих фтор, невелико. Например, в кварцито-песчаниках БП Жуевского участка увеличение концентраций фтора с севера на юг (по направлению к источнику сноса) связано главным образом с распределением аксессуарного апатита. Содержания фтора в мергелях возрастают от 0,061 (II зона) до 0,100% (IV зона). В мергелях количество биотита во II зоне составляет 8—10% и возрастает в IV зоне до 20—25%. Биотит — основной концентратор фтора в породах *ис*, поэтому увеличение его количества ведет к возрастанию концентраций этого элемента.

В известковистых туфоалевролитах анангской свиты n_1 Угаханского участка и туфопесчаниках n_2 Мараканского участка наблюдается понижение концентраций F в породах с увеличением температуры метаморфизма (см. табл. 43). Снижение уровня концентрации фтора, по-видимому, связано с исчезновением биотита в туфоалевролитах из амфиболитовой фации (III и IV зоны).

В метатолитах δ Витимского участка содержание F в породах различных метаморфических зон практически не меняется (0,028—0,032%). В зеленосланцевой фации минералами-носителями F, очевидно, являются актинолит и хлорит, так как другие минералы, входящие в состав породы (эпидот, альбит, кварц), практически не содержат фтора. В амфиболитовой фации единственный породообразующий минерал-носитель F — роговая обманка. Самые низкие концентрации фтора (0,021—0,024%) отмечаются в известняках κ , содержащих всего около 5—8% слюд.

Сравнивая биотиты трех типов пород *с*, *ис* и n_1 Угаханского участка, можно оценить влияние различных факторов на величину концентрации F в минералах. Наиболее высокие концентрации F (0,31—0,57%) встречаются в биотитах из богатых фтором известково-силикатных пород (мергелей), а самые низкие (0,126—0,180%) в биотитах туфоалевролитов (табл. 44). С другой стороны, углистые метапелиты содержат значительно меньше фтора, чем мергели, а биотиты из этих пород по концентрациям фтора (0,31—0,41%)

Содержание F и Cl в минералах железистых метапелитов с мергелей и с туфо-алевролитов n_1 , %

М	Номер обр.	F	K_R^F	Cl	K_R^{Cl}	М	Номер обр.	F	K_R^F
<i>Биотиты</i>						<i>Биотиты</i>			
III	24c	0,320	6,7	—	—	II	16ис	0,570	10,4
	25c	0,330	6,1	0,012	2,1	II	4ис	0,380	2,7
IV	27c	0,310	7,7	—	—		6ис	0,580	3,5
	29c	0,380	7,1	0,009	0,5		12ис	0,390	3,3
	33c	0,410	7,1	0,018	2,6		8ис	0,350	2,5
	30c	0,380	6,5	—	—	IV	14ис	0,310	4,2
							10ис	0,450	2,6
<i>Мусковиты</i>						<i>Мусковиты</i>			
	10c	0,079	1,3	—	—				
	12c	0,102	1,7	0,010	1,4				
II	11c	0,078	1,3	0,008	0,8	III	4ис	0,093	0,7
	17c	0,081	1,3	Н. о.	—	IV	6ис	0,110	0,7
	19c	0,101	1,9	—	—		8ис	0,056	0,4
	14c	0,100	1,8	0,005	0,5		14ис	0,067	0,9
	21c	0,065	1,0	0,010	1,0				
III	22c	0,073	1,5	0,007	0,6				
	24c	0,056	1,2	0,006	1,0				
	25c	0,079	1,8	0,005	0,9				
	26c	0,041	1,14	—	—	I	21ис	0,050	1,0
IV	32c	0,050	1,5	0,005	0,5	III	6ис	0,071	0,5
	30c	0,57	0,97	0,010	1,1				
<i>Хлориты</i>						<i>Хлориты</i>			
	10c	0,070	1,2	—	—	II	11n ₁	0,091	1,9
II	18c	0,066	1,1	—	—	III	1n ₁	0,052	1,1
III	22c	Не обн.	—	—	—	IV	9n ₁	0,049	1,3
<i>Хлоритоиды</i>						<i>Хлоритоиды</i>			
II	18c	Не обн.	—	—	—				
<i>Ставролиты</i>						<i>Ставролиты</i>			
IV	25c	0,008	0,12	0,013	2,3	II	11n ₁	0,180	3,7
	30c	Не обн.	—	—	—		3n ₁	0,165	3,4
							2n ₁	0,126	2,6

близки к биотитам мергелей. Причина заключается в различном количестве биотита — 5% в железистых метапелитах и 20—25% — в известково-силикатных породах. Общая закономерность такова: чем меньше в породе минерала-концентратора фтора, тем выше в нем абсолютные содержания и K_R^F . Например, биотит обр. 16 ис (6% в породе) имеет очень высокий K_R^F (10,4) и содержит 0,57% F. Несмотря на увеличение концентраций фтора в этом типе пород в 2 раза (IV зона), K_R^F в биотитах снижается до 2,6—4,2, так как количество биотита возросло в 4 раза (20—25%).

На содержание фтора в минерале заметное влияние оказывает присутствие других минералов-концентраторов. Так, амфиболы в парагенезисе с биотитом (II зона) содержат фтора меньше (0,049—0,091%), чем в безбиотитовых туфоалевролитах III и IV зон (0,100—

0,140%), а $K_{\text{КВ}}^{\text{F}}$ при этом увеличивается от 1,1—1,9 до 2,3—3,2 (группа n_1). На примере хлоритов из углистых метапелитов с выявляется значение времени образования минерала на концентрацию в нем фтора. Равновесные хлориты обр. 10с и 18с содержат соответственно 0,070 и 0,066% F, а в более позднем хлорите, развивающемся по минералам III зоны (обр. 22с), фтор не обнаружен.

Минералы-носители фтора (мусковит и хлорит) не испытывают такого сильного влияния характера парагенезиса, как биотит и амфибол. Содержания фтора и $K_{\text{КВ}}^{\text{F}}$ в них близки во всех породах и метаморфических зонах и, по-видимому, определяются валовым составом пород.

Изучение распределения фтора в процессе регионального метаморфизма показало, что концентрации его в породах и минералах определяются первичным содержанием в осадке и характером парагенезисов. Расчет средних содержаний фтора для всей толщи в целом показывает удивительное постоянство его концентраций, вычисленное для каждой из изученных метаморфических зон.

Приведенные выше данные по поведению фтора в процессе прогрессивного регионального метаморфизма показали, что температура метаморфизма не оказывает заметного влияния на изменение содержания фтора в метаморфических породах и минералах. Поскольку при изучении пегматитов разных глубин было установлено, что уровни содержаний фтора в пегматитах зависят от глубины формирования последних, было проведено сравнение содержаний фтора в породах различных регионов, характеризующихся разными величинами общего давления. Выделяются два типа метаморфических регионов, представленных двумя фаціальными сериями разных давлений: кианит-силлиманитовый и андалузит-силлиманитовый. Для дистен-силлиманитового типа величина общего давления при метаморфизме оценивается в 8—10 кбар, а для андалузит-силлиманитового — в 3—6 кбар (Винклер, 1969).

Уровни содержаний фтора в однопипных породах близки и, по-видимому, не определяются величиной давления при метаморфизме (табл. 45). Сравнение концентраций фтора в слюдах метапелитов, отобранных из разных типов метаморфической зональности, также обнаруживает большое сходство (табл. 46). Например, средние содержания фтора в биотитах из сланцев кианит-силлиманитовой фаціальной серии составляют 0,36—0,45%, а в биотитах из сланцев андалузит-силлиманитовой фаціальной серии — 0,23—0,25%. Данные по отдельным пробам в обоих типах метаморфических зон дают широкий диапазон колебаний в концентрациях фтора, и различие между биотитами сравниваемых регионов статистически незначимо. Та же картина отмечается и для мусковитов метаморфических пород. По-видимому, содержания фтора в слюдах и в других фторсодержащих минералах в большей степени определяются исходным содержанием фтора в породах и характером парагенетических ассоциаций.

Например, в сланцах Калифорнии (Hietanen, 1968), близких по составу к углистым метапелитам Патомского нагорья, содержа-

Содержания F в породах из разных типов метаморфических зональностей

Тип породы	Патомская серия				Чуйская серия		Алданский шит*	Айдахо (Калифорния, США)**		
	I	II	III	IV	V	VI		II	III	IV
Кварциты	—	—	—	—	—	—	0,020	—	—	—
Аркозы	0,031	0,029	0,030	—	0,012	0,065	—	—	—	—
Пелиты	0,063	0,070	0,064	0,058	0,180	0,100	0,048	0,090	0,100	0,09
Туфоалевролиты	0,053	0,050	0,044	0,041	0,075	0,106	—	—	—	—
Диабазы	0,026	0,022	0,023	0,032	—	—	—	—	—	—
Эффузивы	—	—	—	—	—	—	0,372	—	—	—
В том числе сред. и основного состава	—	—	—	—	—	—	0,150	—	—	—
Мергели	0,072	0,072	0,086	0,100	—	—	0,070	—	—	—
Известняки	0,021	0,021	0,023	0,024	—	—	0,021	—	—	—
Среднее по толще	—	—	—	—	0,069	0,079	—	—	—	—

Примечание. I — зеленосланцевая, II — эпидот-амфиболитовая, III — ставролит-альмандиновая и IV — дистен-альмандиновая фации; V — силлиманитовая, VI — амфибол-гранулитовая и VII — двупроксеновая субфации. Одной звездочкой отмечены данные З. И. Петровой (аналитик Л. Л. Петров); двумя — по Nietanen, 1968 г.

Таблица 46

Содержание фтора в слюдах из метapelитов разных типов метаморфических зональностей

Район	Тип метаморфизма	Фашия	Биотит	Мусковит
Патомское нагорье, СССР (данные авторов)	Дистен-силлиманитовый	Эпидот-амфиболитовая	—	0,072(6)
		Амфиболитовая	0,360(6)	0,060(7)
Калифорния, США (Nietanen, 1968)	Кианит-силлиманитовый	Амфиболитовая (низкотем.)	0,410(2)	0,100(2)
		Амфиболитовая (высокотем.)	0,360(1)	0,200(2)
Сев. Приладожье, СССР	Андалузит-силлиманитовый	Амфиболитовая	0,230(3)	—
Сев. Прибайкалье, СССР	»	»	0,240(1)	—
			0,250(27)	0,065(22)
Мэн, США (Evans, 1969)	»	Амфиболитовая	0,170(2)	—
Северо-Байкальское нагорье (данные автора)	»	Гранулитовая	0,302(5)	—

Примечание. В скобках — число образцов.

ние фтора в породах 0,08—0,10% т. е. в два раза выше, чем в углестых метapelитах с. Концентрации фтора в биотитах близки (см. табл. 46). В соответствии с установленными закономерностями этот факт объясняется спецификой минерального состава пород. Сланцы

Калифорнии содержат примерно в два раза больше биотита, чем метapelиты Патомского нагорья, и поэтому K_{K}^{F} в биотитах Калифорнии в два раза ниже, чем в метapelитах, а величины абсолютных концентраций фтора в биотитах одинаковы.

К сожалению, во многих работах, из которых взяты приведенные материалы, не дается полной количественной характеристики минеральных парагенезисов, и поэтому не всегда можно оценить влияние парагенезисов на содержание фтора в отдельных минералах. Тем не менее данные свидетельствуют о том, что величина общего давления при метаморфизме не оказывает существенного влияния на концентрацию фтора в породах и минералах.

Изучено поведение хлора в 5 типах метаморфических пород Патомского нагорья (см. табл. 43). Концентрации хлора в исследованных породах низкие (0,0084—0,028 %); наиболее высокие концентрации этого элемента содержатся в метapelитах пурпольской свиты тепторгинской подсерии и мергелях жуинской свиты кадаликанской подсерии *ис.* В метapelитах *с* изучено распределение хлора в породообразующих минералах. Оказалось, что в биотите и ставролите K_{K}^{Cl} достигает 2—2,6, а в мусковитах он почти никогда не превышает единицы (см. табл. 44). В слюдах пелитовых сланцев (штат Мэн, США) из силлиманит-ортоклазовой субфации метаморфизма, изученных Эвансом (Evans, 1969), содержание Cl в биотитах составляет 0,01—0,12 %, в мусковитах — от 0,00х до 0,01 %. Биотиты исследуемых метapelитов Патомского нагорья также характеризуются более высокими концентрациями Cl, чем мусковиты этих же сланцев. Как показывают разрозненные литературные данные (Шмакин, Ширяева, 1968), содержания хлора в других породообразующих минералах невелики.

Акцессорные минералы в данной работе не изучены. При подсчете балансов ощущается большой дефицит хлора, но установить его природу при данном соотношении величин концентрации и ошибок определения трудно. По этой же причине делать окончательные выводы о закономерностях поведения хлора в процессе регионального метаморфизма в настоящее время преждевременно, но, по-видимому, хлор в этом отношении сходен со фтором.

§ 39. БОР И ФОСФОР

Бор — один из наиболее хорошо изученных элементов в геохимии осадочных пород, служащих критериями для распознавания морских или пресноводных осадков (Кабанова, 1969). Это объясняется тем, что бор в изобилии содержится в морской воде и практически не известен во многих пресных водах. Установлено, что бор может прочно закрепляться в глинистых минералах (Harder, 1961). Среди глин, по-видимому, только диоктаэдрические слюды включают бор в свою структуру в значительных количествах, так как по геохимическим данным этот элемент замещает алюминий в тетраэдрах

(четверная координация). Глины морского происхождения, насыщенные иллитом, содержат около 0,01—0,02% бора, а пресноводные — от 0,001 до 0,005%. Поэтому изучение распределения бора в докембрийских образованиях особенно интересно. Средние содержания бора по данным количественного анализа в средних пробах метаморфических пород Патомского нагорья хорошо совпадают с результатами полуколичественного анализа (табл. 47). Характерно, что в большей части разновидностей пород содержание бора резко снижается при повышении степени метаморфизма.

Известно также, что вокруг пегматитовых тел образуются ореолы бора (Шмакин, Макрыгина, 1969). Видимо, именно с ними связано увеличение концентраций бора в метапелитах *ас* (IV зона).

Минерал-концентратор бора в большей части пород — турмалин (как обломочный, так и вновь образованный). Поэтому литологический фактор должен оказывать заметное влияние на поведение бора. Наиболее высокие содержания бора отмечены в метапелитах *с*: в метадиабазе и известняках он не обнаружен. Из метапелитов самые низкие концентрации бора установлены в сланцах *сп* коры выветривания. В других разновидностях метапелитов содержания бора близки и в 2—3 раза ниже кларка для глин (Turekian, Wederohl, 1961). Подобные же концентрации определены в мергелях. Дисперсии содержания бора довольно велики, особенно в алевролитах n_1 и n_2 , где пределы колебаний лежат от значений <10 до 600 г/т в отдельных образцах пород. Неясно, какими причинами обусловлено снижение концентраций бора в высокотемпературных зонах алевролитов n_1 и n_2 , а также в метапелитах *сп*. С одной стороны, оно может быть связано с изменением термодинамических условий метаморфизма, с другой — частично определяться первичными литологическими факторами. Для окончательного решения этого вопроса необходимо изучить распределение бора в минералах. Тем не менее для палеогеографических реконструкций в настоящее время могут быть использованы только содержания бора из пород зеленосланцевой фации, так как лишь в серицит-хлоритовой субфации концентрации бора, по-видимому, близки к первичным для осадочных пород.

Средние содержания ф о с ф о р а в 12 типах пород Патомского нагорья в различных метаморфических зонах свидетельствуют, что заметного и устойчивого изменения концентраций P_2O_5 в зависимости от температуры метаморфизма не наблюдается (табл. 48).

Таблица 47

Содержания бора в породах, г/т

М	с	в	ас	n_1	n_2	ис	БС	ВС	БП	сп	д	к
I	200	71	73	62	140	44	51	89	39	30	Не обн.	Не обн.
II	92	50	64	20	128	40	45	91	28	14	»	»
III	50	43	44	Не обн.	10	40	—	—	—	Не обн.	»	»
IV	33	32	73	»	Не обн.	32	—	—	—	—	—	—

Средние содержания фосфора (P_2O_5) в породах различных метаморфических зон, вес. %

М	с	е	ас	BC	БС	сп	n_1	n_2	θ	ис	БП	
I	0,07	0,08	0,14	0,10	0,12	0,11	0,08	0,10	0,08	0,11	0,04	0,08
II	0,07	0,14	0,14	0,12	0,12	0,22	0,17	0,10	0,06	0,11	0,04	0,09
III	0,09	0,13	0,13	—	—	0,27	0,17	0,14	0,09	0,11	0,05	—
IV	0,09	0,10	0,12	—	—	—	0,17	0,12	—	—	0,04	—

Небольшие изменения обусловлены, скорее всего, литологическими причинами. Поскольку главным концентратором фосфора в большей части пород является апатит, распределение P_2O_5 в породах определяется количеством апатита. Уровни концентраций фосфора в метапелитах, песчаниках, туфоалевролитах и мергелях близки между собой, и поэтому содержание фосфора не определяет литологического типа породы. Исключение составляют только известняки, в которых содержание фосфора примерно в два раза ниже, чем в других породах, и высокоглиноземистые сланцы *сп*, являющиеся переотложенной корой выветривания первичного каолинит-гидрослюдистого состава. В этих сланцах не содержится апатита и, вероятно, фосфор рассеивается в породообразующих минералах. В низкотемпературной амфиболитовой фации в них всегда присутствует лазулит — фосфат Mg, Fe, Al, а в зеленосланцевой, возможно, — аугелит.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ АНАЛИЗА МЕТАМОРФИЗМА

§ 40. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ МЕЖДУ СОСУЩЕСТВУЮЩИМИ МИНЕРАЛАМИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Мы рассматривали распределение редких элементов между породообразующими минералами трех типов пород — метapelитов *c*, туфоалевролитов *n*₁ и мергелей *ис* в различных метаморфических зонах и упоминали некоторые из факторов, которые определяют величину концентраций этих элементов в сосуществующих минералах. Для каждого из изученных элементов установлены следующие ряды минералов (в порядке уменьшения содержания слева направо):

- Rb — [биотит, мусковит], плагиоклаз (амфибол, ставролит, гранат, эпидот, карбонат, хлорит, хлоритоид);
- Li — [биотит, хлорит, ставролит, амфибол, мусковит, гранат] (эпидот, хлоритоид, карбонат);
- Ba — [мусковит, биотит], карбонат, плагиоклаз (ставролит, гранат, хлоритоид, хлорит, эпидот, амфибол);
- Sr — [эпидот, плагиоклаз, кальцит, доломит, сидерит, мусковит] (ставролит, гранат, биотит, хлоритоид, хлорит амфибол);
- Sc — [амфибол, гранат, мусковит, биотит], ильменит, хлорит хлоритоид (ставролит);
- Y — [гранат, амфибол, хлорит, хлоритоид] (плагиоклаз, мусковит, биотит, ставролит);
- Ce — [хлорит, биотит, амфибол], мусковит, плагиоклаз, ставролит, хлоритоид (гранат);
- La — [хлорит, хлоритоид, амфибол], биотит, мусковит, ставролит, плагиоклаз (гранат);
- Nd — [ставролит] (хлорит, гранат, биотит, мусковит, плагиоклаз, хлоритоид, амфибол);
- Co — [пирит, ставролит, биотит, хлорит, ильменит, амфибол, хлоритоид, гранат], мусковит (эпидот, плагиоклаз);
- Ni — [пирит, биотит, хлорит, ставролит, амфибол, хлоритоид, гранат, ильменит], мусковит (эпидот, плагиоклаз);
- Cr — [эпидот, мусковит, хлоритоид, хлорит, биотит, амфибол, ставролит, гранат, ильменит, пирит];
- V — [амфибол, биотит, мусковит, ставролит, хлорит, хлоритоид], эпидот, гранат (пирит);
- F — [апатит, биотит, амфибол, мусковит, хлорит].

В квадратные скобки заключены минералы, в которых содержание элемента больше, чем во вмещающей породе, в круглые скобки — минералы с очень низкими концентрациями элемента, часто на пределе чувствительности аналитической методики. Для этих минералов порядок расположения в ряду не имеет значения. Подчеркнуты минералы с аномально высокой концентрацией, резко отличающейся от содержания в следующих за ними минералах. Указанные ряды составлены не по величине абсолютного содержания редкого элемента, которая варьирует в широких пределах, а по сопоставлению друг с другом сосуществующих минералов. В том случае, когда минералы совместно не встречаются, учитывается коэффициент концентрации K_K , равный отношению содержания элемента в минерале к содержанию элемента. Именно поэтому порядок расположения минералов в рядах в породе может несколько меняться.

Вхождение того или иного элемента в решетку минерала определяется прежде всего кристаллохимическими факторами. Например, рубидий распределяется между биотитом и мусковитом в метапелитах и известково-силикатных породах с отношением 2 : 1, а барий в отношении 1 : 5, хотя оба элемента в слюдах замещают калий.

Для некоторых элементов существует небольшое число минералов-концентраторов. Так, рубидий и барий содержатся лишь в биотите и мусковите, стронций — в эпидоте, плагиоклазе и карбонатах и только при их отсутствии входит в заметном количестве в мусковит. Иттрий почти целиком находится в гранате. Для других элементов ярко выраженных минералов-концентраторов нет, и они распределяются довольно равномерно между большим числом сосуществующих минералов.

На ряде примеров выявляются факторы, которые определяют уровень концентрации редких элементов в минералах. Например, в туфоалевролитах n_1 в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фазах единственным концентратором стронция служит плагиоклаз. Из табл. 31 хорошо видно, что как содержание стронция, так и величина K_K^{Sr} в плагиоклазах варьирует в широких пределах. Минимальное содержание стронция отмечено в плагиоклазе 9п (0,039%), а максимальное — в плагиоклазе 5п (0,401%), хотя концентрации этого элемента во вмещающих породах близки и равны соответственно 0,011 и 0,010%. Причина заключается в разном количестве плагиоклаза, который в пробе 9п составляет 30%, а в пробе 5п — 10%.

Количество минерала-концентратора во всех случаях заметно влияет на содержание в нем элементов-примесей. В частности, биотит 16ис из мергелей не отличается по химическому составу и железистости от других биотитов эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Не меняется также и характер парагенезиса, но тем не менее в биотите 16ис резко повышены содержания и коэффициент концентрации Rb, Li, Ni, Cr, V, F, т. е. элементов, которые концентрируются в биотитах. Этот факт становится понятным, если учесть, что содержание минерала в пробе 16ис составляет все-

го 6%, тогда как в других пробах из этого типа пород — 20—25%. Напротив, содержания Ba и Sr в биотите 16ис даже ниже, чем в других образцах, так как Ba концентрируется в мусковите, а Sr — в кальциевых минералах пород ис (см. табл. 30).

В тех же известково-силикатных породах ис барий распределяется между биотитом и мусковитом. На рис. 38 видно, что точки составов минералов ложатся на прямую линию, которая служит графическим выражением закона Нерста. Лишь в зоне IV, где появляются пегматитовые жилы, эта закономерность нарушается. Здесь заметно повышается содержание бария в биотитах, начинается мусковитизация последнего и нарушается химическое равновесие между двумя слюдами. Из рис. 36 также видно, что содержание Ba в слюдах не зависит от степени метаморфизма, а определяется только составом пород. Аналогичное равновесное распределение ванадия между сосуществующими амфиболами и биотитами описано Р. Кретцем (Kretz, 1959) в гнейсах Квебека.

Сильное влияние на содержание элементов-примесей в минералах оказывает характер парагенезиса, т. е. наличие или отсутствие других минералов-концентраторов. Например, появление ставролита в парагенезисе с биотитом приводит к заметному обеднению последнего цинком, ибо ставролит концентрирует практически весь цинк породы. Равновесная ассоциация пирит — биотит в метапелитах характеризуется тем, что уровень концентраций Co и Ni в биотите резко снижается. В то же время появление в известково-силикатных породах группы ис наложенного пирита не приводит к изменению содержаний Co и Ni в биотите и других минералах (Макрыгина и др., 1969).

С кристаллизацией биотита в мергелях группы ис отмечается трехкратное снижение концентрации лития в хлорите (см. табл. 28), хотя уровень содержания лития в породах сохраняется. В амфиболовых гнейсах n_1 скандий распределяется главным образом между амфиболом и гранатом (см. табл. 34) в соотношении примерно 2:1, и K_R^{Sc} в гранате колеблется от 0,63 до 0,80. В метапелитах с, где амфибол отсутствует, как абсолютное содержание скандия, так и значение K_R^{Sc} в гранате заметно выше ($K_R^{Sc} = 1,85 - 3,0$). В тех же амфиболовых гнейсах коэффициент распределения Co, Ni и V между амфиболом и гранатом изменяется сразу же, как только в них исчезает биотит. Перечисленные примеры относятся к одним и тем же фациям метаморфизма и не могут быть связаны с изменением термодинамических условий.

Вариации химического состава минерала-концентратора по главным элементам не оказывают никакого влияния на содержание в нем элементов-примесей. Так, концентрации Co, Ni, Cr, V, Sc в магнетитово-железистых силикатах — хлорите, биотите, гранате, амфиболе, ставролите — совершенно не зависят от их железистости и других параметров состава (Макрыгина и др., 1969). То же самое относится к Rb и Ba в слюдах. Слюды трех групп пород близки друг к другу по содержанию калия, но заметно различаются по уровню концентраций Rb, Ba и отношениям K/Rb и K/Ba. Даже

в пределах одного типа пород содержания Rb и Ba в слюдах различаются в 2 раза и более и определяются содержаниями Rb и Ba в валовых пробах.

Изучение элементов-примесей в минералах, образовавшихся на регрессивном этапе метаморфизма, обнаруживает закономерности, которые во многих случаях позволяют выявить эти минералы в первичных равновесных ассоциациях. Так, вторичные хлориты, развивающиеся по биотиту и некоторым другим магнезиально-железистым минералам, по валовому химическому составу не отличаются от первичных хлоритов. Однако они много беднее некоторыми элементами-примесями, характерными для равновесных хлоритов (Co, Ni, Li, F и др.).

Появление в парагенезисе диафорических минералов-концентраторов не оказывает влияния на уровень содержания и характер распределения редких элементов в других минералах породы. Уже отмечалось, что присутствие наложенного пирита в мергелях *ис* заметно меняет концентрации Co и Ni в валовых пробах, но никак не влияет на концентрацию этих элементов в биотитах и хлоритах.

Таким образом, содержание элементов-примесей в метаморфических минералах определяется валовым содержанием этих элементов в породе, количеством минералов-концентраторов и характером парагенезиса. Изменение степени метаморфизма прямо не влияет на распределение редких элементов, если это не связано со сменой минерального парагенезиса. В тех случаях, когда устойчивая ассоциация минералов проходит через несколько зон, коэффициент распределения между двумя минералами сохраняется постоянным. Зато вариации минеральных ассоциаций в пределах одной и той же субфации сильно изменяют коэффициенты концентрации и распределение элементов-примесей.

Многие из перечисленных закономерностей выявлены нами и другими исследователями (Albee, 1965b) уже при изучении распределения петрогенных элементов между минералами метаморфических пород. При этом установлено, что составы некоторых минералов (граната, мусковита, плагиоклаза, амфибола) при учете мешающих факторов могут давать информацию об изменении *PT*-условий. Изменение содержания элементов-примесей в минералах не позволяет проводить оценку температур в период метаморфизма. Зато характер распределения редких элементов однозначно свидетельствует, что при кристаллизации минералов метаморфические породы представляли собой закрытую и равновесную систему. Установленные случаи неравновесия относятся к регрессивному этапу метаморфизма или связаны с паложением более поздних процессов. Как правило, такая неравновесность подтверждается обычными петрографическими методами.

Таким образом, в закрытой и равновесной системе распределение редких элементов не может служить основой для создания геотермометров. Причина, по-видимому, в том, что в большинстве случаев не достигается предела насыщения минералов-концентра-

торов редкими элементами. В этом заключается принципиальное отличие характера распределения петрогенных и редких элементов между минералами метаморфических пород.

Вопрос о влиянии давления на коэффициент распределения и величины концентраций элементов-примесей в минералах остается пока открытым. Для фтора получен отрицательный результат (Петров и др., 1972). Для стронция установлено заметное увеличение содержания в карбонатах из позднеметаморфических жил в мергелях *ис.* Это, вероятно, связано, с резким понижением давления, что и способствует изоморфному замещению $\text{Sr}^{2+} \rightarrow \text{Ca}^{2+}$ в решетке карбонатов. Окончательный ответ можно получить после систематического изучения характера распределения элементов-примесей между минералами в фациальных сериях андалузит-силлиманитовой фациальной серии.

§ 41. НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ПРИМЕНЕНИЯ КОРРЕЛЯЦИОННОГО АНАЛИЗА ПРИ ИЗУЧЕНИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Совершенно очевидно, что без применения статистических методов невозможна компактная подача обширного геохимического материала. Лишь таким способом можно проверить обоснованность многих выводов и оценить, достаточное ли количество фактов положено в основу выдвигаемых гипотез. Это заключение бесспорно и не нуждается в доказательствах. Остановимся лишь на некоторых результатах, которые были получены при применении корреляционного анализа в изучении метаморфических пород.

Расчет коэффициентов линейной корреляции между петрогенными и редкими элементами (примерно 25 элементов) возможен только при использовании ЭВМ. Он потребовал около 10 ч машинного времени на БЭСМ-4, не считая подготовительных операций и времени, затраченного на обработку полученных результатов. Чтобы оценить, насколько это способствовало решению поставленных задач, следует предварительно отметить некоторые из особенностей изучаемого объекта.

Каждый из 12 типов пород представляет собой весьма однородную выборку. Коэффициенты вариации для петрогенных элементов, как правило, невелики: для кремния 3—15%, для алюминия 5—20, для титана 7—20%. Коэффициенты вариации для других элементов указаны в соответствующих разделах. Именно низкие коэффициенты вариации и служили критерием правильности отбора проб. Как уже говорилось (см. § 3), для большинства петрогенных элементов характерны небольшие величины аналитических ошибок, чаще всего не превышающие $\pm 5\%$ относительных. В то же время величины аналитических ошибок при определении большинства редких элементов количественными методами составляют 15—20 отн. %, а иногда и более (см. табл. 1). Естественно, что суммарная дисперсия для редких элементов (включающая природную дисперсию

проб и аналитическую дисперсию) намного превышает суммарную дисперсию для петрогенных элементов. При сравнительно небольшом количестве проб это приводит к тому, что нередко математическая обработка показывает отсутствие корреляционной зависимости между двумя элементами, хотя на самом деле она существует.

В качестве примера можно привести данные о содержании калия и рубидия в метадиабазах δ . Концентрации калия в этих породах колеблются от 0,031 до 0,272%, а рубидия — от 0,45 до 12,2 г/т. Сначала эти элементы были проанализированы по обычной методике на пламенном фотометре в Институте геохимии СО АН СССР. Аналитические ошибки в определении таких низких содержаний K и Rb очень велики и относительная ошибка достигла $\pm 50\%$. Математическая обработка показала отсутствие корреляции между калием и рубидием. Затем оба элемента были проанализированы в Институте геологии и геохронологии докембрия АН СССР по методике, чувствительность которой выше примерно на два порядка, а величина относительной ошибки составляет всего $\pm 5\%$. Обнаружилось, что коэффициент корреляции K — Rb очень высок и колеблется в различных метаморфических зонах от +0,80 до +0,95. Таким образом, большие величины аналитических ошибок, особенно в однородных выборках, при малой природной дисперсии проб могут полностью затушевать наличие геохимической связи между элементами.

С другой стороны, вполне возможно появление ложной корреляции, обусловленной аналитическими причинами. Многие элементы анализируются совместно, и их спектры снимаются одновременно на одном и том же приборе (см. табл. 1). Флуктуации в работе прибора приводят к одинаковому колебанию определяемых концентраций во всей группе элементов, что может остаться незамеченным, если эталон снимается сравнительно редко. Тогда между элементами такой группы может возникнуть ложная положительная корреляция.

Нередко забывается чисто математический аспект проблемы и считается, что если коэффициент корреляции равен нулю, то между двумя величинами зависимости не существует. На самом деле эти величины могут быть даже связаны функционально (Дувин-Барковский, Смирнов, 1965, с. 170). Нельзя исключать также возможность нелинейной корреляции. Все вышесказанное заставило нас отказаться от множественного корреляционного анализа, поскольку усложнение математического аппарата не снимает ошибок, вытекающих из основ применяемого метода. При этом формализация достигает такого уровня, который не позволяет понять физическую сущность получаемых величин. Естественно, что интерпретация результатов корреляционного анализа требует большой осторожности.

Главный вывод, который вытекает из рассмотрения всей совокупности полученных данных, очевиден: при переходе от одной метаморфической зоны к другой вслед за сменой минеральных парагенезисов изменяется большинство корреляционных отношений

между элементами. Следовательно, характер корреляции определяется главным образом набором минералов, слагающих породу. Примеры, подтверждающие подобное заключение, были приведены при описании каждого из изученных элементов. Зная минеральный состав пород, с большей долей вероятности можно предсказать, какие корреляционные связи должны в них существовать. Поэтому для петрогенных элементов корреляционный анализ приводит к тем же результатам, что и обычное петрографическое изучение. Анализировать взаимоотношения между петрогенными и редкими элементами более интересно. В настоящее время минералы-концентраты элементов-примесей в метаморфических породах почти не изучены. Проведение корреляционного анализа дает возможность наметить наиболее вероятные минералы, концентрирующие тот или иной редкий элемент, и в дальнейшем подтвердить этот вывод прямыми методами.

В метаморфических породах практически полностью исчезают все корреляционные связи, характерные для осадочных и магматических пород. В частности, в метадиабазы δ , сохранивших свой исходный химический состав, несмотря на высокую степень регионального метаморфизма, отсутствуют корреляции, присущие базальтам. Поэтому применение корреляционного анализа не позволяет осуществлять палеогеографических реконструкций. В некоторых работах (Бурков, 1971) изменение корреляционных связей между элементами в метаморфических породах используется для доказательства их подвижности в процессе метаморфизма. Этот чисто формальный вывод полностью опровергается нашими данными. Доказательством подвижности элементов может служить только изменение их концентраций от одной зоны к другой, если оно не связано с литологическими причинами.

Несомненную пользу приносит применение корреляционного анализа для выяснения геохимического родства элементов при метаморфизме. Так, установление связей между некоторыми элементами группы железа и золотом служит еще одним доказательством их совместной миграции.

В целом оказывается, что если вычисление статистических моментов совершенно необходимо при изучении метаморфических пород, то проведение корреляционного анализа рационально лишь при наличии соответствующей техники, существенно облегчающей трудоемкие расчеты. Этот вывод относится только к рассмотренному кругу вопросов.

§ 42. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПРОГРЕССИВНОГО РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

В период прогрессивного регионального метаморфизма первично-осадочных пород различного состава происходит перераспределение и (или) привнос ΣFe , Mg, Co, Ni, Mn, Cu, Au и U. Дегидратация и декарбонатизация пород — ведущий процесс при региональ-

ном метаморфизме. В результате увеличения степени метаморфизма от зеленосланцевой до дистен-альмандиновой субфации в песчано-глинистых породах остается лишь около 40% от исходного содержания главных летучих компонентов (см. рис. 39). Так же интенсивно уменьшаются концентрации бора. Калий и рубидий становятся подвижными на регрессивном этапе метаморфизма и мигрируют вдоль зон тектонических нарушений. На главном этапе метаморфизма K и Rb, как и большинство других изученных петрогенных и редких элементов, инертны и их содержания постоянны во всех метаморфических зонах, если учесть вариации состава, обусловленные литологическими причинами.

Расстояния, на которые переносятся некоторые элементы, измеряются многими километрами. Разумеется, такие масштабы совершенно нереальны для диффузии элементов сквозь кристаллические решетки, так как коэффициенты такой диффузии характеризуются очень низкими значениями (Файф и др., 1962). Остается предположить, что транспортировка элементов осуществляется потоком растворов, выделяющихся при метаморфизме осадочных пород.

Известно, что региональный метаморфизм требует значительного притока тепла и связан с существованием мощных тепловых потоков. В Байкало-Патомском нагорье, как предполагается, тепло поступало вдоль глубинных разломов, один из которых проходил вдоль оси Мамского синклинория (Великославинский и др., 1964). Наличие подобных разломов в исследуемом районе подтверждается геофизическими данными. Длительность процесса регионального метаморфизма оценивается, по данным абсолютного возраста, примерно в 50 млн. лет.

Пласты осадочных пород, попадая в зону повышенных температур, теряют воду и углекислоту. Их поток направлен в область меньшего давления, т. е. в сторону низкотемпературных зон. В метаморфических фаціальных сериях дистен-силлиманитового типа высокий градиент давления, по-видимому, сохраняется достаточно длительное время. Газы, выделяющиеся из пород, движутся преимущественно вдоль плоскостей напластования и обеспечивают быстрый перенос тепла и прогревание всей толщи осадочных пород. Существенного обмена летучими между пластами нет. Весь изложенный геохимический материал подтверждает, что каждый из пластов представляет собой более или менее изолированную химическую систему. Состав газовой фазы во многом определяет специфику миграции. Такие элементы, как Fe, Mg, Co, Ni, Cu, Au, переносятся лишь водными растворами, а в карбонатных породах они остаются неподвижными. Для урана разницы в степени миграции углекислыми или водными растворами не отмечается. Более высокая активность воды по сравнению с другими газами определяется ее специфической структурой в надкритических условиях (Блох, 1969).

Сброс давления газовой фазы обычно происходит в пределах высокотемпературной зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фации, где широко развит кливаж осевой плоскости (кливаж ска-

львания). Область развития кливажа определяется степенью метаморфизма пород, их механическими свойствами и тектоническими особенностями участка, но в зеленосланцевой фации кливаж отмечается во всех породах, а складчатость относится к кливажному типу (Петров, 1964).

В участках развития кливажа поток летучих локализуется вдоль отдельных тектонических зон. В породах зеленосланцевой фации хотя и имеет место перенос вещества, но это явление не затрагивает всей толщи. Поэтому здесь сохраняются содержания элементов и корреляционные связи между ними, характерные для осадочных пород. На флангах метаморфической зональности в зеленосланцевой фации частично фиксируются элементы, вынесенные из высокотемпературных зон. Типичное для Бодайбинского района образование сульфидной минерализации и магнезиально-железистых карбонатов, с которыми связано золотое оруденение, совпадает во времени с поздними этапами регионального метаморфизма, на что указывают цифры абсолютного возраста, полученные свинцовым методом по минералам кварцевых золотоносных жил (данные В. В. Поликарпочкина, устное сообщение).

Предложенная модель процесса подтверждается следующими фактами: 1) наиболее интенсивный перенос вещества наблюдается в Угаханском участке со сближенными изоградами, где градиент температур (и давлений) максимальный; 2) перенос вещества осуществляется только в направлении низкотемпературных зон; 3) в каждом пласте миграция элементов имеет свои специфические особенности; 4) максимальное перемещение вещества отмечается в глинистых породах, наиболее богатых водой, и полностью отсутствует в метабазитах, из которых вода не только не выделяется, но даже привносится в период метаморфизма; 5) почти не происходит миграции элементов в породах Мараканского участка с сильно развитой дизъюнктивной тектоникой, способствующей раннему сбросу летучих компонентов.

По данным Б. В. Шергина (устное сообщение), самые высокие концентрации золота характерны для углистых сланцев вачской свиты. Тем не менее с этими породами не связано никаких рудопроявлений и в них не встречается золотосных жил. Сланцы на 85—95% сложены кварцем и почти не содержат воды. Именно «сухость» углистых сланцев и приводит к тому, что золото в них не может мигрировать в период метаморфизма.

Из предложенной гипотезы следует вывод об отсутствии миграции вещества в участках, где простирание тектонических структур (границ напластования) и изоград совпадает. Поскольку подобный случай наиболее распространен в районах развития метаморфической зональности, общее изменение состава пород должно быть значительно меньшим, чем в исследованных нами участках.

Распределение петрогенных и редких элементов между сосуществующими минералами показывает, что метаморфические породы в период кристаллизации представляли собой закрытую и равновесную систему. Это заключение распространяется и на те эле-

менты (например, кобальт и никель), для которых доказана подвижность в процессе метаморфизма. Возникшее противоречие может быть разрешено, если допустить, что перенос элементов происходит на начальных этапах кристаллизации, а после его окончания какое-то время выдерживается высокая температура, при которой система достигает состояния равновесия в новой химической среде. Петрографические наблюдения не исключают такой возможности. Однако решающую роль играет, по-видимому, длительность процесса метаморфизма. В результате концентрации «подвижных» элементов изменяются настолько постепенно, что породы успевают достигнуть состояния равновесия. Если это предположение верно, то при формировании контактовых ореолов вокруг интрузий и особенно небольших даек в зоне экзоконтакта должны существовать участки, в которых распределение элементов между минералами будет неравновесным.

Подобное заключение следует из того факта, что с точки зрения геохимии региональный и контактовый метаморфизм во многих чертах сходен друг с другом, но длительность последнего во много раз меньше. Действительно, поведение элементов в контактовом ореоле Тамаракской интрузии гранитов удивительно сходно с процессом регионального метаморфизма. Из литературы известно, что в контакте даек может существовать зона, где равновесие между минералами не достигалось (Яковлева и др., 1972). Тем самым подчеркивается значение фактора времени при установлении химического равновесия в системах с подвижными компонентами.

Вхождение элементов в прочные кристаллические решетки минералов лишает их способности мигрировать. Поэтому проявление в одном районе второй фазы метаморфизма в породах, лишенных свободной воды, не должно сколько-нибудь заметно изменять их химический состав.

Осталось непонятным, почему при метаморфизме мигрирует ограниченный круг элементов. Однако набор этих элементов не случаен и определяется не только спецификой исследованного региона. Литературные данные свидетельствуют, что с метаморфическими породами связана лишь часть собственно метаморфогенных месторождений, включающих золото, медь, никель, кобальт, уран, мусковит и флогопит.

§ 43. О ВОЗМОЖНОСТЯХ ПРОВЕДЕНИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ НА ОСНОВЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Проблема палеогеографических реконструкций в метаморфических породах — одна из самых актуальных в современной геологии. Она не входит в задачу настоящего исследования, поэтому кратко коснемся лишь некоторых ее аспектов. Главное затруднение и наибольшие споры вызывает отсутствие надежных данных,

позволяющих оценить величину изменения химического состава пород при метаморфизме. Проведенная работа определила круг элементов, которые могут мигрировать при метаморфизме, а также интенсивность этой миграции. Оказалось, что хотя состав пород меняется, но не настолько существенно, чтобы коренным образом измениться характер исходной породы. В принципе проведение палеогеографических реконструкций в метаморфических и осадочных породах имеет между собой много общего. На примерах попытаемся наметить вопросы, которые могут решаться геохимическими методами.

Различие орто- и параамфиболитов. Туфоалевролиты n_1 и n_2 (параамфиболиты) в условиях амфиболитовой фации внешне довольно похожи на метадиабазы δ (ортоамфиболиты). Различия в минеральном составе заключаются в повышенном содержании кварца, меньшем количестве эпидота и плагиоклаза, постоянном присутствии граната в параамфиболитах. Однако сравнение химических составов пород n и δ свидетельствует об их заметном различии. По сути дела, метадиабазы δ почти ничем не отличаются от классических толентов (см. табл. 23). По сравнению с параамфиболитами они имеют более высокие концентрации Co, Ni, Zn, V, Cu, Sc, совпадающие с кларками этих элементов в базальтах (Turekian, Wedepohl, 1961), но более низкие содержания циркония и бария. В метатолентах δ сохранились очень высокие дисперсии содержания хрома и меди, характерные для базальтов (Смирнова, Альмухамедов, 1967). Пользуясь совокупностью этих признаков, можно полагать, что большая часть амфиболовых пород Северного Приладожья, генезис которых дискусионен (Предовский и др., 1967), должна быть отнесена к ортопородам. То же самое можно сказать об амфиболовых гнейсах Адирондака (Engel, Engel, 1958).

Палеогеография глинистых пород. Геохимия глин изучена значительно детальнее, чем геохимия других осадочных пород. Установлено, что закономерно изменяется их состав (Виноградов, Ронов, 1956). В частности, в молодых глинах заметно возрастает содержание стронция, увеличиваются величины отношений CaO/MgO , $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и уменьшается содержание K_2O . В Патомском нагорье имеются два типа глин: первый — типичные морские хлорит-гидрослюдистые глины (сланцы *BC*, *BC*, *e*, *c*, *ac*), второй — каолинит-хлорит-гидрослюдистые глины (сланцы *cn*), представляющие собой переотложенную кору выветривания. Между собой они резко различаются по валовому химическому составу, содержанию редких элементов (Co, Ni, Li, Zn, TR, P_2O_5), а также по величине дисперсий почти всех элементов, значительно больших в глинах второго типа.

Для определения солености бассейна обычно используются концентрации бора и отношение Sr/Ba (Кейт, Дегенс, 1961; Harder, 1960; Лебедев, 1967; Кабанова, 1969). Как уже указывалось, с повышением степени метаморфизма концентрации бора заметно падают, поэтому для определения солености можно использовать лишь содержание этого элемента в серицит-хлоритовой субфации. Оказывается, соленость бассейна, в котором отлагались глины пер-

вой группы, довольно низка, но заметно возрастает к центру Бодайбинского синклинория, где содержание бора достигает 500 г/т. Глины *сп* отлагались в пресноводном бассейне.

Отношение Sr/Ba во всех изученных глинах составляет около 0,2. Оно характерно для докембрийских глин с высоким содержанием Ba и низким Sr. Это отношение не отражает величины солёности бассейна, но подтверждает древний возраст исследованных пород.

Отличие литологических разновидностей пород друг от друга. Для этой цели можно использовать отношение Sr/Ba, которое возрастает в ряду глина — песчаник — мергель — известняк слева направо. При изучении ритмично-слоистых образований оказалось, что песчаная часть ритма по сравнению с глинистой всегда обеднена редкими элементами (Петров и др., 1965; Алексеев, 1969), кроме Zr и Zg. Эта закономерность подтверждается сравнением между собой песчаников *БП* и сланцев *БС* (см. табл. 25, 26, 37, 38), слагающих единый крупный ритм.

Породы *ис* и *к* представляют собой две части карбонатного ритма. Из их сопоставления видно, что известняки беднее мергелей всеми элементами, кроме олова, урана и стронция. Разумеется, эти данные применимы для пород, принадлежащих к одной свите.

Установление направления сноса материала. Изменение концентраций отдельных элементов по мере удаления от источника сноса материала зафиксировано в глинах Западной Сибири (Лебедев, 1967; Конторович, 1965). В метаморфических породах для этой цели можно использовать все элементы, на содержание которых метаморфизм не оказывает влияния. На примере Жуинского и Витимского участков, для которых область размыва известна, установлено, что по мере удаления от нее закономерно меняются концентрации Sr, V, Ni, Au, Sr и величина отношения Sr/Ba.

Корреляция стратиграфических разрезов. При картировании районов, в которых развита метаморфическая зональность, перед геологами возникают определенные трудности в сопоставлении разрезов, относящихся к разным метаморфическим зонам. Например, для Байкало-Патомского нагорья уже несколько десятилетий стоит вопрос о корреляции отложений Мамского и Бодайбинского синклинориев между собой и породами Ангаро-Ленского прогиба. Далеко не всегда можно непосредственно протянуть свиты из одной зоны в другую. Для решения подобных задач геохимия дает объективные данные, которые должны использоваться наряду с литолого-стратиграфическими и тектоническими методами. Изучение химического и редкоэлементного состава пород опорных разрезов даже на основе полуколичественного анализа помогает при сопоставлении их друг с другом. Такие маркирующие горизонты, как известняки *к*, сланцы *сп* и некоторые другие, настолько резко отличаются от прочих пород по своему редкоэлементному составу, что могут безошибочно узнаваться в любой метаморфической зоне.

Все вышеизложенное позволяет рекомендовать более широкое применение геохимических методов для решения палеогеографических и стратиграфических задач в метаморфических породах.

ГЕОХИМИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА
ПРИ ПРОГРЕССИВНОМ РЕГИОНАЛЬНОМ
МЕТАМОРФИЗМЕ

§ 44. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА
В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ

В стратиграфических разрезах верхнего протерозоя Байкало-Патомского нагорья нередко встречаются пласты темных глинистых сланцев, алевролитов и известняков. Эти пласты занимают вполне определенное положение в разрезах и протягиваются без существенного изменения на сотни километров. Наиболее широкое распространение они имеют в разрезах кадаликанской и бодайбинской подсерий верхнего протерозоя. Часть из них используется при геологической съемке в качестве маркирующих горизонтов. Это свидетельствует о том, что темная окраска отдельных пластов, обусловленная рассеянным органическим веществом, имеет первично-осадочное происхождение. Первичное органическое вещество, по-видимому, типа мелких водорослей и планктона в результате процессов седиментации, диагенеза, тектоники и метаморфизма, несомненно, видоизменило свою первоначальную природу.

Как показали предварительные исследования, основная масса органического вещества метаморфических пород Патомского нагорья представляет собой свободный углерод типа графита с малым количеством органических соединений битумоидов.

При микроскопическом изучении темных сланцев низкотемпературных зон хорошо заметно, что все минералы, слагающие их, содержат обильные включения углистого вещества. Иногда его количество настолько велико, что шлифы становятся непрозрачными. Наблюдаются лишь отдельные участки, в которых минералы содержат меньшее количество $C_{орг}$. Углистое вещество не только находится в виде включений в минералах, но и образует отдельные скопления между зернами.

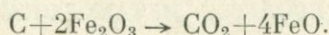
В большинстве случаев породы, содержащие $C_{орг}$, постепенно светлеют с увеличением температуры метаморфизма. Такое осветление объясняется уменьшением количества $C_{орг}$ (Развозжаева и др., 1972). В эпидот-амфиболитовой фации максимальное количество углистого вещества содержится в мусковите и хлорите (до 4%). Мусковиты этой зоны обнаруживают повышенное содержание п. п. п. (до 8%), в то время как стандартное содержание воды в мусковитах не превышает 4,5%, т. е. остальная часть п. п. п. при-

ходится на долю органического углерода пород. Гранат и хлоритоид также нередко обладают темной окраской, маскирующей цвет минерала, но содержание $C_{орг}$ в них не превышает 1%.

В амфиболитовой фации метаморфизма $C_{орг}$ концентрируется исключительно в слюдах (биотите и мусковите). Мелкие частицы углистого вещества постепенно укрупняются, образуя иногда пластинчатый графит. Хотя количество $C_{орг}$ в слюдах амфиболитовой фации снижается до 1—1,5%, все-таки присутствие его оказывает существенное влияние на термические свойства слюды. При съемке дериватограмм, эффект выгорания углерода настолько силен, что полностью маскирует картину термических эффектов самих минералов.

В табл. 49 приведено среднее содержание $C_{орг}$ в различных типах пород. Во всех породах, кроме пород с низкими концентрациями $C_{орг}$ (меньше 0,2%), наблюдается закономерное уменьшение органического углерода к амфиболитовой фации.

Уменьшение содержания $C_{орг}$ в породах всегда сопровождается восстановлением трехвалентного железа, так что отношение FeO/Fe_2O_3 в углеродсодержащих породах амфиболитовой фации увеличивается по сравнению с отношением FeO/Fe_2O_3 в породах зеленосланцевой фации. В то же время в углистых кварцевых алевролитах вахской свиты, в которых почти нет железа, содержание $C_{орг}$ во всех метаморфических зонах постоянно. Характерно также, что в светлых породах, где отсутствует $C_{орг}$, увеличение степени метаморфизма не приводит к изменению отношения FeO/Fe_2O_3 (см. табл. 49). Таким образом, «выгорание» $C_{орг}$ представляет собой результат реакции



Косвенным свидетельством подобной реакции служит наличие включений углекислоты в минералах метапелитов, хотя в самих породах карбонаты полностью отсутствуют (Соболев, Базарова, 1963; Макагон, Шмакин, 1970).

По-видимому, подобный процесс имеет место и в других метаморфических регионах. Так как чаще всего скопление углерода

Таблица 49

Среднее содержание $C_{орг}$ (%) и отношение FeO/Fe_2O_3 в некоторых породах Патомского нагорья из различных метаморфических зон

М	Сланцы с		Сланцы е		Сланцы BC $C_{орг}$	Мергели ис		Туфоалевролиты п ₁	
	$C_{орг}$	FeO/Fe_2O_3	$C_{орг}$	FeO/Fe_2O_3		$C_{орг}$	FeO/Fe_2O_3	$C_{орг}$	FeO/Fe_2O_3
I	1,73	1,95	0,51	1,63	0,38	0,15	4,41	1,64	3,93
II	0,86	4,86	0,26	5,15	0,26	0,15	5,03	1,16	3,16
III	0,57	6,90	0,15	10,2	—	0,15	3,22	0,51	5,21
IV	0,44	10,70	0,17	—	—	0,15	3,14	—	—

связано с пластами метапелитов, в которых первоначальное содержание Fe_2O_3 достаточно велико, то осветление пород в высокотемпературных зонах — общая закономерность. Иногда наблюдается полное «выгорание» $C_{орг}$. Обзор литературных данных показывает, что сохранение заметного количества $C_{орг}$ в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций наблюдается, как правило, в высокоглиноземистых сланцах — аналогах каолиновых глин, в углистых кварцитах или известняках, т. е. в породах, бедных железом (Сидоренко, Сидоренко, 1970; Бельков, 1963). Только в аномально богатых $C_{орг}$ метапелитах обычного типа может сохраниться избыточный углерод, так как все трехвалентное железо было полностью восстановлено.

Метаморфизм Патомского нагорья протекал в условиях низкого парциального давления кислорода. Об этом свидетельствует отсутствие гематита и магнетита, вместо которых во всех породах широко развит ильменит, а также незначительное содержание Fe_2O_3 в составе магнезиально-железистых силикатов (биотита, ставролита, граната, хлоритоида и других). В пластах углистых метапелитов, кроме того, отмечается снижение μ_{O_2} с повышением степени метаморфизма. Как показывают наблюдения в Патомском нагорье, окислительно-восстановительный потенциал метаморфических пород в существенной степени определяется наличием или отсутствием свободного углерода и может заметно меняться в разных пластах.

§ 45. ИЗМЕНЕНИЕ СТРУКТУРЫ СВОБОДНОГО УГЛЕРОДА В ПРОЦЕССЕ МЕТАМОРФИЗМА

Данные [капельного и эталонно-люминесцентно-битуминологического анализа и экстракция битумоидов из пород органическими растворителями показали, что основная масса углистого вещества метаморфических пород представлена свободным углеродом.

Очистка углерода от минеральных примесей проводилась по следующей методике: 500 г измельченной до пудры породы заливалось дистиллированной водой и перемешивалось. Всплывший углерод помещался в платиновую чашку и двукратно обрабатывался смесью концентрированных кислот $HF + H_2SO_4$ (20 : 1) при слабом нагревании. Для того, чтобы избавиться от карбонатов, пробы обрабатывались HCl . Вторично обработанная указанными кислотами смесь выпаривалась досуха. Остаток заливался 30—50 мл теплой дистиллированной воды, охлаждался и центрифугировался при 5000 об/мин. Углерод осаждался на рентгеновскую пленку, предварительно очищенную от эмульсии и вставленную в пробирку для центрифугирования. Углерод аккуратно отделялся с высушенной пленки. Как показали дальнейшие исследования, таким способом удалось добиться почти полной очистки углерода от минеральных примесей. Выделенный из пород углерод исследовался методом ИК-спектроскопии. На спектре не было обнаружено какого-либо

поглощения, характерного для функциональных групп органических соединений.

Изучение углерода проводилось при помощи рентгеновского дифрактометра ДРОН-1 с использованием медного фильтрованного излучения и сцинтилляционного счетчика. Скорость движения счетчика 2°/мин диаграммной ленты — 1200 мм/ч. Влияние повышающейся температуры на степень совершенства кристаллической решетки углерода в геологических процессах исследовалось Грю (Grew, 1971), Н. Т. Соколовой и др. (1972). Углерод из филлитов метаморфических пород Новой Англии (США), по данным рентгеноструктурного анализа (Grew, 1971), в силлиманитовой зоне представлен графитом, а в хлоритовой зоне является аморфным. Образцы из гранатовой зоны, имея структуру, близкую к кристаллическому графиту, обнаруживают диффузность некоторых линий, что свидетельствует о неполной упорядоченности структуры (Grew, 1971).

В контактовом ореоле Рудных гор углеродсодержащие сланцы низкотемпературной зеленосланцевой фации, по данным Н. Т. Соколовой и др. (1972), содержат органическое вещество в форме предельно разупорядоченного графита со структурой, близкой к антраксолит-шунгиту. При приближении к интрузии оно приобретает структуру двумерноупорядоченного, а вблизи от контакта — трехмерноупорядоченного графита. Возрастают размеры кристаллитов и меняется характер отражений (100), (101), (004), (110), (112) и (006). Очень сильно увеличивается интенсивность линии (002).

Данные структурного анализа углерода из пород Патомского нагорья показали, что структура исследуемого вещества различна. В табл. 50 и на рис. 40 представлено изменение интенсивности линии (002), свидетельствующее о нарушении характера чередования слоев. Для образца 2в ($I=3296$ имп/мин) типично наиболее правильное чередование гексагональных сеток. Для образцов 3в ($I=$

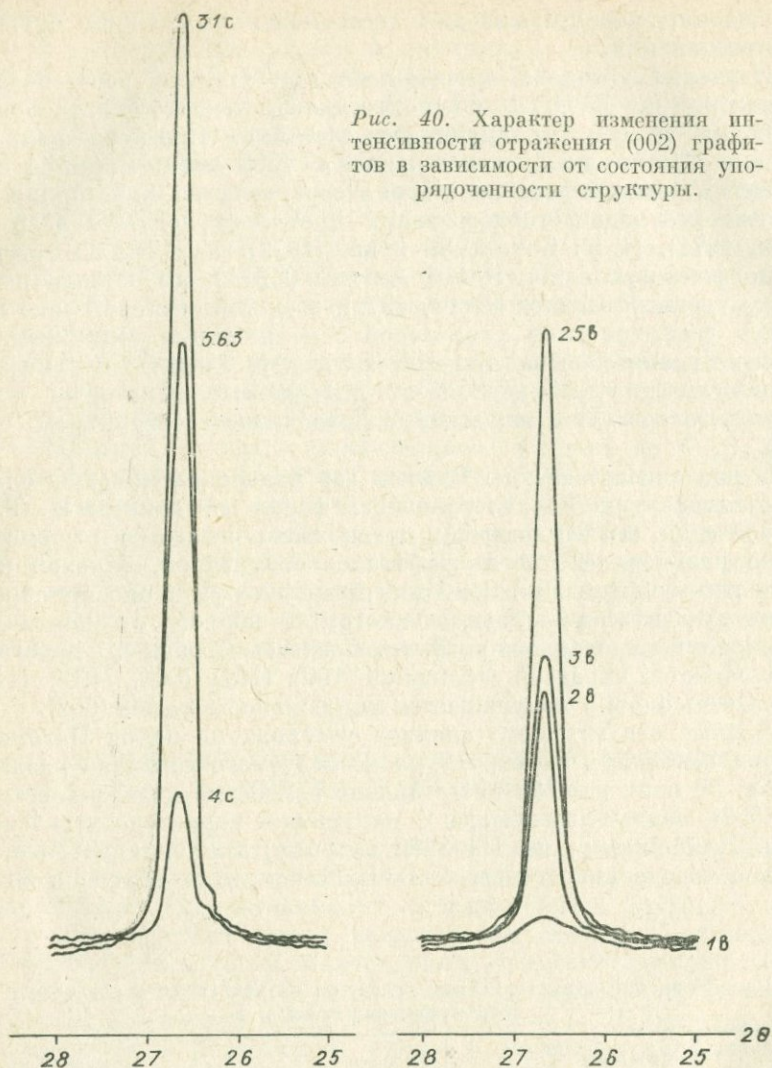
Т а б л и ц а 50

Рентгеновские характеристики графитов из метаселитов различных метаморфических зон

Номер обр.	Интенсивность I для (002), имп/мин	d/n для (002)	Степень разупорядоченности ρ	Значение угла 2θ для пика (10), град	I пика (10)	Размер кристаллитов $L_a, \text{Å}$
25в	3296	3,357	0	45,00	40	400
3в	1496	3,354	0	44,50	20	340
2в	1362	3,363	0,2	44,30	15	320
1в	125	3,363	0,2	—	—	—
31с	10632	3,361	0,15	—	—	—
563с	4500	3,357	0	45,30	90	270
4с	1670	3,357	0	44,75	60	370

П р и м е ч а н и е. Образцы. 25в, 31с—дистен-альмандиновая субфация; 3в, 563с — ставролит-альмандиновая субфация амфиболитовой фации; 2в—эпидот-амфиболитовая фация; 1в, 4с—зеленосланцевая фация.

Рис. 40. Характер изменения интенсивности отражения (002) графитов в зависимости от состояния упорядоченности структуры.



=1495 имп/мин) и 2в ($I=1362$ имп/мин) чередование слоев нарушается, что вызывает уменьшение интенсивности линии (002). Резкое уменьшение этого рефлекса в образце 1в говорит о значительном нарушении чередования слоев (турбостратное разупорядочение; Убеллоде, Льюис, 1965). Аналогичная картина в нарушении характера чередования слоев наблюдается в образцах 31с, 563с, 4с. Для всех образцов на рентгенограммах характерно присутствие пика (004), интенсивность которого изменяется аналогично пику (002).

Положение линии (002) для всех образцов практически постоянно, что свидетельствует об упорядоченности упаковки гексаго-

нальных углеродных сеток в параллельные слои с образованием пакетов одинаковой толщины. Присутствие почти на всех рентгенограммах отражений (002) и (004) говорит об их трехмерной упорядоченности.

Используя смещение пиков (рис. 41) для всех образцов и формулу $\Delta(\sin \theta) = \frac{0.16}{L_c}$ (Соколова и др., 1972), удалось определить размеры кристаллитов (см. табл. 50), а по смещению пиков (002) — размеры L_c , которые для всех образцов равны $\sim 300 \text{ \AA}$.

Увеличение интенсивности линии (002) с повышением температуры метаморфизма соответствует ранее установленной закономерности (Убеллоде, Льюис, 1965) и свидетельствует о возрастании степени совершенства кристаллической решетки графита. В то же время степень разупорядоченности ρ и размер кристаллитов в сериях *b* и *c* (см. табл. 50) меняются в противоположном направлении. Известно, что примесь ромбоэдрической модификации ρ определяется механическими и кинетическими факторами и прямо не связана с температурой. То же самое относится и к размеру кристаллитов, тем более что рентгеновские методы определения их величины не являются вполне корректными.

Термические эффекты выделенных графитов изучались И. А. Лапидесом на дериватографе системы «Паулик, Паулик и Эрдей». Навеска выделенного графита в 10—20 мг смешивалась с 200 мг прокаленного Al_2O_3 , что позволяло получить более четкие пики ДТА. Скорость нагрева $\sim 10^\circ$ в 1 мин, ДТА — 1/10, ТГ — 50, инертное вещество — прокаленная окись алюминия. Воспроизводимость термических эффектов удовлетворительная. Дериватограммы изучены в графитах, представленных на рис. 42. Термические эффекты характеризуются двойными экзотермическими пиками и двуступенчатой потерей веса, сопряженной с эффектом ДТА. Исключение составляет образец 3в, форма пика которого близка к симметричной и потеря веса одноступенчатая. У

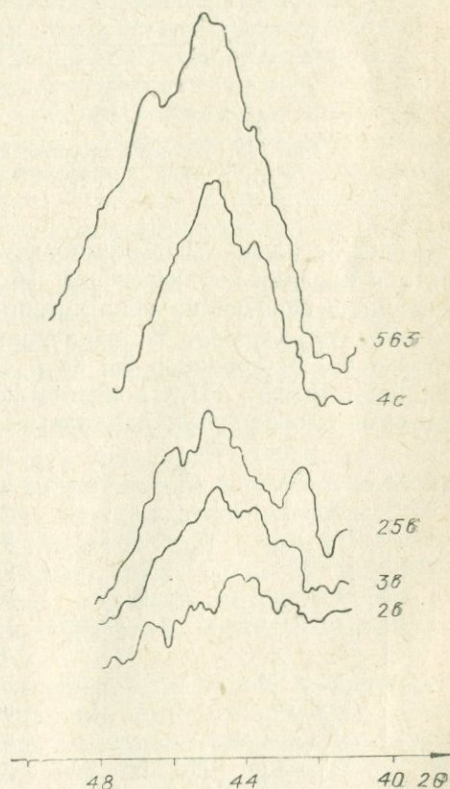


Рис. 41. Характер изменения интенсивности отражения (10) у графитов с различной степенью упорядоченности структуры.

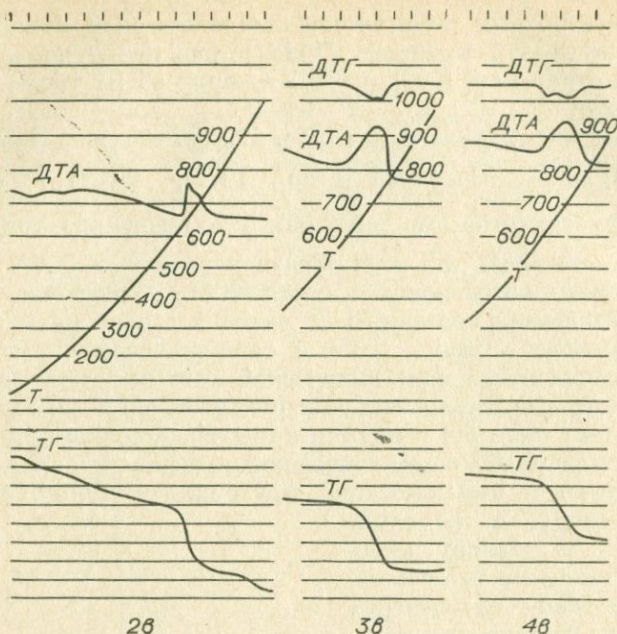


Рис. 42. Дериватограммы графитов из разных метаморфических зон.

образца 2в более высокотемпературный пик менее интенсивен. Обратная картина наблюдается у образца 4в. У названных образцов несколько разная кинетика потери веса. Более близки по кинетике образцы 3в и 4в. Температурные интервалы Δt экзотермических эффектов для образцов 2в, 3в и 4в, соответственно составляют 100, 200 и 240°C (рис. 43). С возрастанием степени метаморфизма увеличивается также максимальная температура экзотермического эффекта.

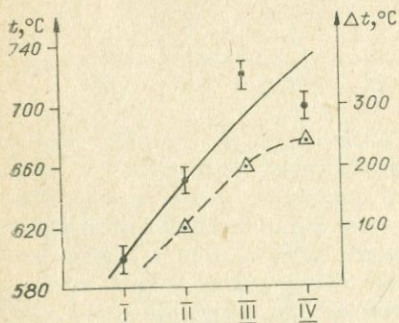


Рис. 43. Зависимость температурного интервала экзотермических эффектов графитов из разных (I—IV) фаций от степени метаморфизма.

Термическое и рентгеноструктурное изучение углерода свидетельствует о возрастании степени упорядоченности его структуры от аморфного состояния (зеленосланцевая фация) до трехмерно упорядоченного графита (амфиболитовая фация). Эта закономерность уже сейчас может использоваться для относительной оценки степени метаморфизма углеродсодержащих пород. Представляет интерес детальное выяснение вида зависимости температуры и характера экзотермического пика от температуры метаморфизма.

Большой диапазон изменений термических эффектов для графитов (в исследованном случае 120°C), по-видимому, позволит проводить более детальное подразделение метаморфических зон.

Таким образом, с изменением термодинамических условий метаморфизма изменяется не только количество свободного углерода, но и его структура. Под действием высоких температур структура становится все более упорядоченной и в амфиболитовой фации близкой к структуре графита.

§ 46. ЭКСТРАКЦИЯ ОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ (БИТУМОИДОВ)

Состав органических соединений изучался в трех разновидностях метapelитов из всех метаморфических фаций: породы *c* — метapelиты анангрской свиты Угаханского участка; породы *e* и *es* — метapelиты валюхтинской свиты Угаханского и Жуинского участков соответственно. В качестве объектов исследования метapelиты выбраны потому, что они являются наиболее углеродсодержащими породами Патомского нагорья. Кроме того, многочисленные исследования, в том числе Ханта (Hunt, 1961), свидетельствуют о том, что наибольшая часть органического вещества связана с глинами.

Как показал капельный и эталонно-люминесцентно-битуминологический анализ (Флоровская и др., 1968), органическое вещество в породах Патомского нагорья находится в рассеянно-распыленном состоянии. Первоочередная задача состояла в том, чтобы найти наиболее рациональный способ его концентрирования. Установлено, что обычно органическое вещество в горных породах находится как в свободном состоянии (битумоиды *A*), так и в связанном (битумоиды *C*) (Чайковская, 1961; Родионова и др., 1964). В качестве метода выделения органического вещества в нашей работе использовалась экстракция органическими растворителями. Экстракция осуществлялась либо при обычной температуре, либо при нагревании не выше 60°C. Мягкие условия позволяли сохранять органическое вещество в нативном (в неизменном) состоянии.

В связи с тем что в состав органического вещества могут входить органические соединения различных классов способность их к извлечению, будет неодинакова по отношению к различным по природе экстрагентам. На примере одной пробы (проба 4с зеленосланцевой фации) нами было проведено изучение экстрагирующей способности ряда органических растворителей, отличающихся химической природой и полярностью.

Пробу 4с до измельчения выдерживали 12 ч в холодной концентрированной HNO_3 для удаления следов вторичного органического вещества. Затем образцы тщательно промывались, высушивались и измельчались до 250 меш. Навеска пробы (2 кг) заливалась хлороформом из расчета на 1 кг породы 5 кг растворителя. Проба выдерживалась в хлороформе 10 дней при 20° с перемешиванием 1—2 раза в сутки. Растворитель отделялся от пробы и от-

гонялся в испарителе. Экстракция проводилась исчерпывающе (трехкратно). Полученный после удаления хлороформа экстракт представляет собой светло-коричневое масло, выход которого равен 0,01%. После высушивания проба последовательно обрабатывалась более полярными экстрагентами — сначала смесью этилового спирта с бензолом (2 : 1), затем этиловым спиртом. Выход спирто-бензольного экстракта 0,008%, спиртового — 0,003%. Поскольку многие высокополярные органические соединения с большим числом гидроксильных, карбоксильных и т. п. функциональных групп легко растворяются в воде при различных рН, была опробована экстракция водно-метанольной смесью в кислой и щелочной среде. Проба после исчерпывающей экстракции хлороформом, спирто-бензолом и этанолом разделялась на две части, одна из которых экстрагировалась водно-метанольной смесью с добавлением кислоты, другая — водно-метанольной смесью с добавлением щелочи. На каждые 5 л водно-метанольной смеси (1 : 1) добавляли либо 2 г едкого натра, либо 150 мл концентрированной соляной кислоты. Из водно-метанольных экстрактов органическое вещество переэкстрагировали диэтиловым эфиром, этил-ацетатом и бутанолом. Практически в этих экстрактах не содержалось органического вещества. Следовательно, использование слабополярных экстрагентов, таких, как хлороформ и спирто-бензол, удовлетворяет требованию исчерпывающей экстракции.

Для интенсификации экстракции была параллельно проведена аналогичная обработка пробы при 60°C. Как видно из табл. 51, нагревание не сказывается на интенсивности экстракции хлороформом, но повышает ее в случае экстракции более полярными экстрагентами.

Для решения вопроса о выборе оптимального экстрагента или оптимальной последовательности экстрагентов необходимо было провести первичное исследование химического состава извлекаемого различными экстрагентами органического вещества. Контроль за

Таблица 51

Выход битуменов при последовательной экстракции пробы /с (зеленосланцевая фация) различными экстрагентами при различных температурных условиях

Экстрагент	Выход битумоида, %		Внешний вид битумоида
	20°	60°	
Хлороформ	0,01	0,009	Светло-коричневое масло
Этиловый спирт + бензол (1 : 1)	0,008	0,012	Коричневый
Этиловый спирт	0,003	0,006	»
Метанол + вода (1 : 1), рН ~ 1	—	—	Красно-коричневый
Метанол + вода (1 : 1), рН ~ 12	—	—	»

составом извлеченного органического вещества осуществлялся сочетанием методов ИК-спектроскопии и тонкослойной хроматографии.

Спектры снимались на двухлучевом спектрографе UR-10 в области 700—3400 см⁻¹. Масло наносилось без растворителей на призму KCl. Интерпретация спектров проводилась по Л. Беллами (Беллами, 1971). Спектры поглощения битумоидов, выделенных из метапелитов зеленосланцевой фации, сходны друг с другом. На всех спектрах отчетливо проявляются полосы поглощения с максимумами при 2960, 2930, 2850, 1740, 1460, 1380, 1280, 1165, 1075, 725 см⁻¹.

Сравнительный анализ битумоидов, извлеченных разными растворителями, по данным ИК-спектроскопии и тонкослойной хроматографии, показал, что состав различных экстрактов приблизительно одинаков, т. е. дифференциации веществ при извлечении в разных температурных условиях разными по полярности и растворяющей способности растворителями не происходит. С одной стороны, это означает, что органическое вещество представлено довольно узким набором родственных по химической природе органических соединений, с другой — для извлечения этих соединений не требуется последовательного ряда экстрагентов, а достаточно подобрать один растворитель. В качестве такого растворителя наиболее приемлем хлороформ, так как он обладает более высокой экстрагирующей способностью (см. табл. 51), имеет низкую температуру кипения и легко регенерируется.

Проведенная комплексная экстракция органических соединений показала, что нет необходимости подразделять битумоиды на свободные (А) и связанные (С), ибо при разных температурах экстрагируются одни и те же типы органических соединений с одинаковым выходом. Это обусловлено, по-видимому, характером распределения органического вещества в метаморфических породах. Битумоиды в сланцах могут находиться в межзерновом пространстве и дефектах структуры минералов, в структурах сложных минералов и в газожидких включениях силикатных минералов. Экспериментальными работами по взаимодействию монтмориллонита и различных классов органических соединений установлено, что связи органических молекул с монтмориллонитом могут иметь ионный или адсорбционный характер, а некоторые органические молекулы входят в межслоевые промежутки минералов (Дегенс, 1967).

Глины — исходный материал для образования исследуемых метаморфических сланцев — имели хлорит-гидрослюдистый состав. Возможно, эти слоистые минералы могут образовывать с органическими молекулами химические связи, подобные тем, которые отмечаются в монтмориллоните.

Кроме слоистых силикатов в метапелитах есть и другие минералы (гранат, кварц, ставролит, плагиоклаз и т. д.) с включениями органического вещества. Можно предположить, что в исследуемых породах имеются различные типы связей органического вещества с минералами. Однако выход битумоидов и их состав не определяются способом экстракции, что свидетельствует о преобладании связей адсорбционного типа.

Полнота экстракции зависит от степени изоляции органического вещества в минералах, т. е. механических причин, поэтому увеличение степени истирания породы приводит к более полному извлечению битумоидов.

§ 47. ИЗУЧЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА МЕТАПЕЛИТОВ ИЗ РАЗЛИЧНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЗОН

Элементарный анализ битумоидов

В результате последовательно проведенной экстракции хлороформом и спирто-бензолом из метапелитов различных метаморфических фаций (группы *c*, *e* и *ec*) извлечены битумоиды. Количество битумоидов с изменением степени метаморфизма почти не изменяется (табл. 53).

Во всех экстрактах наблюдается плавное увеличение *C*, *H* и соответственно суммы *C+H* с нарастанием температуры процесса. Например, содержание углерода в битумоидах *c* возрастает на 10—12% к амфиболитовой фации. В битумоидах этих пород из зеленосланцевой фации содержится 8,3% водорода, в то время как в битумоидах из высокотемпературных зон его содержание изменяется до 12,22%. Отношение *C/H* в среднем равно 7 и уменьшается к амфиболитовой фации. Суммы гетероатомов (*N+S+O*) в битумоидах постепенно уменьшаются с увеличением степени метаморфизма. Немалый процент в суммах гетероатомов приходится на долю кислорода. По-видимому, значительная часть органических соединений битумоидов приходится на долю кислородсодержащих. На тройной диаграмме *C — H — (N+S+O)* (рис. 44) составы исследуемых битумоидов располагаются в строго определенной области, демон-

Таблица 52

Содержание $C_{орг}$ и элементарный состав битумоидов из метаморфических пород различного возраста (Сидоренко, Сидоренко, 1970), %

Характеристика пробы	Возраст пород	$C_{орг}$	Содержание битуминозного вещества	Элементарный анализ хлороформенного экстракта			
				<i>C</i>	<i>H</i>	<i>C+H</i>	<i>C/H</i>
Графитовый гнейс (Приазовье)	Архей	10,3	0,004	70,16	10,52	80,68	6,6
То же	То же	10,8	0,003	71,57	10,15	81,72	7,00
<i>C</i> -содержащий квантовый сланец (и-ов Кольский)	Нижний протерозой	10,4	0,004	74,85	10,10	84,95	7,40
То же	То же	1,3	0,003	71,75	11,29	83,04	6,30
Шунгитовый сланец (Карелия)	Верхний протерозой	27,3	0,004	73,47	11,27	84,74	6,50
То же	То же	2,0	0,006	74,68	10,54	85,22	7,00

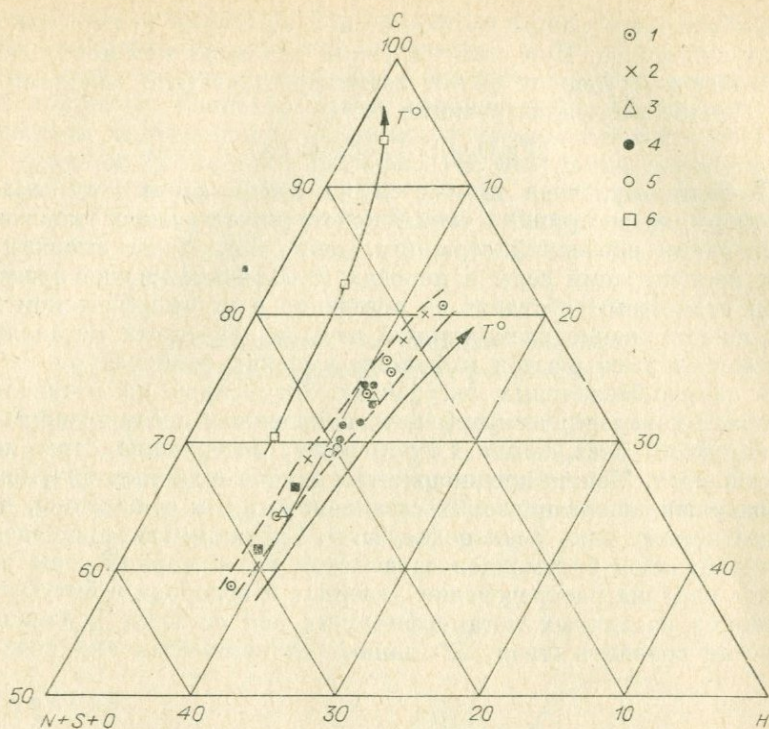


Рис. 44. Диаграмма элементарного состава битумоидов из метапелитов различных метаморфических фаций.

1 — битумоиды метапелитов *c*; 2 — то же, метапелитов *в*; 3 — то же, метапелитов *вс*; 4 — битумоиды (Сидоренко и др., 1970 и табл. 52); 5 — битумоиды спирто-бензольного экстракта метапелитов *c*; 6 — угли.

стрируя значительное, обратное по знаку изменение углерода и гетероатомов в процессе метаморфизма. Из-за дефицита материала азот определен только в битумоидах пород *c*. В хлороформных и спирто-бензольных экстрактах его содержание возрастает к амфиболитовой фации, несмотря на то, что сумма гетероатомов уменьшается. Очевидно, низкие концентрации азота битумоидов не оказывают заметного влияния на сумму $(N + O)$ в целом.

Хлороформные экстракты метапелитов *c*, *в* и *вс* характеризуются высоким содержанием серы (см. табл. 52), количество которой уменьшается к амфиболитовой фации. Вопрос о ее природе не решен окончательно. Кроме битумоидов хлороформ извлекает и элементарную серу пород, кристаллы которой отчетливо видны в битумоидах из метапелитов зеленосланцевой фации. После тщательной очистки кристаллы исследовались (элементарный анализ: С — нет, Н — нет, S — 100%, $t_{пл}$ — 124,5°C). Ромбическая сера, извлекаемая из пород хлороформом вместе с битумоидами, вероятно, по своей природе сульфидна (Дегенс, 1967). В метапелитах *c*, *в* и *вс* кое-где обнаружены пирит, пирротин и следы их разложения.

В амфиболитовой фации наблюдается сокращение количества первичных сульфидов. При специфических условиях метаморфизма сера аналогично углероду может взаимодействовать с окислами железа. Вполне возможны реакции типа



По-видимому, сера выносится из зон высоких температур. Хлороформная экстракция также констатирует резкое уменьшение концентрации свободной серы (см. табл. 53). Из-за высоких валовых концентраций серы в породах (0,003—0,012%) не представляется возможным обсудить ее поведение в метаморфическом процессе, но содержание элементарной серы в изученных метанелитах закономерно уменьшается к фациям высоких температур.

В спирто-бензольных экстрактах битумоидов из метанелитов различных метаморфических фаций, полученных после исчерывающей (тройной) экстракции хлороформом, содержание серы почти не изменяется. Можно предположить наличие в данных битумоидах серусодержащих органических соединений, но, к сожалению, в настоящее время они пока не изучены. Сделанный пересчет элементарных анализов битумоидов за вычетом элементарной серы показал, что картина распределения углерода и водорода в битумоидах из сланцев различных метаморфических зон остается неизменной. Интересно сравнить (табл. 52) данные элементарных анализов би-

Таблица 53

Элементарные анализы битумоидов из метаморфических зон, %

Номер обр.	Фация	Содержание битумоидов	C	H	S	N	N+S+O	C+H	C/H	Битумоидный показатель
<i>Хлороформный экстракт</i>										
4c	I	0,010	58,81	8,3	24,5	Сл.	32,09	67,11	7,09	0,52
10c	II	0,008	69,30	10,37	2,35	»	20,33	79,67	6,68	1,5
11c	II	0,011	75,80	11,14	3,6	—	13,06	86,94	6,80	—
14c	II	0,009	74,00	10,7	—	—	15,30	84,70	6,92	—
22c	III	Не опр.	76,55	11,47	1,85	—	11,98	88,02	6,67	—
31c	III	0,0065	80,80	12,22	1,32	3,00	6,98	93,02	6,61	1,8
1e/1*	I	0,0084	68,80	9,00	9,24	—	22,20	77,80	7,64	1,6
2e*	II	0,0061	78,00	11,15	3,00	—	10,85	89,15	7,00	2,3
3e*	III	0,0047	80,00	11,50	2,30	—	8,50	91,50	6,97	3,00
1BC*	I	0,0088	64,15	9,11	19,75	Сл.	28,75	73,25	7,00	2,30
2BC*	II	0,010	73,91	11,11	3,85	»	14,98	85,02	6,60	2,80
<i>Спирто-бензольный экстракт</i>										
4c	I	0,010	64,10	9,18	1,41	0,93	26,72	73,28	6,98	—
31c	III	0,011	69,50	10,72	1,20	1,65	19,78	80,24	6,47	—

Примечания: 1. Звездочкой указаны средние пробы. 2. Фации: I — зеленосланцевая; II — эпидот-амфиболитовая; III — амфиболитовая.

тумоидов из метапелитов Патомского нагорья с исследованиями А. В. Сидоренко (Сидоренко, Сидоренко, 1970). Образцы сланцев разного возраста из разных геологических объектов характеризуются высокими концентрациями органического углерода ($C_{орг}$). По данным элементарного анализа эти сланцы близки к исследуемым сланцам Патомского нагорья. На диаграмме элементарного состава битумоидов (см. рис. 44) сланцы, изученные А. В. Сидоренко, располагаются в одной области с битумоидами из сланцев Патомского нагорья. К сожалению, содержание гетероатомов в табл. 52 не приведено.

Исследование битумоидов методом инфракрасной спектроскопии

ИК-спектроскопия позволяет получить точную информацию о наличии в молекулах органических соединений функциональных групп и таких фрагментов, как ароматическое кольцо, двойная связь и т. п. В нашей работе метод ИК-спектроскопии использовался как для получения первичной информации при сравнении биту-

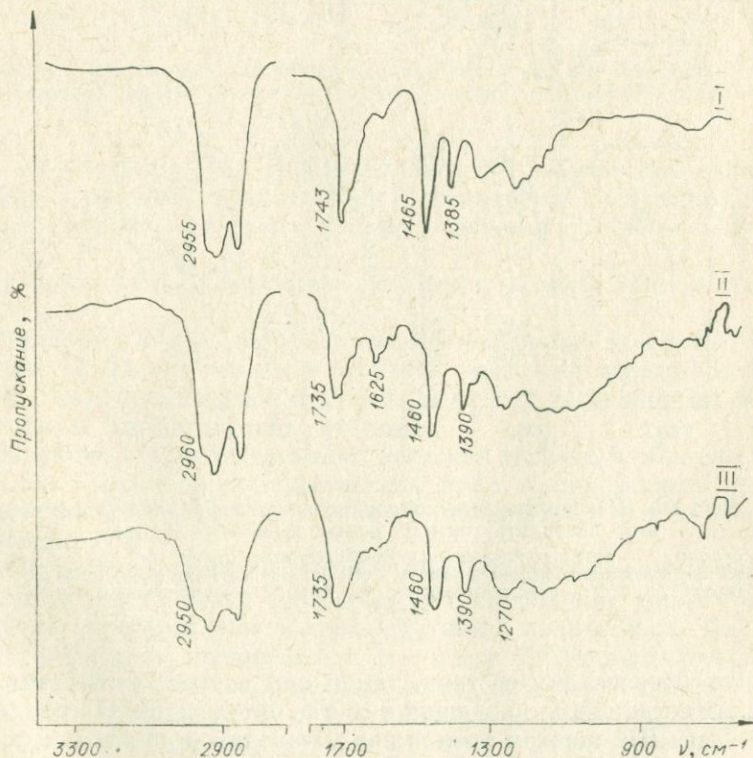


Рис. 45. ИК-спектры битумоидов метапелитов с (хлороформный экстракт) из разных фаций метаморфизма.

Фации: I — зеленосланцевая (проба 4с); II — эпидот-амфиболитовая (проба 10с); III — амфиболитовая (проба 22с).

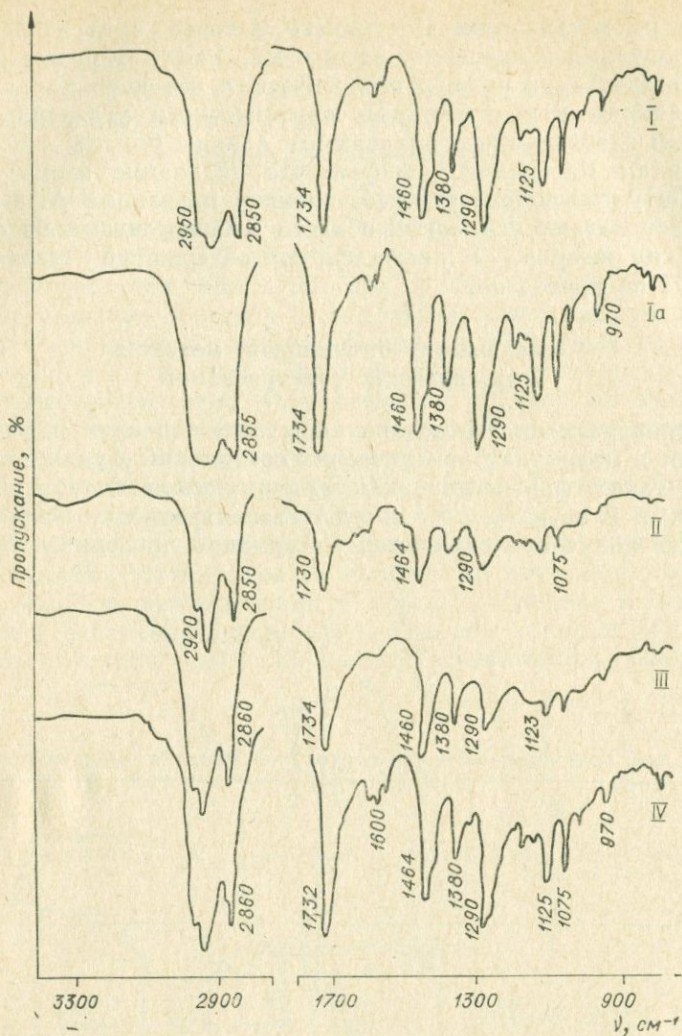


Рис. 46. ИК-спектры битумоидов метapelитов в (хлороформный экстракт) разных метаморфических фаций.

Фации: I — зеленосланцевая низкотемпературная (проба 1e); Ia — то же, высокотемпературная (проба 1e/1); II — эпидот-амфиболитовая (проба 2e); III — ставролитовая (проба 3e); IV — дистеновая (проба 4e).

моидов по химическому составу, так и при изучении строения органических соединений, входящих в состав битумоидов. На рис. 45—47 приведены ИК-спектры трех типов метapelитов из разных фаций метаморфизма. ИК-спектры этих битумоидов практически идентичны. Спектры содержат полосы поглощения, типичные для сложноэфирных группировок ($-\text{O}-\text{CO}-$) и простых эфирных связей

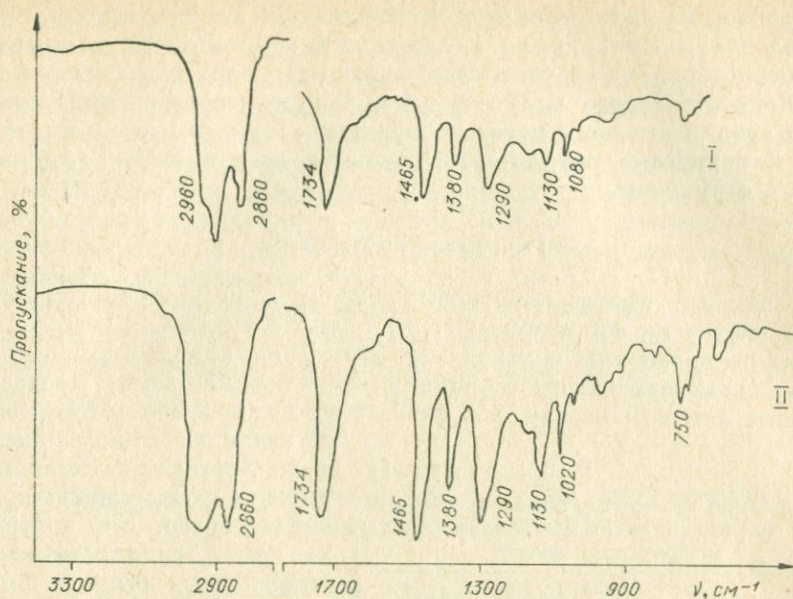


Рис. 47. ИК-спектры битумоидов метapelитов *ec* (хлороформный экстракт) зеленосланцевой (I) и эпидот-амфиболитовой (II) фаций.

(—C—O—) (1740, 1280, 1100—1000 cm^{-1}). ИК-спектры свидетельствуют о наличии алифатических соединений следующих групп: метиленовой CH_2 —(деформационные колебания при 1460—1470 cm^{-1}), метиновой — CH —(валентные колебания в области 2800—3000 cm^{-1}) и метильной CH_3 — (деформационные колебания в области 1380—1390 cm^{-1}). Такой характер спектров позволяет сделать предположение о том, что в состав битумоидов входят углеводороды и сложные эфиры алифатических кислот.

Наличие среднеинтенсивной широкой полосы в области 1600—1632 cm^{-1} может свидетельствовать либо о присутствии веществ ароматического характера, либо о насыщенности алифатических соединений.

УФ-спектроскопией и специфическими качественными реакциями на тонких слоях было показано, что соединения ароматического характера присутствуют в едва ощутимых количествах. Вероятно, более правильно предполагать в составе битумоидов соединения с двойными связями. Сделанные нами предположения о составе битумоидов согласуются с результатами других исследователей. Так, при изучении битумоидных веществ в докембрийских образованиях сланцев методом инфракрасной спектроскопии А. В. Сидоренко (Сидоренко, Сидоренко, 1970) обнаружил вещества, аналогичные по структуре исследуемым. В ИК-спектрах хлороформных

экстрактов из архейских графитсодержащих гнейсов Центрального Приазовья и Криворожья (Украинский кристаллический щит), из нижнепротерозойских углеродсодержащих кианитовых сланцев свиты Кейв Кольского полуострова и верхнепротерозойских шунгитов Карелии отмечены неуглеводородные структуры — сложнэфирные и спиртовые группировки, парафиновые и нафтено-ароматические структуры.

Гидролиз битумоидов

Сложные эфиры карбоновых кислот в результате гидролиза распадаются на спиртовую (Н. ч.) и кислотную (К. ч.) части, которые по сравнению с исходными сложными эфирами удобнее использовать различными физико-химическими методами. Предварительные опыты показали, что извлеченные хлороформом битумоиды

Таблица 54

Содержание сложных эфиров в битумоидах из метapelитов различных метаморфических фаций

Номер обр.	Фации	Навеска	Выход сложных эфиров К.ч. + Н.ч.	Содержание сложных эфиров, % от битумоида
		г		
4с	I	0,350	0,308	88,2
10с	II	0,031	—	—
17с	II	0,090	0,060	66,6
22с	III	0,021	—	—
31с	III	0,190	0,105	55,5
1в	I	0,080	0,065	81,2
1в/1	I	0,050	0,036	72,0
2в	II	0,070	0,042	60,0
4в	II	0,060	0,037	61,6

не гидролизуются в кислой и подвергаются гидролитическому расщеплению в щелочной среде. Для контроля за ходом гидролитического расщепления была выбрана тонкослойная хроматография на силикагеле. Опыты по опылению битумоидов показали, что полнота гидролиза достигалась при опылении пробы 20%-ным раствором KOH в диэтиленгликоле в течение 2 ч на кипящей водяной бане (95—96°C). Как видно из табл. 54, по данным гидролитического расщепления битумоиды состоят в основном из сложных эфиров карбоновых кислот.

Полученные в ходе гидролиза спирты и кислоты выделялись и детально исследовались с помощью физико-химических методов. Для выделения спиртов (Н. ч.) и кислот (К. ч.) производили обработку гидролизата следующим образом. Гидролизат разбавляли небольшим количеством воды и экстрагировали диэтиловым эфиром смесь спиртов (Н. ч.). Из водного раствора разложе-

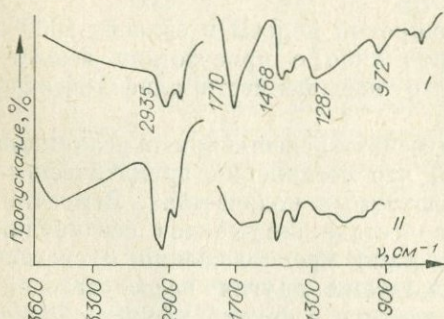


Рис. 48. ИК-спектры продуктов гидролиза кислот (I) и нейтральной (II) части.

нием разбавленной соляной кислоты с последующей экстракцией диэтиловым эфиром выделяли кислую часть (К. ч.). Наличие жирных кислот в К. ч. было доказано качественной реакцией с индикатором бромкрезоловым пурпуровым на тонком слое силикагеля (система этанол — аммиак — вода, 80 : 4 : 16; проявление 50%; спиртовый раствор бромкрезолового пурпурового).

На ИК-спектрах нейтральной и кислой частей (рис. 48) появилась полоса поглощения в области 3400 см^{-1} , соответствующая гидроксильным группам. В спектре Н. ч. почти исчезла полоса поглощения карбонильной группы (1740 см^{-1}).

Следовательно, экспериментальные группы, полученные при гидролизе битумоидов, подтверждают высказанное нами предположение о преобладании в их составе сложных эфиров карбоновых кислот.

§ 48. ИЗУЧЕНИЕ КОМПОНЕНТНОГО СОСТАВА БИТУМОИДОВ ХРОМАТОГРАФИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Сложные эфиры карбоновых кислот

Кислоты. Предварительный анализ кислой части гидролизатов проводили методом хроматографии на бумаге в условиях обращенно-фазового процесса. Для этого бумагу импрегнировали вазелиновым маслом, а в качестве подвижной фазы использовали полярную систему уксусная кислота — муравьиная кислота — вода (75 : 25 : 2,5). Проявление пятен кислот на хроматограмме осуществляли последовательной обработкой раствором азотнокислого висмута и далее насыщенным раствором сероводорода (Алимова, Болгова, 1957).

Кислоты проявлялись на бумаге в виде темных пятен. При сравнении R_f кислот из гидролизата с величинами R_f аутентичных образцов кислот было установлено, что в состав кислой части гидролизата (проба 4с) входят следующие кислоты: лауриновая (C_{12}), миристиновая (C_{14}), пальмитиновая (C_{16}) и стеариновая (C_{18}). Метод хроматографии на бумаге не может дать исчерпывающей информации о составе кислот. Наиболее точным и современным методом анализа жирных кислот служит газожидкостная хроматография. Дальнейший анализ кислотного состава был проведен методом ГЖХ на приборе «Хром-2» (ЧССР) в следующих условиях: газ-носитель — азот (24 мл/мин); фаза — полиэтиленгликольдипинат (ПЭГА, 20%) на хромсорбе W (0,149—0,77 мм); колонка $1,7 \times 6$ мм; температура 180°C .

Исследуемая смесь кислот предварительно была прометилована диазометаном в диэтиловом эфире. На рис. 49 представлены хроматограммы метиловых эфиров жирных кислот из битумоидов различных метаморфических фаций пород с.

Графической корреляцией с литературными данными (Берчфильд, Сторрс, 1964) удалось идентифицировать почти все кислоты. К каж-

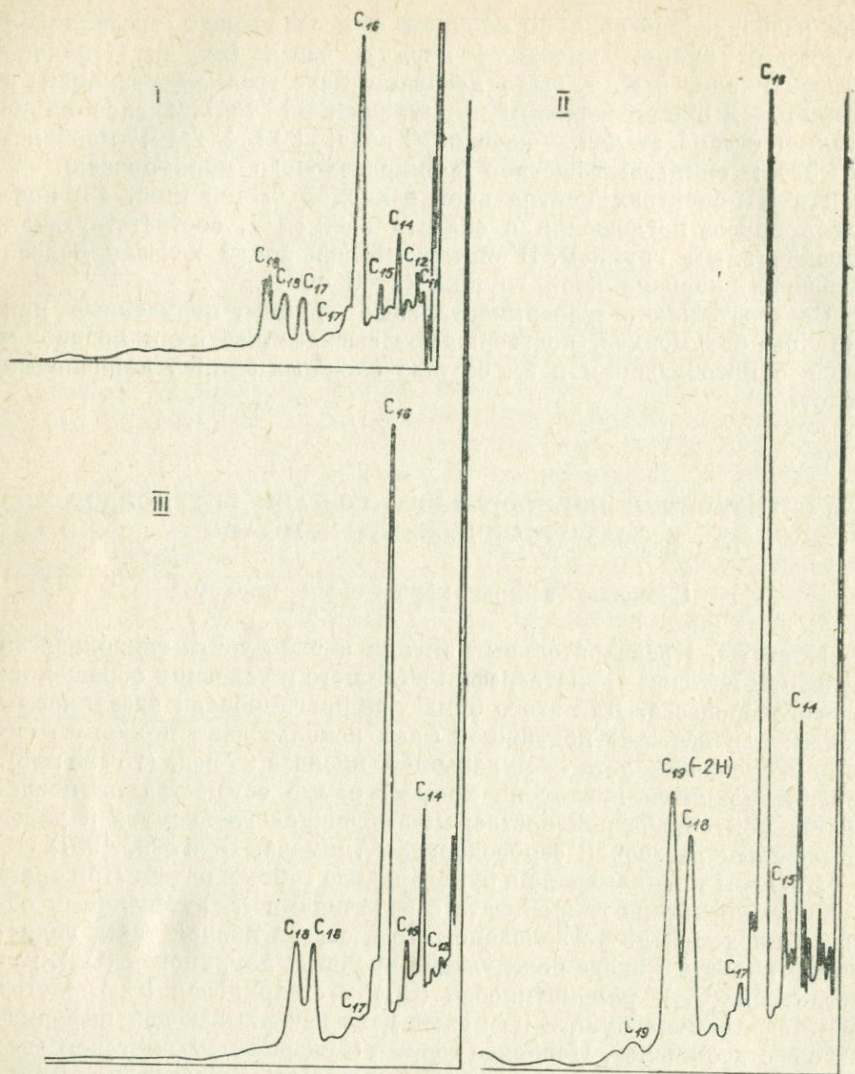


Рис. 49. Газожидкостные хроматограммы метиловых эфиров карбоновых кислот из битумоидов метанелитов с различных метаморфических фаций. Фации: I — зеленосланцевая; II — амфиболитовая; III — амфиболитовая.

дой хроматограмме было построено четыре графика (рис. 50, 51). Количественный анализ проводился методом внутренней нормализации по высоте пиков (Гольберт, Вигдергауз, 1967). Хроматограммы метиловых эфиров жирных кислот, выделенных из битумоидов различных метаморфических фаций пород с и в (рис. 52), довольно сходны. Они показывают наличие насыщенных и ненасыщенных кар-

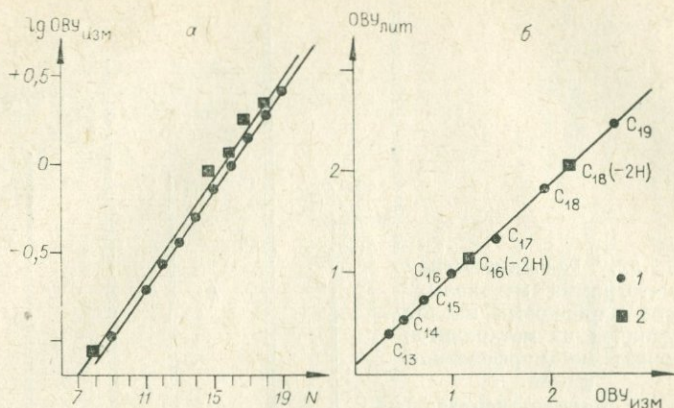


Рис. 50. Идентификация кислот методом графической корреляции. Первый этап.

а — зависимость логарифмов относительных времен удерживания метиловых эфиров жирных кислот образца 4с от числа атомов углерода в их молекулах (N), $\lg \text{OVУ}_{\text{изм}}$ — измерены на хроматограмме (рис. 49, I), ПЭГА, 180°; б — зависимость относительных времен удерживания ($\text{OVУ}_{\text{изм}}$) метиловых эфиров жирных кислот образца 4с и относительных времен удерживания известных соединений ($\text{OVУ}_{\text{лит}}$), $\text{OVУ}_{\text{изм}}$ — измерены на хроматограмме (рис. 49, I), ПЭГА, 180°, $\text{OVУ}_{\text{лит}}$ — литературные данные (Берчфильд, Сторрс, 1964), ПЭГА, 197°; 1 — насыщенные метиловые эфиры жирных кислот; 2 — то же, ненасыщенные.

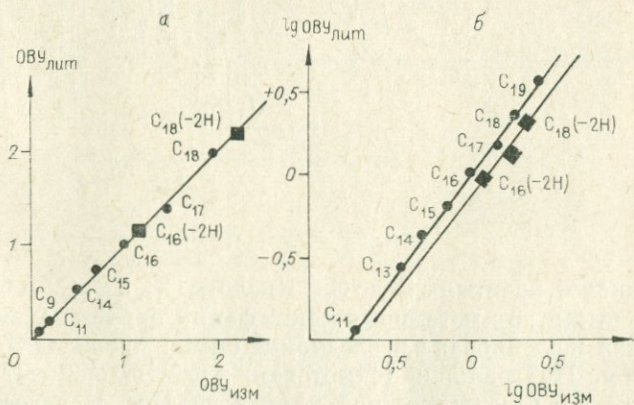
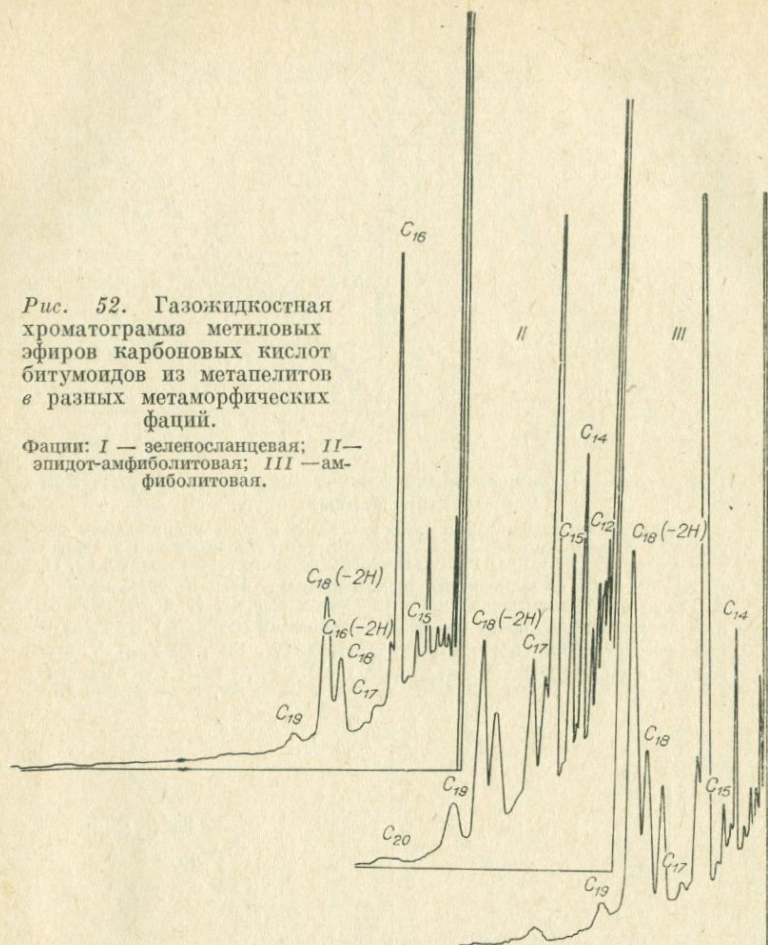


Рис. 51. Идентификация кислот методом графической корреляции. Второй этап.

а — зависимость относительных времен удерживания ($\text{OVУ}_{\text{изм}}$) метиловых эфиров жирных кислот образца 4с и относительных времен удерживания известных соединений ($\text{OVУ}_{\text{лит}}$), $\text{OVУ}_{\text{изм}}$ — измерены на хроматограмме (рис. 49, I), ПЭГА, 180°, $\text{OVУ}_{\text{лит}}$ — литературные данные, ПЭГА, 180°; б — зависимость логарифмов относительных времен удерживания ($\lg \text{OVУ}_{\text{изм}}$) метиловых эфиров жирных кислот образца 4с на полярной (ПЭГА, 180°) неподвижной фазе и логарифмов относительных времен удерживания известных соединений ($\lg \text{OVУ}_{\text{лит}}$) на неполярной (апъезон М, 200°) неподвижной фазе. Усл. обозн. см. на рис. 50.

Рис. 52. Газожидкостная хроматограмма метиловых эфиров карбоновых кислот битумоидов из метапелитов в разных метаморфических фаций.

Фации: I — зеленосланцевая; II — эпидот-амфиболитовая; III — амфиболитовая.



боновых кислот, начиная с C_8 до C_{23} . Кислоты C_{15} , C_{16} , C_{17} и C_{18} являются компонентами всех метаморфических фаций, причем пальмитиновая, стеариновая и олеиновая в исследуемых смесях преобладают (рис. 53).

Спирты. Нейтральная (спиртовая) часть гидролизата исследовалась методом газожидкостной хроматографии. В качестве неподвижной фазы использовался силикон Е-301 (1% на хромсорбе G, 0,177 — 250 мм, хроматограф «Хром-2», ЧССР).

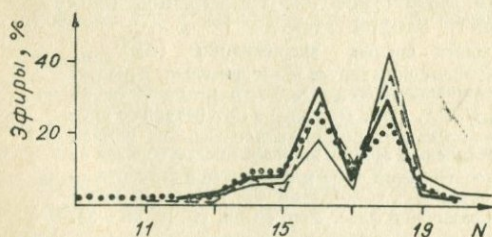
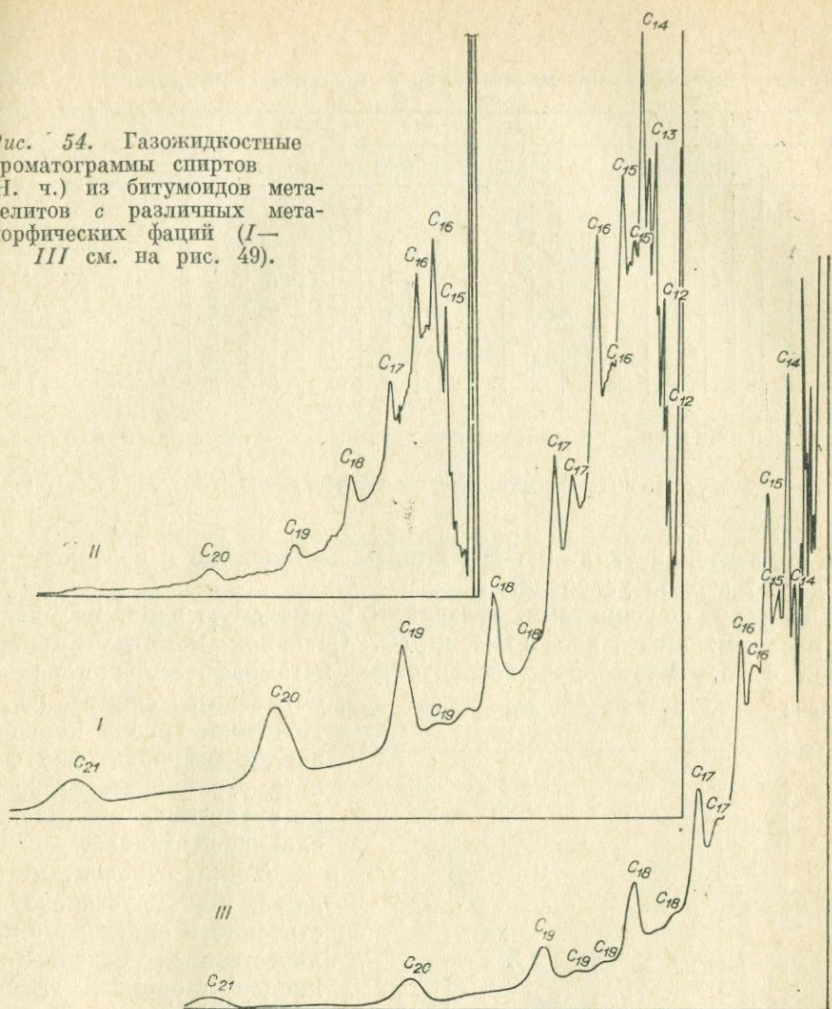


Рис. 53. Состав эфиров жирных кислот.

Хроматограммы спиртов гидролизатов битумоидов из различных метаморфических фаций показаны на рис. 54. К каждой хро-

Рис. 54. Газожидкостные хроматограммы спиртов (Н. ч.) из битумоидов метапелитов с различными метаморфических фаций (I—III см. на рис. 49).



матограмме построен график зависимости логарифмов относительных времен удерживания ($\lg \text{ОВУ}$) спиртов от числа атомов углерода в их молекулах. Один из таких графиков отражен на рис. 55. В качестве стандарта использован метиловый спирт (C_{16}). Необходимо заметить, что идентификация спиртов по сравнению с карбоновыми кислотами менее надежна, ибо отсутствуют литературные данные относительных времен удерживания для высших нормальных спиртов.

Количественная характеристика хроматограмм проведена также методом внутренней нормализации (Гольберт, Вигдергауз, 1967). Результаты качественной и количественной интерпретации спиртовой части битумоидов из различных зон метаморфизма метапелитов с

Спирты битумоидов из метанелитов с и в зеленосланцевой (4с, 1в, 1в/1),

Номер обр.	C ₁₀				C ₁₁				C ₁₂				C ₁₃				C ₁₄				C ₁₅				C ₁₆			
	А	Б	В	Г	А	Б	В	Г	А	Б	В	Г	А	Б	В	Г	А	Б	В	Г	А	Б	В	Г	А	Б	В	Г
4с	1								1	1	2		2				5	4	6	5	5	8	14	10	5			
10с									1			1					2				6	6	6	14	10			
31с									3	2			4				7	4	9	6	6	9			7			
1в											1		1				7	3	3	7	5	4	9					
1в/1					1							3	1				7	3	3	11	6	4	6					
2в												2					3				4	5	8	5				7
4в					1							1					3	2	4	3	3	6	6	5				

Примечание. А — нормальные спирты, Б — антиспирты, В — изоспирты,

и в приведены в табл. 55. Все спирты насыщенные и содержат от 11 до 23 атомов углерода.

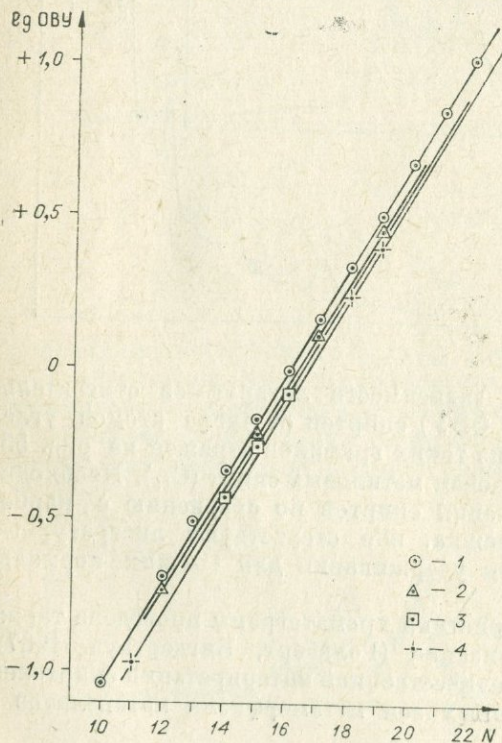
Наряду со спиртами, имеющими нормальную цепь, выделены их изомеры: анти-, изо- и неоспирты. Основной компонент спиртовой части битумоидов исследуемых метаморфических пород —

цетиловый спирт (C₁₆). Количество его в породах эпидот-амфиболитовой фации увеличивается вдвое по сравнению с зеленосланцевой фацией.

Таким образом, методом ГЖХ установлено строение и определено количественное содержание кислот и спиртов гидролизатов исследуемых битумоидов. В табл. 55, 56 в сводном виде приведен компонентный состав гидролизатов.

Рис. 55. Зависимость логарифмов относительных времен удерживания (lgОВУ) спиртов от числа атомов углерода в их молекулах (N). ОВУ измерены на хроматограмме (рис. 54, I).

1 — нормальные спирты; 2 — антиспирты; 3 — изоспирты; 4 — неоспирты.



эпидот-амфиболитовой (10с, 2в) и амфиболитовой (31с, 4в) фаций, %

C ₁₇				C ₁₈				C ₁₉				C ₂₀				C ₂₁				C ₂₂				C ₂₃							
А	Б	В	Г	А	Б	В	Г	А	Б	В	Г	А	Б	В	Г	А	Б	В	Г	А	Б	В	Г	А	Б	В	Г				
8	6			7				4	8	4		4	8			4								1				1			
13				11				7	7			5	4			2															
8		6		7				4	5	3		3	4			2				2											
10	7			8				7	4	4		5	4																		
13				12				5	4	6		3	2	3		2															
10	5	6		8				7	3	3		2	2			5				3											
9	7	6		9	6	4		3	5			2	3	6		1	5							3							

Г — неоспирты.

Парафиновые углеводороды

Из табл. 54 видно, что сложные эфиры карбоновых кислот в битумоидах составляют от 50 до 88%. Как установлено нами, соединений ароматического характера в битумоидах практически не содержится. В ходе исследования ГЖХ было сделано предположение

Таблица 56

Содержание метиловых эфиров карбоновых кислот в битумоидах из метанелитов с и в, %

N:H	Фации							N:H	Фации						
	зеленосланцевая			эпидот-амфиболитовая	амфиболитовая				зеленосланцевая			эпидот-амфиболитовая	амфиболитовая		
	4с	1в	1в/1		2с	31с	4в		4с	1в	1в/1		2с	31с	4в
8:0							16:1	5	7	7	7	4	7	6	
8:1	1						16:2				3	3			
9:0	1		1				17:0	3	4	3	7	2	3	3	
9:1		1		1	1		17:1			4	4	2		8	
10:0						2	17:2	9							
10:1				2	1		18:0	12	18	11	9	11	13	11	
11:0	1	2		2	1	1	18:1	15	25	19	15	14	15	25	
11:1	2		2	1	1		19:0	1	8	4	5	2	12	5	
12:0		2	2	2	1	2	19:1					2			
12:1							20:0		4	2	1	1		2	
13:0	2	3	3	3	1	1	20:1								
13:1					2	2	20:2					2			
14:0	6	6	3	7	5		21:0					2			
14:1				3	8	2	21:1								
14:2					2		21:2		3			2			
15:0	5	4	5	7	3	5	22:0					3			
15:1	3	3	4	3	1	3	23:0					3			
16:0	32	12	27	20	24	36									

Примечание. N — количество атомов углерода в молекуле; H — число двойных связей.

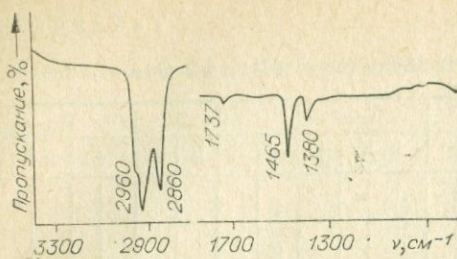


Рис. 56. ИК-спектр объединенной фракции, элюированной с колонки изооктаном и смесью изооктан — бензол (1 : 1).

растворяли в 5 мл хлороформа и добавлением 50 мл нагретого изооктана осаждали асфальтены (Органическая геохимия, 1967). Для полного удаления асфальтенов операцию повторяли дважды. После отфильтровывания в вакууме свободный от асфальтенов остаток (0,194 г) растворяли в минимальном объеме изооктана и полученный раствор использовали для хроматографического разделения в условиях колоночной хроматографии.

Колонку заполняли суспензией 125 г активированной окиси алюминия в изооктане. В колонку вносили вышеописанный изооктановый раствор и элюировали последовательным добавлением по 200 мл каждого из следующих растворителей или смесей растворителей: изооктан; изооктан и бензол (1 : 1); бензол; бензол и диэтиловый эфир (3 : 1; 1 : 1; 1 : 3); диэтиловый эфир и метиловый спирт (1 : 1). Растворитель удалялся, и полученные элюаты исследовались на тонком слое силикагеля. Хроматографическое разделение на тонком слое силикагеля показало, что изооктановая фракция и фракция, элюированная смесью изооктан — бензол (1 : 1), идентичны по своему составу. Эти фракции были объединены (0,034 г) и проверены методом ИК-спектроскопии. ИК-спектр объединенной фракции (рис. 56) свидетельствует о наличии насыщенных углеводородов. Методом газожидкостной хроматографии (рис. 57) в исследуемой фракции обнаружены *n*-алканы от C₁₆ до

о возможном наличии в битумоидах неполярных углеводородов. Для накопления экстрактов с целью исследования их углеводородного состава были проведены дополнительно опыты по экстрагированию пробы 4с: 2 кг пробы экстрагировали смесью бензол-метанол (2 : 1) при обычной температуре в течение 10 дней при перемешивании воздухом. Выход экстракта 0,2255 г, или 0,011%. Высушенный экстракт раство-

растворяли в 5 мл хлороформа и добавлением 50 мл нагретого изооктана осаждали асфальтены (Органическая геохимия, 1967). Для полного удаления асфальтенов операцию повторяли дважды. После отфильтровывания в вакууме свободный от асфальтенов остаток (0,194 г) растворяли в минимальном объеме изооктана и полученный раствор использовали для хроматографического разделения в условиях колоночной хроматографии.

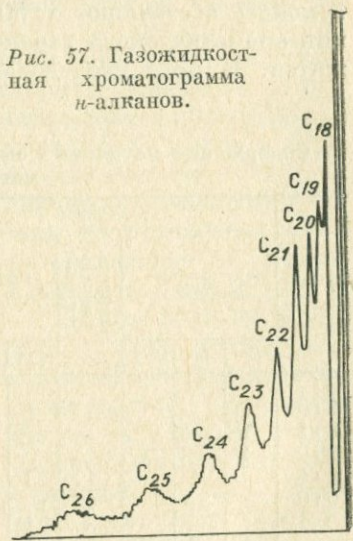


Рис. 57. Газожидкостная хроматограмма *n*-алканов.

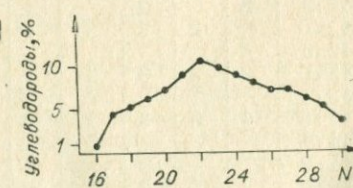


Рис. 58. Характер распределения *n*-алканов из битумоидов метанелитов зеленосланцевой фации (проба 4с).

C₃₀. Установлено очень небольшое количество веществ другого строения, которые появляются на хроматограмме при высоком разрешении. Исследования выполнены на приборе «Цвет-4». Условия разделения: колонка 1м; фаза ПЭГА 5% на хроматоне; температура 200°С. Качественная интерпретация сделана методом добавок. За стандарт принят углеводород C₂₀.

Количественный анализ производился методом внутренней нормализации по высоте пиков. Характер распределения *n*-алканов показан на рис. 58. Количество алканов равномерно возрастает от 0,9% (C₁₆) до 10,4% (C₂₂), затем постепенно уменьшается до 3,6% (C₃₀). Для выяснения характера соединений в изооктановых фракциях, концентрации которых низки, исследование было проведено в других условиях: прибор — «Цвет-4»; колонка 7 м; фаза ПЭГА 5% на хроматоне, температура 200°С. Кроме обнаруженных ранее *n*-алканов в исследуемых фракциях присутствуют легкокипящие углеводороды нормального строения, начиная с C₈, а также цикло- и изоалканы и, вероятно, углеводороды изопреноидного строения. По-видимому, в смеси присутствуют фитан и пристан, но точной идентификации не произведено из-за отсутствия стандартов.

Таким образом, исследуемая фракция представляет собой сложную смесь углеводородов, основными компонентами которой, безусловно, являются *n*-алканы.

Порфирины, ароматические соединения, аминокислоты, асфальтены и свободные карбоновые кислоты

Порфирины в горных породах найдены рядом исследователей (Органическая геохимия, 1967; Hodgson e.a., 1968). Хотя расчеты, основанные на энергии активации, необходимой для термического разложения порфиринов, показывают, что они нестабильны при высоких температурах (Abelson, 1959), мы попытались найти их в метапелитах Патомского нагорья из низкотемпературной фации.

Для обнаружения порфиринов использовалась методика, описанная Баргхорном (Органическая геохимия, 1967). Экстракт, полученный при извлечении смесью бензола и метанола (2 : 1), после отделения асфальтенов исследовался методом ИК- и УФ-спектроскопии. На спектрах не было замечено каких-либо поглощений, характерных для порфиринов. Для более детального анализа были изучены бензольно-эфирные элюаты исследуемого экстракта с колонки, заполненной окисью алюминия. С помощью тонкослойной хроматографии, ИК- и УФ-спектроскопии в элюатах порфирины не были найдены. Качественный спектральный анализ исследуемого образца показал наличие Ni (0,01—0,006%), V (0,0004—0,0006%), Mn (0,0001%). Данные элементарного анализа свидетельствуют о присутствии следов азота.

Ароматические соединения в битумоидах, по-видимому, присутствуют, но концентрации их низки. В некоторых ИК-спектрах исследуемых битумоидов обнаружено несколько слабых полос погло-

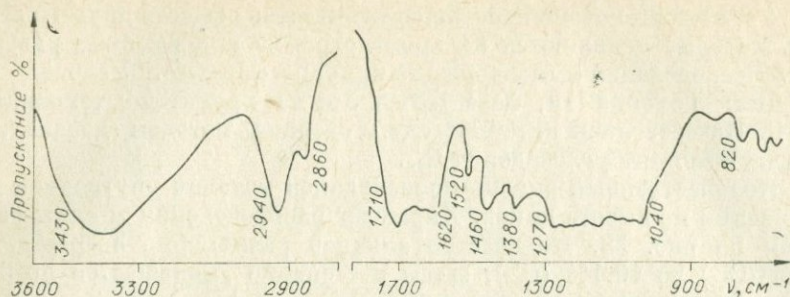


Рис. 59. ИК-спектр объединенной фракции, элюированной с колонки изооктаном и смесью изооктан — бензол (1 : 1).

щения, характерных для ароматических соединений. Для более детального анализа брались метанольные элюаты с колонки, заполненной окисью алюминия. Методом ИК- и УФ-спектроскопии в пробе, отделенной от растворителя, не удалось обнаружить ароматических соединений.

Для обнаружения свободных карбоновых кислот 2 кг породы (проба 4с) на холоде обрабатывалось 5%-ным раствором HCl в течение 2 дней при систематическом перемешивании. Проба отфильтровывалась, промывалась, высушивалась на воздухе и заливалась этилацетатом (8 л). Экстракция проводилась при комнатной температуре в течение 10 дней. Полученный экстракт исследовался методом ИК-спектроскопии и хроматографии на бумаге. Свободные карбоновые кислоты обнаружены не были.

Попытка выделить из сланцев низкотемпературных зон Патомского нагорья аминокислоты была предпринята по методикам Т. В. Дроздовой и А. Г. Вологодина (Дроздова, 1969; Вологдин и др., 1970). Однако аминокислоты в метапелитах Патомского нагорья также не обнаружены.

Вещество, выделенное горячим изооктаном из битумоида метапелита (проба 4с), было проанализировано методом ИК-спектроскопии (рис. 59). Спектр характеризуется наличием внутреннего сопряжения и размытыми пиками. Данные элементарного анализа констатируют высокую зональность исследуемого вещества (%): С — 38,5; Н — 5,78; S — 1,14; зольность — 32,71. Вещество представляет собой, по-видимому, конденсированную систему, близкую асфальтенам. Концентрация данного вещества составляет около 2% от битумоида (проба 4с).

§ 49. ВЛИЯНИЕ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА НА СОСТАВ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Валовое содержание битумоидов метапелитов различных метаморфических фаций с нарастанием температуры процесса практически не изменяется. Следует обратить внимание на тот факт, что содер-

жание битумоидов в метаморфических породах различного возраста не связано с концентрацией в этих же породах $C_{\text{орг}}$. Нами было показано, что с возрастанием степени метаморфизма количество $C_{\text{орг}}$ во многих породах закономерно уменьшается, в то время как концентрации битумоидов практически не меняются. По данным А. В. Сидоренко (Сидоренко, Сидоренко, 1968, 1970), в метаморфических породах докембрия, где содержание $C_{\text{орг}}$ меняется от 1,3 до 27,3%, концентрации битумоидов колеблются от 0,003 до 0,006% и не обнаруживают между собой никакой корреляции (см. табл. 49, 52).

Однако компонентный состав не остается постоянным. На рис. 44 отчетливо видно, что с повышением температуры увеличивается сумма $C+H$, а отношение C/H и сумма гетероатомов ($N+S+O$) заметно уменьшается. Элементарные составы битумоидов занимают строго определенную область на диаграмме, высокотемпературная часть которой попадает в поле битумоидов нефтеносных пород. Нами было установлено, что битумоиды состоят в основном из двух классов органических соединений — сложных эфиров карбоновых кислот и углеводов. Поэтому возможно, что с повышением температуры происходит уменьшение содержания сложных эфиров и возрастание за их счет концентраций углеводов. Это предположение, кроме изменения элементарного состава битумоидов, подтверждается прямыми определениями содержаний сложных эфиров карбоновых кислот в различных метаморфических зонах (см. табл. 56). Из данной таблицы видно, что валовое количество сложных эфиров снижается от 80% в битумоидах из зеленосланцевой фации до 50% в амфиболитовой фации. Образование углеводов путем декарбоксилирования жирных кислот и дегидратации спиртов описано многими исследователями (Cooper, Gray, 1963) и вполне возможно в условиях метаморфического процесса.

Таким образом, с повышением степени метаморфизма накапливаются соединения углеводородного характера и уменьшается роль кислородсодержащих соединений. Этот процесс тем более реален, что в том же направлении снижается потенциал кислорода во вмещающих породах.

В настоящее время имеются экспериментальные данные по определению энергии активации некоторых распространенных органических соединений (Абельсон, 1961; Кальвин, 1971). В ряду углеводы — аминокислоты — порфирины — парафины химическая и тепловая стабильность увеличивается слева направо. Даже самые устойчивые из аминокислот (аланин) при 400°C живут не более 1000 лет. Порфирины обладают более стабильной структурой, поэтому должны сохраняться значительно дольше (Hodgson, 1967, 1968). Но тем не менее они примерно в 1000 раз менее стабильны, чем углеводороды. Мы имеем достаточное количество экспериментальных данных о стабильности углеводородов. Энергия активации ΔH , соответствующая разрыву связи $C-C$, составляет 66 500 кал. Таким образом, углеводороды относятся к наиболее стабильной группе органических соединений и можно ожидать их появление в самых древних породах.

Экспериментальные данные по определению энергии активации сложных эфиров карбоновых кислот отсутствуют. Следует также отметить, что эксперименты, как правило, проводятся в условиях, резко отличающихся от условий существования органических соединений в горных породах. Поэтому получение данных о распространенности различных классов органических соединений в различных метаморфических зонах позволяет уточнить границы их устойчивости при термодинамических условиях, отвечающих природным моделям.

Выделенные из метапелитов Патомского нагорья органические соединения относятся к наиболее термоустойчивым. Нами не обнаружены свободные карбоновые кислоты, аминокислоты и порфирины. Это соответствует как экспериментальным данным, так и термодинамическим условиям метаморфизма, поскольку даже в условиях зеленосланцевой фации существовали температуры, превышающие 300°C, а длительность процесса регионального метаморфизма оценивается в 50 млн. лет.

Экспериментальные данные по устойчивости сложных эфиров карбоновых кислот отсутствуют, но их широкая распространенность в метаморфических породах вплоть до амфиболитовой фации свидетельствует о высокой термоустойчивости этих соединений, которые, по-видимому, лишь немного уступают устойчивости углеводов. Компонентный состав самих сложных эфиров остается постоянным во всех метаморфических зонах, что позволяет предположить примерно одинаковую термоустойчивость сложных эфиров различных карбоновых кислот.

Таким образом, результаты изучения органического вещества в метаморфических породах Патомского нагорья соответствуют экспериментальным данным по термоустойчивости различных органических соединений.

В биогенном происхождении органического вещества метаморфических пород Патомского нагорья не приходится сомневаться. Бесспорное доказательство тому — чередование пластов с разным количеством органических веществ, которое определяется условиями осадконакопления. Кроме того, при сравнении кислот жиров тканей растений с кислотами сложных эфиров битумоидов, извлеченных из метапелитов Патомского нагорья, обнаружено сходство. Насыщенные кислоты в жирах тканей растений содержат от 4 до 26 атомов углерода, наиболее распространенными из которых являются C_{12} , C_{16} и C_{18} . Ненасыщенные жирные кислоты, как правило, содержат 16 и более атомов углерода. В битумоидах обнаружены кислоты от C_8 и до C_{23} , основными компонентами которых являются также C_{16} и C_{18} . Из ненасыщенных кислот в битумоидах содержится в значительном количестве олеиновая кислота, характерная для морских водорослей и отсутствующая в организмах (Органическая геохимия, 1967).

Таким образом, между кислотами жиров тканей растений и кислотами сложных эфиров битумоидов, извлеченных из метапелитов Патомского нагорья и имеющих возраст около 600 млн. лет, от-

мечается определенное сходство. Эта аналогия подтверждает высказанное Эйблсоном предположение, что жирные кислоты мало изменяются со временем и сохраняются в древнейших метаморфических породах (Органическая геохимия, 1967.)

С другой стороны, некоторые признаки, присущие биогенному органическому веществу, в исследуемых соединениях отсутствуют. В частности, у выделенных углеводов не обнаружено оптической активности. Среди выделенных органических соединений не найдены аминокислоты и порфирины. Все это свидетельствует о такой степени преобразования первичного органического вещества, которая не позволяет в настоящее время однозначно использовать его для целей молекулярной палеонтологии.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЖИЛЬНЫХ
ОБРАЗОВАНИЙ, СОПРОВОЖДАЮЩИХ
РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Наряду с изучением геохимических особенностей метаморфизма исследовались жильные образования, пространственно совмещенные с различными фациями и типами метаморфических пород. Многие авторы при описании метаморфических пород обращали внимание на то, что каждой фации соответствуют определенные типы жил (Великославинский, Соколов, 1963; Добрецов, 1970; Miyashiro, 1967; Бейли, 1972). В зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях это преимущественно кварцевые жилы, в амфиболитовой фации — пегматиты; в гранулитовой и переходных к ней зонах амфиболитовой фации широко развиты мигматиты и гранитоиды. Изучение особенностей формирования указанных образований, их взаимосвязей и места в метаморфическом процессе, выявление источников их вещества, причин наличия или отсутствия полезной минерализации имеет огромное значение, поскольку для некоторых полезных ископаемых (золота, мусковита, редких металлов) отмечается четкая пространственная связь с определенными метаморфическими фациями и даже зонами.

При рассмотрении проблемы наиболее важным представлялось изучение распределения вещества в системе вмещающие метаморфические породы — жильный материал, решение вопросов об их изофациальности, изучение времени, условий и механизма образования жильных тел и гранитоидных пород.

Взгляды на происхождение жильных пород и связь с ними полезных ископаемых претерпели длительную эволюцию. Для кварцевых жил и размещающихся в низкотемпературных фациях месторождений хрустала и золота предлагался как метаморфический генезис (Карякин, 1955; Вертушков, 1955; Буряк, 1964), так и пост-

магматический (Никитин и др., 1971). Природа пегматитов рассматривалась как чисто магматическая (Ферман, 1940; Петровская, 1941; и др.), магматически-метасоматическая (Коржинский, 1937; Никитин, 1952; Гинзбург, 1960; и др.), метаморфическая (Ramberg, 1956; Великославский и др., 1963; Gresens, 1965), метаморфогенно-магматическая с последующим постмагматическим метасоматозом (Шмакин, Макрыгина, 1964, 1969). Две последние гипотезы объединяют представления о метаморфогенно-ультраметаморфическом образовании пегматитов (Никаноров, 1969; Соколов, 1970). Вопрос об анатектическом или метасоматическом происхождении гранитов еще более древен и дискутируется до сих пор (Кинг, 1967; фон Платтен, 1967; Меверт, 1974; и др.). Вполне очевидно, что все возможные сочетания из трех ведущих геологических процессов уже привлекались для объяснения генезиса кварцевых жил, пегматитов и гранитоидов. Поэтому остается путем наблюдений в единых геологических объектах, а также количественных геохимических и физико-химических оценок процесса добиваться доказательства наиболее достоверного пути их образования. Для этого прежде всего необходимо выяснить, все ли жильные образования, пространственно совмещенные с зонами метаморфизма, имеют с ними генетическую связь, или есть «жилы и жилы», «пегматиты и пегматиты», как и пресловутые «граниты и граниты» у Г. Рида (1949). В связи с этим представляет интерес специально собранный материал по жилам, приуроченным к породам единой метаморфической зональности текущего типа, и по гранитизации толщи разнообразных по составу пород в нескольких метаморфических зонах. Работа еще далека от завершения. На данном ее этапе рассматриваются только жильные образования участков, по возможности не затронутых магматическими процессами.

Распределение и состав жильных образований в различных метаморфических зонах изучались нами на тех же участках, где была детально исследована метаморфическая зональность и установлен изохимический характер регионального метаморфизма. Для более низкотемпературных кварцевых и кварц-карбонатных жил это Угаханский и Мараканский участки Патомского нагорья (см. рис. 2 и 3), для пегматитов — фланги и центральные части Мамекого пегматитового поля, для явлений гранитизации — участок чуйской толщи в районе р. Брамьи — притока р. Большой Чуи. При опробовании мы стремились охватить как можно больше разновидностей жил в породах различного состава и проследить изменение их состава в одних и тех же породах с усилением степени метаморфизма.

**ЖИЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ
ДИСТЕН-СИЛЛИМАНИТОВОГО ТИПА
МЕТАМОРФИЗМА**

**§ 50. ЖИЛЫ ЗЕЛЕНΟΣЛАНЦЕВОЙ
И ЭПИДОТ-АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИЙ**

Жилы, развитые в породах зеленосланцевой фации метаморфизма, — преимущественно кварцевые и приурочены в основном к замкам мелких складок, флексурных перегибов и кливажу вдоль осей плоскости. В породах разного состава жилы имеют различную минерализацию.

Наибольшее количество жил в серицит-хлоритовой и биотит-хлоритовой зонах встречается в углистых кварцитах. Это согласные линзы и секущие жилы мощностью от 1 см до 0,5 м и протяженностью от нескольких сантиметров до 1—1,5 м. Состав жил чисто кварцевый, для серицит-хлоритовой зоны характерны пустоты, окруженные друзами кварца (типа альпийских жил); иногда отмечаются в них кристаллы пирита. В известняках и мергелях жилы имеют вид тел неправильной формы и линз. Мелкие жилы представляют, по существу, участки перекристаллизованных карбонатных минералов, причем в более крупных участках центральные части выполнены кварцем. В зависимости от состава пород это кварц-кальцитовые или кварц-сидеритовые жилы. В биотитовой и гранат биотитовой зонах в жилах наряду с карбонатами появляются хлорит, мусковит, рутил и пирит (табл. 57). В метапелитах и алевролитах жилы имеют хлорит-альбит-кварцевый состав (\pm мусковит) и чаще всего залегают в виде линз и стяжений в межпластовых отслоениях флексур и складок. Более крупные жилы имеют почти чисто кварцевый состав с кристаллами альбита, хлорита или мусковита по периферии (рис. 60).

Кварц жил либо бесцветный, дымчатый, либо мелкозернистый белый. Хлориты и мусковиты в жилах имеют те же показатели преломления, что и во вмещающих сланцах на расстоянии от 0,05 до 0,8—2,5 м от жилы (табл. 58). Плагноклаз представлен альбитом. За изоградами олигоклаза и ставролита в кварцевых жилах их метапелитов появляется плагноклаз и биотит, в жилах из амфиболовых сланцев — цоизит либо амфибол. В кварц-карбонатных жилах наряду с кальцитом возникает анкерит (вместо сидерита), плагноклаз и цоизит (см. табл. 57).

При образовании жил в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях вдоль трещин наблюдается перекристаллизация и рас-

Изменение минеральных ассоциаций и условий образования жил, сопровождающих региональный метаморфизм дистен-силлиманитового типа

Фация	Зоны	Разновидности пород, парагенезисы жил			Процент жил от общей массы толщ	Миграция элементов		P-T-условия формирования жил	Источник
		метанелиты	мергели	алевролиты		привнос	вынос		
Зеленосланцевая	Серицит-хлоритовая	КВ (\pm пр)	КВ+ка+ +сид \pm \pm пр	КВ+ка+ +хл	1—3	Si	Fe, Mg, Ca, Ti, Al, K, Na, Co, Ni, Cr, V, Pb, Rb и т. д.	280—290°, 2 кбара, 370°	Данные В. М. Макагона по газожидким включениям
Эпидот-амфиболовая	Биотит-гранатовая (400—450°)	КВ+аб+ +мск+хл	КВ+ка+ +хл+ +анк (\pm пр, прр)	КВ+ка+ +хл	1—3	Si	То же		
Амфиболитовая	Ставролитовая (550°, 8 кбар)	КВ+пл+ +мск+би	КВ+ка+ +хл+ +анк+цо	КВ+цо+ +амф	3—5	Si	»	360°, 4 кбара	То же
То же	Дистен-альмандиновая (650—700°, 8—10 кбар)	КВ+мск+дст Пл+кв+ +би+мск (плаггионегматиты)	КВ+ка+ +би+ +анк+пл (\pm прр)	КВ+цо+ +амф	10—15	Si, Na, Ba, Sr	Fe, Mg, Ca, K, Co, Ni, Cr, V	550—650°, 5—7,5 кбара	В. М. Макагон, 1971
		КПШ+пл+ +кв+би (гранитовидные пегматиты)	КВ+диш+ +гр \pm ка		80	K, Si, Rb, Pb, Ce, Th	Fe, Mg, Ca, Ti, Co, Ni, Cr, V, Be, Cu	650—700°, 8 кбар	То же

Примечание. Прописными буквами обозначен основной минерал жилы.

Показатели преломления слюдястых минералов из разных типов жил и вмещающих пород

Метаморфическая зона	Номер обр.	Порода	Минерал	<i>n_m</i>
I. Серицит-хлоритовая	M-313	Хлорит-альбит-кварцевая жила	Хлорит	1,629
	M-320	Серицит-хлоритовый сланец	»	1,630
	M-410	Экзоконтакт кварцевой жилы	»	1,622
	M-401	Хлорит-серицитовый сланец, 1 м от контакта	»	1,631
	M-410	То же	Мусковит	1,580
	M-411	»	»	1,601
II. Биотит-гранатовая	M-224	Карбонат-кварцевая жила	Хлорит	1,630
	M-225	Экзоконтакт	»	1,629
	M-228	Биотит-хлоритовый сланец, 25 см от контакта	»	1,630
III. Гранат-ставролитовая	M-200	Кварц-плагноклазовая линза	Хлорит	1,632
	M-201	Экзоконтакт	»	1,634
	M-205	10 см от контакта, гранат-биотитовый сланец	»	1,630
	M-201	Тот же экзоконтакт	Мусковит	1,596
	M-205	Тот же сланец, 10 см от контакта	»	1,596
	M-372	Хлорит-карбонат-кварцевая жила	Хлорит	1,615
	M-373	Экзоконтакт	»	1,616
	M-377	Биотит-карбонатный сланец, 20 см	»	1,615
	M-372	Кварц-плагноклазовая жила	Мусковит	1,598
	M-373	Экзоконтакт	»	1,600
	M-377	Биотит-карбонатный сланец, 20 см	»	1,601
	M-255	Кварцевая жила	Хлорит	1,624
	M-246	Экзоконтакт	»	1,621
	M-251	Гранат-двуслюдяные гнейсы, 50 см от контакта жилы M-255	»	1,624
M-215	Кварц-биотит-плагноклазовая линза	Биотит	1,652	
M-211	Слюдит у кварцевой линзы	»	1,626	
IV. Дистен-альмандиновая	M-334	Карбонат-кварцевая жила	Биотит	1,597
	M-335	Экзоконтакт	»	1,605
	M-348	Биотит-карбонатный сланец, 2,5 м от контакта жилы M-334	»	1,600
	M-387	Мусковит-хлорит-карбонат-кварцевая жила	Мусковит	1,599
	M-353	Пегматит, северо-восточный фланг Мамского пегматитового поля	Биотит	1,599
	M-354	Экзоконтакт пегматита	»	1,599
	M-362	Биотит-карбонатный сланец, 80 см от контакта пегматита	»	1,602

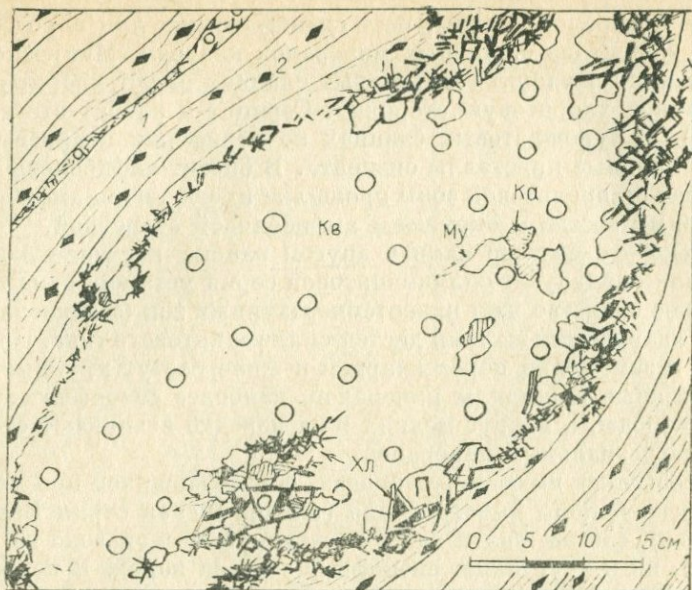


Рис. 60. Карбонат-альбит-хлорит-кварцевая жила в сланцах n_2 зеленосланцевой фации:

1 — серицит-хлоритовый сланец; 2 — бурошпатовый сланец; Кв — кварц; Ка — карбонат; Хл — хлорит; Му — мусковит; П — плагиоклаз.

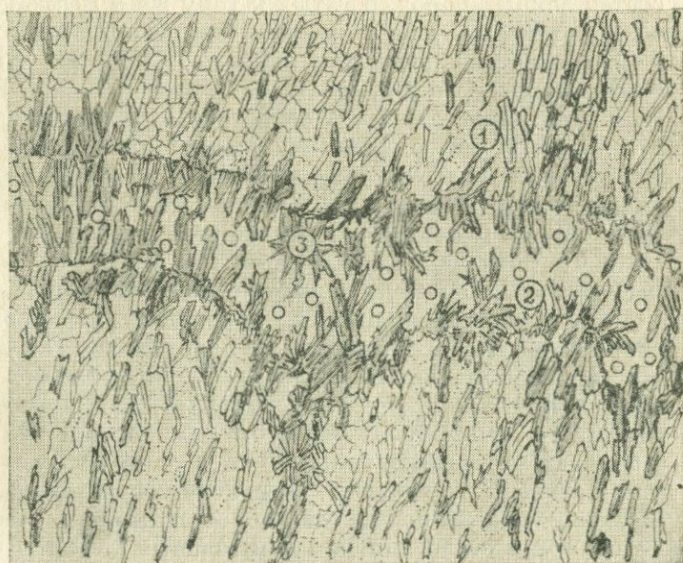


Рис. 61. Хлорит-кварцевый прожилок в хлорит-серицитовых сланцах ac .

1 — сланцы; 2 — кварц; 3 — хлорит. Увел. 10.

Творение минералов породы, рост специфических для породы минералов и замещение остальных минералов кварцем. Микроскопические прожилки в хлорит-серицитовых сланцах имеют хлорит-кварцевый состав и хлоритовую оторочку. Серицит и альбит отсутствуют (рис. 61). В бурошпатовых сланцах по периферии кварцевых жил развиты крупные кристаллы сидерита. В биотит-амфиболовых сланцах гранат-ставролитовой зоны прожилки имеют кварц-амфибол-плагноклазовый состав и окружены амфиболовой оторочкой.

Только что начатое нами в другом районе изучение жильных образований андалузит-силлиманитовой серии метаморфизма показало большое сходство жил низкотемпературных зон (зеленосланцевой фации) с кварцевыми жилами дистен-силлиманитового типа. При растворении и замещении пород кварцем в жиле растут крупные, хорошо ограненные кристаллы минералов, наиболее специфических для каждой породы, а вокруг мелких жил нередко возникают оторочки железо-магнезиальных минералов.

В необычных по составу породах, образовавшихся при метаморфизме древней коры выветривания (тепторгинская серия Патомского нагорья), состав жил в каждой метаморфической зоне не только отражает, но и усугубляет специфику состава пород. В пересыщенных алюминием метапелитах пурпольской свиты появляются жилы, содержащие маргарит. Магнетит-мусковит-дистен-хлоритоидные сланцы этой же свиты настолько бедны магнием, кальцием и щелочами и так пересыщены алюминием и железом (табл. 59), что в породе не могут образоваться биотит, плагноклаз и амфибол, а ставролит и хлоритоид характеризуются предельно высокой железистостью. Экзотический состав данных пород, богатых к тому же и фосфором, приводит к возникновению в узких границах хлоритоид-ставролитовой зоны такого редкого минерала, как лазулит — $(\text{Mg}, \text{Fe}) \text{Al}_2[\text{PO}_4]_2 (\text{OH})_2$. Лазулит распределен в породах очень неравномерно. В общей массе дистен-хлоритоидных сланцев он встречается в виде мельчайших зерен (0,01—0,05 мм) и лапчатых выделений в интерстициях кварц-мусковитовых прослоев, чередующихся с более мощными прослоями состава дистен+хлоритоид± (ставролит) + магнетит± (шпинель.) В то же время попадаются пропластки, обогащенные лазулитом настолько, что образуются мелкозернистые линзы голубого цвета, хорошо видимые на общем зеленовато-сером фоне пород. Их образование обусловлено, по-видимому, первичным неравномерным распределением фосфора в этих необычных породах, так как никаких структурных признаков более позднего формирования данных линз, состоящих почти полностью из лазулита, нет.

Несмотря на то, что лазулит акцессорный минерал, количество которого в породах не превышает 0,5—3%, в дистен-хлоритоидных сланцах этой и только этой узкой зоны появляются сначала обособления мусковит-гематит-лазулитового состава, приуроченные к трещинам и полостям отслоения, а затем мощные (до $1,5 \times 5$ м) лазулит-кварцевые жилы с обособлениями лазулита до 15 см в поперечнике. Впервые эти уникальные образования описаны С. Б. Лобач-Жученко (1963). Нами приводятся новые анализы лазулита,

Состав лазулитов и лазулитсодержащих пород сланцев пурпольской свиты

Компонент, элемент, характеристика	17 <i>сн</i>	19 <i>сн</i>	20 <i>сн</i>	1 х	Л-1	13-69	7/1-69	134-69
	1	2	3	4	5	6	8	9
SiO ₂	46,49	46,00	50,06	0,06	0,75	1,50	1,25	1,75
TiO ₂	1,23	1,25	1,05	0,04	0,04	0,04	0,11	0,16
Al ₂ O ₃	36,71	32,80	33,38	33,98	33,50	33,50	32,50	31,20
Fe ₂ O ₃				0,33	0,24	0,12	6,00	
FeO	12,79	14,50	11,79	5,46	3,23	2,90	0,82	4,77
MnO	0,06	0,24	0,18	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03
MgO	0,14	0,51	0,23	8,80	11,57	11,62	8,97	10,38
CaO	0,36	0,45	0,48	—	0,10	—	—	0,98
P ₂ O ₅	0,38	0,34	0,25	44,87	42,78	42,75	44,25	44,54
H ₂ O	1,20	2,08	1,18	5,98	7,24	6,80	5,52	Не опр.
Na ₂ O	0,38	0,95	0,68	—	—	—	—	—
K ₂ O	0,90	0,72	1,20	—	—	—	—	—
Σ	99,36	99,84	100,48	99,56	99,48	99,26	99,45	93,71
Co	47	50	41	—	—	78	55	—
Ni	90	120	90	—	—	300	320	—
Cr	100	100	120	—	—	26	23	—
V	100	150	100	—	—	26	100	—
Cu	—	—	—	—	—	42	15	—
Sc	—	—	—	—	—	8,5	10	—
<i>Ng</i>	—	—	—	1,654	1,645	1,643	1,654	1,655
<i>Nm</i>	—	—	—	1,642	1,632	1,631	1,644	1,642
<i>Np</i>	—	—	—	1,618	1,613	1,613	1,620	1,620
<i>a</i>	—	—	—	—	7,16±0,01	7,16±0,01	7,16±0,01	—
<i>b</i>	—	—	—	—	7,27±0,01	7,28±0,01	7,28±0,01	—
<i>c</i>	—	—	—	—	7,27±0,01	7,27±0,01	7,26±0,01	—
β	—	—	—	—	120,7°±0,1	120,6°±0,1	120,6°±0,1	—
<i>v</i>	—	—	—	—	325,1 ± 0,1	325,8 ± 0,1	325,6 ± 0,1	—

Примечания: 1. Анализы 17*сн*, 19*сн*, 20*сн* дистен-хлоритовых сланцев выполнены Т. К. Бакалейниковой. 2. Образцы Л-1 и 13-69 — лазулиты из кварцевых жил, 7/1-69 — из бескварцевых обособлений, 134-69 — акцессорный лазулит; аналитик В. А. Ширяева. 3. Определения Co — Sc(г/м) сделаны А. Д. Глазуновой. 4. Анализ *ix* лазулита приведен из статьи С. Б. Лобач-Жученко (1963). 5. *a*, *b*, *c*, β и *v* — параметры решетки лазулитов, определения А. Н. Сапожникова.

выполненные В. А. Ширяевой (см. табл. 59). Сюда вошли лазулиты из кварцевых жил (обр. Л-1 и 13-69), лазулит из бескварцевых обособлений (обр. 7/1-69), а также отобранный с большим трудом акцессорный лазулит (обр. 134-69). Хотя соотношение Mg и Fe в них значительно варьирует, все проанализированные минералы оказались по составу и параметрам решетки ближе к лазулиту, чем к скорца-

литу — более железистому аналогу лазулита (Lindberg and Christ, 1959).

Лазулит бескварцевых обособлений имеет самую интенсивную окраску, высокий показатель преломления и наиболее богат железом (в 1,5 раза по сравнению с акцессорным лазулитом и в 2—2,5 раза по сравнению с лазулитом из кварцевых жил). По-видимому, подобный лазулит должен встречаться у контактов небольших кварцевых жил наряду со ставролитом и рудным минералом (по аналогии с биотитовыми и амфиболовыми оторочками жил в других породах). Возможность образования лазулита в таких количествах (обычно этот минерал встречается в виде мельчайших кристаллов в редкометаллических пегматитах), сохранение и рост лазулитовых затравок в условиях растворения остальных минералов обеспечиваются, по всей вероятности, спецификой состава пород метаморфизованной коры выветривания, обогащенных алюминием, железом, фосфором. Те прослойки сланцев *сп*, в которых лазулит встречается в виде отдельных редких зерен, содержат в 2—3 раза больше фосфора, чем обычные метапелиты (см. табл. 59). Обилие фосфора в толще может поддерживать его высокий химический потенциал в растворах при образовании подобных жил. Низкое содержание кальция и калия препятствует развитию в породах апатита и биотита, в результате чего создаются условия для появления такого редкого фосфата, как лазулит. Еще раз следует подчеркнуть, что область распространения кварц-лазулитовых жил строго ограничена рамками узкой хлоритоид-ставролитовой зоны. С одной стороны, это свидетельствует о четком контроле состава жил составом вмещающих пород, с другой — указывает на узкий температурный интервал устойчивости лазулита ($\sim 30-50^\circ$).

Таким образом, минерализация кварцевых жил в каждой из метаморфических зон соответствует по составу минералам вмещающих пород. Минералы переменного состава: плагиоклаз, хлорит, биотит — меняют свой состав от зоны к зоне так же, как соответствующие минералы вмещающих пород, почти не отличаясь от них по оптическим свойствам (см. табл. 58) и химическому составу. Однако, судя по тому, что биотит в жилах появляется не в гранат-биотитовой, а только в ставролитовой зоне, плагиоклаз жил менее кальциевый, биотиты и хлориты несколько обеднены примесями, парагенезисы жил регрессивны по отношению к парагенезисам вмещающих пород.

Чем мощнее жила, тем большую ее часть выполняет кварц. Если у мелких прожилков и обособлений широко развиты меланократовые оторочки (хлоритовые, амфиболовые, ставролитовые), то у контактов крупных жил никаких следов обогащения экзоконтактов железистыми минералами обнаружить не удастся. Изучение разрезов по породам вблизи контактов всех перечисленных разновидностей жил зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций показало, что никаких существенных изменений минерального состава на всем протяжении разрезов не происходит. Единственно, следует отметить, что линзовидные жилы кварц-карбонатного состава часто сопровождаются серией параллельных микроскопических линз,

состоящих из кварца, хлорита, турмалина и пирита в гранат-биотитовой зоне и из кварца, биотита, сфена, ортита и пирротина — в зонах амфиболитовой фации. Последние два минерала — новообразования. Однако, как будет показано далее, значимых изменений концентраций железа, серы и редких земель вблизи контактов жил этого типа не обнаруживается.

Кроме рассмотренных типов жил в породах зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и начала амфиболитовой фаций встречаются серии, пучки и скопления кварцевых жил, приуроченных обычно к зонам поздней трещиноватости и разломам. В тех случаях, когда сами метаморфические породы диафторированы, метасоматически изменены вдоль тектонических зон (мараканская зона «метасоматитов»), более поздняя природа этих жил не вызывает сомнения. Они представлены чаще всего крупными секущими, выдержанными по мощности и простираюми жилами молочного кварца, чаще всего мономинеральными, реже с турмалином (дравитом) — в мараканской зоне — или пиритом. У контактов таких жил нет следов растворения или перекристаллизации вмещающих пород. В экзоконтактах жил наблюдаются серицитизация, хлоритизация и буропшпатизация вмещающих пород от серицит-хлоритовой до ставролит-альмандиновой зоны. Состав жил одинаков во всех метаморфических зонах. Ясно, что это более поздние гидротермальные проявления, не связанные непосредственно с главным этапом метаморфизма пород.

Поскольку опробованию и изучению подвергались неизменные породы и их жилы, то на Угаханском участке жилы и зоны пиритизации, находящиеся в породах, где вновь возникает хлоритоид под воздействием Константиновского гранитоидного штока, нами не рассматривались. На Мараканском же участке на всем протяжении серицит-хлоритовой зоны породы и жилы лишены зон пиритизации и не содержат пирротина. Сульфидные выделения в виде неправильных линз и мелких пентагондодекаэдрических кристалликов пирита характерны для карбонатсодержащих пород Угаханского и Мараканского участков. В амфиболитовой фации преобладающим становится пирротин. В жилах встречаются лишь отдельные кристаллы пирита

Согласные крупные зоны пиритизации, приуроченные к крупным флексурным перегибам в зонах слабого метаморфизма серицит-хлоритовой субфации, развиты в пологих мульдах центральной части Бодайбинского синклинория (Гапон, Гапеева, 1969; Буряк, 1970). Они перекристаллизованы по трещинам кливажа осевой плоскости, но их литологическая приуроченность и всегда согласное общее положение (при секущем — за счет перекристаллизации по квиважу — положению отдельных линзочек и кристаллов пирита) свидетельствуют об осадочно-метаморфическом происхождении. Зоны пиритизации обычно ассоциируют с углистыми глинисто-карбонатными сланцами и обогащены золотом. По-видимому, обогащение это первичное, ибо именно среда, богатая железом и органическим веществом, способствует осаждению золота. Развивающиеся здесь кварцевые жилы обоих типов могут приводить к перекристаллизации пирита и пере-

распределению Au. В то же время наличие в жилах сопутствующих золотоносному пириту других сульфидов (галенита, сфалерита, блеклых руд) и положительные ореолы некоторых элементов вокруг таких жил (Поликарпочкин, устное сообщение) могут быть показателем гидротермального характера растворов и требуют детального изучения для выявления их природы и источника. Температуры образования золотоносных жил и кварц-пиритовых прожилков по данным разных авторов колеблются в пределах 230—320° (Поликарпочкин, устное сообщение) или 200—530° (Коновалов, 1972).

§ 51. ПЛАГИОКЛАЗОВЫЕ И ГРАНИТОВИДНЫЕ ПЕГМАТИТЫ АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ

За изоградой дистена количество плагиоклаза и слюд в кварцевых жилах из метапелитов существенно увеличивается и соотношение минералов приближается к пегматитовому. В породах, богатых кварцем, при этом уровне метаморфизма образуются кварцевые и мусковит-дистен-кварцевые жилы. В кварц-карбонатных жилах среди мраморов тоже появляются плагиоклаз и скаполит, а в амфиболовых породах отмечаются линзы гранат-амфибол-кварцевого и амфибол-доизит-кварцевого состава. Размеры этих жил остаются небольшими для всей дистен-альмандиновой зоны, а количество их не превышает 1—3% объема пород.

Количество и размеры плагиоклазовых пегматоидных тел у изограды дистена также незначительны. В первых пегматоидных гнездах и обособлениях биотит располагается преимущественно по периферии жил, образуя слюдитовую оторочку вокруг них, его состав находится в прямой зависимости от железистости биотита вмещающих пород. Внутренняя часть жил состоит из кварц-плагиоклазового агрегата, в котором вблизи изограды дистена преобладает кварц, а ближе к центральным частям дистен-альмандиновой зоны до 70—80% объема жил сложено плагиоклазом. В биотитовой оторочке мелких жил содержится много апатита. Плагиоклазовые пегматиты широко распространены в средней части Мамского синклиория, где помимо отдельных петробласт и послойных плагиомигматитов развиты крупные (до 20×200 — 400 м) жилы и огромные сетчатые залежи плагиоклазовых пегматитов длиной от сотен метров до 1 км. Все эти образования приурочены к гнейсовой части толщи, чаще всего имеют согласные контакты и гнейсовидную текстуру, согласную со сланцеватостью пород. Их парагенезис — кварц + олигоклаз + биотит ± мусковит — близок к ассоциациям вмещающих гнейсов, но плагиоклаз всегда представлен более богатой натрием разновидностью. Из аксессуарных минералов развиты апатит, ортит, шерл, циркон — минералы, характерные и для вмещающих пегматиты пород. Жилы, не затронутые более поздними преобразованиями, имеют обычно мелко-или среднезернистую пегматитовую структуру и не содержат полезной минерализации.

Плагноклазовые пегматиты, как правило, занимают полости отслоения в замках складок и флексурах, несравненно более крупных, чем кварцевые жилы описанных выше низкотемпературных зон. Форма пегматитовых тел гораздо сложнее и часто несет признаки пластического перемещения материала, что обусловлено высокой пластичностью гнейсо-сланцевой части толщи в условиях амфиболитовой фаши. Материал кварцевых жил составляет не более 1—3% объема толщи, а пегматитовые жилы — до 10—15% объема метаморфических пород.

На плагноклазовый состав полевошпатовой части жил внимание было обращено сравнительно недавно (Соколов, 1959; Завалишин, Чесноков, 1960; Шмакин, Куфтырева, 1964; Великославинский и др., 1963). Эти жилы рассматривались обычно как продукты метаморфической дифференциации толщи. Действительно, увеличение количества пегматитового материала к центру дистен-альмандиновой зоны сопровождается некоторым возрастанием степени метаморфизма пород, что выражается в развитии диопсида, скаполита, сфена и более основных плагноклазов (Шмакин, Макрыгина, 1969). При этом незначительно возрастает кальциевость пород и уменьшается содержание натрия, содержание Fe и Mg несколько увеличивается.

Однако безоговорочному принятию механизма метаморфической дифференциации толщи как единственного способа возникновения пегматитов противоречит ряд фактов. К ним относятся отсутствие признаков перераспределения вещества у контактов крупных пегматитовых жил и сетчатых залежей; постоянство состава диоксид- и скаполитсодержащих гнейсов на больших площадях, независимо от количества пегматитов на каждом участке толщи. В качестве реститов при образовании плагноклазовых пегматитов иногда рассматриваются и линзы крупнокристаллических гранат-амфибол-кварцевых или диоксид-скаполит-цоизитовых пород. Но количество этих линз ничтожно по сравнению с объемом плагнопегматитов, и залегают они в породах другого состава, нежели пегматиты, — в амфиболовых, диоксидовых и карбонатсодержащих гнейсах.

Плагноклазовые пегматиты достигают наибольшего развития вблизи выходов массивов гранитовидных пегматитов (пегматоидных гранитов), сложенных двуполевошпатовыми грубозернистыми породами с биотитом и мусковитом. Им присуще большое разнообразие структур — от аплитовой до крупноблоковой, но преобладают мелко- и среднезернистые пегматитовые структуры. С одной стороны, они несут признаки метасоматических образований: гранитовидные пегматиты формируются путем калишпатового замещения плагнопегматитовых мигматитов по гнейсам различного состава, содержат реликтовые метаморфические минералы (дистен, гранат, амфибол), в них удается даже проследить структуры бывших метаморфических толщ (Тимофеев, 1958). С другой — им свойственны резкие контакты с известково-силикатными породами, высокотемпературные модификации калишпата, участки аплитовой структуры и своя жильная серия — плагноклаз-калишпатовые пегматиты, т. е. признаки магматического происхождения. Такая двойственность признаков

привела к самым различным толкованиям их генезиса. Нам кажется наиболее справедливой точка зрения Б. М. Шмакина и В. М. Макагона (1969) об образовании пегматоидных гранитов путем магматического замещения с минимальным перемещением расплавов палингенного происхождения. С этих позиций плагиоклазовые пегматиты могут рассматриваться как проявление плагиомигматизации — раннего этапа гранитизации, а пегматоидные граниты — как результат следующего калишпатового этапа гранитизации. Причины специфического пегматитового характера гранитизации в мамской толще будут разобраны ниже в связи с особенностями *PT*-условий дистенового типа метаморфизма.

§ 52. ДВУПОЛЕВОШПАТОВЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Жильная серия пегматоидных гранитов представлена плагиоклаз-калишпатовыми пегматитовыми телами с различным соотношением полевых шпатов и маломощными, пересекающими их дайками аплитов и гранитов. Двуполевошпатовые пегматиты залегают в любых метаморфических породах — от дистеновых гнейсов до амфиболитов и мраморов, часто бывают секущими как по отношению к гнейсам, так и по отношению к плагиоклазовым пегматитам. В пегматоидных гранитах жильные пегматиты выглядят как зоны перекристаллизации вдоль трещин или под полого залегающими ксенолитами, но есть случаи, когда они пересекают контакты массивов, превращаясь в экзоконтакте в обычные пегматитовые тела.

Формы пегматитовых жил и их размеры очень разнообразны — линзовидные, пластинчатые, штокообразные, от нескольких метров до 1 км в длину. Наиболее полное описание и классификация форм пегматитовых жил Мамского района сделаны Г. Г. Родионовым (1959). Самые сложные из выделенных им форм (с двуполевошпатовым секущим стержнем и согласными плагиоклазовыми апофизами), по-видимому, являются результатом пересечения серии плагиоклазовых жил двуполевошпатовым пегматитом (жила 15, р. Согдиондон).

При отсутствии более поздних преобразований пегматитовые тела имеют мелко- и среднезернистые, блоковые, графические, изредка пегматоидные структуры. В незамещенных участках призальбандовых оторочек встречаются перпендикулярные контакту зональные кристаллы плагиоклаза, по всем признакам кристаллизовавшиеся из расплава (Никаноров, 1972). Об этом же свидетельствует наличие в жилах высокотемпературных калишпатов, повернутых ксенолитов, залегание жил в породах любого состава, а также тот факт, что их размещение контролируется не только пликативной, но и разрывной тектоникой.

Двуполевошпатовые пегматиты распространены на огромной площади — шире, чем плагиоклазовые пегматиты. Наблюдается пространственно-временная зональность пегматитового пояса в целом. В юго-западной и центральной частях синклинория, где концентрация

пегматитовых жил вблизи массивов пегматоидных гранитов достигает максимума, распространены преимущественно биотитовые плагиоклаз-калишпатовые пегматиты. К северо-востоку увеличивается доля мусковит-биотитовых тел и, наконец, на флангах поля большинство жил представлено гранат-мусковитовыми (северо-восток) и шерл-мусковитовыми пегматитами (юго-восток и северо-запад). По некоторым характеристикам они приближаются к редкометальным пегматитам. В. П. Васильева (1973) трактует эту зональность как вертикальную. Но гранат-мусковитовые жилы встречаются в центральной части поля, где они пересекают биотитовые двуполевошпатовые пегматиты, являясь более поздними по времени внедрения (жилы 83 и 1 соответственно Колотовского и Слюдянского месторождений и др.). Видимо, это более поздние дифференциаты магматического очага. Преимущественное расположение их по периферии поля у изограды дистена обусловлено тем, что обогащенные F и Li порции расплавов имели более низкую температуру кристаллизации и локализовались в породах более низкотемпературных метаморфических зон. Но число жил безбиотитовых пегматитов с редкометальным уклоном в Мамском районе очень невелико по сравнению с количеством тел мусковит-биотитовых и биотитовых пегматитов.

С двуполевошпатовыми пегматитами центральной части пегматитового пояса связаны мощные проявления постмагматического метасоматоза, ведущие к образованию промышленного мусковита и в зонах перекристаллизации гранитовидных пегматитовых массивов, и в плагиоклаз-калишпатовых пегматитах, и в плагиоклазовых пегматитах при пересечении их двуполевошпатовыми, и непосредственно во вмещающих породах (Шмакин, Макрыгина, 1969). Растворы являются наложенными на пегматитовые тела, парагенетически с ними связанными, ибо магматический этап становления жил отделен от постмагматического внедрением даек аплитов и гранитов, которые пересекают первичные структуры пегматитов, но подвергаются метасоматическому преобразованию вместе с ними (Макрыгина, 1971). Так что образование промышленного мусковита есть следствие магматического процесса, но, как и все крупные месторождения мусковита в мире, контролируется границами дистен-альмандиновой зоны амфиболитовой фации метаморфизма высоких давлений. Эта связь обусловлена особенностями *PT*-условий данного типа метаморфизма, которые приводят к образованию специфических метаморфогенных гранитов и будут рассмотрены ниже. Именно граниты типа пегматоидных гранитов Мамского района служат во всем мире материнскими гранитами для инъекционных тел мусковитовых пегматитов (Шмакин, 1973).

§ 53. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ И ПЕГМАТИТОВ

Минералы из жил и вмещающих пород изучены пока не полностью. Имеются материалы по составу слюд из жильных образований амфиболитовой фации и вмещающих пород, а также данные о

распространении в них фтора, редких щелочных элементов и элементов группы железа.

Слюды. Хлориты и биотиты из жил ставролит-альмандиновой и начала дистен-альмандиновой зоны удивительно близки по составу между собой и с одноименными минералами вмещающих пород. Величина железистости биотита, хлорита и мусковита в жиле определяется прежде всего составом вмещающих сланцев. Жилы и пегматоидные выделения из карбонатсодержащих сланцев с флогопитом содержат слюды и хлориты очень низкой железистости (общая железистость биотитов из жил 30—32% при $f=28\%$ у слюды в сланцах, а у биотитов из бескарбонатных пород она равна 47—57%). В ряду мусковитов из кварц-полевошпатовых жил до изограды дистена и первых пегматоидных обособлений, из гранат-мусковитовых пегматитов внешней части поля и, наконец, из мусковитоносных двуполевошпатовых пегматитов центра пегматитового поля последовательно возрастает содержание Al_2O_3 с 29—31, 33—35 до 36—37% и падает содержание SiO_2 с 48—49 до 46 и 44%. Железистость мусковита в кварцевых жилах и первых пегматитах (мигматитового типа) сильно колеблется в зависимости от состава вмещающих пород, а в метасоматических мусковитах из пегматитов с признаками магматического образования она выше при развитии мусковита по биотиту и ниже в мусковитах из кварц-мусковитового комплекса.

По составу редких элементов слюды и хлориты, с одной стороны, зависят от состава минералов вмещающих пород, а с другой — отражают общую зональность жильных полей. По содержанию Co, Ni, Cr и V хлориты и биотиты кварцевых, кварц-карбонатных и кварц-полевошпатовых жил очень близки к хлоритам из экзоконтактовых гнейсов и сланцев (табл. 60). Биотиты из карбонатных сланцев и жил, в них залегающих, почти лишены кобальта и имеют на порядок более низкое содержание никеля, по-видимому, вследствие концентрации Co и Ni в пирротине.

В парах сосуществующих хлорита и мусковита, биотита и хлорита Co и Ni идут преимущественно в хлорит (особенно для пар хлорит—мусковит из жил). Хром распределяется по всем трем минералам довольно равномерно, а ванадий концентрируется в мусковите. Скандий находится главным образом в биотитах. Содержания его варьируют незначительно и незакономерно, хотя существует тенденция к снижению концентраций в биотитах из жил по сравнению с биотитами вмещающих пород.

Прямая унаследованность в пороодообразующих минералах жил особенностей состава вмещающих пород, особенно ярко проявляющаяся в уровне концентраций Fe, Mg, Co и Ni, свидетельствует в пользу метасоматического способа образования жил.

Любопытна картина распределения фтора, бериллия и редких щелочных элементов в слюдах всех разновидностей жил и вмещающих пород. Концентрации фтора снижаются от 0,37—0,43% в биотитах из вмещающих пород ставролит-альмандиновой зоны до 0,16% в биотитах из плагиогнейсов центральной части Мамского синклинория. Содержания Li и Rb при этом тоже несколько ниже. В квар-

распределение Co, Ni, Cr, V и Sc в хлоритах и слюдах жил и вмещающих пород, г/т

Зона	Номер обр.	Порода	Минерал	Co	Ni	Cr	V	Sc	K_{Co}^P	K_{Ni}^P	K_{Cr}^P	K_V^P	K_{Sc}^P
II	M-246	Экзоконтакт кварц-мусковитовой жилы	Хлорит	35	340	140	330	6	—	—	—	—	—
	M-251	Гранат-двуслюдяные сланцы, 0,5 м	»	27	290	140	220	7,1	—	—	—	—	—
III	M-387	Кварцевая жила с хлоритом, карбонатом (15 см)	Хлорит Мусковит	25	150	100	130	—	—	—	—	—	—
	M-373	Биотит-карбонатные сланцы, экзоконтакт	Хлорит Биотит	26 15	180 90	180 260	400 530	4,5 18	1,7	2	0,6 0,7	0,3 0,75	— 0,25
IV	M-377	То же, 0,3 м	Хлорит Биотит	23 28	150 140	150 420	510 950	7,7 18	— 0,8	— 1,1	— 0,4	— 0,54	— 0,43
	554/1	Карбонат-кварцевое обособление (15×10 см)	Хлорит Мусковит	16	250	240	210	5	—	—	—	—	—
	M-325/1	Мусковит-хлорит-кварцевая жила (8 см)	Хлорит	45	400	250	210	—	45	18,2	1,0	0,4	—
	M-334	Карбонат-кварцевая жила (30 см)	Мусковит	—	22	240	550	38	—	—	—	—	—
	M-335	Биотит-карбонатные сланцы, экзоконтакт	Биотит	—	35	220	630	31	—	—	—	—	—
	M-352	То же, 0,25 м	»	—	35	180	490	30	—	—	—	—	—
	M-353	Плаггиоклазовый пегматит (0,8 м)	Мусковит Биотит	— 4	15 27	74 190	340 200	14 10	— 4	— 1,8	— 2,6	— 0,6	— —
	M-354	Биотит-карбонатные сланцы, экзоконтакт	»	3	32	140	300	20	—	—	—	—	—
	M-362	То же, 0,8 м	»	4,5	34	300	620	40	—	—	—	—	—

Примечания. 1. В графе «Порода» в скобках указана мощность жил, без скобок — расстояние до контакта. 2. K_{Co}^P — коэффициент распределения элементов в парах хлорит-биотит и биотит-мусковит (Co хлорита/Co биотита).

цевых, кварц-полевошатовых, кварц-карбонатных жилах, плаггиоклазовых и плаггиоклаз-микроклиновых пегматитах центральной части поля наблюдаются близкие содержания фтора и редких щелочей в биотитах (табл. 61). Причем в продуктах постмагматического преобразования плаггиоклаз-микроклиновых пегматитов — в мус-

Распределение фтора (вес. %), бериллия и редких щелочных элементов (г/т) в слодах из кварцевых жил, пегматитов и вмещающих пород

Зона	Число или номер обр.	Порода и минерал	F	Li	Rb	Cs	Be	Место взятия пробы	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	
<i>Биотиты (Б) и хлориты (Х)</i>									
II. Гранат-биотитовая	M-373-Б	Биотит-карбонатный сланец, экзоконтакт кварцевой жилы	0,37	470	455	80	Не	Р. Маракан	
	M-373-Х		0,022	Не	Не	Не	опр.		
III. Ставролит-гранатовая	M-387-Х	Кварц-карбонатная жила	—	146	4	—	»	»	
	M-325/1-Х		Мусковит-хлорит-кварцевая жила	—	135	5	—	»	»
IV. Дистен-гранатовая	I-ж-Х	Кварц-карбонатная жила	Не	120	—	—	»	Р. Б. Сохтаци	
	M-334-Б	То же	0,46	Не	Не	Не	»		Р. Б. Патом
	M-335-Б	Биотит-карбонатные сланцы, экзоконтакт	0,37	225	515	27	»	»	
	M-352-Б	То же, 0,25 м	0,43	210	225	25	»	»	
	M-348-Б	То же, 2,5 м	0,38	200	205	22	»	»	
	M-353-Б	Пегматит	1,80	1635	1545	170	»	Р. Б. Патом, северо-восточный фланг пегматитового поля	
	M-354-Б	Биотит-карбонатные сланцы, экзоконтакт	1,52	1450	1366	130	»	То же	
	M-362-Б	То же, 0,8 м	1,01	1120	690	110	»	»	
	Среднее (7)	Биотитовые плагиогнейсы (Б)	0,16	320	405	Не	»	Мамское пегматитовое поле, центр	
	Среднее (8)	Плагиоклазовые пегматиты (Б)	0,35	420	560	26	»	То же, Шмакии, Макрыгина, 1969	
	6358	Ортоклазовые гранитовидные пегматиты	0,52	400	536	13	<0,2	Р. Тахтыган, данные В. М. Макагона	
	6814	Микроклиновые гранитовидные пегматиты	0,48	575	790	71	<0,2	Б. Северный, данные В. М. Макагона	
IV. Дистен-гранатовая	Среднее (16)	Плагиоклаз-калишпатовые пегматиты, первичные структуры (Б)	0,41	470	700	59	4,6	Центр. часть поля, Шмакии, Макрыгина, 1969	
	5121	То же	Не	906	807	33	Не	Р. Максимиха, данные автора	
	4713	»	опр.	»	660	715	22		Месторожд. Б. Северный, данные автора
	5530	»	»	»	653	706	16	»	Месторожд. Колотовка (ж-78), данные автора
	Среднее (3)	»	0,73	500	700	77	»	»	Месторожд. Слюдянка, Шмакии и др., 1964
	Среднее (7)	»	0,40	490	710	71	»	»	Р. Согдиондон, Шмакии и др., 1964
	Среднее (5)	»	Не	530	756	64	<0,2	»	Р. Чуя, Макагон, 1969
	7530	Микроклин-гранитовидный пегматит	опр.	»	550	910	Не	<0,2	Месторожд. Мочикит, Макагон, 1969
7407	»	»	»	1000	1400	150	»	Месторожд. Камнига, Макагон, 1969	
<i>Мусковиты</i>									
IV. Дистен-гранатовая	M-372	Кварцевая жила с карбонатом	0,04	84	188	4	1,3	Р. Маракан, данные автора	
			—	61	128	—	Не	То же	
	M-387	То же	0,05	59	218	—	2,4	Р. Б. Патом, данные автора	
	M-353	Пегматит	0,33	635	700	40	19,0		То же
	3-ж(3)	Гранат-мусковит-пегматит	0,35	1347	1337		11,0	»	
	(3 сред.)		То же	0,32	58	1310	22		6,9
	7-ж	Гранат-мусковит-пегматит	0,36	352	394	840	37,0	Месторожд. Колотовка, ж-83, данные автора	
	5465	То же	Не	250	1100	28	Не	Месторожд. Мочикит, данные В. М. Макагона	
	7612	То же	опр.	98	270	1	<0,2	Р. Тахтыган, данные В. М. Макагона	
	6358	Ортоклазовый гранитовидный пегматит с биотитом	0,19						

1	2	3	4	5	6	7	8	9
	6814	Микроклиновый гранитовидный пегматит	0,18	139	760	18	He опр.	Р. Б. Северный, данные В. М. Макагона
	4713	Плагиоклаз-кальциатовый пегматит	0,14	137	394	3	1,6	То же, данные автора
	M-812	То же	0,16	100	380	14	He опр.	Месторожд. Слюдянка, данные В. М. Макагона
	M-1164	»	0,14	115	545	8	»	Р. Согдиондон, данные В. М. Макагона
	Среднее (25)	Кварц-мусковитовый комплекс	0,08	62	240	12	3,8	Центр. часть поля, Шмакин, Макрыгина, 1969
	Ж-136(2)	Зона альбитизации в пегматитах	He опр.	He опр.	150	260	27,0	Р. Максимиха, Шмакин, Макрыгина, 1969

ковитах разных стадий замещения — происходит снижение концентраций этих элементов с новым существенным возрастанием содержаний Cs и Be только на поздней щелочной стадии — альбитизации. Зато мусковиты из гранат-мусковитовых пегматитов и биотит из пегматоидной линзы в карбонатных сланцах на уровне изограды дистена (внешняя граница пегматитового поля) имеют в 3 — 4 раза более высокие концентрации F, Be, Li и Rb и в 5—8 раз повышенные концентрации цезия. По уровням содержаний F, Li и Rb они превосходят слюды из зон альбитизации пегматитов и гораздо ближе стоят к минералам редкометалльных пегматитов. Интересно, что вокруг этих жил обнаруживаются ярко выраженные ореолы повышенных содержаний перечисленных элементов в слюдах вмещающих пород (см. табл. 61). Слюды из пегматитов р. Максимихи и верховья р. Тахтыган имеют промежуточные концентрации F, Li, Rb и Cs и низкое содержание бериллия.

Карбонаты. В кварцевых жилах и вмещающих породах встречаются две разновидности карбонатов: кальциты и анкериты (сидериты в серицит-хлоритовой зоне). Состав карбонатов в жилах, сланцах экзоконтакта и неизменных породах (табл. 62) практически одинаков и определяется условиями той зоны метаморфизма, в пределах которой размещается жила. В процессе образования кварц-карбонатных жил наиболее интересным оказалось поведение стронция. Как правило, он обогащает карбонатные минералы жил. Когда в жиле присутствует только кальцит (обр. Жс), содержание Sr в нем в 5 — 6 раз выше, чем в кальците из вмещающих сланцев и в 2—3 раза выше, чем в кальците из мраморов. В том случае, когда в жиле образуются и ка-

Состав карбонатов из карбонатных пород и жил

Номер обр.	Минерал	CaO	MgO	FeO	MnO	SrO	CO ₂	Σ	Кристаллохимическая формула	Порода	Sr. Ca. ·100
18ис	Кальцит	51,44	1,47	2,35	0,32	0,52	43,90	100,0	(Ca _{0,92} Mg _{0,04} Fe _{0,03} Sr _{0,005}) _{0,995} CO ₃	Биотит-карбонатные сланцы	1,20
20ис	Анкерит	27,79	12,72	13,70	0,98	0,08	44,73	100,0	(Ca _{0,49} Mg _{0,31} Fe _{0,19} Mn _{0,01}) _{1,0} CO ₃	То же	0,35
3ж	Кальцит	53,00	0,47	0,01	0,08	2,97	44,00	100,53	(Ca _{0,96} Mg _{0,01} Sr _{0,03}) _{1,0} CO ₃	Кварц-карбонатная жилка	6,67
1ж/1	»	52,10	1,64	1,76	0,04	0,62	44,45	100,61	(Ca _{0,91} Mg _{0,04} Fe _{0,02} Sr _{0,008}) _{0,98} CO ₃	Известково-силикатные породы	1,42
1ж/2	»	52,25	1,52	1,65	0,07	0,62	43,85	99,96	(Ca _{0,93} Mg _{0,03} Fe _{0,02} Sr _{0,006}) _{0,99} CO ₃	Кварц-карбонатная жилка	1,42
1ж/3	Анкерит	29,78	16,75	7,30	0,15	0,44	44,70	99,12	(Ca _{0,5} Mg _{0,4} Fe _{0,096} Sr _{0,004}) _{1,0} CO ₃	То же	1,74
554/3	Кальцит	53,45	0,96	0,94	0,01	1,14	43,75	99,99	(Ca _{0,9} Mg _{0,02} Fe _{0,01} Sr _{0,011}) _{0,99} CO ₃	Мрамор	2,48
554/2	»	50,95	2,10	2,09	0,04	0,73	43,75	99,66	(Ca _{0,91} Mg _{0,05} Fe _{0,03} Sr _{0,007}) _{1,0} CO ₃	Перекристаллизованный мрамор	1,70
554/1	Анкерит	31,85	15,50	7,82	0,04	0,77	44,00	100,25	(Ca _{0,54} Mg _{0,36} Fe _{0,10} Sr _{0,007}) _{1,01} CO ₃	Кварц-плагноклаз-карбонатная жилка	2,85
Пж/1	Кальцит, 1 см от жилы	51,10	2,20	1,80	—	0,52	43,98	99,60	(Ca _{0,91} Mg _{0,05} Fe _{0,025} Sr _{0,005}) _{0,99} CO ₃	Известково-силикатные сланцы у кварц-хлорит-карбонатной жилки	1,20
Пж/2	То же, 10 см от жилы	51,80	1,88	1,58	—	0,52	44,00	99,78	(Ca _{0,93} Mg _{0,05} Fe _{0,02} Sr _{0,005}) _{1,0} CO ₃	То же	1,19
Пж/3	То же, 25 см от жилы	50,40	3,26	1,65	—	0,52	44,00	99,83	(Ca _{0,9} Mg _{0,07} Fe _{0,02} Sr _{0,005}) _{0,995} CO ₃	»	1,22

льцит, и анкерит, эта разница менее заметна или отсутствует для кальцита (обр. 1ж/1 и 1ж/2), но зато сосуществующий анкерит в 7—8 раз богаче Sr, чем анкерит сланцев (обр. 1ж/3). Перераспределение Sr в жильный анкерит еще более наглядно проявляется в серии образцов 554/1—3, взятых из одного прослоя мрамора в 10 и 3 см от контакта и в самой кварц-анкерит-плаггиоклазовой линзе. Кальцит мрамора, перекристаллизованный у контакта с линзой, теряет третью часть стронция, а анкерит необыкновенно (для этого минерала) богат им. С другой стороны, образование кальцит-хлорит-кварцевой линзы в известково-силикатных породах никак не повлияло на содержание стронция в кальцитах из них (обр. Пж/1—3).

Как показывают эксперименты и данные о содержании стронция в разновозрастных кальцитах, концентрации порядка 0,5—1% Sr и выше очень редки даже в современных кальцитах и тем более не должны встречаться в протерозойских осадочных породах, где средние содержания Sr в кальцитах колеблются от 0,02 до 0,10% (Бонч-Осмоловская, 1967). Из названной работы также следует, что из современной морской воды карбонат кальция в форме кальцита может выпадать только при величине отношения $Sr/Ca \cdot 100$ в растворе порядка 3,0, что соответствует величине отношения в осадке 0,88. Более высокие значения отношения вызывают одновременную садку кальцита и арагонита, а при значениях $Sr/Ca \cdot 100 = 6—8$ в осадке кристаллизуется только арагонит. Стронцианит изоструктурен с арагонитом, и высокое значение $Sr/Ca \cdot 100$ в растворе способствует садке арагонита даже при прочих неблагоприятных условиях. Высокое содержание Sr и большие значения $Sr/Ca \cdot 100$ в карбонатах из пород и жил жуинской свиты Патомского нагорья, нехарактерные для древних образований, заставляют предполагать либо аномально высокое содержание Sr в водах, из которых кристаллизовались карбонаты, либо более позднее эндогенное заражение региона Sr. В первом случае должны были выпадать в осадок смеси кальцита и с арагонитом, а в жилах кристаллизоваться арагонит. Структура арагонита благоприятна для вхождения крупных ионов, более того, присутствие в арагоните значительного количества стронция должно способствовать его устойчивости.

Рентгенограммы, выполненные Г. Г. Афонинной, только для образца 1ж/1 подтвердили наличие смеси кальцита и арагонита. Образцы 3ж и 554/3, содержащие 2,97 и 1,14% Sr, по рентгеновским данным представляют собой чистые кальциты. Возможно, кристаллизовавшийся в начале в виде арагонита минерал испытал позднее структурную перестройку с выделением Sr в самостоятельную фазу — стронцианит, тонко рассеянную в решетке кальцита и не диагностируемую из-за низкого содержания. Растворы, формировавшие жилы, должны были быть богаты Sr, так как даже анкериты имеют резко повышенные концентрации стронция. Карбонат-кварцевые жилы и при небольших содержаниях карбоната характеризуются высокими концентрациями Sr — до 0,02—0,04% на массу жилы. Кварц-полевошпатовые жилы его практически не содержат.

Таким образом, первично высокие содержания стронция в карбонатах жуинской свиты определяются либо условиями осадконакопления, либо повышенным кларком Sr в регионе. Увеличение концентраций Sr в жильных карбонатах, скорее всего, вызвано тем, что в условиях богатой стронцием толщи растворы, формировавшие жилы, обогащались Sr, а снижение давления в жильных полостях способствовало образованию карбонатов, насыщенных крупными катионами.

§ 54. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ И ПЕГМАТИТОВ

Кварц-плагиоклазовые гнезда и небольшие (мощностью до 1—3 м) жилы плагиоклазовых пегматитов имеют оторочки апатит-биотитового и апатит-плагиоклаз-биотитового состава, аналогичные хлоритовым, амфиболовым и ставролитовым оторочкам кварцевых жил из низкотемпературных зон. Сравнение состава конкретных мелких жил и их оторочек с вмещающими породами, а также среднего состава плагиоклазовых пегматитов со средним составом гнейсовой части мамской толщи показывает, что различия сводятся к 3—4-кратному обогащению пегматитов натрием, увеличению в них концентраций SiO_2 и Al_2O_3 при выносе большей части FeO, MgO, CaO, TiO_2 и K_2O (табл. 63). При образовании пегматоидных обособлений и мелких пегматитовых жил, так же как гнезд и линз альбит-хлорит-кварцевого и кварц-хлорит-карбонатного состава, имеет место перераспределение FeO, MnO, MgO, CaO, TiO_2 и K_2O . Вынос этих окислов из жильного тела сопровождается обогащением ими в 2—7 раз по сравнению с исходным содержанием меланократовой оторочки, где они фиксируются в составе хлорита, биотита, апатита или амфибола. Однако привнос кремния при образовании кварцевых жил (а он отмечается в породах любого состава) или кремния с натрием при формировании пегматитов не приводит к понижению их содержаний в экзоконтакте. Это проверено при изучении многих разрезов у контактов кварцевых жил в разных метаморфических зонах и различных породах (рис. 62). Особенно ощутим привнос натрия при образовании мелких жил пегматитов (5,7% Na_2O в пегматите, 3,1% — в оторочке, 2,8% — в неизмененных вмещающих гнейсах).

Вблизи крупных кварцевых и пегматитовых жил вмещающие породы не несут следов значимого обогащения FeO, MnO, MgO и CaO и обеднения Na_2O и SiO_2 . Эти наблюдения свидетельствуют о том, что при образовании значительных по объему жильных тел происходит не обычная метаморфическая дифференциация вещества на месте, а существенное перемещение его в пространстве. Об источнике кремния и натрия судить трудно, так как для образования всей массы пегматитов достаточно понижения концентрации Na_2O в породах дистен-альмандиновой зоны всего на 0,4—0,6%, что при фациальной изменчивости пород и существующей точности анализов установить невозможно. В еще большей степени это относится к кремнию.

Состав гнейсовой части мамской толщи и плагиоклазовых пегматитов Мамского пегматитового поля

Порода	Процент от мощности толщи	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.
Биотитовые гнейсы	20	69,10	0,64	14,00	0,88	4,40	0,07	2,52	2,36	1,86	2,67	1,79
Гранат-биотитовые гнейсы	17	65,00	0,85	15,10	0,92	6,05	0,14	3,12	2,44	1,47	2,98	1,27
Биотит-скаполитовые гнейсы	15	59,20	0,77	15,40	1,52	5,05	0,06	4,05	5,42	1,00	3,36	2,72
Дистен-гранат-двуслюдяные гнейсы	25	63,30	1,00	19,25	0,88	6,54	0,15	2,65	0,86	0,71	2,73	1,45
Средний состав гнейсовой части толщи		64,40	0,83	16,20	1,00	5,61	0,11	3,01	2,53	1,23	2,90	1,76
Плагиоклазовые пегматиты (сред.)		70,09	0,05	19,14	0,39	0,62	0,01	0,61	2,72	4,90	1,33	0,40
Расчетный состав биотитовой оторочки (перераспределение)		58,0	1,55	13,0	1,6	10,6	0,21	5,40	2,33	0,0	4,50	3,0
Конкретный плагиопегматит		70,5	0,06	18,50	1,37*	—	0,02	0,22	1,61	5,67	2,04	0,40
Его биотитовая оболочка		60,3	1,50	15,05	7,88*	—	0,08	3,72	2,38	3,10	4,68	2,50
Плагиоклаз-калишпатовые пегматиты (сред.)		70,17	0,08	17,75	0,08	0,90	0,03	0,42	1,24	2,14	6,40	1,34

Примечание. Состав гнейсов и их содержание в толще приведены по средним данным отчетов И. И. Кремлякова 1963 г. и Н. А. Львовой 1958 г., средний состав плагиопегматитов указан по работе Б. М. Шмакина и В. А. Макрыгиной (1969). Звездочкой отмечены определения суммарного железа.

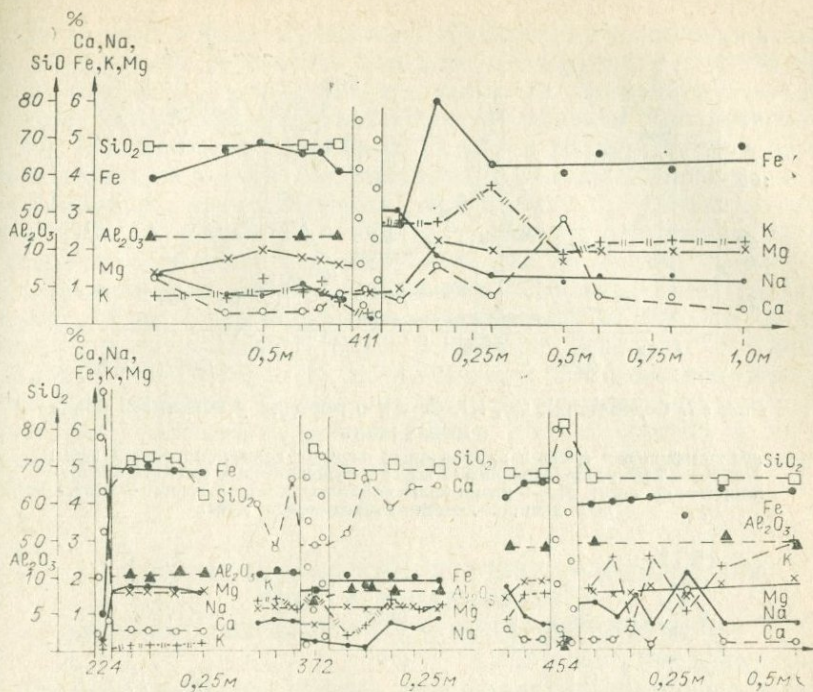


Рис. 62. Состав вмещающих пород в экзоконтактах кварцевых жил.

411 — кварцевая жила в серицит-хлоритовых сланцах ас; 224 — то же, в двуслюдяных сланцах гранат-биотитовой зоны; 372 — альбит-мусковит-кварцевая жила в бурожшатовых сланцах п, биотит-хлоритовой зоны; 454 — кварц-полевошпатовая жила в гранат-биотитовых сланцах с дистен-альмандиновой зоны.

Редкие элементы ведут себя аналогично петрогенным. Вынос из пегматитовых тел Co, Ni, Cr, V, Zn, а из кварцевых жил Rb, Ba, Sr, Sn и других компенсируется увеличением их содержания в оторочках мелких жил, но вблизи крупных тел значения не отличаются от фоновых (рис. 63, 64). Следовательно, если мелкие жильные обособления формируются путем дифференциации вещества метаморфических пород на месте, то перенос материала при образовании крупных жильных тел имеет значительные масштабы. Скорее всего, такая разница обусловлена преобладанием диффузионного способа переноса вещества над инфильтрационным в случае формирования петробласт и мелких жил и преимущественной роли инфильтрации с выносом вещества за пределы рассматриваемой системы при образовании крупных кварцевых и плагиопегматитовых жил.

Несколько особняком стоят кварц-карбонатные жилы. В них существенную роль играют карбонаты, составляя от 10 до 50%. Поэтому в зависимости от состава карбонатов такие жилы бывают обогащены по сравнению с вмещающими породами Mn и Ca при наличии анкерита или кальцита и Sr, содержание которого в карбонатах жил высокое в связи с образованием их при более низком давлении.

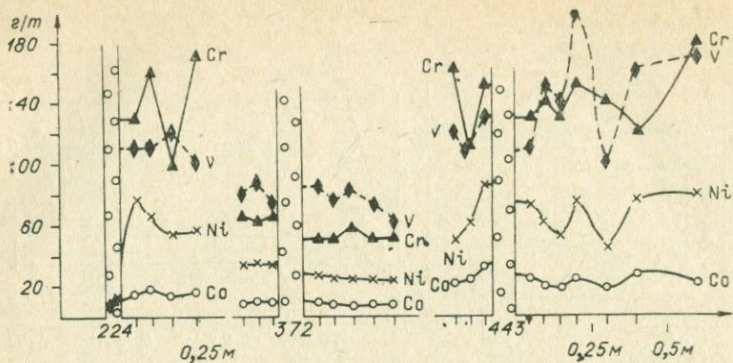


Рис. 63. Содержания Co, Ni, Cr и V в породах у контактов кварцевых жил.

224 — кварцевая жила в двуслюдяных сланцах гранат-биотитовой зоны; 372 — альбит-мусковит-кварцевая жила в буропшатовых сланцах биотит-хлоритовой зоны; 443 — кварц-полевошпатовая жила в гранат-биотитовых сланцах дистен-альмандиновой зоны.

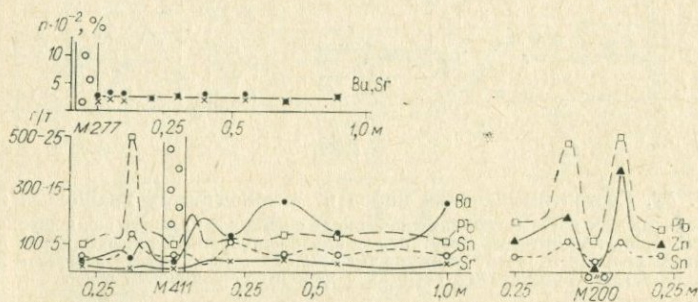


Рис. 64. Содержания редких элементов в породах у контактов кварцевых жил.

M277 — кварцевая жила в углистых кварцитах; M411 — то же, в серицит-хлоритовых сланцах; M200 — плагиоклаз-кварцевая линза в гранат-биотитовых сланцах.

Кварцевые, кварц-диопсидовые и кварц-карбонатные жилы часто обогащены серебром (до $0,2-6 \cdot 10^{-4}\%$), особенно в зонах зеленосланцевой фации. При наличии сульфидов в жилах наблюдаются повышенные содержания Ni (с увеличением отношения Ni/Co от 1 в пустых жилах до 10—15 в сульфидсодержащих), Mo, Pb, Zn.

По составу гранитовидные пегматиты отличаются от плагиоклазовых высокими содержаниями Si, K, Ba, Rb, Pb, цериевых редких земель и более низкими концентрациями Ca, Na, Li, Sr, Be и иттриевой группы редких земель. По геохимической сущности и по взаимоотношениям минералов образование гранитовидных пегматитов представляет собой процесс калиевого метасоматоза с развитием ортоклаза по олигоклазу плагиомигматитов и минералам метаморфических пород. В жильных биотит-двуполевошпатовых незамещенных пегматитах тенденция к обогащению K и сопутствующими ему Rb, Ba, Pb усиливается, хотя возрастает и содержание Be.

Пегматиты со спессартиновым гранатом и зеленым мусковитом, развитые по периферии Мамского пегматитового поля, встречаются изредка в центральной его части. По сравнению с незамещенными биотит-двуполевошпатовыми пегматитами они обогащены Na, Rb, Li, F, обеднены K и Ba (в 16 раз), в 10 раз богаче Be. В отношении редких земель для них характерно увеличение роли иттриевой группы редкоземельных элементов (ΣY). Величина отношения $\Sigma Ce/\Sigma Y$ снижается с 8,2 в биотитовых пегматитах до 2,7 в гранат-мусковитовых. Следовательно, как по составу минералов, так и по валовому составу данный тип пегматитов имеет редкометалльный уклон. Более подробно геохимические особенности гранитовидных и двуполевошпатовых пегматитов освещены в работах В. М. Макагона (1969, 1971). Б. М. Шмакин (1973) неоднократно отмечал, что наиболее характерная черта геохимии мусковитовых пегматитов — высокие содержания Ba и Rb в пегматитах и их калиевых минералах вследствие формирования в условиях высоких давлений.

§ 55. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЖИЛ И ЗОНАЛЬНОСТИ ДИСТЕН-СИЛЛИМАНИТОВОГО ТИПА МЕТАМОРФИЗМА

Из главы четвертой следует, что метаморфическая зональность, к которой приурочены описываемые жильные тела, формировалась в условиях повышающихся от периферии к центральной части Мамского синклинория и от центра к периферии Бодайбинского синклинория температур и давлений. Пределы изменений *PT*-условий метаморфизма толщи — от 350 до 700°C и от 4 до 8—10 кбар общего давления. Отличаются ли от них условия формирования жильных образований, приуроченных к различным фациям метаморфизма?

Изучением условий формирования мусковитовых пегматитов Мамского пояса методами геотермобарометрии в течение ряда лет занимался В. М. Макагон (1969, 1971). Дополнив путем совместной с ним работы эти данные цифрами по жидким включениям из кварцевых жил низкотемпературных зон, мы получили некоторые представления об эволюции *PT*-условий образования всей жильной серии.

Отличительная особенность кварца кварцевых жил и пегматитов из метаморфических пород дистен-силлиманитовой фациальной серии — наличие в нем жидких двухфазных включений, состоящих существенно из водного раствора и жидкой углекислоты, иногда с тем или иным количеством твердых фаз. Температура по жидким включениям такого типа может быть определена только до критической точки CO_2 . В условиях высокого давления CO_2 температура оказывается резко заниженной, и приходится определять ее косвенными методами, зато по плотности CO_2 можно рассчитать давление летучих в момент образования кварца (Макагон, 1971).

Температура гомогенизации жидких включений и давление ле-

тучих в жилах из серицит-хлоритовой зоны составляет 290°C и 2 кбара, а в жилах из ставролит-альмандиновой зоны — 360°C и 4 кбара. Для пегматитов Мамского поля В. М. Макагон (Макагон, 1971) приводит следующие данные (температура определялась по минералогическим термометрам, а давление — по плотности углекислотных включений): плагиоклазовые пегматиты формировались при температуре 550—650°C и давлении 5—7,5 кбар, а *PT*-условия образования массивов гранитовидных пегматитов и магматических плагиоклаз-микроклиновых жил составляли 650—700°C и 6—8 кбар. Таким образом, так же, как и в самой метаморфической зональности дистенового типа, при формировании сопровождающих ее жил наблюдается возрастание температуры и давления с увеличением степени метаморфизма вмещающих пород. Приуроченность жильных образований к трещинам, более низкие *PT*-условия формирования и регрессивный характер парагенезисов кварцевых жил свидетельствуют о том, что кварцевые жилы со всей их разнообразной минерализацией и плагиоклазовые пегматиты формировались на регрессивном этапе метаморфизма, когда даже незначительное падение давления в трещинах приводило к резкому возрастанию растворяющей способности воды, отделившейся на прогрессивном этапе. Причем формирование жил происходило как путем механизма метаморфической дифференциации (при образовании мелких жил и пегматондных петробласт), так и путем инфильтрации водно-углекислотных растворов из более глубоких горизонтов с осуществлением кремниевого и кремне-натриевого метасоматоза при образовании крупных кварцевых жил и плагиоклазовых пегматитов и мигматитов.

Однако формирование жил следовало непосредственно за главным этапом метаморфизма, так как жилами преимущественно заполняются трещины отслоения и замковые части складок. Резкого снижения температур и давлений в момент образования жил не происходит, поэтому в кварцевых жилах наблюдается дистен, а не андалузит, хотя на месторождениях хрусталеносных пегматитов отмечается возникновение андалузита и силлиманита в кварцевых жилах из дистенсодержащих сланцев (Никитин и др., 1971).

Как уже указывалось (Макагон, 1973; § 21), разница в давлениях различных фациальных типов метаморфизма создается главным образом вследствие разного давления летучих компонентов. Изучение включений подтверждает высокое давление летучих в породах высокотемпературных зон дистен-силлиманитового типа метаморфизма и преобладающую роль в составе летучих H_2O и CO_2 . Высокое давление сохраняется и в жильных образованиях дистен-альмандиновой зоны, что свидетельствует о наличии тектонических условий, препятствующих массовому уходу летучих компонентов даже на регрессивном этапе метаморфизма дистен-силлиманитового типа. Высокое содержание летучих (H_2O и CO_2) в дистеновых сериях обеспечивает полную раскристаллизацию пород на прогрессивном этапе метаморфизма и образование пегматитовых структур в плагиомигматитах.

В условиях высоких давлений воды должна значительно снижаться температура начала плавления пород. Однако признаки переплавления пород на месте можно обнаружить только в центре Мамского синклиория. Видимо, высокое парциальное давление углекислоты в метаморфической толще значительно повышает температуру плавления пород относительно систем с H_2O и F или с H_2O , для которых появление расплавов отмечается соответственно уже при температурах 550 и 650° (Jahns, Burnham, 1958; Wyllie, Tuttle, 1961; Глюк, Анфилов, 1973). На важную роль углекислоты при формировании мусковитовых пегматитов уже указывалось в работах В. М. Макагона (1969). По экспериментальным данным (Wyllie, Tuttle, 1959), растворимость CO_2 в расплаве на порядок ниже, чем H_2O . Следовательно, появление анатектического расплава в толщах с высоким давлением H_2O и CO_2 должно приводить к перераспределению этих компонентов между расплавом и флюидной фазой вмещающих пород с выделением CO_2 в поровые растворы метаморфических пород. Соответственно в метаморфических породах будет возрастать P_{CO_2} по сравнению с P_{H_2O} . Образовавшиеся в этих условиях расплавы насыщены углекислотой и водой, содержание которой должно быть высоким, так как в условиях большого давления летучих растворимость H_2O в расплаве повышается (Кадик и др., 1971). Насыщенность углекислотой, как указывают А. А. Кадик и О. А. Луканин (1973), приводит к тому, что расплав начинает кипеть при гораздо более высоких давлениях, чем расплав, не содержащий CO_2 . Поэтому достаточно небольшого снижения внешнего давления, чтобы произошло вскипание и отделение летучих от расплава, образовавшегося в очагах палингенеза при метаморфизме дистен-силлиманитового типа.

Высокое давление флюида во включениях из магматических плагиоклаз-калишпатовых пегматитов и их пегматитовые структуры свидетельствуют о том, что сформировавшие их расплавы были насыщены летучими и отделились от очагов палингенеза до кипения расплава. Последующее снижение внешнего давления в условиях высокого P_{CO_2} привело к вскипанию расплава и отделению большого количества воды и углекислоты. Этот процесс имел важные последствия, определившие и структурные особенности пегматитов, и их мусковитовую специализацию. Он обусловил незначительное перемещение крупных масс расплава от очагов палингенеза, что характерно для массивов гранитовидных пегматитов (пегматоидных гранитов); им же вызвано большое разнообразие структур гранитовидных пегматитов — от аплитовых до пегматитовых. Дегидратацией расплава можно объяснить и образование даек «сухих» аплитов и гранитов.

Обилие постмагматических углекислотно-водных растворов обеспечило перекристаллизацию и метасоматоз, широко проявленные в Мамском пегматитовом поле, и, главное, интенсивный гидролиз полевых шпатов в гранитовидных, плагиоклазовых и плагиоклаз-калишпатовых пегматитах, который привел к образованию промышленного мусковита.

Таким образом, дистен-силлиманитовый тип метаморфизма сопровождается в начале регрессивного этапа формированием в низкотемпературных фациях существенно кварцевых жил, почти изофациальных с вмещающими породами и образующихся в результате кремниевого метасоматоза вследствие деятельности растворов, отделившихся на прогрессивном этапе. В условиях амфиболитовой фации для этого типа метаморфизма характерен особый вид гранитизации — образование плагноклазовых пегматитов и пегматоидных гранитов (гранитовидных пегматитов), соответствующих плагио- и калищатовым мигматитам, — явление, специфическое именно для дистен-силлиманитового типа метаморфизма и обусловленное высокими давлениями летучих компонентов в высокотемпературных зонах. Важный момент — скачкообразное повышение температуры на этапе калищатовой мигматизации пород с развитием ортоклазосодержащих парагенезисов в поле устойчивости мусковита и дистена. Объяснение этому, вероятно, следует искать в привносе тепла и калиевых высокотемпературных растворов из глубинного источника.

ЖИЛЬНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ И ГРАНИТИЗАЦИЯ ПОРОД АНДАЛУЗИТ-СИЛЛИМАНИТОВОГО ТИПА МЕТАМОРФИЗМА

§ 56. РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД ЧУЙСКОЙ СЕРИИ

Явления гранитизации наиболее характерны для андалузит-силлиманитового типа метаморфизма и изучаются на примере чуйской серии Северо-Байкальского нагорья. В бассейне р. Брамьи, левого притока р. Большой Чуи, чуйская серия представлена пачками светлых кварцито-гнейсов, полосчатых гнейсов с тонким чередованием аркозовых, биотитовых, эпидот-амфиболовых и гранат-амфиболовых гнейсов и сланцев; далее на северо-запад развиты эпидот-биотитовые гнейсы, которые сменяются мощным горизонтом аркозовых гнейсов с прослоями амфиболовых, диопсид-амфиболовых, гранат-кордиеритовых и биотит-силлиманитовых гнейсов. В верховье Правой Брамьи среди гранитизированных пород встречаются линзы и островки амфиболитов и биотит-гиперстеновых гнейсов (рис. 65). Породы имеют преимущественное простирание СВ 20—35° и падение ЮВ под углом 20—50°.

В толще развита метаморфическая зональность, причем границы зон практически совпадают с простиранием пород. В пачке полосчатых гнейсов и кварцито-гнейсов, примыкающих к тектоническому шву с мамской толщей, развиты следующие ассоциации пород, отвечающие амфиболитовой фации метаморфизма: эпидот — биотит — андезин — кварц, амфибол — гранат — андезин — кварц, амфибол — биотит — андезин — кварц, биотит — микроклин — мусковит — олигоклаз — кварц и т. д. В этой зоне, к сожалению, мы не встретили пересыщенных глиноземом пород. Но М. М. Мануйлова и Б. В. Петров отметили прослой пород, содержащих андалузит и кордиерит (устное сообщение). Изограду их провести очень трудно, ибо в большинстве пород эти минералы не могут образоваться. Зона с прослоями андалузит-кордиеритовых гнейсов, эпидот-биотит-плаггиоклазовых и гранат-биотит-плаггиоклазовых пород сменяется силлиманит-мусковитовой зоной, для которой типичны гнейсы и сланцы с андезином, ставролитом, силлиманитом и кордиеритом, а в аркозовых гнейсах развиты ассоциации микроклина с мусковитом и биотитом.

В следующей, силлиманит-ортоклазовой зоне исчезают ставролит и мусковит и кое-где в силлиманитовых гнейсах (их здесь

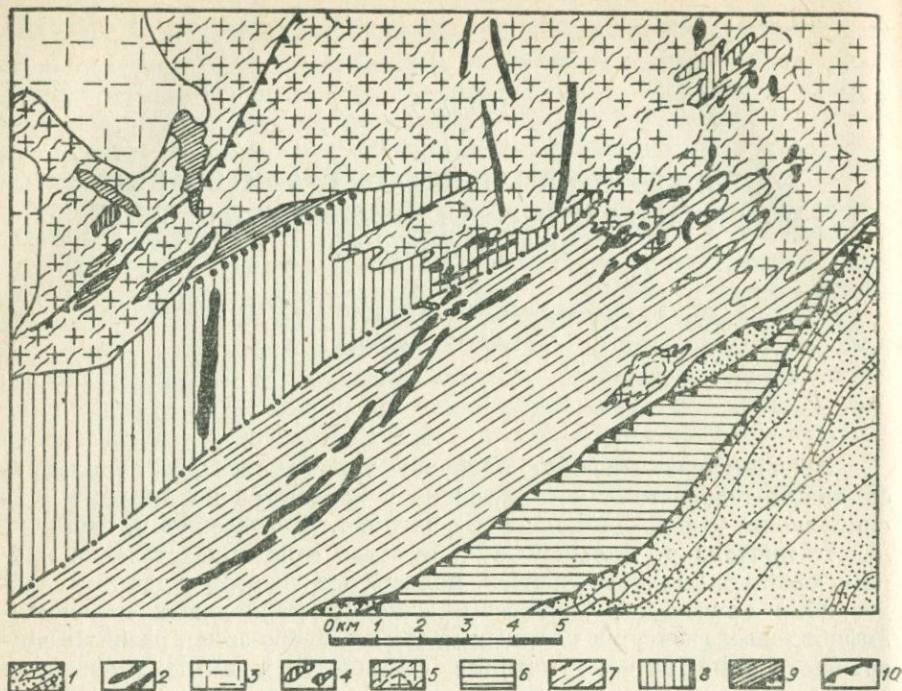


Рис. 65. Геологическое строение участка по р. Брамье с широким развитием процессов мигматизации.

1 — мамская серия (Pt_2); 2 — дайки основных пород (Pt_2); 3 — чуйские граниты (Pt_2); 4 — пегматиты (Pt_{1-2}); 5 — гранито-гнейсы и мигматиты (Pt_{1-2}); 6—9—отложения чуйской серии (А — Pt_1); 6 — андалузит-кордиеритовая зона, 7 — мусковит-силлиманитовая зона, 8 — силлиманит-ортоклазовая зона, 9 — гиперстеновая зона и изограда гиперстена; 10 — зоны крупных тектонических нарушений.

очень мало) появляется ортоклаз. В верховье Правой Брамьи среди поля мигматитов сохранились участки пород, метаморфизованных в условиях гиперстеновой субфации гранулитовой фации — амфиболиты *а*, биотитовые *б* и биотит-гиперстеновые гнейсы *кр*. Ширина двух средних зон не превышает 3—4 км. Наличие в породах ассоциаций с андалузитом, кордиеритом, силлиманитом и отсутствие дистена свидетельствуют о том, что метаморфизм пород протекал в условиях промежуточных низких давлений, характерных для андалузит-силлиманитовой фациальной серии.

В данном случае, когда изограды конформны простиранию пород, очень трудно доказать наличие или отсутствие достоверных изменений в составе пород с возрастанием степени метаморфизма, можно лишь говорить о тенденциях в изменении содержания некоторых элементов в одноименных породах. О них пойдет речь ниже при рассмотрении химической направленности процесса гранитизации. Здесь же для выявления специфики данного типа метаморфизма проводится сравнение биотитов и амфиболов низов гранулитовой

фацции — верхней части амфиболитовой фацции (около 700°C) с близкими по температуре образования минералами из сходных по парагенезисам и составу пород дистен-альмандиновой зоны метаморфизма высоких давлений.

Наиболее удачны для сравнения состава амфиболов двух фацциальных серий амфиболовые плаггиогнейсы и амфиболиты группы *n* в дистеновом типе метаморфизма и группы *a* в андалузитовом типе. Амфиболиты группы *n* из наиболее высокотемпературной части дистен-альмандиновой зоны (около 650°) содержат высокоглиноземистый амфибол чермакит-паргаситового типа (см. табл. 16). Амфиболиты группы *a* состоят на 45—55% из обыкновенной роговой обманки (см. табл. 65). Те и другие амфиболы имеют близкие содержания SiO_2 (43,8—44,8%) и MgO (10,8—12%). Для тех и других характерно низкое содержание воды, которое компенсируется не столько фтором, сколько кислородом. У амфиболов пород группы *a* пределы колебаний величин показателей преломления узки: $N_p=1,648—1,651$, $N_g=1,673—1,677$. Показатели преломления амфиболов пород группы *n* варьируют в более широких пределах, перекрывая указанные значения в большую и меньшую сторону (см. § 16).

Главные различия двух групп амфиболов заключаются в следующем: в 2 раза более низкое содержание Al_2O_3 в амфиболах из пород чуйской серии *a* и значительно более высокие концентрации TiO_2 и железа, особенно трехвалентного, а также K_2O и CaO в амфиболах андалузитового типа метаморфизма. При расчете кристаллохимических формул обнаружилось, что у чуйских роговых обманок Al либо вообще не входит в группу октаэдрических катионов, либо входит в небольшом количестве (от 0,09 до 0,37 формульных единиц (ф. е.), а его место занимают Ti^{4+} и Fe^{3+} . В амфиболах из пород дистенового типа метаморфизма количество Al^{VI} достигает 1—1,5 ф. е. Железистость роговых обманок в чуйской серии составляет 51—60% в гранулитовой и 85% в амфиболитовой фацции, в патомских же амфиболах — только 39%. В амфиболитах группы *n* содержится небольшое количество граната, и хотя это самый низкий по железистости гранат всех изученных пород бодайбинской серии, он может в некоторой степени влиять на снижение железистости амфиболов. Содержания Al_2O_3 и $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$ в породах того и другого региона близки: 13,5—14,5 и 7—6,5% соответственно. Так что значительное снижение глиноземистости и повышение железистости амфиболов чуйской серии не может быть обусловлено ни составом пород, ни разницей парагенезисов (они близки), ни серьезным различием в температурах образования. Следовательно, можно считать, что именно разница в давлениях служит причиной высокой глиноземистости амфиболов из пород дистен-силлиманитового типа метаморфизма и низкой глиноземистости (высокой железистости) амфиболов в андалузит-силлиманитовом типе метаморфизма.

Сравнить таким же образом составы биотитов не представляется возможным, так как нет биотитовых пород со сходными парагенезисами других магнезиально-железистых минералов или отсутствием их в том и другом типе метаморфизма. Биотиты есть почти

во всех породах изученного участка чуйской серии, и состав их очень разнообразен. В них в широких пределах колеблются содержания Al_2O_3 (14,5—19,2%), ΣFe_2O_3 (от 15 до 22,5%), MgO (от 5 до 14,43%). Самая низкая железистость и глиноземистость у биотитов из биотитовых гнейсов *б* и из амфиболовых гнейсов *а* (в отдельных прослоях они содержат биотит). Наиболее высокая глиноземистость в сочетании с большим содержанием железа свойственна биотитам из гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовых гнейсов (*бз*) и гранат-гиперстен-биотитовых гнейсов (*кр*). Биотитам из всех пород свойственна очень высокая железистость, достигающая 73,8% в гранулитовой и 86—89% в амфиболитовой фации (не ниже 57%). Самые железистые биотиты характерны для аркозовых гнейсов (*ар*), что обусловлено чрезвычайно низким содержанием MgO и биотита в породах, так что даже присутствие граната в парагенезисе с биотитом не может существенно снизить его железистость. Для биотитов из биотит-амфиболовых гнейсов, биотитовых и гранат-гиперстен-биотитовых гнейсов (речь идет только о породах, не затронутых процессами гранитизации) выдерживается прямо пропорциональная зависимость между величиной Nm и общей железистостью. Однако наиболее железистые биотиты из силлиманит-гранат-биотитовых и аркозовых гнейсов имеют аномально низкие показатели преломления (см. рис. 7). Да и для всех биотитов из пород чуйской толщи соотношение величины Nm и железистости необычно: при нанесении точек на диаграмму зависимости $Nm - f_{общ}$ (Ушакова, 1971) все они ложатся гораздо выше прямой уравнения одномерной регрессии, выведенного на основании 388 анализов и замеров Nm биотитов метаморфических пород. Судя по этому графику, биотиты с подобной величиной железистости должны были бы иметь более высокий показатель преломления. Ни один из обычных компонентов не дает объяснения этому факту, так как высокие содержания в биотитах TiO_2 , FeO и низкие MgO , напротив, должны повышать показатель преломления. Биотиты содержат от 0,33 до 0,5—0,6% F , который может снижать величину Nm . Однако средние содержания F в биотитах из пород бодайбинской серии (0,3—0,45%) соизмеримы с ними, хотя те имеют более низкую железистость и соответствующие ей показатели преломления. Но и там имеются случаи неоправданно низких величин Nm при высокой железистости биотитов. Б. В. Петров предположил (см. § 12), что причина здесь кроется в присутствии в биотите оксония, который резко снижает показатель преломления.

Вернемся к сравнению биотитов двух фациальных серий метаморфизма. Мы видим, что биотиты из неизмененных пород амфиболитовой и начала гранулитовой фаций андалузит-силлиманитового типа из любых парагенезисов имеют более высокую железистость при близких содержаниях железа в породе, более низкую глиноземистость и более высокое содержание титана, чем любые биотиты из пород дистен-силлиманитового типа метаморфизма. Эти данные и материалы по амфиболам позволяют достаточно уверенно говорить, что главная причина наблюдаемых различий заключается в разном давлении при образовании двух изученных серий метаморфических

пород. Кроме того, амфиболы дистенового типа метаморфизма содержат существенную долю паргаситовой составляющей, а чуйские амфиболы бедны Na_2O , но богаче калием. Замена в минералах $\text{K}^+ \rightarrow \text{Na}^+$, а $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Al}^{3+}$, т. е. меньшими по объему катионами, должна происходить в условиях повышения давлений при прочих равных условиях (Щербина, 1971). По-видимому, низкими давлениями обусловлено малое количество граната в породах чуйской серии на исследованном участке. Его железистость варьирует от 87 до 99% и мало отличается от железистости гранатов из пород дистен-силлиманитовой фацальной серии, поэтому в породах чуйской серии наблюдается иное соотношение железистости сосуществующих гранатов и биотитов из фаций двух типов метаморфизма, близких по температуре, но различных по давлению. Гранат, обычно имеющий наиболее высокую железистость среди сосуществующих минералов, в породах чуйской серии близок по величине железистости биотиту. Вероятно, причина кроется в достижении предела насыщения граната в отношении железистости. В метаморфической зональности дистенового типа с возрастанием давления и температуры при постоянном составе пород растет количество и магнезиальность гранатов.

§ 57. НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ЖИЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ И ГРАНИТИЗАЦИЯ ПОРОД ЧУЙСКОЙ И ХАМАРДАБАНСКОЙ СЕРИЙ

В отличие от зональности дистенового типа, богатой жильными проявлениями, процесс жилообразования в чуйской серии подавлен. В низкотемпературных зонах — андалузит-кордиеритовой и мусковит-силлиманитовой — кварцевые прожилки и пегматитовые жилы очень редки. Поэтому для сравнения мы привлекли материал по жилам, приуроченным к метаморфической зональности того же андалузит-силлиманитового типа, развитой в породах хамардабанской серии. Изучение этого района начато недавно. Здесь развита метаморфическая зональность, секущая по отношению к простиранию пород, со сменой зон от биотит-хлоритовой до ортоклаз-силлиманитовой. Жильная фация богаче, чем в зональности чуйской серии, и представлена полным набором — от кварцевых жил и разнообразных пегматитов до гранитных мигматитов. Кварцевые, кварц-альбитовые, кварц-кальцитовые с оторочками хлорита и биотита жилы низкотемпературных зон — биотит-хлоритовой и гранат-биотитовой — по составу и морфологии близки к жилам дистенового типа. В андалузит-ставролитовой зоне очень широко распространены андалузит-плагноклаз-кварцевые жилы с мусковитом и без него. Вокруг небольших жил наблюдаются меланократовые оторочки из ставролита, граната, биотита.

Газово-жидкие включения в кварце, андалузите и кальците из жил различных метаморфических зон чаще всего бывают одно-

фазными — газовыми, водными или углекислотными. Реже встречаются двухфазные включения, состоящие из водного раствора и в меньшей степени жидкой углекислоты. В. В. Хлестов, изучавший состав включений в андалузите из жил этого района (Долгов, 1970), отмечает, что среди газовых включений преобладают азотные. В. М. Макагон путем гомогенизации двухфазных включений в кварце из жил разных метаморфических зон установил, что кварцевые жилы биотит-хлоритовой зоны формировались при температурах 310—380°C, близких к условиям образования жил из одноименной зоны дистенового типа метаморфизма. Зато в ставролитовой зоне газовой-жидкие включения в андалузит-кварцевых жилах Хамар-Дабана гомогенизируются при 440—460°C, а в кварц-полевошпатовых и дистен-кварцевых жилах Патомского нагорья — при 360—390°C. Учитывая, что истинные температуры гомогенизации в одноименных зонах должны быть близки, можно полагать, что такое занижение температур в жилах из ставролитовой зоны дистеновой серии вызвано значительным ростом давления в амфиболитовой фации этого типа метаморфизма по сравнению с андалузит-силлиманитовым типом. В зеленосланцевой фации *PT*-условия формирования жил близки для обоих типов метаморфизма.

У изограды силлиманита в кварцевых жилах резко возрастает количество плагиоклаза и появляется биотит. Андалузит замещается фибролитом. Интересно, что замещения одной полиморфной модификации другой непосредственно не происходит. Кристаллы андалузита растворяются и замещаются кварцем, а по периферии кристалла растёт агрегат фибролита, постепенно заполняя его, но нигде не соприкасаясь с андалузитом (рис. 66). В этих жилах не удалось установить температуру гомогенизации включений: они взрываются при температуре более 480°.

Уже в андалузит-ставролитовой зоне появляются жилы пегматитов. Как указывает А. А. Шафеев (1970), граница их распространения лежит между изоградами ставролита и силлиманита и параллельна им. Несмотря на строгое подчинение границ пегматитового пояса границам метаморфических зон, жилы несут все признаки магматических образований. Для них характерны рвущие контакты, зоны закалки, мелкозернистые симплектитовые и неяснографические структуры, ритмическая кристаллизация с полосчатостью, параллельной контактам. Размеры тел от $0,1 \times 2-3$ до $20 \times 500-3000$ м. Форма чаще всего пластинчатая, с перпендикулярными или параллельными апофизами. Состав пегматитов преимущественно альбитовый, блоки микроклина встречаются в небольшом количестве. А. А. Шафеев указывает на берилл-касситеритовую специализацию этих пегматитов. Действительно, в мусковит-кварц-альбитовом агрегате наблюдаются микроскопические выделения касситерита, берилла, индиголита, а вокруг жил отчетливо фиксируются контрастные ореолы олова, лития и бериллия и развита турмалинизация.

В мусковит-силлиманитовой зоне тип пегматитов меняется: преобладающими минералами становятся плагиоклаз, калишпат,

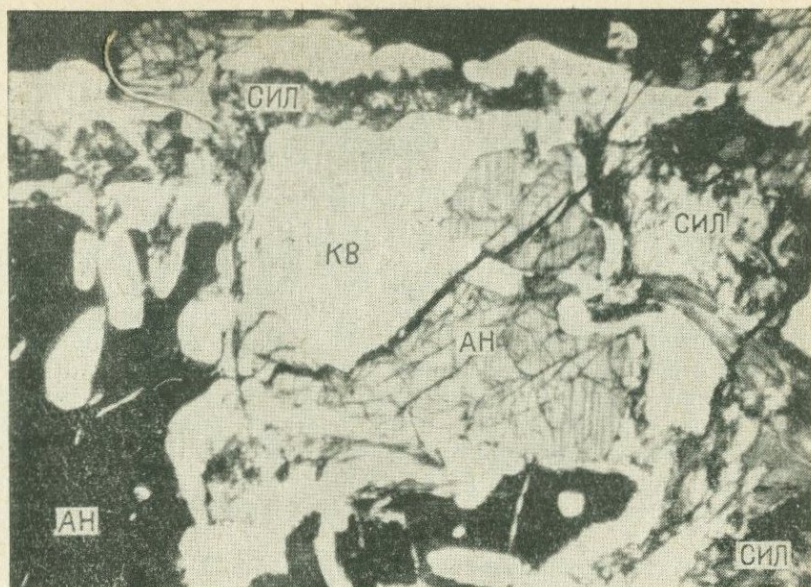


Рис. 66. Замещение кристаллов андалузита (Ан) фибролитом (Сил) с промежуточной оторочкой кварца (Кв).

шерл и мусковит. Довольно широко распространен гранат. Заметно возрастают размеры тел и минеральных индивидов. От мусковитовых пегматитов Мамского района эти жилы отличаются слабым развитием процессов замещения, особенно кварц-мусковитового замещающего комплекса и ближе всего стоят к шерл-мусковитовым и гранат-мусковитовым пегматитам, развитым по периферии Мамского пегматитового поля, у изограды дистена. В силлиманит-ортоклазовой зоне широкое распространение получает гранитизация пород. Описанные пегматитовые пояса окаймляют зону мощного развития гранитных мигматитов. Но наиболее полно гранитизация исследовалась нами в чуйской серии.

Вся толща метаморфических пород чуйской серии на изученном участке подверглась гранитизации. Фронт гранитизации наступает с северо-востока под крутым углом к простиранию пород и границам метаморфических зон. Породы гранулитовой фации почти полностью превратились в поле мигматитов с отдельными островками переработанных пород (см. рис. 65).

В породах силлиманит-ортоклазовой и мусковит-силлиманитовой субфаций амфиболитовой фации гранитизация развивается сплошным фронтом, с языками и заливами труднее гранитизируемых основных сланцев и гранат-кордиерит-биотитовых гнейсов. Линия фронта гранитизации по сравнению с гранулитовой фацией «отстает» на несколько километров. От исходных пород к гранитизированным по простиранию одного пласта наблюдается сначала

усиление дифференциации темных и светлых минералов породы, затем светлые прослои приобретают розовую окраску, количество темноцветных минералов убывает, и породы имеют вид полосчатых мигматитов, постепенно переходящих в тневые мигматиты и гнейсовидные граниты. Переходные зоны от исходных пород до гранитов растягиваются в этой фации до 250—1500 м, иногда до нескольких километров. Новообразованные гнейсовидные граниты имеют свою жильную серию — жильные граниты и пегматиты. В отличие от района Хамар-Дабана в чуйской серии пегматиты, так же как и кварцевые жилы, развиты чрезвычайно слабо. Редкие одиночные тела пегматитов располагаются вдоль фронта мигматизации в слабо мигматизированных породах и представлены кварц-полевошпатовыми жилами с резким преобладанием калишпата и почти полным отсутствием слюд. Из аксессуарных минералов изредка присутствуют гранат и турмалин. Форма жил пластинчатая и линзовидная, в тневых мигматитах — шпировидная. Размеры от $0,05-0,1 \times 1-3$ м в тневых мигматитах до $5-8 \times 200-300$ м по периферии поля мигматизации. Эти жилы можно отнести к керамическому типу пегматитов.

В андалузит-кордиеритовой зоне микроклинизация пород тоже имеет место, но обнаруживается только под микроскопом. В пределах этой зоны в полосчатых амфиболовых гнейсах встречено пятно лейкократовых амфиболовых гранитов площадью около $0,4 \text{ км}^2$. Они окружены зоной тневых и полосчатых мигматитов шириной от 10 до 50 м. Гнейсовидность гранитов имеет согласное со сланцеватостью пород простирание, но кое-где контакты гранитов с полосчатыми мигматитами резкие, секущие.

С северо-запада толща гранитизированных пород срезается выходами чуйских гранитов. По данным К-Аг метода абсолютный возраст метаморфизма вмещающих негранитизированных пород по биотиту равен 1550—1600 млн. лет, т. е. близок возрасту чуйских гранитов—1560 млн. лет (Геохронология..., 1968). По амфиболу из пород гранулитовой фации определения возраста дают цифры в 3050—3470 млн. лет (определения возраста по нашим образцам проведены Т. В. Кольцовой, Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР). Эти цифры, по-видимому, завышены по сравнению с истинными, но более правдоподобно отражают возраст метаморфизма пород чуйской серии, так как возраст палингенных гранитов и их пегматитов (по мусковиту) насчитывает 2070 млн. лет. Внедрение чуйских гранитов и по взаимоотношениям с другими породами, и по абсолютному возрасту происходило после завершения гранитизации.

Амфиболы и биотиты из пород разных метаморфических зон дают снижение абсолютного возраста по мере уменьшения степени метаморфизма, т. е. по направлению к тектонической границе с мамской толщей. По амфиболу цифры возраста меняются от $3024-3460 \pm 150$ млн. лет в гранулитовой фации до 1473 ± 70 млн. лет в мусковит-силлиманитовой и 1007 ± 70 млн. лет в андалузит-кордиеритовой зонах (определения Т. В. Кольцовой). По биотитам циф-

ры возраста в той же последовательности меняются от 1550 ± 40 до 1200 ± 30 млн. лет. Возможно, такое постепенное омолаживание вызвано частичным наложением нового этапа метаморфизма в период преобразования пород мамской толщи.

Наиболее молодые образования района — крупные дайки основных пород (долеритов и габброидов) с интергранулярной или офитовой структурой. Дайки имеют преимущественно северо-восточное или субмеридиональное простирание, катаклазированы, хлоритизированы и амфиболизированы вдоль контактов. Их абсолютный возраст 1100—1300 млн. лет (Геохронология..., 1968).

При полевых исследованиях прослежены последовательные стадии гранитизации вдоль пластов пород различного состава в гранулитовой фации (биотит-гиперстеновые, амфиболовые, аркозовые и биотитовые гнейсы) и в зонах амфиболитовой фации (диоксид-амфиболовые сланцы, аркозовые, эпидот-биотитовые и гранат-биотит-кордиеритовые гнейсы). Там, где возможно, на продолжении этих пачек пород взяты пробы среди поля однородных гнейсовидных гранитов.

На изученном участке гранитизация приурочена к зонам крупных долгоживущих тектонических нарушений. Подвижки по ним происходили неоднократно до, во время и после процесса гранитизации пород. С одной стороны, это создает определенные трудности при петрографическом изучении пород, но с другой — позволяет выделять одновременные и последовательные стадии преобразования пород.

§ 58. ИЗМЕНЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПОРОД ПРИ ГРАНИТИЗАЦИИ

Эпидот-биотитовые гнейсы амфиболитовой и биотитовые гнейсы гранулитовой фации составляют примерно 25% объема обнаженной в данном участке толщи пород чуйской серии. В табл. 64 приведен минеральный состав неизменных исходных пород, слабо мигматизированных и интенсивно мигматизированных пород гнейсовидных гранитов на продолжении пластов. Минеральные составы исходных пород в двух фациях близки и различаются только наличием эпидота в амфиболитовой фации (эти гнейсы местами содержат даже прослой эпидозита). В гнейсах гранулитовой фации эпидот неустойчив, и его отсутствие компенсируется более высокой основностью и количеством плагиоклаза, магнетита и биотита. Неизменные биотитовые гнейсы представляют собой темные равномерно-зернистые породы. В эпидот-биотитовых гнейсах часто наблюдается полосчатость, обусловленная разными соотношениями биотита и эпидота в чередующихся прослоях. Исходными породами для них послужили, видимо, туфопесчаники или туфоалевролиты.

Слабо мигматизированные гнейсы становятся более крупнозернистыми и приобретают полосчатую текстуру. Светлые полосы состоят из кварца, плагиоклаза № 25—28 и сфена; в темных просло-

Изменение минерального состава эпидот-биотитовых (*бт*), биотитовых (*б*) и аркозовых (*аг*, *ар*) гнейсов при гранитизации, объемные %

Минералы и его константы	Амфиболитовая фация (<i>бт</i>)				Гранулитовая фация (<i>б</i>)			Амфиболитовая фация (<i>аг</i>)			Гранулитовая фация (<i>ар</i>)	
	<i>ис</i> (4)	<i>пм</i> (6)	<i>км</i> (4)	<i>гр</i> (2)	<i>ис</i> (2)	<i>пм</i> (2)	<i>км</i> (4)	<i>ис</i> (4)	<i>км</i> (3)	<i>гр</i> (2)	<i>ис</i> (3)	<i>км</i> (2)
Биотит	22	13	7	3	35	20	5	2	0,5	5	8	7
Эпидот	15	5	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—
Кварц	23	33	32	31	18	35	20	37	28	25	33	28
Плагиоклаз	40	43	29	23	47	43	33	28	25	32	31	28
Микроклин	—	—	26	40	—	2	42	30	43	38	28	37
Мусковит	—	3	3	1	—	—	—	3	3,5	—	—	—
Магнетит	—	2	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—
Сфен	—	1	—	+	—	+	+	—	—	+	—	—
Апатит	+	+	+	+	+	—	—	+	+	+	+	+
Циркон	+	—	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Ортит	+	—	+	+	+	+	+	—	+	+	+	+
<i>Nm</i> мусковита	—	—	—	—	—	—	—	1,603	1,610	—	—	—
<i>Nm</i> биотита	1,634	1,646	1,654	1,659	1,627	1,628	1,647	1,640	1,654	1,657	1,621(?)	1,650(?)
<i>f</i> биотита	82,5	77	87	83	55	55	67	86	89	88	74	81,4
№ плагиоклаза	33	26	25	18—20	40	30	23	25	18—20	22	29	18—20
Δr калишпата	—	—	0,9	0,84	—	0,50	0,91	0,90	0,88	0,38	0,30	0,87

Примечание. Цифры в скобках — количество проб; *f* — общая железистость минерала по данным химического анализа; *ис* — исходные породы; *пм* — плагиомигматиты; *км* — калишпатовые мигматиты; *гр* — граниты.

ях преобладают эпидот, биотит, появляется до 3% магнетита. Внутри темных прослоев наблюдается обрастание и замещение андезита № 33—40 и эпидота олигоклазом. В краевых частях светлых прослоев видно, как чешуи биотита расщепляются по спайности и замещаются плагиоклазом, иногда с кристалликами сфена и магнетита (рис. 67). Это не только метаморфическая дифференциация, так как существенно меняется состав породы в целом (табл. 64, 65). Сокращение количества биотита и характер его замещения показывают, что часть Mg, Fe и Ca выносятся из породы, а часть фиксируется на месте в виде сфена и магнетита. Железистость биотита (по химическим анализам) и показатель преломления оставшегося в породе биотита остаются прежними. В зонах, подвергшихся катаклазу, замещение идет интенсивное: участки мелкозернистого плагиоклазового агрегата обрастают единой каймой олигоклаза с образованием в результате замещения крупнозернистого гранобластового агрегата плагиоклаза и кварца. Вновь образованные полосчатые породы мы называем плагиомигматитами, а сам процесс — плагиомигматизацией.

Дальше по направлению к гранитам в светлых прослоях плагиомигматитов появляются отдельные зерна решетчатого микроклина, развивающегося в интерстициях плагиоклаза и замещающего его с образованием мирмекитов. Затем появляются анхимономинеральные микроклинитовые прожилки с полигональными зернами калишпата, а отдельные зерна этого минерала развиваются уже во всей породе. Большинство темноцветных минералов разрушается. Оставшийся биотит имеет более высокую железистость (до 67—84%). Состав тневых мигматитов достаточно близок к гранитному, хотя биотит сохраняет ориентировку, подчеркивая первичную сланцеватость пород. Интересно, что микроклин тоже интенсивнее замещает катаклазированные участки, причем катаклазированным оказывается и олигоклаз, образовавшийся по андезину. Это означает, что калишпатизация пород проходила в данном случае не одновременно с формированием плагиоклазовых мигматитов, а несколько позже и отделена во времени тектоническими подвижками. На Алданском щите также выделяются плагиомигматиты, но там они трактуются как внешняя зона, образованная одновременно с калишпатизацией пород (Петрова и др., 1971). В чуйской толще нигде не отмечалось развития калишпата непосредственно по основным плагиоклазам, но довольно часты случаи, когда растущий микроклин отделен от андезита только реакционной каймой мирмекита — олигоклаза с кварцем или одного олигоклаза (рис. 68). А в целом благодаря внутригранитизационным подвижкам плагиомигматизация выделяется в самостоятельный этап. Плагиомигматиты по биотитовым гнейсам гораздо шире развиты в амфиболитовой фации (0,5—1 км), чем в гранулитовой (от 2—3 до 50 м).

В пробах однородного гнейсовидного гранита, взятого на продолжении пачки эпидот-биотитовых гнейсов и мигматитов по ним, под микроскопом кое-где обнаруживаются реликтовые участки мелкозернистого биотит-эпидот-кварцевого агрегата. Порфирированный



Рис. 67. Плагиомигматит, развивающийся по биотитовому гнейсу. Замещение биотита (Би) олигоклазом (Ол) с включениями магнетита (Мт) и сфена (Сф). Увел. 40.



Рис. 68. Развитие калишпата (Кпш) по плагиоклазу (Пл). Ам-амфибол. Увел. 25, николи скрещены.

Таблица 65

Изменение минерального состава амфиболовых гнейсов (*a*), основных сланцев (*an*) и гранат-биотитовых гнейсов (*бз*) при гранитизации, объемные %

Минерал и его константы	Амфиболитовая фация (<i>an</i>)				Гранито- идный прожилок ч-28	Гранулитовая фация (<i>a</i>)			Гранулитовая фация (<i>бз</i>)		
	<i>uc</i> (2)	<i>пм</i> (2)	<i>км</i> (2)	<i>бз</i> (2)		<i>uc</i> (4)	<i>пм</i> (6)	<i>км</i> (4)	<i>uc</i>	<i>пм</i>	<i>км</i>
Диопсид (гр — гранат)	27	22	18	13	—	—	—	—	5(гр)	—	—
Амфибол	12	20	7	45	3	55	22	—	—	—	—
Биотит	—	—	—	—	—	—	5	4	20	8	7
Эпидот-цоизит	5	8	5	17	3	—	—	—	—	—	—
Кварц	14	11	20	8	4	5	10	35	37	19	25
Плагиоклаз	40	29	17	8	12	40	60	35	38	47	46
Микроклин	—	7	33	—	78	—	3	25	—	26	22
Магнетит	—	+	+	+	+	+	—	+	+	+	+
Сфен	1	1	+	+	+	—	+	+	—	—	—
Рутил	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—
Апатит	1	2	+	1	+	+	+	+	+	+	+
Ортит	+	+	—	—	—	—	—	+	+	+	+
Кальцит	—	—	—	8	—	—	—	—	—	—	—
<i>Nm</i> биотита	—	—	—	—	—	—	—	1,640	1,629— 1,646	1,647	1,647
<i>f</i> биотита	—	—	—	—	—	—	50	61—69	67	75,5	73
<i>f</i> амфибола	85	78	—	—	—	51	60	—	—	—	—
<i>Ng</i> амфибола	1,677	1,673	—	—	—	1,674	1,680	—	—	—	—
№ плагиоклаза	38	29	22	45	20	49	29	20	35	24	28

Примечание. *бз* — базификаты. См. также усл. обозн. в табл. 64.

жильный гранит, образующий шпирь среди поля гранитоидов, по составу от них почти не отличается (см. табл. 59), но имеет другую структуру: он состоит из вкрапленников идиоморфного микроклин-пертита и равномерной аллотриоморфнозернистой основной массы.

Наиболее поздний процесс — перекристаллизация кварца, обусловленная, видимо, очередной тектонической подвижкой: кактаклазироваанными оказываются мигматиты и граниты. Количество кварца остается прежним, но он превращается в крупнозернистые линзы, создавая впечатление кварцевого замещения.

Диоксид-амфиболовые сланцы составляют всего 5% объема пород амфиболитовой фации метаморфизма, тогда как в гиперстеневой зоне гранулитовой фации на амфиболовые гнейсы приходится 20% объема. В амфиболовых гнейсах гранитизация еще более явно подразделяется на плаггиомигматизацию и калишпатизацию пород вследствие более контрастного по отношению к гранитам минерального состава (см. табл. 65). Резко сокращается по количеству, а затем замещается биотитом амфибол, состав плаггиоклаза меняется от лабрадора до олигоклаз-андезина № 28—30 в плаггиомигматитах и олигоклаза № 20 в калишпатовых мигматитах и гранитах. Растет железистость темноцветных минералов. Среди аксессуарных минералов ведущими в амфиболитах становятся рутил и апатит, в плаггиомигматитах — апатит и сфен и в теневых мигматитах — сфен и ортит.

В диоксид-амфиболовых сланцах гранитизация протекает так же. Особенностью ее является замещение диопсида на этапе плаггиомигматизации роговой обманкой. Гранитизируются подобные сланцы гораздо труднее, чем более кислые породы, и хотя микроклин появляется в них сравнительно рано, полное замещение их по площади запаздывает. Слабо мигматизированные сланцы остаются в виде «залитов» среди поля теневых мигматитов. Прослойки калишпатовых мигматитов по этим сланцам иногда сопровождаются послойными сопряженными линзами крупнокристаллических пород, состоящих на 60—70% из диопсида и амфибола пониженной по сравнению с минералами неизмененных сланцев железистости и на 25—40% из эпидота, цоизита и кальцита. Учитывая обычную связь подобных линз именно с микроклинизированными прослоями, можно рассматривать их как результат сопряженной базификации пород (Менерт, 1971; Петров и др., 1971, 1972). Как и в случае основных оторочек вокруг мелких кварцевых жил и пегматитов, такие основные линзы встречаются только в начальные стадии мигматизации. При сплошной мигматизации состав пород, как уже отмечалось (Коржинский, 1967), изменяется только в сторону поокисления.

В диоксид-амфиболовых мигматитах встречаются секущие гранитоидные жилки с амфиболом, состоящие на 80% из микроклина (см. табл. 65, обр. ч-28). По структуре (микроклин представлен пертитовыми идиоморфными вкрапленниками и среднезернистой основной массой) и секущим контактам эти прожилки похожи на

магматические образования, но состав их далек от гранитной эвтектики.

Аркозовые гнейсы составляют основную часть изучаемой толщи пород — 60% в амфиболитовой фации и 40% в гранулитовой. По минеральному и химическому составу они очень близки к гранитам (см. табл. 64 и 66), однако даже в амфиболитовой фации сохраняют обломочные структуры исходных неравномернозернистых песчаников. Крупные обломки представлены микроклином и плагиоклазом, в основной массе преобладает кварц. Последний в отдельных прослоях перекристаллизован и образует мономинеральные прожилки. В основной массе калишпат нерешетчатый и в гранулитовой фации представлен ортоклазом, а в амфиболитовой — микроклином. Плагиоклаз по составу не отличается от плагиоклаза мигматитов, поэтому плагиомигматизацию в этих породах уловить невозможно. Тем не менее калишпатизация аркозовых гнейсов устанавливается уверенно: количество калишпата увеличивается до 40—50% и наблюдается развитие крупнокристаллического решетчатого микроклина вдоль отдельных прослоев породы. Рентгеновская триклинность калишпата основной массы возрастает с 0,3 до 0,85. Биотиты аркозовых гнейсов характеризуются наиболее высокой железистостью — 70—75% в гранулитовой и до 85% в амфиболитовой фации. В калишпатовых мигматитах она возрастает до 81 и 87% соответственно.

Среди поля теневых мигматитов по аркозовым гнейсам в амфиболитовой фации встречено пятно равномернозернистых биотитовых гранитов. Они содержат больше биотита, меньше калишпата и несвойственные аркозовым гнейсам сфен и ортит. По-видимому, это результат прохождения гранитом состояния расплава. Вследствие близости состава аркозовых гнейсов и гранитов они гранитизируются легче других пород и образуют выступы в линии фронта гранитизации.

Особенно интересен случай, когда гранитизация накладывается на древние метаморфизованные конгломераты. Цементом для них служит биотитовый гнейс, а гальки, размером от 1 до 30 см по длинной оси, представлены микрокварцитами, кварцем, магнетитовыми кварцито-гнейсами, меланократовыми биотитовыми и амфиболовыми сланцами. В процессе гранитизации прежде всего микроклинизируется цемент, превращаясь местами в биотитовый гранит. Гальки при этом окружаются каймой биотит-магнетитового состава. Там, где эта кайма сплошная, гальки консервируются и остаются неизменными (рис. 69). Там же, где оторочка прерывается, микроклин разрастается внутрь гальки по интерстициям минералов, замещая плагиоклаз и кварц. В результате порода остается конгломератовидной, основная масса ее представлена биотитовым гранито-гнейсом, а многие гальки микроклинизированы.

Гранат-биотитовые, гранат-биотит-кордиеритовые и силлиманитсодержащие гнейсы в обеих фациях составляют 5—10%. Но прослои их среди биотитовых гнейсов сравнительно маломощны и внешне очень сходны с ними. Суть изменений в этих породах

Состав метаморфических пород и мигматитов в амфиболитовой и гранулитовой фациях

Номер обр.	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	F	P ₂ O ₅	Σ
<i>Амфиболитовая фация</i>															
16т	Эпидот-биотитовые гнейсы с амфиболом	57,92	0,66	18,19	3,77	5,20	0,082	2,22	5,25	2,93	2,35	0,83	0,055	0,14	99,60
26т	Плаггиомигматиты	66,80	0,71	16,62	1,98	2,40	0,098	1,42	2,95	4,41	2,05	0,64	0,168	0,18	100,42
46т	Теневые мигматиты	74,19	0,22	13,84	0,77	0,99	0,020	0,64	0,64	3,21	3,83	0,41	0,025	0,02	98,60
1г	Гранито-гнейсы	75,35	0,15	12,95	0,34	1,01	0,022	He обн.	0,64	3,16	4,89	0,42	0,039	He обн.	98,97
2г	Гранит жильный	76,08	0,09	12,88	0,36	0,89	0,016	»	0,39	3,29	5,79	0,34	0,014	»	100,05
16и	Эпидот-биотитовые гнейсы	58,93	0,55	17,33	1,17	5,40	0,06	2,67	6,07	2,89	2,83	1,10	0,19	0,14	99,33
26и	Плаггиомигматиты	72,74	0,48	11,90	1,72	3,88	0,06	1,00	1,56	2,37	2,26	1,11	0,05	0,10	99,15
36и	Калишчатые мигматиты	72,49	0,36	11,61	0,72	3,80	0,04	1,00	1,01	2,48	4,49	0,73	0,06	0,06	99,45
1аг	Аркозовые гнейсы	73,21	0,12	14,73	0,77	0,85	He обн.	0,10	1,38	3,64	4,21	0,87	0,054	0,012	99,94
2аг	То же, слабо мигматизированные	72,80	0,21	14,30	0,89	1,40	0,026	0,05	1,38	3,51	4,54	0,68	0,084	0,050	99,97
5аг	Калишчатые мигматиты	73,98	0,10	13,97	0,64	0,68	0,014	He обн.	0,70	3,64	4,99	0,52	0,023	0,014	99,22
3аг	Теневые мигматиты	74,30	0,07	13,46	0,32	0,83	0,011	He обн.	0,76	3,05	5,51	0,51	0,020	0,014	98,85
4аг	Биотитовый гранит	72,38	0,22	14,62	0,80	1,10	0,031	0,24	1,42	3,37	4,75	0,71	0,076	0,050	99,77
2ап	Амфибол-диопсидовый сланец	57,83	0,57	11,55	2,79	4,54	0,20	5,49	10,36	3,24	2,12	0,70	0,060	0,38	99,83
3ап	То же, мигматизированный	64,71	0,23	8,06	0,41	3,39	0,27	7,02	9,62	2,16	3,15	0,55	0,056	0,05	99,66
4ап	То же	67,00	0,26	7,88	0,54	3,00	0,23	4,85	9,58	2,81	3,00	0,52	0,034	0,06	99,77
7ап	То же, базифицированный	58,61	0,17	7,20	1,29	2,63	0,23	10,16	13,99	0,81	0,24	3,78	0,068	0,05	99,23

Гранулитовая фаза

1a	Амфиболиты	51,08	0,85	14,58	2,88	7,38	0,24	9,93	9,87	2,01	0,32	1,19	0,081	0,20	100,61
2a	Плаггиомигматиты	59,37	0,89	14,64	1,26	5,79	0,15	4,81	7,20	3,52	1,17	0,62	0,053	0,16	99,63
3a	Гранито-гнейсы	73,66	0,12	13,67	1,21	0,27	0,02	0,54	1,15	2,50	5,77	0,30	0,012	0,02	99,23
4a	Амфиболовые гнейсы	54,13	0,73	14,87	1,62	5,59	0,19	7,34	8,01	3,12	2,83	0,76	0,130	0,25	99,57
5a	Плаггиомигматиты	56,15	0,97	17,30	2,81	3,95	0,24	3,88	6,21	3,04	4,08	0,66	0,110	0,33	99,77
6a	Калишчатые мигматиты	60,07	0,68	15,74	1,08	4,20	0,16	3,23	4,89	3,33	5,36	0,52	0,078	—	99,34
7a	Гранито-гнейсы	69,78	0,44	15,00	0,36	1,79	0,03	0,45	2,33	3,32	5,40	0,44	0,015	—	99,36
1б	Биотитовые гнейсы	59,73	0,79	15,77	3,41	3,80	0,15	4,93	4,04	2,31	3,23	1,32	0,100	—	99,58
2б	Плаггиомигматиты	70,43	0,63	12,36	2,16	3,20	0,11	2,42	2,38	3,23	2,29	0,64	0,064	—	99,91
3б	Калишчатые мигматиты	69,80	0,88	13,36	1,97	2,40	0,07	1,92	1,04	1,78	5,06	0,52	0,060	—	98,86
4б	Гранито-гнейсы	72,22	0,27	14,55	0,72	0,80	0,02	0,24	1,31	3,13	5,91	0,49	0,018	—	99,68
1кр	Гранат-гиперстен-биотитовые гнейсы	70,79	0,66	13,61	2,69	2,40	0,13	1,91	2,15	3,38	1,82	0,70	0,053	—	100,29
2кр	Мигматиты	72,25	0,36	14,65	2,88	1,20	0,12	1,03	2,17	3,44	2,11	0,30	0,055	—	100,57
3кр	Граниты	76,96	0,07	13,01	0,36	0,23	0,02	0,14	0,65	2,70	5,58	0,42	0,022	—	100,22
1бг	Гранат-биотитовые гнейсы	69,30	0,62	14,49	3,95	2,39	0,05	1,77	2,40	2,76	2,47	0,56	0,099	—	100,88
2бг	Мигматиты	71,75	0,35	15,19	1,18	1,60	0,02	0,62	2,08	3,44	3,94	0,48	0,022	—	100,06
3бг	»	72,43	0,46	14,70	0,72	1,60	0,02	0,66	2,22	3,38	3,24	0,52	0,044	—	99,99
1ар	Аркозовые гнейсы	73,45	0,44	13,69	1,44	0,80	0,08	0,62	1,56	2,73	4,08	0,72	0,065	—	99,67
2ар	Мигматиты	74,24	0,18	14,42	1,09	1,00	0,03	0,33	1,51	3,33	4,00	0,64	0,090	—	100,86
3ар	Гранито-гнейсы	72,68	0,45	13,36	1,79	1,00	0,04	0,47	1,29	2,42	5,24	0,50	0,070	—	99,31

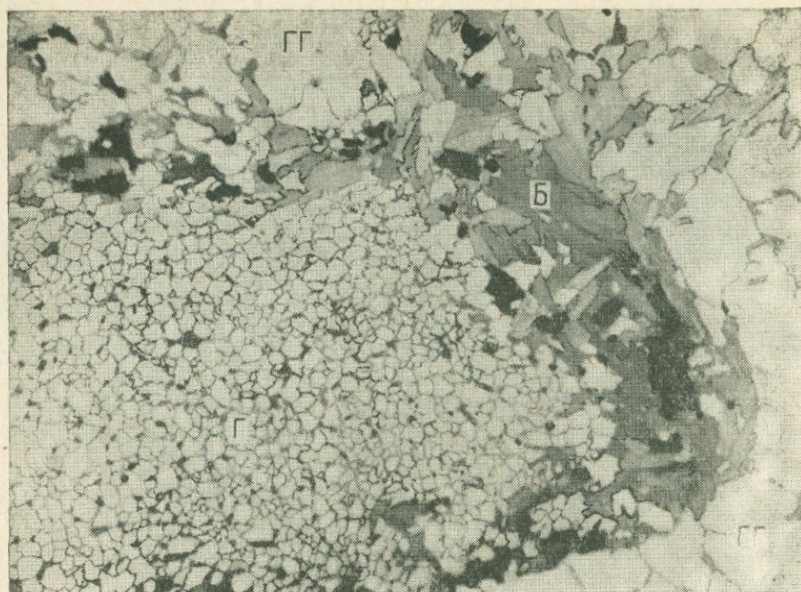


Рис. 69. Гранитизированный конгломерат (ГГ — гранито-гнейс, образовавшийся по цементу; Б — магнетит-биотитовая оторочка у гальки биотитового кварцита; Г — кварцитовая галька). Увел. 20.

та же, но выделить в них оба этапа невозможно. В амфиболитовой фации на ранней стадии преобразования гранат-кордиеритовых гнейсов происходит замещение кордиерита агрегатом ставролита, силлиманита и мусковита.

В биотит-гиперстеновых гнейсах, иногда содержащих и кордиерит, гранитизация протекает очень своеобразно. В обнажениях она выглядит как импрегнация пород по системе трещин грубозернистым гранитным материалом. Причем такие блоки пород прослеживаются довольно далеко в поле теневых мигматитов, образовавшихся по другим породам. При изучении под микроскопом наблюдается картина замещения гиперстена биотит-кварцевым симплектитом с магнетитом, а затем всей массы породы крупными зернами микроклина, которые имеют неправильную форму, так как разрастаются вначале вдоль интерстиций минералов. Никаких резких контактов не обнаруживается. Плаггиомигматизацию в этих породах установить невозможно по причине олигоклазового состава исходных плаггиоклазов.

Мы рассмотрели петрографические особенности гранитизации всех типов пород, слагающих толщу. Несмотря на отдельные нюансы, общая направленность процесса едина. Это — этап плаггиомигматизации пород, на котором еще сохраняются их индивидуальные черты, и этап калишпатовой мигматизации, конечным результатом которого является образование гранито-гнейсов близ-

кого состава по всей толще пород. Уже петрографическое изучение позволяет говорить об изменении вследствие гранитизации состава всей толщи в целом, а неоднократные тектонические подвижки в период гранитизации дают доказательства обособленности во времени главного этапа метаморфизма толщи от плаггиомигматитового этапа ее преобразования и последующей калишпатизации. Относительная интенсивность проявления обоих этапов гранитизации зависит от степени метаморфизма (скорее всего, температуры) исходных пород и от их состава.

В гранулитовой фации зоны плаггиомигматитов узки, особенно по сравнению с широким по площади и интенсивным развитием процесса калишпатизации пород. Следует отметить, что в этой фации очень широко распространены тневые мигматиты, резкие контакты чрезвычайно редки и признаки импрегнации расплава встречаются только в гранат-гиперстен-биотитовых гнейсах.

В ортоклаз-силлиманитовой и силлиманит-мусковитой субфациях возрастает роль плаггиомигматитов — полосчатых пород, протягивающихся на сотни метров — первые километры. Ширина зон, превращенных в калишпатовые мигматиты, здесь меньше, не превышает первых сотен метров, а затем обычно начинаются либо однородные лейкократовые гранито-гнейсы, в которых еще можно кое-где отыскать реликтовые минералы или реликтовую полосчатость исходных пород, либо среди тневых мигматитов появляются пятна довольно меланократовых биотитовых порфирированных гранитов, похожих на магматические образования.

В андалузит-кордиеритовой зоне амфиболитовой фации — самой низкотемпературной из всех изученных зон — метасоматическая плаггиомигматизация и калишпатизация выражены очень слабо. Зато возникающие здесь пятна гранитоидов несут признаки как формирования путем замещения (реликтовые минералы и полосчатость), так и образования из расплава (порфирированная текстура, резкие секущие контакты). По-видимому, в таких случаях имеет место магматическое замещение со значительным ощелачиванием расплава при реакции с основными породами (амфиболитами), в результате чего возникают резко обогащенные калиевым полевым шпатом гранитоиды сиенитового состава.

С падением температуры метаморфических пород интенсивность метасоматической гранитизации их падает, все более явными становятся признаки наличия расплава при образовании тех небольших тел гранитоидов, которые встречаются в наиболее низкотемпературных зонах.

§ 59. ГЕОХИМИЯ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ГРАНИТИЗАЦИИ РАЗЛИЧНЫХ ПОРОД

По содержанию основных петрогенных компонентов составы исходных метаморфических пород колеблются в широких пределах от основных сланцев и амфиболитов до аркозовых гнейсов, сходных

с лейкократовыми гранитами. За исключением этих последних, составы всех пород при гранитизации меняются одинаково.

На этапе плагиомигматизации в полном соответствии с минеральными преобразованиями в составе пород сокращается количество железа, магния, кальция, марганца, потерь при прокаливании и несколько увеличивается содержание кремния и натрия (см. табл. 66). Содержание титана и алюминия незначительно колеблется относительно исходных концентраций. Освобождающиеся титан, а также частично железо и кальций остаются в породе и фиксируются в виде сфена и магнетита в плагиомигматитах. Количество калия может не изменяться или несколько уменьшаться в зависимости от интенсивности замещения биотита. В случае новообразования биотита при замещении им амфибола в плагиомигматитах по амфиболитам, граната и гиперстена в гнейсах содержание K_2O даже возрастает.

На этапе плагиомигматизации основные различия составов пород сохраняются, несмотря на одинаковый характер их изменения (рис. 70, 71). Связано это с тем, что преобразуется не вся порода, а какая-то ее часть, доля выносимых и привносимых компонентов остается при этом равной или близкой для различных пород. Больше всего (в относительных процентах) выносится Mg , так как он не входит во вновь образующиеся минералы. Доля выноса Ca и Fe ниже, потому что они частично фиксируются в новообразующихся сфене и магнетите. В эпидот-биотитовых гнейсах амфиболитовой фа-

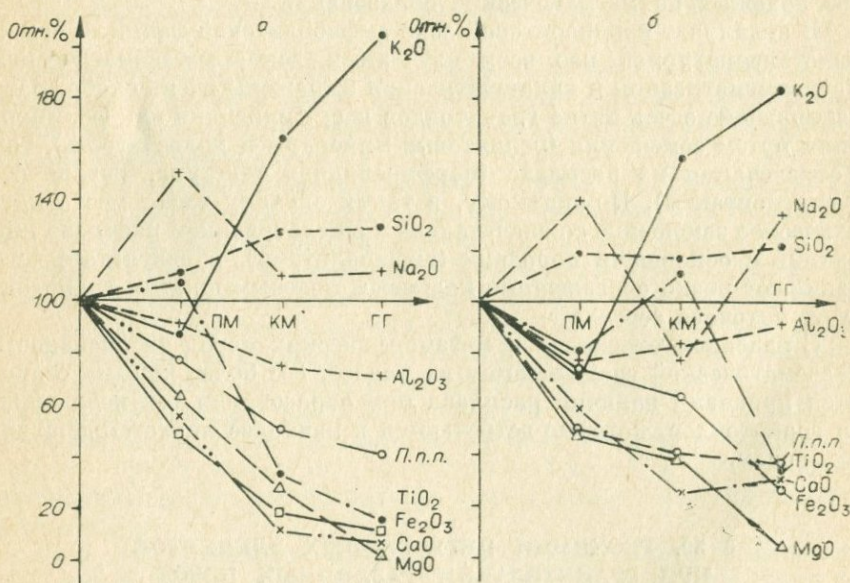


Рис. 70. Изменение состава эпидот-биотитовых гнейсов (а) амфиболитовой фации и биотитовых гнейсов (б) гранулитовой фации при гранитизации (ПМ — плагиомигматиты; КМ — калищатые мигматиты; ГГ — гранито-гнейсы).

ции на этапе плагиомигматизации Са и Fe выносятся предпочтительнее магния, так как эпидот замещается интенсивнее, чем биотит (см. табл. 66).

Для количественного выражения масштабов привноса—выноса вещества при гранитизации нам пришлось воспользоваться кислородным методом Барта. Все методы, учитывающие изменение пористости пород, их объема в данных условиях не годятся. Во-первых, потому, что порода после гранитизации и в течение ее испытала катаклиз, следовательно, пористость пород могла измениться по другим, не ультраметаморфическим, причинам. Во-вторых, по данным Ю. В. Казицына и В. А. Рудника (1968), пористость пород, подвергающихся гранитизации, обычно невелика (что естественно для пород гранулитовой и амфиболитовой фации) и меняется в данном процессе на 2—3%. Эта величина лежит в пределах ошибки определения большинства рассматриваемых компонентов, и если из-за такого изменения пористости меняется знак привноса—выноса компонента, то и привнос, и вынос статистически незначимы и их не следует учитывать.

По результатам пересчета (табл. 67, 68), по графикам (см. рис. 70, 71) и при непосредственном сравнении анализов прекрасно виден вынос компонентов темноцветных минералов (Fe, Mg, Ca, H₂O) и привнос Si и Na на этапе плагиомигматизации, Si и K на этапе калишпатовой мигматизации. При пересчете на количество электроположительных атомов, привносимых или выносимых при гранитизации, более четко проявляется вынос алюминия, превышающий по количеству атомов вынос кальция.

На этапе калишпатизации породы теряют до 60—90% Са и Fe (от состава исходных пород) и до 70—95% Mg. Составы пород вырав-

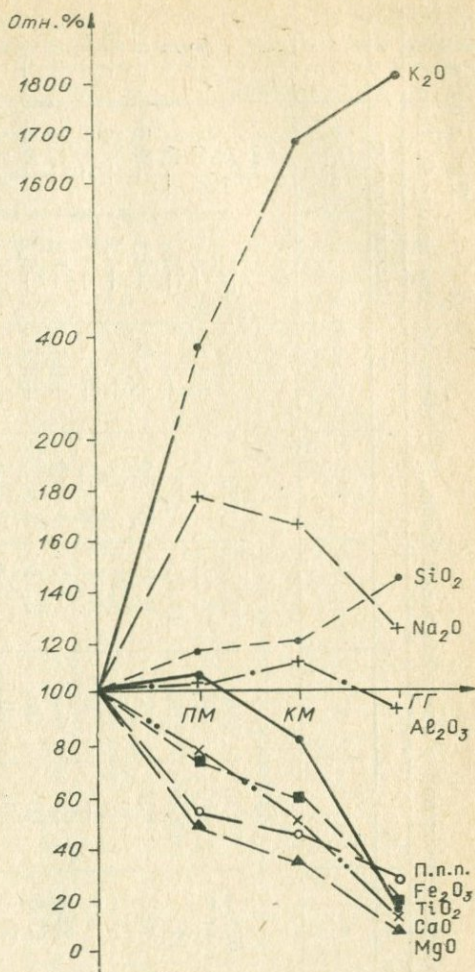


Рис. 71. Изменение состава эмфиболитов гранулитовой фации. Усл. обозн. см. на рис. 70.

Привнос — вынос вещества при гранитизации пород амфиболитовой фации (по кислородному методу Т. Барта)

Оксид	ис		п.м		к.м		г		Привнос-вынос			
	вес. %	N _K	вес. %	N _K	вес. %	N _K	вес. %	N _K	ис—п.м	п.м—к.м	ис—к.м	ис—г
<i>Архозовые гнейсы (аг)</i>												
SiO ₂	73,21	624	72,80	624	74,30	646	72,38	625	0	+22	+22	0
TiO ₂	0,12	0,5	0,27	1,5	0,07	0,5	0,22	1,5	+1	-1	0	+1
Al ₂ O ₃	14,73	148	14,36	145	13,46	138	14,62	148	-3	-7	-10	0
Fe ₂ O ₃	0,77	4,6	0,89	6,2	0,32	2,1	0,80	5,2	+1,6	-4,1	-2,5	+0,6
FeO	0,85	6,1	1,40	9,8	0,83	5,7	1,10	7,7	+3,7	-4,1	-0,4	+1,6
MgO	0,10	1,5	0,05	0,8	—	0	0,24	3,1	-0,7	-0,8	-1,5	+1,6
CaO	1,38	12,3	1,38	12,4	0,76	7,3	1,42	12,9	+0,1	-5,1	-5	+0,6
Na ₂ O	3,64	60,5	3,51	57,8	3,05	51	3,37	56	-2,7	-6,8	-9,5	-4,5
K ₂ O	4,21	46,1	4,54	50	5,51	60,5	4,75	52,4	+3,9	+10,5	+14,4	+8,3
H ₂ O	0,87	50,2	0,68	39,2	0,51	29,2	0,71	41	-11	-10	-21	-8,8
<i>Эпидот-биотитовые гнейсы (бт)</i>												
SiO ₂	57,92	524	66,80	582	74,19	645	76,08	656	+58	+63	+121	+132
TiO ₂	0,66	4,9	0,71	4,7	0,22	1,5	0,09	0,5	-0,2	-2,2	-2,4	-4,4
Al ₂ O ₃	18,19	193	16,62	170	13,84	141	12,88	131	-23	-29	-52	-62
Fe ₂ O ₃	3,77	26	1,98	12,6	0,77	7,8	0,36	4,2	-13,4	-4,8	-18,2	-21,8
FeO	5,20	40,2	2,40	18,3	0,99	7,3	0,89	5,7	-22	-11	-33	-34,5
MgO	2,22	30	1,42	18,3	0,64	8,3	—	—	-11,7	-11	-22,7	-30
CaO	5,25	51	2,35	27,7	0,64	6,3	0,39	3,6	-23,3	-21,4	-44,7	-47,4
Na ₂ O	2,93	51	4,41	74,2	3,21	54	3,29	54,8	+21,2	-20	+1,2	+3,8
K ₂ O	2,35	26,6	2,05	22,5	3,83	42,2	5,79	64,7	-4	+19,7	+15,7	+38,1
П. п. п.	0,83	50	0,64	37,1	0,41	22,9	0,34	19,7	-12,9	-4,2	-17,1	-30,3

Примечание. ис — исходные гнейсы; п.м — плагиомигматиты по ним; к.м — калищитовые мигматиты; г — гранитогнейсы и граниты; N_K — количество катионов на 1600 атомов кислорода.

Привнос — вынос вещества при гранитизации пород гранулитовой фации

Оксиды	ис		п.м		к.м		Привнос — вынос		
	вес. %	N _K	вес. %	N _K	вес. %	N _K	ис — п.м	п.м — к.м	ис — к.м
<i>Арковые гнейсы (ар)</i>									
SiO ₂	73,45	633	74,24	632	72,68	636	-1	+4	+3
Al ₂ O ₃	13,69	139	14,42	144	13,46	138	+5	-6	-1
Fe ₂ O ₃	1,44	9,3	1,09	7,2	1,79	11,6	-2,1	+4,4	+2,3
FeO	0,80	5,7	1,00	7,2	1,00	7,4	+1,5	+0,2	+1,5
MgO	0,62	7,8	0,33	4,1	0,47	6,3	-3,7	+2,2	-1,5
CaO	1,18	10,9	1,50	13,8	1,06	10,5	+2,9	-3,3	-0,4
Na ₂ O	2,73	45,5	3,33	54,7	2,42	41,2	+9,2	-3,5	-4,3
K ₂ O	4,08	45,5	4,00	43	5,24	58,5	-2,5	+15,5	+13
П. п. п.	0,72	41,4	0,64	36,3	0,50	29,5	-5,1	-6,8	-11,9
<i>Биотитовые гнейсы (б)</i>									
SiO ₂	59,73	516	70,43	621	72,22	625	+105	+4	+109
Al ₂ O ₃	15,77	169	12,16	126	14,55	147	-43	+21	-22
Fe ₂ O ₃	3,44	23,5	2,16	14,3	1,97	12,4	-9,2	-1,9	-11,1
FeO	3,80	29	3,20	23,2	2,40	17,1	-5,8	-6,1	-11,9
MgO	2,87	38,4	2,00	26,2	0,27	3,7	-12,2	-22,5	-34,7
CaO	4,04	39	2,87	26,8	1,25	11,5	-12,2	-15,3	-27,5
Na ₂ O	2,31	40,1	3,23	54,6	3,18	52,9	+14,5	-1,7	+12,8
K ₂ O	3,23	36,8	2,29	25,2	5,28	58,6	-11,6	+33,4	+21,8
П. п. п.	1,32	79	0,54	31,5	0,49	28,8	-47,5	-2,7	-50,2
<i>Гранат-гиперстен-биотитовые гнейсы (в)</i>									
SiO ₂	70,79	612	72,25	625	76,96	654	+13	+29	+42
Al ₂ O ₃	13,61	138	14,65	149	13,01	129	+11	-20	-9
Fe ₂ O ₃	2,69	17,6	2,88	18,7	0,36	3	+1,1	-15,7	-14,6
FeO	2,40	17,1	1,20	8,9	0,29	2	-8,2	-6,9	-15,1
MgO	1,70	21,8	0,83	10,4	0,08	1,5	-11,4	-8,9	-20,3
CaO	2,40	22,4	2,41	22,4	1,08	10,2	0	-12,2	-12,2
Na ₂ O	3,38	56,7	3,44	57,7	2,70	44,9	+1	-9,8	-8,8
K ₂ O	1,82	19,8	2,11	22,9	5,58	60,2	+3,1	+37,3	+40,4
П. п. п.	0,70	40,6	0,30	17,7	0,42	23,4	-22,9	+5,7	-17,2
<i>Амфиболиты (а)</i>									
SiO ₂	51,08	474	59,37	544	73,66	644	+70	+100	+170
Al ₂ O ₃	14,58	159	14,64	158	13,67	141	-1	-17	-18
Fe ₂ O ₃	2,88	20	1,26	8,31	0,72	4,2	-11,7	-4,1	-15,8
FeO	7,38	57,5	5,79	44,7	0,16	1,6	-9,8	-43,1	-52,9
MgO	9,93	136,5	4,81	65,7	0,54	6,8	-70,8	-58,9	-129,7
CaO	9,87	98	7,20	70,7	1,10	10,5	-27,3	-60,2	-87,5
Na ₂ O	2,01	35,6	3,52	62,2	2,50	42	-26,6	-20,2	-46,8
K ₂ O	0,32	3,3	1,17	14,3	5,18	57,7	+11	+43,4	+54,4
П. п. п.	1,19	74,2	0,62	36,4	0,30	17,8	-37,8	-18,6	-56,4

Примечание. Усл. обозн. см. в табл. 67.

ниваются, приближаясь к типу малокальциевых лейкократовых гранитов (Turekian, Wedepohl, 1961). В процессе калишпатизации пород выносятся и титан, который полностью оставался в породе при ее плагиомигматизации, входя в состав новообразованного сфена. В калишпатовых мигматитах сфен испытывает собирательную перекристаллизацию с растворением мелких, но сохранением крупных кристаллов. Основной же вынос титана происходит за счет сокращения количества биотита.

На обоих этапах гранитизации породы теряют воду и фтор (см. табл. 66), хотя, несомненно, в процессе преобразования пород растворы принимали активное участие, ибо самые интенсивные изменения с наиболее крупным размером зерна приурочены к тектонически ослабленным зонам. Однако при возобновлении тектонических подвижек летучие компоненты и растворы имели возможность уйти из пород, в связи с чем давление летучих было невысоким, о чем свидетельствует малое количество и чрезвычайно мелкие размеры газовой-жидких включений. В породе в этих условиях фиксировалось столько F и OH, сколько могло войти в то небольшое количество темноцветных минералов, которое оставалось в породе в результате ее преобразования. Даже постоянная серьезная нехватка воды, обнаруженная при пересчете на структурные формулы анализов слюд и амфиболов, может быть следствием низкого давления летучих компонентов.

Когда обсуждается вопрос о предпочтительно анатектическом происхождении мигматитов и гранито-гнейсов, чаще всего ограничиваются рассмотрением одного или двух типов пород и говорят о

Изменение состава толщи, метаморфизованной в условиях

Породы	Окисел, вес. %										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	F
<i>Амфиболитовая</i>											
Исходные	67,10	0,34	15,71	4,33	0,04	1,14	2,92	3,38	3,64	1,02	0,07
Плагиомигматиты	70,09	0,37	14,30	3,80	0,07	0,84	1,83	3,55	3,75	0,99	0,04
Калишпатовые	73,78	0,16	13,47	2,13	0,02	0,59	1,16	3,00	4,73	0,62	0,03
<i>Гранулитовая</i>											
Исходные	65,02	0,66	14,31	6,13	0,14	1,72	3,97	2,51	2,82	1,36	0,08
Плагиомигматиты	69,93	0,48	13,97	4,24	0,06	1,12	3,06	3,35	2,86	0,86	0,07
Гранито-гнейсы	73,49	0,38	13,81	1,95	0,02	0,37	1,37	2,70	4,93	0,58	0,04
Гранитоиды	75,35	0,15	12,95	1,39	0,02	He обн.	0,64	3,27	4,89	0,47	0,04

Примечание. Приведен средневзвешенный состав толщи пород из расчета сланцев в амфиболитовой фации и 40% аркозовых+25% биотитовых+10% гранат-биотитовых+5% гиперстен-биотитовых гнейсов и 20% амфиболов в гранулитовой фации. Для гранитоидов дается среднее из двух анализов.

возможности сохранения состава толщи за счет остальных ее составляющих. Чтобы избежать этой неопределенности, мы включили в опробование все ведущие разновидности пород толщи, а сами пробы брали по возможности равномерно и представительно в отношении неоднородностей состава мигматитов. Общая направленность изменений состава всех пород без исключения и переход их всех по простиранию в поле однородных гранито-гнейсов, отсутствие каких-либо ксенолитов типа «реститов» уже свидетельствуют о значительном изменении состава толщи в процессе гранитизации. Чтобы масштаб этих изменений выявился более четко, мы оценили роль каждого типа пород в разрезах пород амфиболитовой и гранулитовой фаций и подсчитали средний состав толщи в целом для исходных пород, плагиомигматитов и тeneвых мигматитов (гранито-гнейсов). Несмотря на преобладание в толще аркозовых разновидностей пород, близких по составу к гранитам, общий состав толщи при гранитизации меняется так же, как и отдельных составляющих ее пород (табл. 69).

Следовательно, при гранитизации вся пестрая по составу толща пород преобразуется на раннем этапе в плагиоклазовые мигматиты с привнесением кремния и натрия и выносом Mg, Mn, Fe и Ca; на следующем этапе вся толща превращается в однородные гранито-гнейсы, по составу близкие к малокальциевым гранитам, с выносом за пределы толщи до 50—80% Mg, Mn, Fe, Ca и Ti и значительным привнесением Si и K. Поэтому весь процесс можно трактовать, как региональное проявление кремне-щелочного метасоматоза с этапами кремне-натриевого и кремне-калиевого метасоматоза.

Таблица 69

амфиболитовой и гранулитовой фаций, при гранитизации

	Элемент, г/т															
	Li	Rb	Pb	Ba	Sr	Ce	La	Nd	Y	Yb	Sc	Co	Ni	Cr	V	Cu
<i>фа́ция</i>																
14	87	10,7	1665	440	75	20	20	13	2,1	10,3	9	42	151	189	57	
19	139	9,9	910	246	76	45	34	21	3,4	5,4	5	19	27	73	12	
7	141	17,5	1040	170	100	40	40	23	2,4	2,9	1,5	11	14	24	6	
<i>фа́ция</i>																
33	93	15	890	192	167	25	32	17	2,5	25	18	122	205	178	26	
32	103	15	636	259	60	34	31	13	1,8	13	9,3	38	114	97	13	
26	182	36	1000	181	100	49	35	13	1,4	9	4,4	4	9	22	11	
18	192	12	890	165	94	37	30	9	1,4	2,1	1,4	2,2	11	10	9	

60% аркозовых+25% биотитовых+10% гранат-биотитовых гнейсов+5% диопсидовых титовых+5% гиперстен-биотитовых гнейсов и 20% амфиболов в гранулитовой фации.

§ 60. ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ
В СЕРИЯХ ГРАНИТИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

В неизменных амфиболитах до половины объема пород, а иногда и свыше 60% составляет обыкновенная роговая обманка. Ее состав и отличия от амфиболов дистен-силлиманитовой фациальной серии метаморфических пород описаны в § 56. При гранитизации амфиболитов и амфибол-диопсидовых сланцев состав роговой обманки меняются только в отношении Fe и Mg, а также элементов-примесей, изоморфных с ними. В плагиомигматитах, а затем в калишпатовых мигматитах железистость амфиболов существенно возрастает (табл. 70, 71). Несколько увеличивается также содержание марганца. Остальные компоненты остаются в прежнем количестве. Если в амфиболитах при мигматизации количество амфибола резко сокращается, то в амфибол-диопсидовых сланцах оно даже увеличивается за счет развития амфибола по диопсиду. Железистость новообразованной роговой обманки также выше, чем у первичного амфибола.

О составе биотитов в различных неизменных породах говорилось в связи с определением влияния давления на состав этого

Таблица 70

Состав амфиболов и гиперстена (1 кр) из амфиболитов и мигматитов гранулитовой фации

Номер обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. П.	F	Σ
1а	46,24	1,31	9,80	7,48	6,84	0,27	13,29	11,43	0,90	0,34	2,19	0,11	99,80
2а	44,56	1,50	8,58	7,98	9,36	0,30	11,96	12,36	1,38	1,01	1,80	0,14	100,93
4а	44,80	1,42	7,70	5,98	10,08	0,39	12,90	12,23	1,09	0,90	1,98	0,24	99,71
5а	43,64	1,42	8,75	8,78	9,36	0,41	10,89	12,39	0,92	1,06	1,80	0,195	99,62
6а	44,56	1,47	8,75	6,78	11,52	0,45	10,63	11,89	1,10	0,94	1,89	0,205	100,18
1кр	49,08	0,94	3,50	5,55	25,57	0,98	13,35	0,06	0,11	0,17	—	—	99,31

Примечание. Аналитики — Н. М. Бехтерева и В. А. Ширяева.

Таблица 71

Кристаллохимические формулы амфиболов и гиперстена

Номер обр.	Si	Ti	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	OH ⁺ +F	mg
1а	6,70	0,14	1,3	0,37	0,78	0,83	0,03	2,87	1,77	0,26	0,06	2,14	49,2
2а	6,60	0,17	1,4	0,09	0,89	1,16	0,04	2,65	1,96	0,40	0,19	2,01	40,0
4а	6,66	0,17	1,34	—	0,68	1,26	0,05	2,86	1,94	0,32	0,18	2,05	45,4
5а	6,60	0,16	1,4	0,15	1,00	1,18	0,05	2,46	2,01	0,27	0,22	1,90	38,3
6а	6,65	0,17	1,35	0,19	0,77	1,46	0,06	2,36	1,90	0,37	0,19	1,99	37,6
1кр	1,96	0,03	0,12	—	0,17	0,85	0,03	0,80	—	—	—	—	31,5

минерала. Следует отметить, что кроме пониженной глиноземистости и повышенной железистости биотитов в исходных породах всем им свойственно высокое содержание Si и Ti. Повышенное содержание кремния для биотитов гранулитовой фации метаморфизма тоже отмечено в литературе (Никитина, 1965).

При мигматизации пород количество биотита резко сокращается, а железистость его возрастает (табл. 72, 73). Даже в аркозовых гнейсах, где количество минералов не меняется, а железистость и в исходных породах необычайно высока ($> 70\%$), в тeneвых мигматитах она повышается до 81—87%. Более железистые биотиты мигматитов сохраняют различия в уровнях содержаний Si, Fe и Mg, свойственные биотитам исходных пород. Следует еще раз подчеркнуть, что биотиты из пород чуйской серии имеют аномально низкие показатели преломления, совершенно не соответствующие их высокой железистости и титанистости. При мигматизации пород показатели преломления биотитов возрастают вместе с увеличением железистости минерала (рис. 72), но так и не достигают того соответствия с величиной железистости, которое приводится на большинстве графиков N_m биотита — $f_{\text{общ}}$ в литературе (Соболев, 1950; Ушакова, 1971; и др.). Повышение железистости всех железо-магнезиальных минералов при гранитизации пород обусловлено щелочным характером метасоматоза.

На обоих этапах гранитизации пород меняется состав полевых шпатов. Как показали анализы плагиоклазов из серий гранитизированных пород, на этапе плаггиомигматизации уменьшается содержание анортитовой составляющей в плагиоклазах и возрастает доля альби-

Таблица 72

Состав биотитов из различных пород гранулитовой фации и продуктов их гранитизации

Номер обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Ma ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	F	Σ
1б	39,78	1,80	16,40	6,78	9,36	0,14	12,09	0,40	0,16	8,35	3,89	0,30	99,45
2б	37,60	2,49	16,56	4,18	12,96	0,33	11,64	0,18	0,52	8,95	3,82	0,38	99,60
3б	38,12	2,68	17,48	7,57	10,80	0,25	8,81	0,20	1,06	9,35	3,43	0,33	100,08
1кр	33,92	4,26	17,45	5,97	14,76	0,19	10,53	0,53	0,11	9,20	3,24	0,40	100,56
2кр	33,52	3,46	17,93	5,30	15,84	0,10	8,97	0,53	0,11	9,23	3,78	0,42	99,19
3кр	35,36	2,71	17,84	10,48	11,40	0,21	9,60	0,26	0,22	8,30	3,10	0,46	99,94
1бг	33,75	3,25	18,92	2,77	16,56	0,23	9,28	0,45	0,15	8,65	3,63	0,34	97,98
2бг	34,64	3,33	19,22	2,87	18,55	0,08	7,80	0,49	0,26	9,22	3,95	0,35	100,74
3бг	35,25	3,62	18,75	2,92	18,45	0,12	8,08	0,44	0,24	8,50	3,75	0,36	100,51
1ар	36,94	2,20	16,56	7,96	14,04	0,24	7,58	0,18	0,52	8,75	3,55	0,54	99,06
2ар	38,01	3,12	17,38	3,50	16,56	0,17	6,86	0,41	0,11	8,89	3,68	0,60	99,29
3ар	37,82	2,56	16,92	5,17	17,64	0,18	5,10	0,44	0,13	8,56	4,13	0,50	99,15
3а	38,97	2,68	15,85	9,17	10,80	0,23	8,49	0,44	0,13	8,79	4,15	0,24	99,94
4а	39,24	1,94	15,32	7,57	7,20	0,11	14,43	0,37	0,30	8,33	3,82	0,46	99,09
7а	40,90	2,04	14,52	7,86	10,45	0,30	11,25	0,04	0,47	8,06	3,36	0,32	99,97

Примечание. Аналитики — В. И. Мордвинова, В. А. Ширяева.

Кристаллохимические формулы биотитов (в пересчете на 7 катионов)

Номер обр.	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ti	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Mn	Ca	Na	K	OH	F	O	mg
1б	3,04	0,96	0,52	0,10	0,39	0,60	1,38	—	0,03	0,02	0,82	1,99	0,14	10,13	43,0
2б	2,90	1,10	0,41	0,14	0,24	0,83	1,34	0,02	0,02	0,07	0,88	1,96	0,18	9,78	40,5
3б	2,98	1,02	0,60	0,16	0,45	0,71	1,03	0,02	0,02	0,16	0,93	1,80	0,17	10,29	33,2
1кр	2,63	1,37	0,21	0,25	0,55	0,28	1,20	0,01	0,04	0,02	0,91	1,67	0,20	9,62	34,2
2кр	2,68	1,32	0,34	0,20	0,31	1,04	1,06	—	0,04	0,02	0,93	2,02	0,21	9,63	32,0
3кр	2,73	1,22	0,40	0,16	0,60	0,74	1,10	0,01	0,04	0,03	0,82	1,68	0,22	9,69	30,0
1бг	2,67	1,33	0,43	0,19	0,16	1,10	1,10	0,01	0,04	0,03	0,88	1,90	0,17	9,81	33,0
2бг	2,72	1,28	0,47	0,20	0,17	1,19	0,90	—	0,04	0,04	0,92	2,07	0,17	9,66	26,5
3бг	2,74	1,26	0,43	0,20	0,16	1,18	0,92	—	0,04	0,03	0,83	1,94	0,19	9,53	27,5
1ар	2,95	1,05	0,50	0,13	0,47	0,94	0,90	0,01	0,02	0,08	0,98	1,90	0,28	10,11	26,2
2ар	3,04	0,96	0,66	0,18	0,21	1,10	0,81	—	0,03	0,02	0,90	1,96	0,31	10,15	26,0
3ар	3,03	0,97	0,63	0,15	0,32	1,18	0,61	—	0,04	0,02	0,98	2,24	0,25	10,06	18,6
3а	3,09	0,91	0,56	0,16	0,54	0,70	0,99	—	0,04	0,02	0,98	2,19	0,06	10,40	30,5
4а	2,98	1,02	0,35	0,11	0,44	0,45	1,64	—	0,03	0,09	0,81	1,94	0,22	9,93	49,6
7а	3,05	0,82	0,48	0,11	0,45	0,66	1,28	0,02	0,04	0,07	0,78	1,73	0,016	9,86	38,8

о преобладании инфильтрационного механизма метасоматической гранитизации в условиях начала гранулитовой фации. Состав плагиоклазов в гранитизированных породах амфиболитовой фации, судя по показателям преломления и замерам максимальных углов погасания в зонах \perp (100), меняется таким же образом.

Первичные калиевые полевые шпаты встречаются в неизмененных аркозовых и гиперстенсодержащих гнейсах. Они имеют близкий состав: 82% Кш·14,5% Аб·2% Ан·1,5% Цн (см. табл. 74), довольно высокую рентгеновскую триклинность ($\Delta\rho=0,87-0,88$). Рентгеновские данные об их фазовом составе несколько расходятся с данными химического анализа. Если в гиперстеновых гнейсах, по рентгеновским данным, калишпат представлен микроклин-пертитом с содержанием альбитовой фазы ($Аб_{1,80}$ ($Аб_{99}$) $_{20}$), то калишпат аркозовых гнейсов состоит из чистой микроклиновой фазы — содержание Аб равно нулю (здесь и ниже данные аналитика А. Н. Сапожникова).

Первые метасоматические калишпаты, замещающие по трещинам олигоклиз в плагиомигматитах, отличаются более высоким содержанием калиевой составляющей и, что самое интересное, высокими концентрациями бария (0,9—1,20%) и заметным содержанием цезиановой составляющей (средний состав их по химическим анализам 86% Кш·10% Аб·1,6% Ан·2,7% Цн). Как и следовало ожидать, этим калишпатам сопутствует низкая степень упорядоченности ($\Delta\rho=0,79-0,50$) (рис. 73). По рентгеновским данным, большинство калишпатов в пробах из передовой части зоны калишпатовой мигматизации представлены чистой калишпатовой фазой (совсем без альбитовой, реже с 5% альбитовой фазы). Здесь опять-таки наблюдается существенное расхождение в данных химии и рентгена, но оно может быть вызвано загрязнением материала плагиоклазом, ибо в этих пробах калишпат содержится в малом количестве.

В участках интенсивной калишпатизации — в тневых мигматитах, развивающихся по всем породам, — содержание в калишпатах альбитовой составляющей вновь возрастает, а концентрации бария очень низки (0,043—0,45%). Соответственно триклинность его увеличивается до 0,88—0,95. В крупных зернах калишпата пертитовое строение хорошо видно под микроскопом. Пертиты тонкие, веретеновидные, равномерно распределенные по зерну калишпата. Особенно велико их количество в идиоморфных вкрапленниках калишпатов из микроклиновых сиенитов и биотитовых гранитов с признаками прохождения магматической стадии. Средний состав калишпатов из зон метасоматической калишпатизации пород — 85% Кш·13% Аб·1,6% Ан·0,6% Цн. По рентгеновским данным калишпаты тневых мигматитов по гиперстеновым (кр), биотитовым (б) и гранат-биотитовым (б) гнейсам представлены

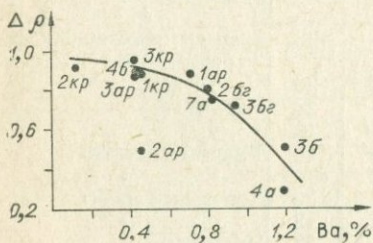


Рис. 73. Зависимость степени упорядоченности калиевого полевого шпата от содержания бария.

тневых мигматитов по гиперстеновым (кр), биотитовым (б) и гранат-биотитовым (б) гнейсам представлены

микроклин-пертитами с содержанием альбитовой фазы (Ab_{0-3})₈₀₋₈₉ (Ab_{95-100})₁₁₋₂₀ с хорошим соответствием фазового состава химическим анализам. Калишпаты из гранито-гнейсов, образовавшихся по аркозовым гнейсам и амфиболитам, представляют собой почти чистые микроклины (Ab)₉₅₋₁₀₀, что не согласуется с данными химического анализа.

Следовательно, на фронте замещения плагиомигматитов калишпат представлен бариевым ортоклазом, а с увеличением интенсивности процесса основным типом калишпатов становится микроклин-пертит с низкими концентрациями бария и более высоким, как будет показано далее, содержанием рубидия. По существу, только повышенное количество рубидия отличает новообразованный микроклин-пертит от первичного калишпата аркозовых и гиперстеновых гнейсов. Развитие высокобариевого ортоклаза со структурой гиалофана на переднем крае калишпатового замещения мелкозернистых плагиоклазовых пегматитов в мамской толще отмечается также В. М. Макагоном и другими авторами (Афонина и др., 1973). Они объясняют данное явление тем, что вследствие подобия структур олигоклаза и гиалофана энергетически более выгоден именно структурный характер замещения. Однако, по их данным, переход в структуру гиалофана происходит при содержании $Ba > 1,2\%$ в калишпате, а у нас это предельное содержание бария. К сожалению, структуры наших калишпатов не проверялись. Условия их образования в мамской и чуйской сериях резко различаются по давлению, что может повлиять на смещение области перехода в гиалофановую структуру.

§ 61. ПОВЕДЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССЕ ГРАНИТИЗАЦИИ ПОРОД

Литий, рубидий, свинец, барий и стронций. Содержание Li и Rb близки во всех разновидностях исходных пород (табл. 75). Концентрация Rb и Ba могут различаться на порядок и больше даже в соседних пластах: в амфиболитах 1а содержится 44 г/т Ba, в амфиболовых гнейсах 4а—1700 г/т Ba. Величины средних концентраций Li, Rb, Pb и Ba в одноименных породах амфиболитовой и гранулитовой фаций значимо не различаются.

Все названные элементы распределяются в продуктах гранитизации весьма сложным образом (рис. 74). Литий, который входит изоморфно с магнием в железо-магнезиальные минералы, должен был бы при гранитизации интенсивно выноситься. Однако его содержание в мигматизированных породах либо не изменяется, либо слабо снижается. Видимо, это связано с повышением активности лития в условиях щелочного метасоматоза. Остающийся в мигматитах биотит несколько обогащен литием.

Рубидий, свинец и барий входят в решетки калиевых минералов: с одной стороны, биотита, содержание которого при мигматизации резко сокращается, с другой — калиевого полевого шпата,

Содержание редких элементов в метаморфических породах

Номер обр.	Порода	Li	Rb	Pb	Ba	Sr	Zn	Sn	Sc
<i>Амфиболитовая</i>									
16т	Биотитовые гнейсы с амфиболом	30	76	4	1000	320	35	2,7	20
26т	Плагиомигматиты	21	62	2	560	280	30	1,5	12
46т	Гранито-гнейсы	8	54	9	1400	140	35	2,7	2,4
16и	Биотит-эпидотовые гнейсы	27	133	11	2800	280	40	1,7	15
26и	Плагиомигматит	27	60	10	800	280	30	1,8	7,9
36и	Калишпатовые мигматиты	20	116	9	1900	210	30	1,7	10
2ап	Диоксид-амфиболовый сланец	10	29	7	1100	220	55	1,7	15
3ап	Плагиомигматиты	13	54	3	2100	160	46	0,9	3
4ап	Калишпатовые мигматиты	12	52	6	1450	170	35	1,1	5
7ап	Базифицированный сланец	Н.о.	Н.о.	4	190	150	60	1,5	3
2аг	Аркозовые гнейсы	17	182	12	1000	250	3	4,2	2,5
5аг	Мигматиты	7	161	30	560	110	27	1,8	1,6
3аг	Гранито-гнейсы	—	175	16	870	180	25	1,0	1,0
4аг	Биотитовые граниты	30	179	18	1450	270	30	3,1	4,4
1г	Гранито-гнейсы	16	156	8	700	110	25	1,1	1
2г	Жильный гранит	7	234	12	450	130	27	1,4	1,4

Гранулитовая

1а	Амфиболиты	16	3	15	44	200	95	7,0	30
2а	Плагиомигматиты	16	23	11	370	310	95	5,0	21
3а	Гранито-гнейсы	16	134	33	690	140	40	1,7	28
4а	Амфиболовые гнейсы	23	91	19	1700	760	85	4,0	34
5а	Плагиомигматиты	21	94	25	3100	870	85	4,8	19
6а	Мигматиты	21	131	30	2700	840	95	5,5	23
7а	Гранито-гнейсы	8	113	26	2600	630	40	3,0	9
1б	Биотитовые гнейсы	60	132	18	760	180	76	5,5	40
2б	Плагиомигматиты	56	109	15	880	320	76	4,5	23
3б	Мигматиты	45	185	26	3300	420	58	4,0	15
4б	Гранито-гнейсы	37	152	47	1100	230	40	4,0	3
1бг	Гранат-биотитовые гнейсы	39	105	21	60	250	51	3,8	23
2бг	Мигматиты	38	119	25	120	320	57	3,5	5
3бг	»	35	91	18	170	370	55	4,4	4,5
1кр	Гиперстен-биотитовые гнейсы	37	120	20	520	200	48	4,4	34
2кр	Мигматиты	40	106	24	210	110	69	3,4	35
3кр	Гранито-гнейсы	15	190	46	200	57	20	3,5	5
1ар	Аркозовые гнейсы	22	108	10	1900	180	40	2,9	12
2ар	Мигматиты	23	135	12	800	200	34	3,5	3
3ар	Гранито-гнейсы	23	236	33	1400	150	48	2,3	5

амфиболитовой и гранулитовой фации и продуктах их гранитизации, г/т

Ce	La	Nd	Y	Yb	$\frac{\Sigma Ce}{Y+Yb}$	Co	Ni	Cr	V	Cu	Be	U	Th
<i>фация</i>													
74	13	18	13	2,7	6,7	14,0	79,0	380	300	210	1,25	0,7	1,7
62	30	33	24	4,2	4,4	5,5	3,1	12	130	6,9	0,85	Н.о.	1,1
120	54	80	94	8,0	2,5	1,0	2,3	9,1	8,1	10,0	0,65	0,4	3,8
74	27	27	17	3,3	6,3	18,0	110	160	170	180	2,80	1,8	5,9
69	30	27	20	3,5	5,3	8,3	42	110	140	7,6	0,95	0,8	3,9
87	42	31	10	2,0	13,3	5,0	16	74	130	7,9	0,70	1,0	9,0
87	24	23	13	2,3	8,8	19,0	48	360	230	30,0	2,00	1,2	4,4
51	27	22	12	1,7	7,3	4,0	9,3	60	56	8,2	1,40	1,1	1,9
53	30	22	12	1,9	7,5	3,0	8,0	40	40	5,3	1,50	0,5	5,8
44	29	19	11	1,8	7,5	6,6	8,5	28	110	24,0	0,80	0,1	14,8
105	50	35	11	1,7	15,0	1,0	1,5	12	18	6,7	2,10	19,5	5,3
76	34	34	21	3,1	6,0	1,1	1,1	7,4	5,7	5,7	1,25	—	—
96	41	32	8	0,8	19,2	2,5	1,6	12	22	4,4	1,20	2,5	14,6
130	63	48	12	1,6	17,7	2,6	2,7	19	20	20,0	2,40	1,0	18,5
70	23	20	8	1,0	12,5	1,0	2,1	10	9,3	7,0	0,75	0,3	4,1
81	24	23	8	1,6	13,3	1,0	1,5	7,2	6,0	8,0	1,10	Н.о.	23,9

фация

130	25	55	20	1,5	10,0	40	190	440	330	11	1,25	0,5	0,9
110	35	52	20	2,4	8,8	12	68	270	150	11	1,10	1,1	1,5
95	48	37	11	0,9	15,0	5	4	8	14	9	0,85	13,1	25,0
160	60	52	18	2,1	13,5	30	250	530	210	38	—	—	—
150	87	85	35	3,0	8,5	14	57	110	190	34	—	—	—
110	62	65	29	3,6	7,3	16	50	130	130	12	—	—	—
83	35	41	26	2,9	5,5	4	8	11	52	26	—	—	—
80	28	35	17	3,2	7,1	23	300	380	300	67	0,95	3,5	4,3
50	30	31	15	2,3	6,4	13	84	200	210	17	1,35	Н.о.	2,1
93	65	46	16	2,4	11,1	3	60	130	100	8	0,55	»	13,8
100	67	37	14	1,5	14,6	2	5	8	19	14	0,90	0,2	27,5
58	38	35	21	3,3	5,4	17	43	120	210	33	1,20	3,9	9,2
56	45	26	5,6	0,8	19,8	6	8	17	44	12	0,65	3,1	5,5
59	50	27	4,6	0,7	25,6	6	9	17	46	20	0,80	2,2	6,5
55	54	36	17	3,2	7,7	16	68	140	160	27	1,0	—	—
87	62	41	46	6,6	3,6	8	23	95	61	27	0,8	3,6	12,7
41	22	16	16	2,0	4,4	7	5	8	5	7	0,4	10,1	20,6
30	16	18	15	2,2	3,7	4	3	8	19	7	0,86	1,8	8,5
44	30	21	5	0,7	16,7	7	4	10	18	10	1,10	1,8	6,2
120	41	38	15	1,7	12,0	5	2	7	23	8	1,40	3,8	41,4

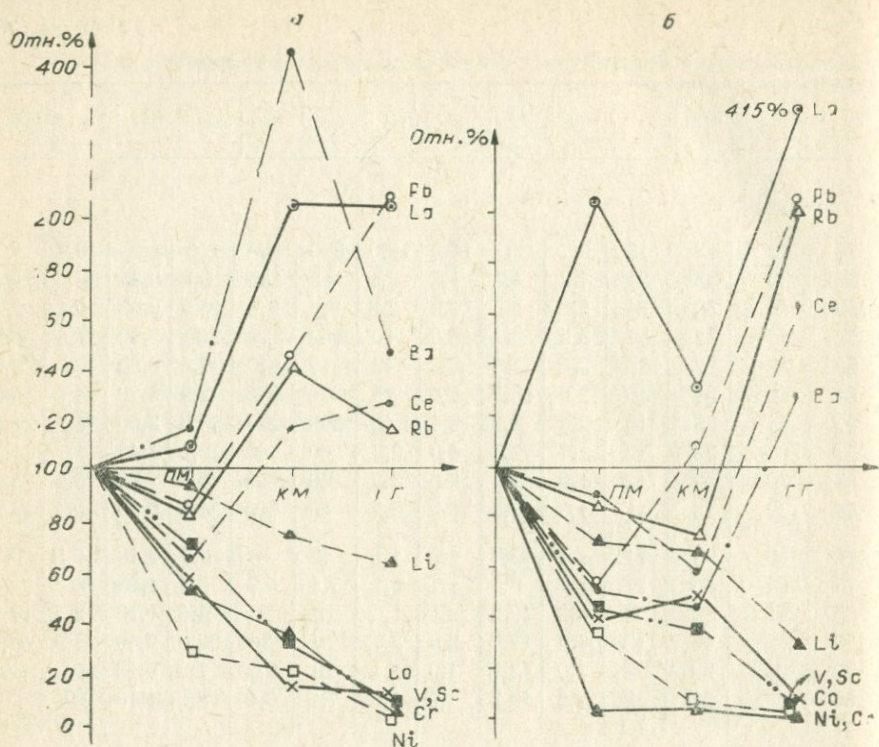


Рис. 74. Изменение содержания элементов-примесей в биотитовых гнейсах амфиболитовой (а) и гранулитовой (б) фаций при мигматизации. Усл. обозн. см. на рис. 70.

количество которого растет. Наиболее однозначно их поведение при гранитизации пород, не содержащих первичного биотита и калишпата. Рубидий и свинец следуют за калием, и ярче всего возрастание их содержания при гранитизации проявляется в безбиотитовых амфиболитах (рис. 75). В гнейсах с большим количеством биотита и с большой его долей в балансе Rb эта зависимость нивелируется замещением большей части биотита. Оставшийся в породе биотит обогащается именно рубидием, тогда как содержание в нем Li и Cs изменяется незначительно (табл. 76). Увеличение концентраций рубидия наблюдается и в калиевых полевых шпатах — как от калишпата исходных пород к метасоматическим калишпатам, так и от внешней к внутренней части зоны калишпатизации. Содержание бария в калиевых полевых шпатах, напротив, более высокое в минералах из краевой части зоны калишпатизации и снижается в микроклинах из теневых мигматитов и гранито-гнейсов параллельно с увеличением степени их упорядоченности. Соответственно величина отношения Ba/Rb резко уменьшается по мере усиления мигматизации пород. Цезий четких зависимостей не дает.

В целом по толще при гранитизации пород как амфиболитовой, так и гранулитовой фации метаморфизма содержания Rb и Pb увеличиваются.

Отношение K/Rb очень широко варьирует в исходных породах от 126 в гранат-биотит-гиперстеновых гнейсах до 610 и 890 в основных сланцах и амфиболитах соответственно. При мигматизации в большинстве пород наблюдается увеличение отношения K/Rb (см. табл. 75), за исключением амфиболитов и основных сланцев, где оно падает. Для калищатовых мигматитов характерны величины отношения K/Rb от 260 до 400, для гранито-гнейсов с признаками кристаллизации из расплава они почти всегда ниже: 206—260. В мигматитах по аркозовым гнейсам соотношение K и Rb приближается к гранитному. Увеличение отношения K/Rb свидетельствует о том, что в процессе калищатовой мигматизации рубидий запаздывает по отношению к калию, и чем основнее исходная порода, тем сильнее это сказывается.

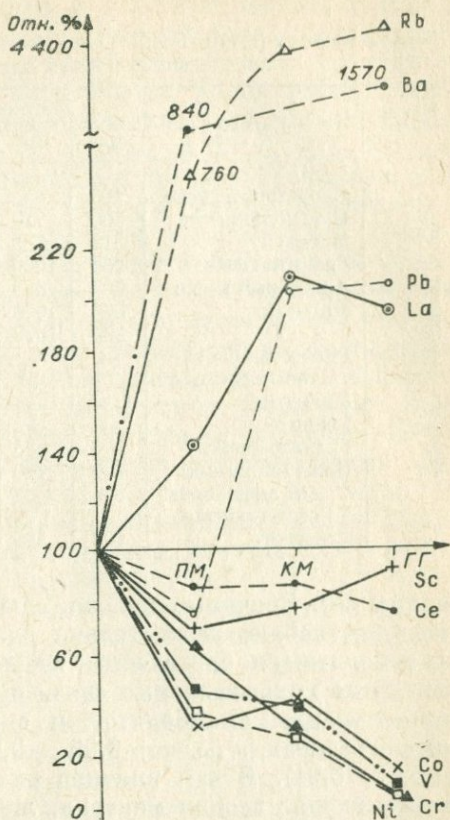


Рис. 75. Изменение содержания элементов-примесей в амфиболитах и мигматитах гранулитовой фации. Усл. обозн. см. на рис. 70.

Распределение бария носит еще более сложный характер. В безбиотитовых (амфиболиты) и биотитовых, но без первичного калищата породах в процессе мигматизации содержание бария увеличивается (породы *a*, *б*, *ап*, *бт*). При наличии первичного калищата (аркозовые и биотит-гиперстеновые гнейсы) изменяется состав самого калиевого полевого шпата. Дело в том, что к концу процесса растет триклинность и уменьшается содержание бария в калиевом полевоом шпате (см. рис. 74). При этом концентрация бария в породе либо снижается на этапе плаггиомигматизации, а затем возрастает (благодаря интенсивному развитию калищата), либо уменьшается последовательно при условии, что конечный калищат — максимальный микроклин с низким содержанием бария (биотит-гиперстеновые гнейсы). В целом по толще концентрация бария в исходных породах и теневых мигматитах близка, а в плаггиомигматитах несколько ниже.

В результате подобного сложного распределения четкой корреляционной зависимости содержаний Rb, Pb, и Ba от концентраций

Редкие щелочи (г/т) и барий (%) в биотитах и калиевых полевых шпатах метаморфических пород и мигматитов

Номер обр.	Порода	Биотиты			Калиевые полевые шпаты				
		Li	Rb	Cs	Ba	Rb	Cs	Δp	Ba/Rb
1б	Биотитовый гнейс	163	455	80	—	—	—	—	—
2б	Плагиомигматит	300	770	70	—	—	—	—	—
3б	Мигматит	318	725	70	1,20	240	5	0,50	31,0
4б	Гранито-гнейс	280	1000	100	0,44	415	5	0,91	6,6
1ар	Аркозовый гнейс	308	855	90	0,72	290	8	0,87	15,4
2ар	Мигматит	360	1000	120	0,47	400	15	0,50	7,3
3ар	»	290	1090	97	0,45	430	5	0,88	6,5
1кр	Гиперстен-биотитовый гнейс	—	—	—	0,45	413	12	0,88	6,6
2кр	Мигматит	—	—	—	0,13	445	9	0,92	1,8
3кр	Гранит	—	—	—	0,043	480	5	0,95	0,6
3а	Гранито-гнейс	350	835	85	0,25	320	5	0,94	4,8
4а	Плагиомигматит по амфиболовым гнейсам	190	700	90	1,20	240	5	0,29	31,0
7а	Мигматит	163	545	80	0,83	366	6	0,76	14,1

калия нет. Значимые положительные коэффициенты линейной корреляции наблюдаются только для пары $K-Rb$ в мигматитах по амфиболитам и биотитовым гнейсам ($r_{KRb} = +0,75-0,90$). Для Li значимые положительные связи с Pb , Sn и F обнаруживаются при мигматизации амфиболитов и с Zn и Sn в биотитовых гнейсах и их мигматитах ($r_{LiPb} = +0,96-0,998$, $r_{LiSn} = +0,86-0,91$, $r_{LiZn} = +0,82-0,91$). В чем причина их появления, неясно: либо эти элементы входят в один минерал, либо имеют общие формы переноса.

Содержания стронция близки в породах обеих фаций и большинстве разновидностей пород (200—300 г/т). Очень любопытно обогащение как барием, так и стронцием одного из пластов амфиболитов и мигматитов по ним (4а—7а в табл. 75). По всей вероятности, это первичное обогащение, ибо по концентрациям всех остальных элементов эти породы не выделяются. В процессе плагиомигматизации пород, несмотря на замещение основных плагиоклазов и вынос петрогенного аналога стронция — кальция, концентрации Sr почти во всех породах повышаются, за исключением тех пород, где этап плагиомигматизации выражен слабо. Видимо, это происходит вследствие резкого увеличения количества плагиоклазов, носителей стронция, в породе. При калишпатизации пород содержание стронция убывает (см. табл. 75). При обсуждении распределения Zn и Sn (это касается и Pb) следует учитывать, что определение данных элементов проводится с большой ошибкой. Поэтому, несмотря на явно более высокие содержания Zn и Sn в породах гранулитовой фации, придавать большое значение этим фактам нельзя — они требуют проверки. Тем не менее стоит отметить понижение содержаний Zn и Sn в зонах калишпатовой мигматизации меланократовых пород, вызванное уменьшением количества темноцветных минералов.

Бериллий. Содержания бериллия в исходных породах близки и варьируют незначительно: от 1,2—2,8 г/т в гнейсах и сланцах амфиболитовой фации до 1—1,3 г/т в гнейсах и амфиболитах гранулитовой фации. При гранитизации большинства пород обеих фаций отмечается вынос бериллия. В зонах калишпатовой мигматизации, где он наиболее интенсивен, породы теряют от 30 до 70% Ве (см. табл. 75). Уменьшение концентраций Ве в гранитизированных породах обычно объясняют замещением его минералов-носителей (амфиболов, биотитов, основных и средних плагиоклазов). Однако содержание Ве в олигоклазах гранитоидов достигает иногда 9—10 г/т (Петров, 1973). Следовательно, новообразующиеся олигоклазы при определенных условиях могли бы захватить то малое количество Ве, которое было в исходных породах. Видимо, условия высокотемпературного щелочного метасоматоза препятствовали рассеянию бериллия, способствуя образованию его комплексных соединений типа фторбериллатов, устойчивых в этой обстановке (Соболев, 1964).

Редкоземельные элементы и иттрий. Из редкоземельных элементов (р. з. э.) определялись содержания только Се, La, Nd и Yb, так как в большинстве пород остальные лантаноиды имеют содержания ниже порога чувствительности анализа, указанная же группа составляет по весу более 90% суммы всех р. з. э.

Неизменные породы разнообразны по суммарному содержанию р. з. э. и концентрации отдельных составляющих. По всей вероятности, это исходная неравномерность обогащения осадков р. з. э., ибо одноименные породы могут иметь как одинаковые, так и очень разные содержания р. з. э. У биотитовых гнейсов (все три разновидности) в гранулитовой и амфиболитовой фациях отмечаются близкие содержания всех лантаноидов и иттрия. Амфиболовые гнейсы, основные сланцы и аркозовые гнейсы двух изученных фаций имеют совершенно различные содержания цериевой группы р. з. э. (см. табл. 75). При этом в аркозовых гнейсах основным концентратором р. з. э. являются обломочные аксессуарные минералы, главным образом ортит и апатит. Их неравномерное распределение сказывается на содержании р. з. э. в разных прослоях аркозовых гнейсов: концентрации Се, La и Nd в пробах неизменных пород могут изменяться в 2—3 раза. И в исходных и в гранитизированных породах в составе р. з. э. резко преобладает церий, содержание которого в 2—6 раз выше, чем лантана и неодима.

В меланократовых неизменных породах породообразующие минералы играют важную роль в распределении р. з. э., которые рассеиваются в амфиболах, биотитах и плагиоклазах (табл. 77). На их долю приходится свыше 70% Се, La, Nd, Yb и 85% Y от количества этих элементов в породе. Особенно велика доля амфиболов, захватывающих от 40 до 70% р. з. э. и Y. Вероятно, только часть обнаруживаемых в амфиболе р. з. э. входит в решетку минерала, изоморфно замещая кальций. Остальная часть р. з. э., не поддающаяся количественной оценке, может входить в микровключения ортита, освободиться от которых при отборке минералов невозможно. По-видимому, эта часть не слишком велика, так как содержания р. з. э.

Таблица 77

Распределение Ce, La, Nd, Yb и Y в минералах исходных и гранитизированных пород, г/т

Номер обр.	Порода, минерал	Количество минерала, вес. %	La	A _{La}	Ce	A _{Ce}	Nd	A _{Nd}	Yb	A _{Yb}	Y	A _Y
1a	Амфиболит		36		140		46		2,5		25	
	Амфибол	55	26	40	170	67	57	68	2,4	53	36	79,0
	Плагиоклаз	40	23	25	30	9	12	10	0,5	8	3,5	5,6
	Кварц	5	<10	<1,4	<30	<1,2	<10	<1	0,5	1	3,0	0,6
3a—7a	Гранито-гнейс		46	<66	90	<77	36	<79	2,9	62	26	85
	Плагиоклаз	34	<10	<8	<30	<12	<10	<10	0,8	9,4	2,7	3,5
	Калишпат	25	<10	<6	<30	<8	<10	<7	0,6	5,2	2,9	2,8
	Кварц	34	<10	<8	<30	<11	<10	<9	0,6	6,8	1,0	1,3
7a	Биотит	4	<10	<0,8	69	3	15	1,6	2,3	3,2	12	1,9
	Эцидот	2	63	2,7	160	3,5	140	7,8	4,0	2,8	160	12
	Сфен	0,2	310	1,3	1,2 %	27	1,1 %	61	920	63,5	1,6 %	123
16	Биотитовый гнейс		46	<27	130	<65	46	<98	2,6	91	30	144
	Плагиоклаз	47	20	20,5	<30	<11	<10	<10	1,7	30,8	24	37,6
	Кварц	18	<10	<4,0	<30	<4	<10	<4	0,5	3,5	3,2	1,9
	Биотит	35	<10	<7,5	63	17	<10	<8	1,2	16,2	4	4,7
46	Гранито-гнейс		76	<30	160	<30	49	<20	1,7	50,5	21	44
	Плагиоклаз	33	18	7,8	<30	<6,3	<10	<7	0,7	13,5	4,2	6,6
	Калишпат	42	<10	<5,5	<30	<8	<10	<8,5	0,6	15,0	2,9	5,8
	Кварц	20	12	3,2	<30	<4	<10	<4	0,8	9,5	4,4	4,2
	Биотит	5	10	0,7	55	1,7	26	2,7	0,95	2,8	5,0	1,2
				<17		20		<20		41		17,8

Примечание. A_{LaCe...} — доля элемента (La, Ce...) в процентах от содержания в породе, приходящаяся на данный минерал.

в биотите в 3—5 раз ниже, чем в амфиболе, включения ортита в нем также возможны.

В исходных биотитовых гнейсах, имеющих близкие к амфиболитам валовые концентрации р. з. э., на долю породообразующих минералов приходится от 20 до 50% р. з. э., что связано с более низкими содержаниями лантаноидов и Y в биотитах и кислых плагиоклазах по сравнению с амфиболами и лабрадорами. Остальная часть р. з. э. концентрируется в апатите и ортите. Присутствие граната даже в количестве 1—3% (в аркозовых, силлиманитовых и гиперстеновых гнейсах) существенно влияет на распределение иттрия, концентрируемого этим минералом.

Поведение р. з. э. в процессе гранитизации связано с изменением соотношения минералов-носителей и минералов-концентраторов. Поскольку в каждом типе пород эти соотношения своеобразны, то существуют вариации в распределении р. з. э. в мигматитах по различным породам (см. табл. 75). Так, для основных сланцев и гиперстеновых гнейсов, содержащих значительные по сравнению с другими породами количества р. з. э., концентрации ведущих редких земель La, Ce и Nd уменьшаются, Yb и Y либо также снижаются, либо остаются постоянными. В процессе преобразования пород разрушаются и замещаются основные носители р. з. э. — амфиболы, основные плагиоклазы и биотиты. В балансе р. з. э. в мигматитах главную роль начинают играть акцессорные минералы и эпидот. Надо сказать, что состав и набор акцессорных минералов при этом меняется. Если для неизмененных пород характерны апатит, рутил и изредка встречается ортит, то уже в плагиомигматитах рутил замещается сфеном, количество которого увеличивается благодаря новообразованию за счет Ca и Ti замещаемых амфиболов, биотитов и основных плагиоклазов. В калишпатовых мигматитах с малым количеством темноцветных минералов особенно заметно увеличение количества и размеров сфена и апатита, а также ортита. Все эти минералы концентрируют редкие земли (ортит — преимущественно цериевые, апатит и сфен — весь комплекс р. з. э.), что прекрасно видно при анализе разборок минералов гранито-гнейсов. В сфене данных пород содержится свыше 4% р. з. э. Несмотря на высокие концентрации всех изученных элементов, доля Nd, Yb и Y, приходящаяся на сфен, особенно велика, а La и Ce — значительно ниже (1,5—27%), что как раз и обусловлено присутствием в породе ортита. Доля породообразующих минералов в балансе La, Ce, Nd, Yb и Y в мигматитах составляет 10—25% (см. табл. 77).

При мигматизации биотитовых гнейсов увеличение роли акцессорных минералов в балансе р. з. э. гораздо слабее, так как и в исходных породах на их долю приходится большая часть редких земель.

Такое изменение роли минералов в распределении редких земель на обоих этапах гранитизации нашло яркое отражение в изменении корреляционных связей между петрогенными элементами и р. з. э. и внутри группы редких земель (табл. 78). Исходные породы характеризуются отсутствием значимых связей между р. з. э. и Si, Al, Ca и F и другими элементами. Это может свидетельствовать о

Изменение коэффициентов корреляции редких земель при гранитизации

Пара элементов	Амфиболиты			Бiotитовые гнейсы			Аргозовые гнейсы	
	ис	п.м	к.м	ис	п.м	к.м	ис	к.м
Si—Ce	—	—0,98	+0,96	—	—	—	—	—0,89
Si—La	—	—0,82	+0,997	+	+	—0,87	—	—
Si—Nd	—	—0,96	+0,80	+	—0,74	—	—	—0,99
Si—Y	+	—0,90	+	+	—	+	—	+
Si—F	—	—0,86	—0,85	—	—0,70	—	+	—0,99
Al—Ce	+	+0,97	+	+	+	+	+	+
Al—Nd	+	+0,97	+	—	+	+	+	+
Al—Y	+	+0,95	+	—	+	+	—	+
Al—Yb	—	+0,87	+	+	+	+	—	+
Ca—Ce	+	—	—0,92	—	—	+	—	+0,96
Ca—La	—	—	—	—0,82	—	+0,78	—	+
Ca—Nd	—	—0,89	—0,92	—0,84	—	+	—	+
Ca—Y	—	—0,93	—	—	+	—	+	—
Ca—Yb	—	—0,97	—	—	+	—	+	—
П. п. п.—La	—	+	—0,96	—	—	+	—	+0,95
П. п. п.—Nd	+	+	—	+	+	—	—	+0,995
П. п. п.—Ce	+	+	—0,96	—	—	+	—	+
F—La	+0,95	+0,95	—	—	—	+	+	+
F—Nd	+	+0,90	—	+	+	+	+	+
F—Y	+	+0,90	—	—	+	—	—	—
Ce—La	+	+0,88	+0,98	+	+	+0,75	+0,97	+
Ce—Nd	+	+0,99	+0,94	+	+0,77	+0,86	+0,995	+
Ce—Y	+	+0,94	+	+	+	+	+	—
La—Nd	+	+0,93	+	+0,84	+	+	+0,95	+
La—Y	+	+0,94	+	+	+	+	+	—
Nd—Y	+	+0,98	—	+0,82	+	+0,90	+	—
Nd—Yb	—	+	+	+0,81	+	+0,91	+	—
Y—Yb	+	+0,92	+	+	+0,98	+0,99	+0,99	+0,97

Примечание. Плюс (+) и минус (—) — незначимые положительные и отрицательные связи; ис — исходные породы; п.м — плагиомигматиты; к.м — калищпатовые мигматиты.

равномерном распределении р. з. э. между многими различными по составу минералами породы. В плагиомигматитах появляются высокие положительные значения коэффициентов парной корреляции между всеми изученными членами семейства редких земель, отрицательные значимые связи р. з. э. с Si и Ca и положительные с Al и F. Поскольку концентрации р. з. э. на данном этапе гранитизации изменяются слабо, объяснение следует искать именно в перераспределении р. з. э. При разрушении основной массы амфиболов и основных плагиоклазов р. з. э. фиксируются в составе новообразующихся сфенов и апатитов. Отсюда появление отрицательных связей с Ca и положительных между всеми р. з. э., ибо и сфен и апатит — ком-

плексные минералы. Следовало бы ожидать положительных коэффициентов корреляции р. з. э. с Ti и Na, но первый просто не подсчитывался, а для натрия на этом этапе крупный по масштабам процесс замещения плагиоклазов и амфиболов олигоклазом маскирует те связи, которые могли возникнуть при вхождении малого количества Na и лантаноидов вместо Ca в сфене и апатите по следующей схеме: $2Ca^{2+} \rightarrow Na + Ce^{3+} (La^{3+} \text{ и т. д.})$. Ярко выраженная отрицательная связь с Si, положительная с Al и отсутствие подобной с Na, вероятно, косвенно свидетельствует о другой схеме изоморфизма в сфене: $Ca^{2+} + Si^{4+} \rightarrow Ce^{3+} + Al^{3+}$, но это лишь предположение, которое может быть подтверждено детальным изучением состава минерала.

В калишпатовых мигматитах среди акцессорных минералов ведущая роль принадлежит ортиту. В этом, видимо, кроется причина возникновения в теневых мигматитах значимых положительных связей цериевой группы р. з. э. с кремнием и сохранение положительных связей только внутри цериевой группы р. з. э. Соответственно на этом этапе сохраняются отрицательные связи с Ca и появляются новые с величиной потерь при прокаливании.

Тот факт, что р. з. э., освобождаясь при замещении основных минералов породы, не уходят, а фиксируются в составе новообразований, указывает на то, что лантаноиды, как и титан, в процессе плагиомигматизации являются инертными компонентами. В теневых мигматитах и гранито-гнейсах, образующихся по амфиболитам, основным сланцам и гиперстеновым гнейсам, происходит вынос р. з. э., по всей вероятности, в связи с массовым замещением остальной части темноцветных минералов, а также в связи с выносом Ti и P, т. е. части акцессорных минералов. В гиперстеновых гнейсах на фронте массовой калишпатизации отмечается накопление р. з. э. по сравнению с исходными концентрациями. Видимо, это отложение вынесенных из зоны калишпатизации р. з. э. в условиях более низкой щелочности на внешней границе зоны.

В биотитовых гнейсах двух фаций метаморфизма наблюдается увеличение концентраций Ce и La на обоих этапах мигматизации. Возрастают они и при мигматизации аркозовых гнейсов. Содержания неодима большей частью не меняются, а концентрации Y и Yb имеют тенденцию к понижению. Только в эпидот-биотитовых гнейсах с небольшим количеством амфибола возрастают содержания изученных редких земель и иттрия.

Во всех более кислых породах также наблюдается увеличение в теневых мигматитах количества и размеров ортита и апатита, в биотитовых мигматитах — сфена. Поскольку биотит содержит меньшее количество редких земель, увеличение количества акцессорных минералов, обогащенных р. з. э., приводит к суммарному возрастанию их концентраций даже на фоне резкого сокращения количества основного минерала-носителя. В кислых гнейсах содержания Y и Yb в процессе гранитизации снижаются или незначительно варьируют, что связано, вероятно, с более высоким содержанием ортита, а не сфена и апатита, как в основных сланцах.

Коэффициенты корреляции р. з. э. и связанных с ними элемен-

тов в биотитовых и аркозовых гнейсах не дают такой стройной зависимости от изменения минерального состава пород, как в амфиболитах и основных сланцах. Редкоземельные элементы здесь довольно тесно связаны между собой, но с другими элементами значимых коэффициентов корреляции очень немного и появление и исчезновение этих связей трудно объяснить.

Приблизительный (по причине неравномерности распределения р. з. э. в некоторых исходных породах) подсчет средневзвешенных содержаний р. з. э. по толще исходных и мигматизированных пород показывает, что при гранитизации пород гранулитовой фации в целом по толще содержания Ce и La возрастают, Nd не меняются, а Yb и Y убывают. Эти факты согласуются со щелочным характером метасоматоза, но не подтверждают резкого эффекта накопления цериевых редких земель в продуктах гранитизации, о котором пишут К. И. Розанов и Д. А. Минеев (1973). Еще раньше Б. Г. Лутц и Д. А. Минеев (1967) писали о преимущественном выносе тяжелых лантаноидов и иттрия из зон гранитизации и об их накоплении в окружающих эти зоны ореолах регрессивного изменения пород. В исследуемом регионе наблюдается лишь тенденция к выносу Y и Yb и возрастанию в амфиболитовой фации содержания не только Ce, La и Nd, но и иттрия.

При изучении поведения лантаноидов в сериях щелочных пород Е. И. Семенов отмечал тенденцию к большей подвижности Ce (и цериевых редких земель) в кальциевых средах и иттрия в некальциевых (Геохимия редких элементов, 1964, с. 225) при контактовом метасоматозе. Нечто подобное наблюдается и в процессе гранитизации. С одной стороны, при мигматизации основных сланцев более подвижные в богатой Са среде цериевые редкие земли выносятся интенсивнее иттриевых р. з. э. и Y. С другой стороны, при гранитизации кислых пород — гнейсов с низким содержанием Са — иттриевые р. з. э. и Y выносятся, а цериевые р. з. э. накапливаются.

Скандий имеет черты сходства как с редкими землями, так и с элементами группы железа. В характере его распределения по минералам много общего с группой редких земель, а его поведение в процессе гранитизации пород аналогично поведению кобальта и никеля. Поэтому удобнее рассмотреть этот элемент вместе с элементами группы железа.

Элементы группы железа (Co, Ni, Cr, V), а также медь и скандий концентрируются в темноцветных минералах, и изменение их содержания во многом зависит от устойчивости и состава мафических минералов пород (биотитов, амфиболов, пироксенов и гранатов).

Исходные породы довольно резко различаются по величине концентраций указанных элементов. Наиболее низкие содержания всех элементов характерны для аркозовых гнейсов. Самое высокое содержание кобальта фиксируется в амфиболитах, Ni, Cr, V и Cu — в биотитовых и биотит-гиперстеновых гнейсах. Содержания скандия в большинстве пород близки. В одноименных, близких по составу породах содержания Co, Ni и Sc устойчиво и значимо повышаются в породах гранулитовой фации по сравнению с амфиболитовой.

Концентрации Cr, V и Si остаются близкими с незначимыми вариациями (см. табл. 75). Как свидетельствуют результаты подсчета средневзвешенных содержаний Co, Ni и Sc, для всей толщи можно говорить об увеличении концентраций данных элементов в породах гранулитовой фации. Эта зависимость перекликается с возрастанием концентраций Co и Ni при прогрессивном метаморфизме в секущей зональности дистен-силлиманитового типа Патомского нагорья.

В процессе замещения и сокращения темноцветных минералов при плаггиомигматизации и особенно калишпатовой мигматизации большая часть элементов группы железа выносятся из породы: 50—70% на этапе плаггиомигматизации пород и 85—95% при их калишпатизации (см. тис. 74, 75). При этом вынос этих элементов более интенсивен, чем их петрогенных аналогов — Fe и Mg, в связи с чем одновременно в мигматитах уменьшается величина отношений Co/Fe и Ni/Mg и в большинстве случаев значительно снижается содержание Co, Ni, Cr и V в биотитах и амфиболах гранитизированных пород (табл. 79 и рис. 72, 73).

Несмотря на более интенсивный по сравнению с петрогенными аналогами вынос Co, Ni, Cr и V при гранитизации пород, конечные члены серии — гранито-гнейсы — различаются по содержанию данных элементов в соответствии с разницей их первичных концентраций, тогда как по содержанию Fe, Mg и Ca они близки.

Медь и скандий выносятся из пород при мигматизации в меньшей мере, накапливаясь частично во вновь образованных акцессорных и рудных минералах (эпидот, сфен, магнетит).

В отношении распределения Co, Ni, Cr и V в минералах исходных метаморфических пород и мигматитах следует подчеркнуть, что в чуйской серии повторяются основные закономерности, установленные для распределения этих элементов в минералах дистен-силлиманитового типа метаморфизма. Содержание элемента в минерале определяется прежде всего содержанием его в исходном осадке, а затем набором и количеством минералов-концентраторов. Поэтому содержания Ni, Co, Cr и V в биотитах исходных гнейсов могут изменяться в 5—15 раз. В биотитах аркозовых гнейсов содержания Co, Ni, Cr и V наиболее низки, даже по отношению к концентрациям Fe и Mg в минерале (Co/Fe=1,2 и Ni/Mg=6,4). Биотиты из гиперстенсодержащих и биотитовых гнейсов на порядок богаче Ni, Cr и в 4 раза — Co, а величина отношений Co/Ni и Ni/Mg увеличивается до 4,6—5 и 42—59 соответственно (см. табл. 79).

В неизменных породах основная доля Co, Ni, Cr и V приходится на биотит, амфибол пироксен. Роговая обманка в амфиболитах содержит 74% Co, 81% Sc и около 100% Ni, Cr и V породы. Такое же количество плаггиоклаза (содержания амфибола и плаггиоклаза в этих породах соизмеримы) забирает всего 1—3% данных элементов. Недостающие 15—20% Co, по-видимому, находятся в магнетите. В биотитовых гнейсах практически все количество Co, Ni, Cr и V породы сосредоточено в биотите. На долю кварца и плаггиоклаза приходится 1—3% количества этих элементов. Гранаты на распределение Co, Ni, Cr и V влияют незначительно, так как их содержание

Содержания Co, Ni, Cr, V и Sc в минералах из серий гранитизированных пород, г/т

Номер обр.	Co	K_{R}^{Co}	Ni	K_{R}^{Ni}	Cr	K_{R}^{Cr}	V	K_{R}^{V}	Sc	K_{R}^{Sc}	Co/Fe^{2+}	Ni/Mg
<i>Биотиты</i>												
1б	43	1,6	470	1,4	400	1,2	400	1,5	18	0,25	5,1	59,5
2б	36	2,7	280	3,3	180	0,9	660	3,1	14	0,6	3,6	40,2
3б	31	10,0	260	4,3	73	0,6	350	3,5	14	0,9	3,7	38,1
4б	28	15,2	85	20,0	54	7,0	250	14,7	4	1,3	4,7	17,9
1ар	13	3,5	29	1,1	38	5,0	260	14	11	0,9	1,2	6,4
2ар	25	3,7	60	1,5	75	7,5	410	23	7	2,3	1,9	14,6
3ар	18	4,0	48	2,0	75	10,7	300	13	8	1,8	1,3	15,7
1бг	31	1,8	100	2,3	250	2,1	710	3,4	14	0,6	2,4	18,0
2бг	25	4,5	90	11,0	140	8,2	490	11	14	2,8	1,9	19,3
3бг	28	5,0	70	8,0	110	6,5	590	13	9	2,0	2,2	14,5
1кр	53	3,3	270	4,0	280	2,0	900	5,1	48	2,1	4,6	42,8
2кр	31	3,9	170	7,4	330	3,5	770	12,6	28	0,8	2,5	31,7
3кр	18	2,4	140	3,0	250	32	210	47	33	6,6	2,2	23,9
3а	22	4,4	460	10,2	93	11,2	250	20,7	7	0,3	2,6	9,1
4а	75	2,5	590	2,3	860	1,6	380	1,8	5	0,2	13,4	68,2
7а	40	9,3	170	21,2	220	20	450	8,6	22	2,4	5,6	9,3
1а	40	1,0	210	1,1	610	1,4	360	1,1	26	0,8	7,5	26,4
2а	38	3,3	210	3,1	740	2,7	580	3,9	26	1,2	5,2	29,3
4а	40	1,3	180	0,7	620	1,2	400	1,9	43	1,3	5,1	23,3
5а	31	2,2	140	2,4	260	2,4	530	2,8	30	1,6	4,3	21,5
6а	25	1,6	95	1,9	270	2,1	400	3,1	33	1,4	2,8	14,9
<i>Гиперстен</i>												
1кр	60	3,7	120	1,8	710	5,3	550	3,4	110	3,2	3,0	15,0
<i>Гранаты</i>												
1бг	16	1,0	21	0,5	120	1,0	61	0,3	170	7,3	0,9	—
2кр	12	1,5	32	1,4	420	4,4	140	2,3	180	5,4	0,6	—
2ар	4	1,0	40	1,7	25	3,5	85	3,7	36	7,2	0,3	—
<i>Плагиоклазы</i>												
1б	1	0,04	1	—	10	0,02	2,5	—	—	—	—	—
4б	—	—	1	—	7,5	0,9	1,5	0,15	—	—	—	—
1а	1,5	0,04	3	0,01	12	0,03	3,2	—	—	—	—	—
3а	—	—	1	—	6	0,8	2	0,2	—	—	—	—
<i>Кварц</i>												
1б	—	—	1,5	—	15	0,03	1,0	—	—	—	—	—
4б	—	—	1,9	0,5	10	1,3	3,3	0,3	—	—	—	—
3а	—	—	1,0	0,3	3	0,3	2,0	0,2	—	—	—	—

Номер обр.	Co	K _{Co}	Ni	K _{Ni}	Cr	K _{Cr}	V	K _V	Sc	K _{Sc}	Co/Fe ²⁺	Ni/Mg
<i>Калишпат</i>												
4б	1,0	1,0	1,0	—	6	0,6	2	0,2	—	—	—	—
3а	1,5	1,0	1,0	0,5	—	—	5	0,5	—	—	—	—
<i>Эпидот</i>												
7а	—	—	—	—	33	3,0	360	30	—	—	—	—
<i>Сфен</i>												
7а	—	—	—	—	10	0,9	630	53	—	—	—	—

Примечание. Аналитик А. Д. Глазунова.

в гранатах невелико, а количество граната в изученных породах не превышает 1—3%.

Гораздо большее значение имеет гранат для распределения скандия, ибо в нем содержится до 180 г/т Sc при концентрациях в биотите от 5 до 48 г/т, а в амфиболе 25—43 г/т. Но даже в гранат-гиперстен-биотитовых гнейсах, где присутствуют и гранат и гиперстен (110 г/т Sc), последние вместе с биотитом забирают только 62% Sc породы. Там, где из темноцветных минералов присутствует только биотит, на его долю приходится 33% Sc, в ассоциации с гранатом — всего 8—10%. Как известно, Sc в структурах железо-магнезиальных минералов вместе с Al замещает пару Fe²⁺ + Si⁴⁺ (Геохимия редких элементов, 1964). Поскольку для биотитов из пород чуйской серии, так же как и для амфиболов, характерна повышенная железистость и низкая глиноземистость, изоморфизм такого типа должен быть подавлен. Видимо, поэтому содержание Sc в темноцветных минералах невысоко, а балансы его по пороодообразующим минералам не сходятся на 40—70%. Остальная его часть, по всей вероятности, входит в акцессорные минералы. В породах встречается ортит, который может содержать много Sc (есть скандиевые ортиты с концентрацией Sc до 1—1,4%). Скандий входит в решетку ортита вслед за редкоземельными элементами ($R_i^{Sc} = 0,83 \text{ \AA}$, $R_i^{Ce} = 0,81 \text{ \AA}$).

При мигматизации пород в результате интенсивного выноса Fe, Mg, а также всех рассматриваемых элементов сокращается как содержание темноцветных минералов, так и концентраций в них Co, Ni, Cr, V и Sc. Темноцветные минералы в гранито-гнейсах и тeneвых мигматитах представлены обычно 2—5% биотита, на долю которого теперь приходится только 36—40% Co и Ni в мигматизированных амфиболитах и 60% в мигматитах по биотитовым гнейсам. Остальное количество Co рассеивается в калиевом полевом шпате

(40—50%, см. табл. 79) и 10—15% в магнетите. Никель распределяется равномерно между полевыми шпатами, кварцем и рудным минералом. В мигматитах по биотитовым гнейсам хром распределяется довольно равномерно между всеми минералами породы, а V — преимущественно в биотите. В мигматизированных амфиболитах присутствует 1—3% эпидота и сфена. Если в распределении хрома они играют небольшую роль, то ванадий концентрируется в них значительно — до 36—63% содержания в породе. Соответственно на биотит в этих породах приходится уже не 50%, как в биотитовых мигматитах, а всего 8% V. В биотите гранитизированных пород скандия содержится всего 3—13%, в эпидоте — около 24%. В мигматитах ведущим акцессорным минералом становится ортит, и именно с ним, по-видимому, связан остальной скандий.

Вычисление парных коэффициентов линейной корреляции Co, Ni, Cr и V с петрогенными и редкими элементами показало, что значимые положительные связи наблюдаются внутри этой группы элементов ($r_i > 0,95$) и с Fe и Mg ($r_i > 0,85$), отрицательные — с Si. Однако в аркозовых гнейсах и мигматитах по ним и амфиболитам перечисленные связи исчезают, сохраняясь только в мигматитах по биотитовым гнейсам. Очевидно, это вызвано тем, что только в биотитовых гнейсах в течение всего процесса одному минералу — биотиту принадлежит главная роль в концентрации Co, Ni, V, Fe и Mg. В аркозовых гнейсах железо и магний связаны в биотите и рудном минерале, а указанные элементы-примеси в значительной степени рассеяны и в полевых шпатах. От неизмененных амфиболитов к мигматитам также резко падает роль биотита в концентрациях Co, Ni, Cr и V. Вхождение главных элементов и элементов-примесей в разные минералы приводит к ослаблению связей между ними.

Уран и торий. Для большинства исходных пород амфиболитовой и начала гранулитовой фации содержания урана (от 0,5 до 1,8 г/т) и тория (от 1,7 до 5,9 г/т) не отличаются от средних цифр, приводимых для этих фаций в литературе (Митропольский и др., 1972; Ермолаев, 1973). Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы гранулитовой фации характеризуются повышенным содержанием урана.

При мигматизации концентрации урана падают во всех разновидностях пород, кроме гиперстеновых гнейсов и амфиболитов, в 2—10 раз. Увеличение его содержания в мигматитах по основным гнейсам связано, по-видимому, с новообразованием в этих породах редкоземельного сфена и ортита, концентрирующих уран.

Торий ведет себя совершенно иначе. Его содержание несколько убывает в плагиомигматитах и резко возрастает в калишпатовых мигматитах (в 1,5—3 раза в амфиболитовой и 2—25 раз в гранулитовой фации). Вследствие противоположных тенденций в поведении U и Th их отношение в мигматитах возрастает в 10—50 раз (с 2—5 до 135—148). Литературные данные свидетельствуют об уменьшении содержания U и Th при мигматизации пород. С чем связано повышение содержания тория в темных мигматитах и гранито-гнейсах чуйской серии, неясно. Перераспределение в толще исключено, так как содержание тория возрастает в мигматитах по всем разновид-

ностями пород. Его отчетливая корреляция с калием указывает на их одновременный привнос.

В отличие от этапа прогрессивного метаморфизма, где наиболее важный фактор в поведении элементов — исходный состав пород, а затем уже то соотношение минералов, которое могло возникнуть из данного состава породы при смене *PT*-условий, при гранитизации состав пород является второстепенным фактором. На первый план выступает химическая сущность процесса, кремнещелочной характер метасоматоза. Он своеобразен в породах различного состава, но приводит к одному результату — образованию пород гранитного состава по всем составляющим толщии от кислых аркозов до основных сланцев. И главные элементы и элементы-примеси по их поведению в этом процессе можно разделить на три группы:

1. Основания Mg , Ca , Mn , Fe^{2+} , сопутствующие им Co , Ni , Cr , U , Cu и Sc и летучие компоненты (F , P , H_2O). Эти элементы всегда и во всех разновидностях пород однозначно выносятся при мигматизации.

2. Щелочные и изоморфные с ними компоненты (K , Na , Rb , Pb). Их поведение не всегда однозначно, но в основном они привносятся — Na при плагиомигматизации, K , Rb и Pb при калишпатизации пород.

3. Элементы-амфотеры (Fe^{3+} , Al , Ti , U , Th , *р. з. э.*) и тяжелые основания (Ba , Sr), поведение которых наиболее сложно, как сложны и двулики их химические свойства.

§ 62. ИЗМЕНЕНИЕ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ СВЯЗЕЙ И ДИСПЕРСИЙ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ГРАНИТИЗАЦИИ

Большую ли дополнительную информацию об особенностях процесса гранитизации можно извлечь из корреляционного анализа и моментов распределения более высокого порядка, чем средние содержания элементов? Для выяснения этого вопроса на БЭСМ-4 по программе Г. М. Трошиной были просчитаны данные по 25 петрогенным и редким элементам в неизмененных породах (амфиболитах, биотитовых и аркозовых гнейсах), а также в продуктах их гранитизации (плагиомигматитах и калишпатовых мигматитах). В результате получены величины парных коэффициентов ливейной корреляции и моменты распределения элементов до четвертого порядка. Выводы следует считать предварительными, так как работа далека от завершения и в расчетах использовано немногим более 60 проб. Литературных данных по гранитизированным породам с таким количеством анализированных элементов и привязкой к этапам гранитизации нет.

Обсуждение корреляционных связей между элементами в мигматизированных породах частично проведено при описании геохимии редких элементов. Здесь важно выделить особенности изменения корреляционных связей, характеризующие гранитизацию в целом.

При мигматизации примерно в 2 раза возрастает число значимых связей между элементами от исходных пород к плагиомигматитам и гранито-гнейсам (табл. 80). Это естественно, ибо чем более полно преобразуется порода, тем большее число элементов вовлекается в процесс, и связи между ними становятся более закономерными. Для кремния характерны отрицательные связи почти со всеми элементами, что общеизвестно. Интересно лишь, что отсутствие связи между Si и K в неизменных породах и отрицательная слабая связь их в плагиомигматитах переходят в значимую положительную связь в калишпатовых мигматитах (табл. 80). Это еще раз подчеркивает общность поведения Si и K на этапе калишпатизации пород. Для элементов, которые при мигматизации выносятся, типично возрастание числа положительных связей между собой.

На этапе плагиомигматизации выносятся преимущественно Ca и Mg, при калишпатизации пород — Mg и Fe, что отражается в наличии положительных связей между Ca и Mg, Mg и Fe, но в отсутствии таковых между Ca и Fe. У Al и Na устойчивых связей с остальными элементами нет. Однако все указанные закономерности лишь подтверждают выводы, сделанные при анализе изменений состава пород и минералов.

Таблица 80

Корреляционные связи отдельных пар элементов на различных этапах гранитизации главных разновидностей пород ($r_{0,05}=0,65$)

Пара элементов	Амфиболиты			Биотитовые гнейсы			Аркозовые гнейсы	
	ис	п.м	к.м	ис	п.м	к.м	ис	к.м
Si — Al	—	—0,95	—	—0,92	—0,81	—	—	—
Si — Fe	—0,91	—0,91	—	—0,78	—0,81	—0,88	—	—0,998
Si — Mn	—0,94	+	—0,94	—	—	—0,82	+	—0,92
Si — Mg	—0,97	+	—	—	—	—0,84	+	—0,76
Si — Ca	—	+	—	—	+	—0,79	+	—0,98
Si — K	+	—	+0,75	—	—	+	—0,88	+0,61
Si — Na	+	—	—0,79	—	—	+	—	+0,80
Si — F	—	—0,86	—0,85	—	—0,70	—	+	—0,99
Fe — Mg	+0,96	—	+	+	+0,85	+0,92	+	+
Fe — Ca	+	—	+	+	—	+	—	+0,98
Ca — Mg	+	+0,86	+0,99	+	+	+	+0,97	+0,75
Fe — п. п. п.	+0,97	+	+	+	+0,89	+0,76	—	+
Mg — Mn	+	+	+	+	+0,76	+0,92	+	+0,95
Fe — Co	+0,96	+	—	+	+0,87	—	—	+
Fe — Ni	+	+0,99	—	+	+0,86	+0,82	—	+0,91
Fe — V	+0,97	+0,95	+	+	+0,80	+0,95	—	+
Mg — Ni	+	—	—	+0,99	+	+0,93	+	+
Mg — Cr	+	—	+	+0,82	+	+0,95	+	+
Mg — V	+	—	—	+	+0,76	+0,80	+	+
Mg — Zn	+0,98	—	+	+0,82	—	+0,83	+	—
N_{ri}	19	54	31	21	35	42	19	26

Примечание. Условн. обозн. см. табл. 78; N_{ri} — общее число значимых связей при просчете парных коэффициентов корреляции между 25 элементами.

Кроме общих закономерностей корреляционный анализ помогает выяснить детали поведения элементов при сложном перераспределении их между оставшимися и новообразованными при мигматизации пород минералами. Такой случай описан при анализе поведения редкоземельных элементов в процессе гранитизации (см. § 61 часть «Редкоземельные элементы и иттрий»), когда из состояния рассеяния по породообразующим минералам исходных пород эти элементы почти целиком переходят в акцессорные минералы мигматитов с появлением большого числа новых связей как внутри группы р. з. э., так и с петрогенными элементами. Особенности распределения Co, Ni и V в мигматитах различных пород также определяются с помощью детального анализа парных коэффициентов корреляции (см. § 61, часть «Элементы группы железа...»).

Таким образом, корреляционный анализ помогает исследовать геохимические особенности процесса и является числовым выражением закономерностей, устанавливаемых по изменению состава пород и минералов.

Для однозначного установления закона распределения элементов имеющих данных недостаточно. Просчет их показал, что распределение изученных элементов не противоречит гипотезам ни нормального, ни логнормального закона. Величины и знак главных моментов распределения свидетельствуют о том, что по типам кривых распределения, закономерно изменяющихся по всем параметрам от исходных пород к калищатовым мигматитам, все элементы делятся на три группы.

1. Для элементов, выносимых в процессе гранитизации (Co, Ni, Cr, V, Cu, Sc, Fe, Mg, Ca), типичны кривые с положительной асимметрией, коэффициент которой растет от исходных пород к гранитогнейсам. В этой же последовательности уменьшаются дисперсии содержаний и величина положительного эксцесса. Общий вид кривых приведен на рис. 76, а.

2. Совершенно иные типы кривых характерны для элементов, концентрации которых растут при мигматизации пород (K, Rb, Si). Это — кривые с отрицательной асимметрией, коэффициент которой уменьшается от исходных пород к тeneвым мигматитам (см. рис. 76 в). Величины положительного экс-

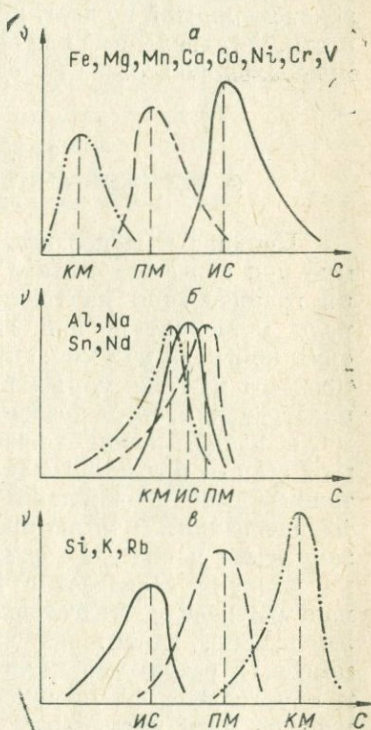


Рис. 76. Типы кривых распределения.

а — для элементов, выносимых в процессе гранитизации; б — промежуточный тип; в — для элементов, содержания которых растут (IC — в исходных породах, PM — в плаггиомигматитах, KM — в калищатовых мигматитах); C — частота встречаемости.

цесса и дисперсий содержаний могут расти при увеличении разброса содержаний в продуктах мигматизации (K) или падать при их выравнивании (Si).

3. Для третьей группы элементов, изменение содержаний которых имеет разный знак на различных этапах мигматизации (Na) или в разных породах (Al, Ce, La) или содержания меняются слабо (Ba, Nd), типичны промежуточного вида кривые. У кривых распределения Na и Al асимметрия отрицательна и наиболее велика в плаггиомигматитах. Асимметрия кривых Ce, La, и Nd меняется от положительной в исходных породах через симметричную кривую до отрицательной в калишпатовых мигматитах. У Y и Yb асимметрия и эксцесс кривых положительные, но не последовательно меняются их коэффициенты.

Таким образом, анализ изменения главных моментов распределения содержаний элементов в процессе мигматизации пород новых закономерностей не дает, но количественно подтверждает закономерности, установленные при изучении средних содержаний и изменения минерального состава пород.

§ 63. НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ГРАНИТИЗАЦИИ

Привнос и вынос вещества, достаточно уверенно регистрируемые при пересчете состава различных исходных пород и продуктов их гранитизации на толщу в целом, свидетельствуют о большой роли метасоматоза при гранитизации пород. Четкий тектонический контроль не только подтверждает метасоматический характер процесса как по морфологии замещения, так и по путям его распространения, но и позволяет выявить два последовательных этапа мигматизации пород — кремне-натриевый и кремне-калиевый. Ранний этап — плаггиомигматизация пород — отделен во времени тектоническими подвижками от следующего этапа — калишпатовой мигматизации. В то же время наличие зон натриевого и калиевого замещения в пределах одного зерна подчеркивает, что стадийность по химизму совпадает с пространственной зональностью. Подобная «натриевая подготовка» пород, предшествующая калиевому замещению, характерна для большинства метасоматических процессов, в результате которых образуется щелочной полевои шпат, и обусловлена структурно-энергетическими факторами: замещение идет по пути наименьшей перестройки структуры, требующей минимальных энергетических затрат. Далее это правило проявляется в неоднородности самой зоны калишпатизации, когда в передовой ее части развивается бариевый ортоклаз, по структуре более близкий к замещаемому олигоклазу, чем типичный для внутренней части зоны калишпатизации микроклин-пертит (Na-ортоклаз в момент образования).

Устойчивость в продуктах метасоматической переработки пород натриевых и калиевых минералов, а также повышение железистости

стости пород и минералов в основном за счет трехвалентного железа свидетельствуют о высоких потенциалах Na, K и O_2 , т. е. о щелочном характере метасоматоза. Строение метасоматических колонок выглядит очень просто — внешняя зона развития олигоклаз-биотит-кварцевого парагенезиса с повышением активности Na и переходом во вполне подвижное состояние Ca и внутренняя калишпатовая зона с более кислым плагиоклазом и кварцем, с переходом во вполне подвижное состояние Ti, Mg и Fe. Однако тот факт, что внутренние зоны при гранитизации обычно имеют полиминеральные парагенезисы, противоречит основным принципам теории метасоматоза и является главным аргументом против метасоматической трактовки гранитизации сторонниками чисто анатектической ее природы. Разрешение этого противоречия, по-видимому, следует искать в *PT*-условиях процесса. Изучаемые явления отмечаются в областях развития наиболее высокотемпературных фаций регионального метаморфизма — гранулитовой и верхней части амфиболитовой. Многие исследователи считают гранитизацию непосредственным продолжением метаморфизма и на этом основывают вывод о существенном изменении состава пород при региональном метаморфизме и о вполне подвижном поведении щелочей в данном процессе (Маракушев, 1965). Однако многочисленные факты показывают, что это совершенно особый, отличный от метаморфизма геологический процесс. Подтверждение тому — целый ряд его характеристик. Прежде всего гранитизация развивается в условиях воздымания участков земной коры (Половинкина, 1970) и снятия давления, в то время как региональный метаморфизм протекает в условиях сжатия. Мигматизация контролируется тектоническими зонами и зонами глубинных разломов (Саранчина, 1971). Прямым доказательством обособленности гранитизации служит пересечение фронтом мигматизации границ метаморфических субфаций. Далее нередко отмечается разный возраст гранитизированных и исходных метаморфических пород. Наконец, в нашей работе показано совершенно различное поведение большинства элементов в процессах регионального метаморфизма и метасоматической гранитизации пород.

В то же время гранитизация развивается в условиях, близких к условиям высокотемпературного метаморфизма, в связи с чем гранитные парагенезисы регрессивны только по отношению к парагенезисам метаморфических пород гранулитовой фации и изофациальны с породами амфиболитовой фации. Следовательно, особенностью этого метасоматоза является его высокотемпературность, условия, близкие к точкам плавления кислых пород. Именно этим, по всей вероятности, можно объяснить полиминеральность возникающих парагенезисов. Дело в том, что в зоне калишпатизации количество калишпата прогрессивно возрастает. Биотит, амфибол, гранат носят реститовый характер, так же как и кислый плагиоклаз. Морфологические особенности калишпатовых мигматитов таковы, что вдоль зон интенсивного замещения развиваются микроклиниты (рис. 77), а в направлении от осевых частей замещения



Рис. 77. Развитие анхимономерального микроклинита в осевой части зонки калишпатизации амфиболитов. Увел. 20, николи скрещены.

увеличивается зона плагиоклаза, кварца и биотита. Таким образом, в микромасштабах существуют мономеральные осевые микроклинитовые зоны. Более того, как состав лейкомы плагиомигматитов слабо зависит от замещаемых пород, так и светлая, новообразованная часть калишпатовых мигматитов имеет примерно одинаковый состав для большинства исходных пород (табл. 81). Количество плагиоклаза резко возрастает лишь при развитии калишпатовых мигматитов по высокоглиноземистым породам. Постоянство состава новообразованных минералов и отсутствие зависимости их состава от состава исходных пород — характерная черта инфильтрационного типа метасоматической зональности.

Почему же, наблюдая образование мелких мономеральных зон при калишпатовой мигматизации, не видим мощных, соизмеримых с масштабами проявления этого процесса зон микроклинитов? Видимо, при достижении породой в процессе К-метасоматоза состава, достаточно близкого к эвтектическому, в условиях высоких температур происходит плавление породы со всеми вытекающими отсюда последствиями. Действительно, при описании петрографических особенностей мигматизации мы отмечали среди пород полосчатых и теневых мигматитов массивы однородных пород гранитного состава и порфиroidной структуры, которые сопровождалась жильными гранитами и пегматитами. Графически развитие мигматизации с ее двумя этапами можно представить на диаграмме плавления $Q - Ab - Or - H_2O$ (Платен, 1967) с нанесе-

Состав лейкосомы в мигматитах по породам различного состава и в жильных проявлениях гранитного типа, %

Порода	Аркозы	Биотитовые гнейсы	Основные сланцы	Граниты в аркозовых мигматитах	Граниты по биотитовым мигматитам	Жильный гранит в биотитовых мигматитах	Жильный гранит в основных сланцах
<i>Амфиболитовая фация</i>							
	<i>аг</i>	<i>бт</i>	<i>ап</i>	<i>4аг</i>	<i>1г</i>	<i>2г</i>	<i>ч-23 ч-48</i>
Кварц	29	29	32	26	32	28	5 5
Плагиоклаз	26	24	24	34	32	24	14 15
Калишпат	45	47	43	40	36	48	81 80
<i>Гранулитовая фация</i>							
	<i>ар</i>	<i>б</i>	<i>а</i>	<i>бг</i>			<i>Зкр</i>
Кварц	30	21	35	27	—	—	6
Плагиоклаз	30	34	26	50	—	—	12
Калишпат	40	45	39	23	—	—	82

нием эвтектических точек плавления пород с различным соотношением альбита и анортита (рис. 78). При нанесении на сечения нормативных составов серий гранитизированных пород отчетливо видна тенденция смещения точек составов плагиомигматитов к кварцевой вершине в сечении $Q - Ab - Or$ и к альбитовой вершине в треугольнике $Ab - Or - An$ (Si-Na характер метасоматоза на данном этапе гранитизации), а на этапе калишпатизации пород — резкое смещение составов в направлении ортоклазовой вершины. По отношению к эвтектикам с различным соотношением Ab/An все темновые мигматиты находятся ближе к точке с соотношением Ab/An , равным 5,2 (гранитным соотношением), хотя исходные породы имеют весь спектр отношений Ab/An от 0,59 до 4,5. Это еще раз подчеркивает отсутствие прямого анатексиса пород без предварительной метасоматической подготовки и независимость полевошпатового состава мигматитов от состава исходных плагиоклазов, вопреки утверждениям Н. Л. Добрецова с соавторами (1970). Кроме того, реальные составы калишпатовых мигматитов обогащены по сравнению с эвтектитой калиевым полевым шпатом.

Характерная черта метасоматических явлений — кислотно-основное взаимодействие растворов (расплавов) с преобразуемыми породами. В процессе гранитизации это выражается в полной мере. Как калишпатовые мигматиты по амфиболитам наиболее обогащены калишпатом, так и (в большей степени) тела гранитоидов, образующихся в амфиболитах, имеют состав почти чистых микроклинитов (на рис. 78 точки *ч-23*, *ч-48*, *Зкр-1*) с небольшим содержанием ам-

фибола, кварца и плагиоклаза. По-видимому, этапы метасоматической переработки пород растворами сменяются после расплавления пород этапом магматического замещения с ощелачиванием расплава в более основных мигматитах. При мигматизации основных пород вследствие иных соотношений щелочности исходных и конечных продуктов меняется поведение таких чутких индикаторов щелочности, как редкоземельные элементы.

Один из наиболее интересных моментов нашей работы — возможность сравнения особенностей развития гранитизации в условиях двух фаций прогрессивного метаморфизма — гранулитовой и амфиболитовой. Подобное сравнение провела недавно М. Д. Крылова и соавторы (Крылова и др., 1972), которые пришли в выводу о различиях как в составе минералов мигматитов (более высокотемпературные составы минералов в мигматитах гранулитовой фации), так и в разнице количества «жильного» материала в той и другой фации. По нашим материалам, сравнение мигматизации в породах амфиболитовой и гранулитовой фаций выявляет прежде всего различие в масштабах проявления всего процесса и отдельных его этапов. В условиях гранулитовой фации этап плагиомигматизации выражен довольно интенсивно, но в очень узкой зоне — порядка десятков метров. Калишпатизация пород интенсивная, а переходы в массивы однородных гранитоидов постепенные. В силлиманит-ортоклазовой зоне фронт мигматизации на несколько километров «отстает» от границы мигматизации в гранулитовой фации (см. рис. 65). В этой зоне более проявляется плагиомигматизация (ширина зоны плагиомигматитов достигает 500—1500 м), ширина зоны калишпатизации соизмерима с ней, а массивы однородных порфиридных гранитов, прошедших через состояние расплава, имеют местами резкие контакты. В мусковит-силлиманитовой зоне и плагиомигматизация, и калишпатовая мигматизация угнетены, проявляются на площади в виде развития очковых текстур в гнейсах. Встреченные здесь небольшие тела амфиболовых сиенитов (почти микроклинитов) окружены узкой полосой мигматитов (10—50 м) и имеют как постепенные, так и резкие контакты с ними. В этой зоне нет фронта сплошной гранитизации. Таким образом, по мере понижения степени метаморфизма исходных пород процесс их метасоматической гранитизации затухает, а находящиеся в них тела гранитоидов несут все больше признаков кристаллизации из расплавов с перемещением последних. Однако из-за высокой температуры вмещающие породы активно взаимодействуют с расплавами, образуя зоны мигматитов посредством магматического замещения и испытывая изменение состава вследствие кислотно-основного взаимодействия.

При изучении изменения состава всей толщи пород в процессе мигматизации выяснилась необходимость привноса значительных количеств K и Si и выноса Ca, Fe, Mg, Ti, Al и многие близких им по свойствам редких элементов. Встает вопрос об агентах переноса этой массы вещества, о растворах, без которых трудно себе представить такой огромный по масштабам процесс. Однако никаких признаков наличия повышенного содержания летучих компонентов

ни в одной разновидности гранитизированных пород не наблюдается. Напротив, в процессах плагиомигматизации и калишпатовой мигматизации породы обезвоживаются на 40—50 и 60—70% соответственно. Одновременно снижаются содержания фтора и фосфора (см. табл. 66). Разумеется, дело не в абсолютных содержаниях воды и других летучих компонентов, а в устойчивости в продуктах лишь небольшого (3—5%) количества водосодержащих фаз. Некоторым аргументом, но опять-таки не в пользу насыщенности системы растворами, является очень небольшое количество газовой-жидких включений в новообразованных при гранитизации минералах. Содержание F и H₂O в биотитах из продуктов гранитизации и исходных пород почти одинаково. Видимо, процесс происходил при умеренных давлениях летучих компонентов, а высокая активность растворов и растворенного в них вещества определялась только высокими температурами.

При больших значениях давления летучих компонентов в условиях высокотемпературных субфаций амфиболитовой фации (Мамский район) гранитизация пород проявляется в виде пегматизации их. Так же как в амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа метаморфизма, при гранитизации пород мамской серии проявляется сначала очковая, послойная и жильная плагиопегматизация, а затем калишпатовая мигматизация с признаками магматического замещения и образованием массивов гранитовидных магматических пегматитов. Насыщенные водой остаточные расплавы образуют на более позднем этапе целый пояс двуполевошпатовых мусковитовых пегматитов магматического генезиса.

Таким образом, гранитизация в условиях андалузит-силлиманитового типа метаморфизма низких давлений под воздействием щелочных высокотемпературных глубинных растворов приводит к формированию гранитов и огромному по масштабам выносу рудного вещества (Co, Ni, Cr, V, Sn, Zn, F и др.), т. е. является процессом, мобилизующим, но не концентрирующим рудное вещество. В условиях высоких давлений летучих в дистеновом типе метаморфизма этот же процесс вследствие высокой насыщенности расплавы водой приводит к пегматитообразованию, как метасоматическому, так и магматическому, и интенсивному мусковитообразованию.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненное исследование метаморфических пород Байкало-Патомского нагорья отличается от других работ подобного рода. Прежде всего это касается выбора участков, которые послужили основой для изучения метаморфических процессов. Главными требованиями, которые авторы предъявляли к выбору участков, были следующие: 1) наличие «секущей» метаморфической или метасоматической зональности; 2) широкий набор исходных пород; 3) значительный диапазон термодинамических условий; 4) обнаженность, достаточная для прослеживания и опробования выбранных горизонтов во всех метаморфических зонах. Для каждого из участков были составлены детальные геологические и метаморфические карты, проанализированы минеральные ассоциации всех наиболее распространенных разновидностей пород и выявлены их главные литологические характеристики. На этой основе с применением рациональной методики производилось геохимическое опробование пород и дальнейшие исследования. Такой комплексный подход к решению поставленных задач, применение современных количественных методов анализа вещества и математической обработки результатов дает необходимую уверенность в правильности полученных выводов.

В отличие от большинства работ, рассматривающих распределение лишь некоторых элементов в отдельных разновидностях пород, удалось показать поведение многих элементов в изучаемых процессах для всей толщи в целом. Доказано, что прогрессивный региональный метаморфизм инертен по отношению к большинству петрогенных и редких элементов и достаточно близок к изохимическому процессу. Во всех случаях подвижность петрогенных элементов влечет за собой еще более интенсивную миграцию редких элементов, близких к ним по кристаллохимическим свойствам.

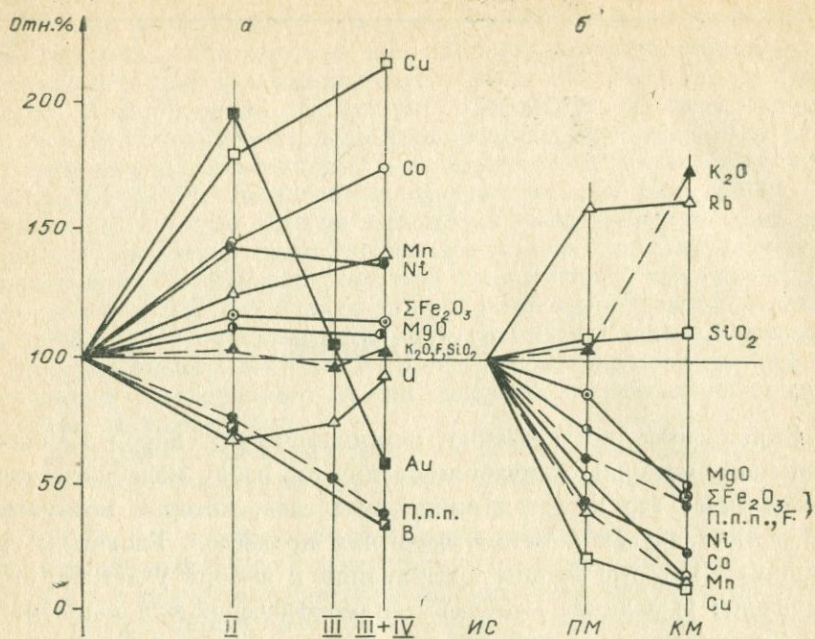


Рис. 79. Противоположная направленность изменения состава толщи в процессах регионального метаморфизма (а) и гранитизации (б).

В дальнейшем это дает возможность рационально изучить метаморфические процессы, используя редкие элементы в качестве индикаторов условий минералообразования.

При гранитизации (рис. 79) освобождается значительное количество фемических элементов, которые частично фиксируются в вышележащих породах высокотемпературной амфиболитовой фации. Привнос фемических элементов, постепенно затухая, распространяется и на более низкотемпературные зоны. Такие элементы, как золото и уран, перераспределяются в процессе регионального метаморфизма средних и низких температур, причем золото, вынесенное из пород амфиболитовой фации, накапливается в породах эпидот-амфиболитовой или зеленосланцевой фации.

Инертное поведение щелочей и кремния в условиях регионального метаморфизма сменяется их активным привнесом и миграцией при последующей гранитизации. Источником этих элементов являются, по-видимому, растворы мантийного происхождения. Региональный кремне-кальцевый метасоматоз запаздывает во времени по отношению к главному этапу метаморфизма и в изученном регионе накладывается на уже сформировавшуюся метаморфическую зональность.

В каждом из исследованных участков установлено соотношение во времени и пространстве процессов регионального метаморфизма, гранитизации, пегматитообразования и формирования метаморфогенных жил, однако познание взаимосвязей всех перечисленных явлений еще нуждается в уточнении.

Первоочередная задача дальнейших работ — детальное исследование таких редко встречающихся районов, где гранитизация есть часть общей секущей метаморфической зональности. Подобный участок уже изучается авторами с применением тех же методов, которые использовались в настоящей работе.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулла М. И. Окислы железа и титана в метаморфических породах.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 285—292.
- Абельсон Ф. X. Геохимия органических веществ.— В кн.: Геохимические исследования. М., ИЛ, 1961, с. 106—137.
- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1956, 232 с.
- Алексеев А. А. Геология, вещественный состав и условия образования метаморфических пород нижней части суванекского комплекса хребта Урал-Тау (Южный Урал). Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1969, 21 с.
- Алешин С. М. Многофакторный принцип классификации метаморфических пород.— В кн.: Материалы конф. молодых научных сотрудников. Иркутск, 1968, с. 84—89.
- Алешин С. М. Статистические закономерности изменения химического состава пелитовых пород в процессе регионального метаморфизма.— В кн.: Материалы конф. молодых научных сотрудников. Иркутск, 1969, с. 21—22.
- Алешин С. М., Другов Г. М., Карпов И. К. Химический состав метапелитов как геотермометр.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 181, № 1, с. 204—206.
- Алимова Е. К., Болгова Г. Д. Разделение и идентификация высших жирных кислот методом хроматографии на бумаге.— «Биохимия», 1957, т. 22, № 3, с. 568—571.
- Амирханов Ш. X., Абдуазизов А. Некоторые закономерности распределения химических элементов в осадочных породах Южного Приангарья.— «Докл. АН УзССР», 1967, № 8, с. 173—178.
- Атертон М. П. Химическое значение изоград.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 175—210.
- Афонина Г. Г., Макагон В. М., Шмакин Б. М. Барийсодержащие калиевые полевые шпаты мусковитовых пегматитов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 8, с. 87—94.
- Баглер Б. К. М. Состав слюд в метаморфических породах.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 303—310.
- Бейли Б. Введение в петрологию. Сер. «Наука о земле». М., «Мир», 1972, 276 с.
- Белевцев Я. М., Коваль В. Б., Самсонов В. А. Экспериментальное изучение активизации переноса и осаждения урана в гидротермальных карбонатных растворах.— «Геол. журн.», 1969, т. 29, № 4, с. 3—12.
- Беллами Л. Новые данные по ИК-спектрам сложных молекул. М., «Мир», 1971, 318 с.
- Бельков И. В. Киапитовые сланцы свиты кейв. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1963, 319 с.
- Берне Р. Дж., Файф В. С. Факторы, влияющие на коэффициенты распределения в минералообразующих процессах.— В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965, с. 115—122.
- Берчфильд Г., Сторре Э. Газовая хроматография в биохимии. М., «Мир», 1964, с. 501—511.

Блох А. М. Структура воды и геологические процессы. М., «Недра», 1969, 216 с.

Бонч-Осмоловская К. С. Соосаждение стронция с карбонатами и сульфатами кальция.— В кн.: Сборник статей по геохимии осадочных пород. Л., «Недра», 1967, с. 92—130. (Тр. НИИГА СССР).

Браун У. Л. Кристаллографические аспекты поведения полевых шпатов при метаморфизме.— Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 355—365.

Бурков Ю. К. Изучение условий формирования осадочных толщ методами статистической обработки геохимических данных.— «Тр. ГИН», 1971, т. 158, с. 346—365.

Бурков В. В., Подпорина Е. К. Стронций. Минералогия, геохимия и главные типы месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1962, 178 с. (Тр. ИМГРЭ, вып. 12).

Буряк В. А. О влиянии процессов регионального метаморфизма на развитие золото-сульфидной минерализации в центральной части Ленского золотоносного района.— В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. Тр. III Всесоюз. петрограф. совещ. М., «Наука», 1964, с. 184—189.

Буряк В. А. Некоторые особенности метаморфогенного рудообразования.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970, с. 258—274.

Буряк В. А., Кащева Т. В. О влиянии состава вмещающих пород на развитие докембрийского золотого оруденения (Патомское нагорье).— «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 2, с. 405—408.

Васильева В. П. Вертикальная метасоматическая зональность Северо-Байкальской мусковитовой провинции и ее геолого-петрологические признаки.— «Геология и генезис мусковитовых пегматитов» (Тез. докл. на Всесоюз. теор. конф.), Л., 1973, с. 67—68.

Васьковский Д. П. К вопросу о пределах устойчивости эпидота и ортита при региональном метаморфизме.— В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.— Л., «Наука», 1965, с. 61—67.

Великославинский Д. А. Изменение соотношений в группе катионов шестерной координации в биогитах при региональном метаморфизме.— В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.— Л., «Наука», 1965, с. 47—60.

Великославинский Д. А. Метаморфические зоны в Северном Приладожье и оценка температур кванитового и андалузитового типов метаморфизма.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971, с. 61—70.

Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. Л., 1963, 220 с. (Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 17).

Великославинский Д. А., Петров Б. В. Стратиграфия и метаморфическая зональность области сочленения Северо-Байкальского и Патомского нагорий.— В кн.: Геология и геохронология докембрия, Л., 1964, с. 126—131. (Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 19).

Вертушков Г. Н. Метаморфизм жильного кварца.— «Тр. Свердл. горн. ин-та», 1955, вып. XXII, с. 43—59.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969, 246 с.

Виноградов А. П., Ронов А. Б. Эволюция химического состава глини русской платформы.— «Геохимия», 1956, № 2, с. 3—18.

Виноградов Д. П., Ронов А. Б., Ратинский В. М. Эволюция химического состава карбонатных пород Русской платформы.— В кн.: Совещание по осадочным породам. М., Изд-во АН СССР, 1952, вып. 1, с. 104—123.

Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1953, 560 с.

Вологдин А. Г., Сергиенко И. З., Егоров И. А., Бобылева М. И. Открытие амфиокислот и сахаров в породах докембрия Карелии.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 5, с. 1142—1145.

Воронцова Г. А. Микрофитоциты и корреляция верхнего докембрия Восточно-Саянской и Байкало-Патомской складчатых областей. Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1974, 37 с.

Гапон А. Е., Гапеева М. М. Закономерности локализации золоторудных узлов в южной части Патомского нагорья.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 185, № 2, с. 408—411.

Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1. Геохимия редких элементов. М., «Наука», 1964, 685 с.

Геохронология Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., «Наука», 333 с.

Гинзбург А. И. О влиянии внешнего давления на ход пегматитового процесса.— В кн.: Геология месторождений редких элементов (вопросы геологии и генезиса пегматитов). М., «Наука», 1964, вып. 22, с. 74—81.

Гинзбург А. И. Геохимические особенности пегматитового процесса.— В кн.: Докл. сов. геол. XXI сессия МГК, проблема 17. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 5—16.

Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., «Наука», 1973, 128 с.

Глюк Д. С., Анфилогов В. Н. Фазовые равновесия в системе гранит — H_2O — KF при давлении паров воды 1000 кг/см^2 .— «Докл. АН СССР», 1973, т. 210, № 4, с. 938—940.

Головенко В. К. О положении мамской толщи среди докембрийских образований Северо-Байкальского и Патомского нагорий.— «Докл. АН СССР», 1960, т. 133, № 6, с. 1402—1404.

Головенко В. К. Литология и палеогеография глинистых и обломочных толщ среднего протерозоя Байкальской горной области в связи с задачами прогноза распространения глиноземного сырья и древних россыпей.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1966, вып. 1, с. 17—31.

Гольберг К. А., Вигдергауз М. С. Курс газовой хроматографии. М., «Химия», 1967, 187 с.

Горошников Б. И., Юрьев Л. Д. О кордиерит-полнамфиболовых и антофиллит-кордиеритовых породах Северного Криворожья.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 163, № 3, с. 720—723.

Дегенс Э. Г. Геохимия осадочных образований. М., «Мир», 1967, 299 с.

Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. М., «Мир», 1965, 327 с. Т. 3, 1966, 316 с.

Добрецов Н. Л. Жадеитовые породы как индикатор высоких давлений в земной коре.— В кн.: Докл. сов. геол. XXII сессия МГК, проблема 16. М., «Наука», 1964, с. 137—151.

Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фаши метаморфизма. М., «Недра», 1970, 432 с.

Долгов Ю. А. Включения в минералах метаморфических пород как показатель условий метаморфизма.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. II. М., «Наука», 1970, с. 272—281.

Долгов Ю. А., Мельгунов С. В., Шугурова Н. А. Термодинамические условия формирования метаморфических пород Южно-Чуйского хребта.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 192, № 4, с. 1048—1051.

Дольник Т. А., Воронцова Г. А. Комплексы строматолитов и микрофитолитов в отложениях верхнего докембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий.— В кн.: Тез. докл. на II науч.—теор. конф. по вопросам геологии складчатого обрамления Сибирской платформы. Иркутск, 1969, с. 14—15.

Дроздова Т. В. Органическое вещество белемнитов.— «Геохимия», 1969, № 10, с. 1281—1285.

Дунин-Барковский И. В., Смирнов Н. В. Теория вероятностей и математическая статистика в технике. М., Гостехиздат, 1955, 283 с.

Ермолаев Н. П. Уран и торий в процессах регионального и контактового метаморфизма горных пород.— «Геохимия», 1973, № 4, с. 551—557.

Жаднова Г. П. Тектоника северо-востока Патомского нагорья.— «Тр. ЦНИГРИ», 1962, вып. 48, с. 78—124.

Жарков М. А., Кузнецов Г. А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности центральной части Ангаро-Ленского прогиба.— В кн.: Новые данные по геологии, нефтегазоносности и полезным ископаемым Иркутской области. М., «Недра», 1964, с. 28—43.

Жданов В. В. О двух типах верхней коры без «гранитного» слоя из Северо-Балтийского щита.— «Сов. геол.», 1965, № 5, с. 101—111.

Журавлева З. А., Комар В. А., Чумаков Н. М. Стратиграфические соотношения Патомского комплекса с осадочными отложениями западных и север-

ных склонов Алданского щита.— «Докл. АН СССР», 1959, т. 128, № 5, с. 1126—1129.

Завалишин М. А., Чесноков В. Н. Некоторые особенности формирования и размещения пегматитовых жил в Мамском районе.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Иркутск, 1960, вып. 6 (27), с. 64—80.

Завалишин М. А., Чесноков В. Н. Некоторые особенности формирования и размещения пегматитовых жил в Мамском районе.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Иркутск, 1960, вып. 6(27), с. 64—80.

Зайцев П. С. О тектонике южной части Сибирской платформы. В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 399—441.

Кабанова Е. С. Элементы-примеси в глинах.— В кн.: Итоги науки. Геохимия. Минералогия. Петрография. 1968, М., «Наука», 1969, с. 26—54.

Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., «Наука», 1971, 267 с.

Кадик А. А., Луканин О. А. Поведение воды и углекислоты в магматических процессах, определяемое их растворимостью.— «Геохимия», 1973, № 2, с. 163—179.

Казицын Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., «Наука», 1968, 363 с.

Карякин А. Е. Вмещающие породы — источник материала для хрусталеносных гнезд.— «Зап. ЛГУ», 1955, т. XXX, вып. 2, с. 18—35.

Кальвин М. Химическая эволюция. М., «Мир», 1971, 312 с.

Кейт М. А., Деген Э. Т. Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков.— В кн.: Геохимические исследования. М., ИЛ, 1961, с. 56—84.

Кеппежинская К. Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М., «Наука», 1965, 135 с.

Кеппежинская К. Б. Влияние давления на состав гранатов среднетемпературных метанелитов.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 203, № 1, с. 168—171.

Кириллова И. В. К вопросу об установлении осадочных аналогов сланцев метаморфических комплексов по химическому составу.— «Литология и полезные ископаемые», 1969, № 6, с. 132—134.

Кинг Б. К. Природа и происхождение мигматитов: метасоматоз или анатексис.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 227—242.

Клоос Э. Деформация оолитов в складке Южных гор, Мэриленд. Линейность.— В кн.: Вопросы структурной геологии. М., ИЛ, 1958, с. 96—156.

Коновалов И. В. О стадийности минералообразования на месторождении Ленского золотоносного района (по газово-жидким включениям).— «Докл. АН СССР», 1972, т. 204, № 3, с. 674—676.

Конторович А. З. Химический состав осадочных пород Западно-Сибирской платформы.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 163, № 4, с. 984—987.

Коржинский Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири.— В кн.: Слюды СССР. М., ОНТИ—НКИП, 1937, 541с.

Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 2, с. 56—69.

Коржинский Д. С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах.— «Геология рудных месторождений», 1962, № 5, с. 3—12.

Коржинский Д. С. Режим кислотности и щелочно-метальности — трансмагматических растворов.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., «Наука», с. 239—256.

Костюк Е. А., Соболев В. С. Парагенетические типы амфиболов ряда роговая обманка — актинолит в метаморфических породах.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 164, № 4, с. 898—901.

Крашвин В. Г., Анкудинов В. Н., Во Конг Нгип. Корреляция угленосных отложений с помощью спектрального анализа в Беловском районе Кузнецкого бассейна.— «Изв. вузов. Геол. и разв.», 1969, № 11, с. 26—32.

Краснова В. Н., Репин В. С., Салтыков В. Ф. Поведение урана в процессах регионального и контактового метаморфизма (Ю. Урал).— В кн.: Геохимический сборник. Изд-во Саратов. гос. ун-та, 1969, вып. 4, с. 99—110.

Крылова М. Д., Седова И. С., Другова Г. М. Эволюция вещества при ультраметаморфизме (на примере докембрия Восточной Сибири). Л., «Наука», 1972, 180 с.

Кусков О. Л., Хитаров Н. И. Определение некоторых термодинамических констант каолинита и кинетических параметров его дегидратации. М., «Наука», 1969.

Лалидес И. Л., Макрыгина В. А., Гормашева Г. С. Термографические отличия мусковита из различных пегматитовых жил.— «Ежегодник-1971 Ин-та геохимии СО АН СССР», Новосибирск, 1972, с. 129—133.

Лападю д'Арг П. О существовании и природе химического привноса в некоторых сериях метаморфических сланцев.— В кн.: Проблема образования гранитов. М., ИЛ., 1950, с. 51—107.

Лебедев Б. А. Сопоставление морских и пресноводных глин по содержанию малых химических элементов.— «Геохимия», 1967, № 8, с. 1004—1006.

Лебедев В. И., Нагайцев Ю. В., Потоцкая В. Е., Прудников Е. Д., Шапкина Ю. С., Юрова Г. М. Материалы к изучению метаморфических пород Северо-Западного Приладожья.— В кн.: Минералогия и геохимия. Л., Изд-во ЛГУ, 1964, вып. 1, с. 131—156.

Лик Б. Е. Соотношения между составом известковистых амфиболов и степенью метаморфизма.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 311—330.

Лисицина Н. А., Глаголева М. А. К геохимии коры выветривания основных пород Батумского побережья Кавказа.— В кн.: Кора выветривания. М., «Наука», 1968, вып. 10, с. 167—201.

Лобач-Жученко С. Б. О регрессивном метаморфизме пород кварцито-гнейсовой свиты мамской серии. Л., 1957, с. 246—267. (Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 7).

Лобач-Жученко С. Б. Метасоматические амфиболовые породы кварцито-гнейсовой свиты мамской серии.— В кн.: Геология и абсолютный возраст докембрия Балтийского щита и Восточной Сибири. Л., 1960, с. 276—286, (Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9.).

Лобач-Жученко С. Б. О находке лазулита в Байкальском нагорье.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, II серия», 1963, ч. 92, вып. 6, с. 72—76.

Лутц Б. Г., Минеев Д. А. Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М., «Наука», 1967, 81 с.

Макагон В. М. Физико-химические условия формирования и геохимические особенности гранитовидных пегматитов Мамского района. Канд. дисс. Новосибирск, 1969, 272 с.

Макагон В. М. О температурах образования и послемагматического изменения слюдоносных пегматитов Мамского района (по данным различных геотермометров).— В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1971, с. 48—71.

Макагон В. М., Макрыгина В. А., Петров Б. В. Режим летучих при метаморфизме — главное условие образования мусковитовых пегматитов.— В кн.: Геология и генезис мусковитовых пегматитов (Тез. докл. на Всесоюз. теор. конф.). Л., 1973, с. 97—98.

Макагон В. М., Серебrenников А. М., Афонина Г. Г. Связь термолюминесценции барийсодержащих калиевых полевых шпатов с их составом и структурой.— «Ежегодник-1971, Ин-т геохимии СО АН СССР», Новосибирск, 1972, с. 134—138.

Макрыгина В. А. О возрастных соотношениях пегматитов, их контактовых изменений и жильных гранитов в Мамском районе.— В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1971, с. 164—172.

Макрыгина В. А., Петров Б. В. Геохимические особенности процесса гранитизации пород чуйской толщи (Северо-Байкальское нагорье).— «Ежегодник-1970, СибГЕОХИ», Иркутск, 1971, с. 93—95.

Макрыгина В. А., Петров Б. В. Поведение щелочных элементов в процессах прогрессивного метаморфизма пород (Патомское нагорье).— «Геохимия», 1971, № 4, с. 45—426.

Макрыгина В. А., Петров Б. В., Глазунова А. Д. Поведение Co, Ni, Cr и V в некоторых метаморфических породах Патомского нагорья.— «Геохимия», 1969, № 8, с. 939—951.

Макрыгина В. А., Петров Б. В., Петрова З. И., Петров Л. Л., Развозжаева Э. А. Фтор в процессах метаморфизма и ультраметаморфизма.— «Ежегодник-1971, Ин-т геохимии СО АН СССР», Новосибирск, 1972, с. 145—148.

Макрыгина В. А., Петров Б. В., Смирнова Е. В. Редкоземельные элементы в процессе прогрессивного метаморфизма пород Патомского нагорья.— «Ежегодник-1969, СибГЕОХИ», Иркутск, 1970, с. 110—114.

Мануйлова М. М., Васковский Д. П., Гурулев С. А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. М.— Л., «Наука», 1964, с. 226.

Мануйлова М. М., Петров Б. В. Нижний протерозой. Средний протерозой. Байкальская складчатая область.— В кн.: Геохронология фундамента Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., «Наука», 1968, с. 65—68, 88—90.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965, 326 с.

Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. М., Изд-во МГУ, 1973, 321 с.

Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Происхождение и эволюция метаморфических и трансмагматических флюидов.— «Международ. геохим. конгр. (Тез. докл.)». М., «Наука», 1971, т. 11, с. 513—514.

Мац В. Д. Верхний докембрий Западного Прибайкалья и западной окраины Северо-Байкальского нагорья. (Стратиграфия и история развития). Автореф. канд. дисс. М., 1965, 24 с.

Менерт Р. Мигматиты и происхождение гранитов. М., «Мир», 1971, 327 с.

Митропольский А. С. (отв. ред.). Уран и торий в магматических и метаморфических породах центральной части Алтае-Саянской складчатой области. М., «Наука», 1972, 223 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 142).

Моисеенко В. Г., Щека С. А., Фатьянов И. И., Иванов В. С. Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1971, 207 с.

Нагайцев Ю. В. К характеристике метаморфической зональности Ладжской формации.— «Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр.», 1965, вып. 3, № 18, с. 25—33.

Нагайцев Ю. В., Прудников Е. Д. Редкие щелочи в биотитах и метаморфических породах Ладжской формации.— «Вестн. ЛГУ, Сер. геол. и геогр.», 1966, вып. 3, № 18, с. 29—36.

Никаноров А. С. О генезисе пегматитов беломорского метаморфического комплекса.— В кн.: Слюда и пьезооптическое сырье. Л., 1969, с. 21—57. (Тр. ВСЕГЕИ, вып. 147).

Никаноров А. С. Об эндоконтактных породах слюдоносных и керамических пегматитов.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 205, № 1, с. 188—190.

Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах.— «Зап. Ленингр. горн. ин-та», 1952, т. 27, вып. 2, с. 107—158.

Никитин В. Д., Руденко С. А., Эшкин В. Ю. Место хрусталеобразования среди процессов изменения метаморфических горных пород.— «Зап. Ленингр. горн. ин-та», 1971, т. 60, вып. 3, с. 93—115.

Никитина Л. П. О содержании кремния в железо-магнезиальных слюдах метаморфических пород.— В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.— Л., «Наука», 1965, с. 140—147.

Обручев В. А. О метаморфизме горных пород Олекмо-Витимской горной страны и его причинах.— «Геол. вестн.», 1917, т. III, № 1—6, с. 37—79.

Органическая геохимия. М., «Недра», 1967, вып. 1, 263 с.

Перчук Л. Л. Зависимость коэффициента распределения кальция между сосуществующими амфиболами и плагиоклазами от температуры.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 6, с. 1436—1438.

Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970а, 391 с.

Перчук Л. Л. Термодинамические условия гранитизации метапелитовых толщ.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Т. II. М., «Наука», 1970б, с. 188—213.

Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М., «Наука», 1973, 317 с.

Петров Б. В. Методика подсчета мощностей в зависимости от генетического типа складчатости. Улан-Удэ, 1963, с. 53—55. (Тр. Бурятск. комплексного НИИ СО АН СССР. Сер. геол., вып. XII).

Петров Б. В. Верхний докембрий области сочленения Северо-Байкальского и Патомского нагорья. (Стратиграфия, тектоника, метаморфизм). Автореф. канд. дисс. Л., 1964, 22 с.

Петров Б. В. Условия образования ставролита и хлоритоида в метapelитах Патомского нагорья.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 1, с. 201—204.

Петров Б. В., Кренделев Ф. П., Бобров В. А., Цимбалет В. Т. Поведение радиоактивных элементов и золота в осадочно-метаморфических породах Патомского нагорья.— «Ежегодник-1969, СибГЕОХИ», Иркутск, 1970, с. 115—119.

Кренделев Ф. П., Петров Б. В. Уран и торий в процессе регионального метаморфизма верхнепротерозойских пород Патомского нагорья. (Тез. докл. совещ. «Радиоактивные элементы в горных породах», ч. I). Новосибирск, 1972, с. 179—180.

Петров Б. В., Лапидес И. Л. Изменение химического состава и термических характеристик мусковитов и хлоритов в процессе прогрессивного регионального метаморфизма.— «Ежегодник-1971, Ин-т геохимии СО АН СССР», Новосибирск, 1972, с. 167—171.

Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия процесса регионального метаморфизма в условиях высоких давлений.— В кн.: Тр. I Междунар. геохим. конгр. Т. 3. Кн. I. М., ГЕОХИ, 1972, с. 291—299.

Петров Б. В., Развозжаева Э. А., Макрыгина В. А. Поведение летучих компонентов в процессе регионального метаморфизма верхнепротерозойских пород Патомского нагорья.— «Геохимия», 1972, № 3, с. 370—377.

Петров В. П., Предовский А. А., Сергеев А. С., Галибин В. А. Некоторые особенности распределения элементов-примесей в биотитовых кристаллических сланцах и гнейсов Северного Приладожья.— «Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр.», 1965, № 24, вып. 4, с. 5—14.

Петров Л. Л. Поведение бериллия при кристаллизации гранитоидных расплавов.— «Геохимия», 1973, № 6, с. 824—838.

Петрова З. И., Макрыгина В. А., Петров Б. В. Ультраметаморфизм — региональный высокотемпературный метасоматоз докембрийских пород. (Тез. докл. совещ. «Метасоматизм и рудообразование»). Л., 1972, с. 48.

Петрова З. И., Пожарицкая Л. К. Геохимия процессов ультраметаморфизма и флогопитообразования в основных кристаллических сланцах.— «Ежегодник-1970, СибГЕОХИ», Иркутск, 1971, с. 170—187.

Петровская Н. В. Пегматиты Мамско-Витимского слюдоносного района.— В кн.: Пегматиты СССР. Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1941, 190 с.

Пилюя Г. О. Введение в теорию термического анализа. М., «Наука», 1964, 232 с.

Питчер У. С. Полиморфные модификации силиката алюминия.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 13—23.

Платтен Г. фон. Экспериментальное исследование анатексиса и генезиса мигматитов.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 211—226.

Половинкина Ю. Ир. Ультраметаморфизм и его роль в истории развития земной коры.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, II сер.», 1970, ч. 99, вып. 5, с. 626—629.

Предовский А. А., Петров В. П., Беляев О. А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Сев. Приладожья). Л., «Наука», 1967, 139 с.

Раст Н. Образование центров кристаллизации и рост метаморфических минералов.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 78—108.

Рид Г. Размышления о граните.— В кн.: Проблема образования гранитов. Т. I. М., ИЛ, 1949, с. 143—294.

Развозжаева Э. А. Экстракция и идентификация органических веществ в метаморфических породах Патомского нагорья.— «Ежегодник-1971, Ин-т геохимии СО АН СССР», Новосибирск, 1972, с. 442—445.

Развозжаева Э. А., Петров Б. В. Об органическом веществе в метаморфических породах Патомского нагорья.— «Ежегодник-1970, СибГЕОХИ», Иркутск, 1971, с. 188—192.

- Развозжаева Э. А., Петров Б. В., Тюкавкина Н. А. Органическое вещество в метаморфических породах Патомского нагорья.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 204, № 5, с. 1229—1231.
- Родионов Г. Г. Типы слюдonoсных пегматитовых тел и их промышленная оценка. М., Гесгеолтехиздат, 1959, 81 с. (Тр. ВИМС. Нов. сер., вып. 4).
- Родионова К. Ф., Шипенина Е. П., Герасимович Л. Н. Характеристика связанного битума девонских отложений Волго-Уральской области.— «Сов. геол.», 1964, № 8, с. 108—132.
- Розанов К. И., Минеев Д. А. Редкие земли в докембрийских гранитоидах Украинского кристаллического щита.— «Геохимия», 1973, № 2, с. 238—249.
- Салон Л. И. Геология Байкальской складчатой области. Т. I. Стратиграфия. М., «Недра», 1964, 515 с.
- Салон Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. II. Магматизм, тектоника, история геологического развития. М., «Недра», 1967, 699 с.
- Саранчина Г. М. Глубинные разломы и их значение в познании магматизма и метаморфизма докембрия.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 8, с. 47—54.
- Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. О распространенности предположительно биогенного углерода в докембрии.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 183, № 1, с. 181—184.
- Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Об «углеводородном дыхании» докембрийских графитсодержащих толщ.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 192, № 1, с. 184—187.
- Ситтер де Л. У. Структурная геология. М., ИЛ, 1960, 187 с.
- Смирнова Н. П., Альмухамедов А. И. Поведение меди в процессах камерного этапа дифференциации трапловой магмы.— «Геохимия», 1967, № 12, с. 1458—1467.
- Соболев Б. П. Устойчивость фторобериллатов щелочных элементов в гидротермальных растворах.— «Геол. рудных месторождений», 1964, № 3, с. 16—23.
- Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.— «Минер. сб. Львов. геол. о-ва», 1950, № 4, с. 3—19.
- Соболев В. С., Базарова Т. Ю. О температуре кристаллизации дистена в пегматитах.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 153, № 4, с. 920—921.
- Соболев В. С., Долгов Ю. А., Бакуменко И. Т., Пономарева Л. Г. Методы прямого определения температур и давлений по включениям в минералах метаморфических пород.— В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Т. 2. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 43—53.
- Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М., «Наука», 1964, 218 с.
- Соколова Н. Т., Моторина З. М., Успенский В. А., Умнова Е. Г., Кремнева М. А. Преобразование рассеянного органического вещества под воздействием процессов контактового метаморфизма и ураноносных гидротермальных растворов.— «Геохимия», 1972, № 1, с. 110—123.
- Соколов Ю. М. Связь слюдonoсности пегматитовых жил Мамского района с региональным метаморфизмом. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 185.
- Соколов Ю. М. Метаморфические мусковитовые пегматиты. Л., «Наука», 1970, 190 с.
- Соколов Ю. М., Быкова В. С., Мануйлова М. М. Гранаты пегматитовых жил Северо-Байкальского пегматитового пояса.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1962, ч. 91, вып. 5, с. 537—549.
- Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и граунитизация пород Ладжской формации.— «Тр. ЛАГЕД АН СССР», 1954, вып. 4, 198 с.
- Таевский В. М., Таевская З. К. Новые данные о стратиграфии Мамской кристаллической полосы.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области. Иркутск, 1961, вып. 1 (28), с. 33—41.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961, 231 с.
- Тимофеев И. Н. О методике детального геологического картирования гигапто-мигматитов типа слюдonoсных пегматитов.— «Разведка и охрана недр», 1958, № 7, с. 5—12.

Тугаринов А. И., Вайнштейн Э. Е. Редкие земли в горных породах.— В кн.: Геохимические циклы (Докл. сов. геол. на XXI сессии МГК). М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 65—77.

Убеллоде А. Ф., Льюис Ф. А. Графит и его кристаллические соединения. М., «Мир», 1965, с. 30—41.

Ушакова Е. Н. Биотиты метаморфических пород. М., «Наука», 1971, 346 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 87).

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962, 413 с.

Федькин В. В. Ставролит. Состав, свойства, парагенезисы и условия образования. Автореф. канд. дисс. М., МГУ, 1971, 23 с.

Ферман А. Е. Пегматиты. Т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940, 712 с.

Флоровская В. Н., Зезин Р. Б., Овчинникова Л. И., Пиновский Ю. И., Теплицкая Т. А. Диагностика органических веществ в горных породах и минералах магматического и гидротермального происхождения. М., «Наука», 1968, 251 с.

Хеллер Э., Хинриксен Т., Зейферт Ф. Исследование смешанных кристаллов минералов метаморфических пород.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 161—174.

Хитаров Н. И., Пугин В. А., Бин К., Слуцкий А. Б. Соотношения между андалузитом, кванитом и силлиманитом в области умеренных температур и давлений.— «Геохимия», 1963, № 3, с. 219—230.

Хитров В. Г., Кортман Р. В. О правильности определения породообразующих элементов в горных породах.— «Вопросы петрохимии», Л., 1969, с. 44—51.

Чайка В. М., Нежданова Г. Е. О миграции золота при метаморфизме сульфидосодержащих графитоидно-кванитовых сланцев серии кейв на Кольском полуострове.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 2, с. 438—441.

Чайковская Э. В. О формах связи битума с породой.— «Новости нефтяной техники. Сер. геол.», 1961, № 12, с. 13—21.

Чумаков Н. М. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Вилуйской впадины.— В кн.: Тектоника СССР. Т. IV. М., изд. Геол. ин-та АН СССР, 1959, с. 345—455.

Шафеев А. А. Докембрий Юго Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М., «Наука», 1970, 175 с.

Шмакин Б. М. Генетические связи мусковитовых пегматитов и процессов мусковитизации с материнскими гранитами.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 1, Сибири. — с. 125—129.

Шмакин Б. М., Куфтырева (Макрыгина) А. В. Стадийность метасоматических процессов в слюдоносных пегматитах и вмещающих их породах и критерии определения кислотности — щелочности послемагматических растворов. (Тр. III Всесоюз. петрограф. совещ.). М., «Наука», 1964, с. 173—180.

Шмакин Б. М., Макрыгина В. А. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов и их контактовых ореолов. М., «Наука», 1969, 278 с.

Шмакин Б. М., Ширяева В. А. Распределение редкоземельных и некоторых других элементов в апатитах из мусковитовых пегматитов Восточной Сибири.— «Геохимия», 1968, № 8, с. 962—969.

Шоу Д. И. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. М., «Недра», 1969, 207 с.

Шурубор Ю. В., Наборщиков В. П., Тетерин И. В. Оценка относительной миграционной способности химических элементов в седиментационном бассейне.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 192, № 1, с. 188—192.

Щербина В. М. Роль давления среди факторов, влияющих на изоморфные замещения.— В кн.: Проблема изоморфных замещений атомов в кристаллах. М., «Наука», 1971, с. 165—170.

Яковлева С. З., Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П. Распределение калия и рубидия в основных породах Приладожья.— «Геохимия», 1972, № 7, с. 799—809.

Abelson P. H. Paleolitochemistry and organic geochemistry.— «Forschr. Chem. org. nat. Stoffe», 1959, vol. 17, p. 379—391.

Albee A. L. A petrogenetic grid for the Fe — Mg silicates of pelitic schists.— «Amer. J. Sci.», 1965a, vol. 263, № 6, pp. 512—536.

Albee A. L. Phase equilibria in three assemblages of kyanitezone pelitic schists Lincoln Mountain quadrangle, Central Vermont.—«*J. Petrol.*», 19656, vol. 6, № 2, pp. 246—301.

Albee A. L. Distribution of Fe, Mg and Mn between garnet and biotite in natural mineral assemblages.—«*J. Geol.*», 1965b, vol. 73, № 1, pp. 155—164.

Althaus E. The triple point andalusite — sillimanite — kyanite. An experimental and petrologic study.—«*Contrib. Mineral. and Petrol.*», 1967, vol. 16, № 1, pp. 29—44.

Atherton M. P. The garnet isograd in pelitic rocks and its relation to metamorphic facies.—«*Amer. Mineral.*», 1964, vol. 49, № 9—10, pp. 1331—1349.

Barth T. F. W. The feldspar geologic thermometer.—«*Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.*», 1951, vol. 82, pp. 143—154.

Bell P. M. Aluminium silicate system: experimental determination of the triple point.—«*Sci.*», 1963, vol. 139, pp. 1055—1056.

Black P. M. Mineralogy of New Caledonian metamorphic rocks. 1. Garnets from the Quegoa.—«*Contrib. Mineral. and Petrol.*», 1973, vol. 38, № 3, pp. 221—235.

Buddington A. F. Isogrades and the role of H₂O in metamorphic facies of orthogneisses of the northwest Adirondack area, New York.—«*Bull. Geol. Soc. Amer.*», 1963, vol. 74, № 9, pp. 1155—1180.

Buddington A. F., Lindsley D. H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents.—«*J. Petrol.*», 1964, vol. 5, № 2, pp. 310—357.

Buddington A. F. The origin of three garnet isogrades in Adirondack gneisses.—«*Miner. Mag.*», Tilley Volume, 1965, vol. 34, pp. 71—81.

Chayes F. Relations between composition and indices of refraction in natural plagioclase.—«*Amer. J. Sci.*», Bowen Volume, 1965, vol. 263A, pp. 85—103.

Chinner G. A. The kyanite isograd in Glen Clova, Angus, Scotland.—«*Miner. Mag.*», Tilley Volume, 1965, vol. 34, pp. 132—143.

Clark S. P., Robertson E. S., Birch Fr. Kyanite-sillimanite equilibrium at high temperatures and pressures.—«*Amer. J. Sci.*», 1957, vol. 255, № 9, pp. 628—640.

Clark S. P. A redetermination of equilibrium relations between kyanite and sillimanite.—«*Amer. J. Sci.*», 1961, vol. 259, № 9, pp. 641—650.

Cooper J. E., Bray E. E. A postulated role of fatty acids in the formation of petroleum.—«*Geochim. et Cosmochim. Acta*», 1963, vol. 27, № 11, pp. 1113—1127.

Ellitsgaard - Rasmussen K. Pn the geology of a metamorphic complex in West Greenland.—«*Meddr. Grønland*», 1954, vol. 136, № 6, pp. 27—65.

Engel A. E. J., Engel C. G. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss northwest Adirondack Mountains, New York. Part I. Total rock.—«*Bull. Geol. Soc. Amer.*», 1958, vol. 69, № 11, pp. 1369—1414.

Engel A. E. J., Engel C. G. Migration of elements during metamorphism in the Northwest Adirondack Mountains, New York.—«*U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*», № 400-B, 1960a, pp. 465—470.

Engel A. E. J., Engel C. G. Progressive metamorphism of the Major paragneiss, Northwest Adirondack Mountains, New York. Part II. Mineralogy.—«*Bull. Geol. Soc. Amer.*», 1960, vol. 71, № 1, pp. 1—57.

Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G. Mineralogy of amphibolite interlayers gneiss complex, Northwest Adirondack Mountains, New York.—«*J. Geol.*», 1964, vol. 72, № 2, pp. 131—156.

Ervin G., Osborn E. F. The system Al₂O₃ — H₂O.—«*J. Geol.*», 1951, vol. 59, pp. 381—389.

Evans B. W. Co-existing albite and oligoclase in some schists from New Zealand.—«*Amer. Mineral.*», 1964, vol. 49, 173.

Evans B. W. Chlorine and fluorine in micas of pelitic schists from the sillimanite-orthoclase isograd, Maine.—«*Amer. Mineral.*», 1969, vol. 54, Nos. 7—8, pp. 1209—1211.

Fawcett J. J. The muscovite-chlorite-quartz assemblage.—«*Ann. rept. Director Geophys. Lab. Carnegie Inst.*», 1963—1964, Washington, D. C., s. a., pp. 137—141.

Flanagan F. J. U. S. Geological Survey Standards. I. First complication

of data for the new U. S. G. S. rocks.— «*Geochim. et Cosmochim. Acta*», 1969, vol. 33, № 1, pp. 81—120.

French B. M., Eugster H. P. Experimental control of oxygen fugacities by graphite-gas equilibrium.— «*J. Geophys. Res.*», 1965, vol. 70, № 6, pp. 1529—1539.

Friedrich G. Über ein dem granulit nahestehendes Mineral der Serpentinegruppe aus den subvulkanisch-hydrothermalen Erzvorkommen der Sierra de Cartagena in Spanien.— «*Beiträge für Mineral., Petrogr.*», 1962, Bd. 8, SS. 189—197.

Fyfe W. S., Turner F. I. Reappraisal of the metamorphic facies concept.— «*Beiträge für Mineral., Petrogr.*», 1966, Bd. 12, № 4, SS. 354—364.

Ganguly J. Analysis of the stabilities of chloritoid and staurolite and some equilibria in the system $\text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{O}_2$.— «*Amer. J. Sci.*», 1968, vol. 266, № 4, pp. 277—298.

Ganguly J., Newton R. C. Chloritoid stability at relatively high oxygen fugacity.— «*J. Petrol.*», 1968, vol. 9, № 3, pp. 444—466.

Graf D. L., Goldsmith J. R. The solid solubility of MgCO_3 in CaCO_3 : A revision.— «*Geochim. et Cosmochim. Acta*», 1958, vol. 13, № 2—3, pp. 218—219.

Gresens R. L. Pegmatites formed by a structurally controlled metamorphic reaction.— «*Geol. Soc. America Spec. Paper*», 1965, № 82 pp. 77—78.

Green I. C. High-level metamorphism of pelitic rocks in northern New Hampshire.— «*Amer. Mineral.*», 1963, vol. 48, pp. 991—1039.

Greenwood H. J. The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O} - \text{argon}$. Total pressure and water pressure in metamorphism.— «*J. Geophys. Res.*», 1961, vol. 66, № 11, pp. 3923—3946.

Grew E. S. Carbonaceous matter in New England Metamorphics.— «*Geochim. et Cosmochim. Branch. of Experimental Geochem. Mineral., Monthly report for May*», 1971, p. 241.

Haas H., Holdaway M. J. Equilibria in the system $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ involving the stability limits of pyrophyllite.— «*Amer. J. Sci.*», 1973, vol. 273, № 6, pp. 449—464.

Halfordahl L. B. Chloritoid: its composition, X-ray and optical properties, stability and occurrence.— «*J. Petrol.*», 1961, vol. 2, № 1, pp. 49—135.

Harder H. Einbau von Bor in detritische Tonminerale, Experimente zur Erklärung des Borgehaltes toniger Sedimente.— «*Geochim. et Cosmochim. Acta*», 1961, vol. 24, № 3/4, pp. 284—294.

Hall A. I. The relation between colour and chemical composition in the biotites.— «*Amer. Mineral.*», 1941, vol. 26, pp. 29—57.

Harker R. L., Tuttle O. F. Studies in the system $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{CO}_2$. Part I. The thermal dissociation of calcite, dolomite and magnesite.— «*Amer. J. Sci.*», 1955, vol. 253, № 4, pp. 209—224.

Harry W. T. Aluminium replacing silicon in some silicate lattices.— «*Miner. Mag.*», 1950, vol. 29, № 209, pp. 142—149.

Heinrich E. W. Studies in the mica group. the biotite-phlogopite series.— «*Amer. J. Sci.*», 1946, vol. 244, pp. 836—858.

Heier K. S., Adams J. A. S. The geochemistry of the alkali metals.— In: *Physics and chemistry of the Earth*. Vol. 5. Pergamon Press, 1964, pp. 253—382.

Hewitt D. A. Stability of the assemblage muscovite-calcite-quartz.— «*Amer. Mineral.*», 1973, vol. 58, Nos. 7—8, pp. 785—791.

Hietanen A. Kyanite, andalusite and sillimanite in the schists in Bochs Butte quadrangle, Idaho.— «*Amer. Mineral.*», 1956, vol. 41, № 1, pp. 1—27.

Hietanen A. Kyanite-garnet gedritite near Orofino, Idaho.— «*Amer. Mineral.*», 1959, vol. 44, Nos. 5—6, pp. 539—564.

Hietanen A. Metamorphic facies and style of folding in the belt series Northwest of the Idaho batholith.— «*Bull. de la Commission Geol. de Finlande*», Helsinki, 1961, t. 33, № 196, pp. 73—104.

Hietanen A. Distribution of Fe and Mg between garnet, staurolite and biotite in aluminum-rich schist in various metamorphic zones north of the Idaho Batholith.— «*Amer. J. Sci.*», 1968, vol. 267, № 3, pp. 422—456.

Hill R. The mathematical theory of plasticity. Oxford, 1950, 127 p.

Hodgson G. W., Baker B. L., Peake E. Geochemistry of porphyryns. In: *Fundamental aspects of petroleum geochemistry*. B. Magy and U. Colombo (eds). Amsterdam, Elsevier, 1967, pp. 177—259.

- Hodgson G. W., Hitchon B., Taguchi II., Baker B. L., Peake E.** Geochemistry of porphyrins, chlorins and polycyclic aromatics in solids, sediments and sedimentary rocks.—«*Geochim. et Cosmochim. Acta*», 1968, vol. 32, № 7, pp. 737—772.
- Hori F.** On the contact metamorphism of a manganese carbonate rocks.—«*Sci. Papers Coll. gener. Educ. Univ. Tokyo*», 1963, vol. 13, № 1, pp. 83—94.
- Hollister L. S.** Origin, mechanism and consequences of compositional sector-zoning in staurolite.—«*Amer. Miner.*», 1970, vol. 55, № 5—6, pp. 742—766.
- Hoschek G.** Untersuchungen zum Stabilitätsbereich vom Chloritoid und Staurolith.—«*Beiträge für Mineral. Petrogr.*», 1967, vol. 14, pp. 123—162.
- Hsu L. C.** Selected phase relationships in the system Al — Mn — Fe — Si — O — H.—«*J. Petrol.*», 1968, vol. 9, № 1, pp. 40—83.
- Hunt J. M.** Distribution of hydrocarbons in sedimentary rocks.—«*Geochim. et Cosmochim. Acta*», 1961, vol. 22, № 1, pp. 27—49.
- Juurinen A.** Composition and properties of staurolite.—«*Ann. Acad. Sci. fen.*», 1956, ser. A, sec. 3, № 47, pp. 72—73.
- Jahns R. H., Burnham C. W.** Experimental studies of pegmatites genesis. Melting and crystallization of granite and pegmatite.—«*Bull. Geol. Soc. Amer. Ann. Meeting*», 1958, vol. 69, № 12, pt. 2, p. 1592.
- Kallweit H.** Mischkristalle des Systems CaCO_3 — SrCO_3 mit der Emaniermethode untersucht.—«*Z. Naturforsch.*», 1949, Bd. 4a, S. 140—145.
- Kennedy G. C.** Phase relations in the system Al_2O_3 — H_2O at high temperature and pressures.—«*Amer. J. Sci.*», 1959, vol. 257, № 8, pp. 563—573.
- Kerrick D. M.** Experiments on the upper stability limit of pyrophanite at 1,8 kilobars and 3,9 kilobars water pressure.—«*Amer. J. Sci.*», 1968, vol. 266, № 3, pp. 204—214.
- Kretz P.** Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of southwestern Quebec, with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals.—«*J. Geol.*», 1959, vol. 67, pp. 371—402.
- Lal R. K.** Retrogression of cordierite to kyanite and andalusite at Fishtail Lake, Ontario, Canada.—«*Miner. Mag.*», 1969, vol. 37, № 288, pp. 466—471.
- Lambert R. St. I.** The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of the Morar and Knoydart districts of Inverness — shire.—«*Trans. Roy. Soc. Edinb.*», 1958—1959, vol. 63, № 25, pp. 553—588.
- Lapadu-Hargues P.** Sur l'existence et la nature de l'apport chimique dans certaines séries cristallophylliennes.—«*Bull. Soc. Geol. Fr.*», 1945, 5^eserie, t. 15, pp. 255—268.
- Lapparent J. de.** Extension des bauxites a diaspore.—«*Compt. rend. Acad. Sci. Paris*», 1933, vol. 196, pp. 187—199.
- Laves F.** The coexistence of two plagioclases in the oligoclase composition range.—«*J. Geol.*», 1954, vol. 62, № 4, pp. 409—411.
- Lindberg M. L., Christ C. L.** Crystal structures of the isostructural minerals lazulite, scorzalite and barbosalite.—«*Acta Cryst.*», 1959, vol. 12, № 9, pp. 695—697.
- Lindsley D. H.** Investigation in the system FeO — F_2O_3 — TiO_2 . In: Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 1962, vol. 61, pp. 100—103.
- Lindsley D. H.** Equilibrium relations of coexisting pairs of Fe — Ti oxides.—«*Ann. Report Director Geophys. Lab. Carnegie Inst.*», Wash., Yearbook, 1963, vol. 62, pp. 60—62.
- Luth W. C., Jahns H., Tuttle O. F.** The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars.—«*J. Geophys. Res.*», 1964, vol. 69, № 4, pp. 759—774.
- Mason B.** Metamorphism in the southern Alps of New Zealand.—«*Bull. Amer. Mus. nat. hist.*», 1962, vol. 123, art. 4, pp. 215—283.
- Miyashiro A.** Evolution of metamorphic belts.—«*J. Petrol.*», 1961, vol. 2, № 3, pp. 277—311.
- Miyashiro A.** Notes on rock-forming minerals (22) Common occurrence of muscovite rich in iron and magnesium in glaucophanic metamorphic terrains.—«*J. Geol. Soc. Japan*», 1962, vol. 68, № 799, pp. 234—235.
- Miyashiro A.** Oxidation and reduction in the Earth's crust with special reference to the role of graphite C.—«*Geochim. et Cosmochim. Acta*», 1964, vol. 28, № 5, pp. 717—729.

- Miyashiro A.** Metamorphic rocks and metamorphic belts. 1965, 283 p.
- Miyashiro A.** Chemical composition of rocks in relation of metamorphic facies.— «Japan J. Geol. and Geogr.», 1967, vol. 38, № 2—4, pp. 149—157.
- Miyashiro A., Seki V.** Enlargement of the composition field of epidote and piemontite wising temperature.— «Amer. J. Sci.», 1958, vol. 256, pp. 423—430.
- Moxham R. L.** Distribution of minor elements in coexisting hornblendes and biotites.— «Canad. Mineral.», 1965, vol. 8, pt. 2, pp. 204—240.
- Náray-Szabó St., Sasvári K.** On the structure of staurolite, $\text{HFe}_2\text{Al}_3\text{Si}_4\text{O}_{14}$.— «Acta Cryst.», 1958, vol. 11, № 12, pp. 862—865.
- Perrin R., Roubault M.** Des criteres permettant de déterminer le mode de formation des filons.— «Bull. Soc. Geol. France», 1949, t. 19, p. 641—656.
- Plas L. van der Hügi T., Mladeck M. H., Niggli E.** Chloritoid vom Hennesädel südlich Vols (nordliche Aduladecke).— «Schweiz. Min. Petrogr. Mitt.», 1958, Bd. 38, SS. 237—246.
- Phinney W. S.** Phase equilibria in the metamorphic rocks of St. Paul Island and Cape North, Nova Scotia.— «J. Petrol.», 1963, vol. 4, № 1, pp. 90—103.
- Ramberg H.** The origin of metamorphic and metasomatic rocks Chicago, 1952, 317 p.
- Ramberg H.** Pegmatites in West Greenland.— «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1956, vol. 67, № 2, pp. 185—214.
- Richardson S. W., Gilbert M. C., Bell P. M.** Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: the aluminium silicate triple point.— «Amer. J. Sci.», 1969, vol. 267, № 3, pp. 259—272.
- Rosenquist I. Th.** The metamorphic facies and the feldspar minerals. Universitetei i Bergen Årbok.— «Naturv.», 1952, № 4, pp. 1—108.
- Ross M., Takeda Hiroshi, Wones D. R.** Mica polytypes: systematic description and identification.— «Sci.», 1966, vol. 151, № 3707, pp. 191—193.
- Sadecky-Kardosch E.** Die Berechnung der mineralischen Zusammensetzung magmatischer und nichtmagmatischer Gesteine aus der chemischen Analyse.— «Acta Geol. Acad. Scient. Hung.», 1966, vol. 10, № 1—2, pp. 69—104.
- Saxena S. K.** Distribution of elements between coexisting biotite and hornblende in metamorphic Caledonides, lying to the west and northwest of Trondheim, Norway.— «Neues J. Miner. Monatsh.», 1966, № 3, pp. 67—80.
- Scheidegger A. E.** Principles of geodynamic. Berlin, 1963, 362 p.
- Schreyer W., Yoder H. S.** The system Mg — cordierite — H_2O and related rocks.— «Neues J. Miner. Abhandl.», 1963, vol. 101, № 3, pp. 271—342.
- Schuing R. D.** Kyanite-sillimanite equilibrium at high temperature and pressures — Discussion.— «Amer. J. Sci.», 1958, vol. 256, № 9, pp. 680—682.
- Schuing R. D.** Die Petrogenetische Bedeutung der drei Modifikationen von Al_2SiO_5 .— «Neues Jb. Min., Mh.», 1962, H. 9, S. 200—214.
- Shido F.** Calciferous amphibole rich sodium from jadeitebearing albite of Kotaki, Niigata Prefecture.— «J. Geol. Soc. Japan», 1958, vol. 64, pp. 595—608.
- Seck H. A.** Der Einfluss des Drucks auf die Zusammensetzung koexistierender Alkalifeldspäte und Plagioclase in System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — H_2O .— «Beiträge für Mineral. Petrogr.», 1971, vol. 31, pp. 67—86.
- Seifert F.** Low-temperature compatibility relations of cordierite in haplopelites of the system $\text{K}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$.— «J. Petrol.», 1970, vol. 11, № 1, pp. 73—100.
- Seguin M. K.** Phase relations in the Fe — C — O — S — H_2O system and its geological application.— «Chem. Geol.», 1971, vol. 7, № 1, pp. 5—18.
- Sturt B. A.** The composition of garnets from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism.— «J. Petrol.», 1962, vol. 3, pp. 181—191.
- Terada J.** Rhombohedral crystals of Ba — Ca and Sr — Ca double carbonates.— «J. Phys. Soc. Japan», 1952, vol. 7, pp. 432—451.
- Thompson J. B.** The thermodynamic basis of the mineral facies concept.— «Amer. J. Sci.», 1955, vol. 253, № 2, pp. 65—103.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H.** Distribution of the Elements in some major units of the Earth's crust.— «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1961, vol. 72, № 2, pp. 175—192.
- Turner F. J.** Contribution to the interpretation of mineral facies in metamorphic rocks.— «Amer. J. Sci.», 1935, vol. 29, pp. 409—421.

Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of the experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$.—«*Geol. Soc. Amer. Memoir*», 1958, № 74, pp. 1—153.

Velde B. Experimental determination of muscovite polymorph stabilities.—«*Amer. Miner.*», 1965, vol. 50, № 3—4, pp. 436—449.

Volkhart R. Das System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ bei 1 kbar.—«*Beiträge für Mineral., Petrogr.*», 1972, Bd. 35, № 4, SS. 313—329.

Waard de D. The occurrence of garnet in the granulite facies terrain of the Adirondack Highland and elsewhere an implication and a reply.—«*J. Petrol.*», 1967, vol. 8, № 2, pp. 210—232.

Weeks W. F. Heats of formation of metamorphic minerals in the system $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ and their petrological significance.—«*J. Geol.*», 1956, vol. 64, № 5, pp. 456—472.

Weeks W. F. A thermochemical study of equilibrium relations during metamorphism of silicon carbonate rocks.—«*J. Geol.*», 1956, vol. 64, № 3, pp. 245—270.

White A. I. R. Aegirine-riebeckite schists from South Westland, New Zealand.—«*J. Petrol.*», 1962, vol. 3, pp. 38—43.

Williamson D. S. Petrology of chloritoid and staurolite rocks north of Stonehaven, Kincardineshire.—«*Geol. Mag.*», 1953, vol. 90, pp. 353—380.

Wyllie P. J., Tuttle O. F. Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Part II. The effects of NH_3 and HF in addition to H_2O on the melting temperatures of albite and granite.—«*Amer. J. Sci.*», 1961, vol. 259, № 2, pp. 128—143.

Wyllie P. J., Tuttle O. F. Effect of carbon dioxide on the melting granite and feldspars.—«*Amer. J. Sci.*», 1959, vol. 257, № 9, pp. 648—655.

Yoder H. S., Jr. Role of water in metamorphism.—«*Geol. Soc. Amer. Special Paper*», 1955, vol. 62, pp. 505—524.

Yoder H. S. Isograd problems in metamorphosed iron — rich sediments.— In: «*Ann. Rept. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst.*», 1956—1957, Washington, 1957, p. 232.

Yoder H. S., Eugster H. P. Synthetic and natural muscovites.—«*Geochim. et Cosmochim. Acta*», 1955, vol. 8, № 5/6, pp. 225—280.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Постановка и пути решения проблемы	4
Геологическое строение Байкало-Патомского нагорья (общие сведения)	6
Часть первая Прогрессивный региональный метаморфизм верхнепротерозойских пород Патомского нагорья и его геохимические особенности	
<i>Глава I.</i> Методика работ	14
§ 1. Геологическое строение опорных участков	14
§ 2. Методика опробования и обработки проб	20
§ 3. Методы анализа и величина аналитических ошибок	21
<i>Глава II.</i> Петрография метаморфических пород	26
§ 4. Классификация осадочно-метаморфических пород по литологии и химическому составу	26
§ 5. Метапелиты	27
Высокоглиноземистые метапелиты	32
Нормальные метапелиты	37
Железистые метапелиты	41
§ 6. Аркозовые песчаники	45
§ 7. Известково-силикатные породы	49
§ 8. Основные туфопесчаники и алевролиты	55
§ 9. Метадиабазы	61
<i>Глава III.</i> Минералы метаморфических пород	61
§ 10. Гранаты	61
§ 11. Хлоритоид и ставролит	72
§ 12. Биотиты	80
§ 13. Хлориты	86
§ 14. Мусковит и серицит	89
§ 15. Плаггиоклазы	94
§ 16. Амфиболы	97
§ 17. Минералы группы эпидота	103
§ 18. Карбонаты	106
§ 19. Ильменит и магнетит	109
<i>Глава IV.</i> Термодинамические условия метаморфизма	111
§ 20. Распределение петрогенных элементов между сосуществующими минералами и вопросы палеотермометрии	111
§ 21. Давление	117
§ 22. Температура	126

§ 23. Характер метаморфических реакций. Химическое значение изоград	130
§ 24. Классификация фаций в метаморфических сериях кинитового типа	133

<i>Глава V.</i> Геохимия петрогенных элементов	137
§ 25. Кремний, алюминий, титан	137
§ 26. Железо, магний, марганец	141
§ 27. Кальций	146
§ 28. Калий, натрий	147
§ 29. Вода и углекислота	149

<i>Глава VI.</i> Геохимия редких элементов	153
§ 30. Литий, рубидий, цезий	153
§ 31. Барий, стронций, бериллий	161
§ 32. Скандий, иттрий, лантаноиды и таллий	167
§ 33. Уран и торий	172
§ 34. Свинец, цинк, олово и медь	175
§ 35. Золото	177
§ 36. Кобальт и никель	179
§ 37. Хром и ванадий	186
§ 38. Фтор и хлор	187
§ 39. Бор и фосфор	193

<i>Глава VII.</i> Использование геохимических данных для анализа метаморфизма	196
§ 40. Закономерности распределения редких элементов между сосуществующими минералами метаморфических пород	196
§ 41. Некоторые аспекты применения корреляционного анализа при изучении метаморфических пород	200
§ 42. Геохимическая модель прогрессивного регионального метаморфизма	202
§ 43. О возможностях проведения палеогеографических реконструкций в метаморфических породах на основе использования геохимических данных	205

<i>Глава VIII.</i> Геохимия органического вещества при прогрессивном региональном метаморфизме	208
§ 44. Распределение органического углерода в породах и минералах	208
§ 45. Изменение структуры свободного углерода в процессе метаморфизма	210
§ 46. Экстракция органических соединений (битумоидов)	215
§ 47. Изучение химического состава органического вещества метapelитов из различных метаморфических зон	218
§ 48. Изучение компонентного состава битумоидов хроматографическими методами	225
§ 49. Влияние регионального метаморфизма на состав органического вещества	234

Часть вторая

Геохимические особенности жильных образований, сопровождающих региональный метаморфизм

<i>Глава IX.</i> Жильные образования дистен-силлиманитового типа метаморфизма	240
§ 50. Жилы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций	240
§ 51. Плагноклазовые и гранитовидные пегматиты амфиболитовой фации	248
§ 52. Двуполовошпатовые пегматиты	250
§ 53. Особенности состава минералов кварцевых жил и пегматитов	251

§ 54. Геохимические особенности формирования кварцевых жил и пегматитов	259
§ 55. Термодинамические условия формирования жил и зональности дистен-силлиманитового типа метаморфизма	263
<i>Глава X. Жильные проявления и гранитизация пород андалузит-силлиманитового типа метаморфизма</i>	267
§ 56. Региональный метаморфизм пород чуйской серии	267
§ 57. Низкотемпературные жильные образования и гранитизация пород чуйской и хамардабанской серий	271
§ 58. Изменение минерального состава пород при гранитизации	275
§ 59. Геохимия петрогенных элементов при гранитизации различных пород	285
§ 60. Изменение состава минералов в сериях гранитизированных пород	292
§ 61. Поведение редких элементов в процессе гранитизации пород	297
§ 62. Изменение корреляционных связей и дисперсий элементов при гранитизации	313
§ 63. Некоторые данные о термодинамических условиях гранитизации	316
Заключение	323
Литература	326

*Борис Владимирович Петров
Валентина Алексеевна Макрыгина*

**ГЕОХИМИЯ
РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА
И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА**

**Ответственный редактор
Борис Матвеевич Шмакин**

Редакторы *С. А. Садко, Л. Н. Спиридонова*
Художественный редактор *Т. Ф. Каминина*
Художник *Н. А. Савельева*
Технический редактор *Т. К. Овчинникова*
Корректоры *В. К. Михайлова, Н. М. Быкова*

Сдано в набор 3 декабря 1974 г. Подписано в печать 21 августа 1975 г. МН 00645. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 2. 21,5 печ. л., 24,8 уч.-изд. л. Заказ № 276. Тираж 900 экз. Цена 2 р. 58 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

В Сибирском отделении
издательства «Наука»

готовятся к выпуску следующие книги:

- Лапидес И. Л., Коваленко В. И., Коваль П. В. Слюды редко-
металльных гранитоидов.
- Шмакин Б. М. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые
пегматиты.
- Эмиссионный спектральный анализ в геохимии.
- Вахрушев В. А., Воронцов А. Е. Минералогия и геохимия
железорудных месторождений юга Сибирской плат-
формы.
- Никифоров К. А. Кристаллохимические основы топотакси-
ческих реакций в твердых веществах.
- Геохимия подземных минеральных вод Монгольской Народ-
ной Республики.
- Геохимия и петрология метасоматоза.
- Поликрипчкин В. В. Вторичные ореолы и потоки рассеяния.
- Математическая обработка данных в поисковой геохимии.

*Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направ-
лять по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22.
Магазин «Наука».*

Цена 2 р. 58 к.

1320